

*Четвертинний період.*

НКО—УСРР

**В СЕУКРАЇНСЬКА АКАДЕМІЯ НАУК**  
ПРИРОДНИЧО-ТЕХНІЧНИЙ ВІДДІЛ

**ACADEMIE DES SCIENCES D'UKRAINE**  
**CLASSE DES SCIENCES NATURELLES ET TECHNIQUES**

*Пролетарі всіх країн, єднайтеся!*  
*Prolétaires de tous les pays, unissez-vous!*

UNIVERSITY OF CALIFORNIA  
OCT 25 1935

# ЧЕТВЕРТИННИЙ ПЕРІОД

Випуск 6

**ОРГАН КОМІСІЇ ВИУЧУВАННЯ ЧЕТВЕРТИННОГО ПЕРІОДУ**  
**НА УКРАЇНІ**

Відповідальний редактор **Л. А. ЛЕПІКАШ**

# DIE QUARTÄRPERIODE

Lieferung 6

**ORGAN DER KOMMISSION ZUR ERFORSCHUNG DER**  
**QUARTÄRPERIODE IN DER UKRAINE**

Redigiert von **L. A. LEPIKASCH**

Київ — 1933 — Kyjiw

Ціна 6 крб. 50 коп.  
(Р)





*Четвертинний період.*  
НКО—УСРР

EX **ВСЕУКРАЇНЬСЬКА АКАДЕМІЯ НАУК**  
ПРИРОДНИЧО-ТЕХНІЧНИЙ ВІДДІЛ

**ACADEMIE DES SCIENCES D'UKRAINE**  
**CLASSE DES SCIENCES NATURELLES ET TECHNIQUES**

**Пролетарі всіх країн, єднайтеся!**  
**Prolétaires de tous les pays, unissez-vous!**

UNIVERSITY OF CALIFORNIA

OCT 23 1935

# ЧЕТВЕРТИННИЙ ПЕРІОД

Випуск 6

ОРГАН КОМІСІЇ ВИУЧУВАННЯ ЧЕТВЕРТИННОГО ПЕРІОДУ  
НА УКРАЇНІ

Відповідальний редактор Л. А. ЛЕПКАШ

# DIE QUARTÄRPERIODE

Lieferung 6

ORGAN DER KOMMISSION ZUR ERFORSCHUNG DER  
QUARTÄRPERIODE IN DER UKRAINE

Redigiert von L. A. LEPIKASCH

Київ — 1933 — Куji w



НКО ВСЕУКРАЇНСЬКА АКАДЕМІЯ НАУК УСРР  
ПРИРОДНИЧО-ТЕХНІЧНИЙ ВІДДІЛ

ACADÉMIE DES SCIENCES D'UKRAINE  
CLASSE DES SCIENCES NATURELLES ET TECHNIQUES

---

Пролетарі всіх країн, єднуйтеся!  
Proletaires de tous les pays, unissez-vous!

# ЧЕТВЕРТИННИЙ ПЕРІОД

Випуск 6

ОРГАН КОМІСІЇ ВИУЧУВАННЯ ЧЕТВЕРТИННОГО ПЕРІОДУ  
НА УКРАЇНІ

Відповідальний редактор Л. А. ЛЕПІКАШ

---

# DIE QUARTÄRPERIODE

Lieferung 6

ORGAN DER KOMMISSION ZUR ERFORSCHUNG DER  
QUARTÄRPERIODE IN DER UKRAINE

Redigiert von L. A. LEPIKASCH

Київ — 1933 — Kyjiw

Бібліографічний опис цього видання розміщено в „Літопису Українського Друку”, „Картковому репертуарі” та інших покажчиках Української Книжкової Палати.

Літредактор Л. Збрага  
Техредактор П. Іванець  
Учений коректор М. Качеровський

Доволяється випустити в світ.  
Неодмінний Секретар ВУАН акад. *О. Корчак-Чепурківський*

З друкарні Всеукраїнської Академії Наук. Київ, Печерське (Цитадель 9)



## Спроба розчленування лесової товщі для промислового використання на цегельні № 9 у Києві

Д. К. Біленко

## Ein Versuch zum Urbarmachen der Lössschicht zwecks industrieller Utilisation auf der Ziegelei № 9 in Kyjiw

D. K. Bilenko

До 2-ої Міжнародної конференції АИЧПЕ акад. І. М. Губкін писав: „Четвертичные отложения, раньше несколько презрительно называвшиеся просто наносом и почти никогда не показывавшиеся на геологических картах, в последнее время приобрели важное значение в жизни человека, и техника и сельское хозяйство все больше и больше требуют близкого знакомства с ними. В задачи Ассоциации входит поэтому не только теоретическое их изучение, но и выяснение их практического значения, выяснение возможности их использования“<sup>1</sup>.

На потребу вивчати четвертинні поклади в зв'язку з їх великим значенням для розвитку сільсько-господарської індустрії не раз звертав увагу акад. В. В. Різниченко<sup>2</sup>.

З найбільшою увагою та найдосконаліше вивчав генезу лесів України проф. В. І. Крокос. Його висновки можна покласти в основу розв'язування питань практичного змісту<sup>3</sup>.

Яке ж практичне значення мають четвертинні поклади й зокрема леси, для чого й для яких потреб господарства їх вивчати? Про все це у зведній формі доповів на Міжнародній конференції 1932 р. Л. А. Лепікаш<sup>4</sup>. „Задачи строительства безотлагательно требуют в плановом порядке всестороннего изучения четвертичных отложений, выяснения общегеологических условий залегания и распространения, изучения их инженерно-геологических, физических и химических свойств, стратиграфии, геоморфологии и тектоники, минералогии и петрографии, геохимии, гидрогеологических особенностей, агротехнических свойств“.

Л. А. Лепікаш відзначає вагу четвертинних покладів у сільському господарстві: справа підвищення врожайності й боротьби з посухою, зв'язок

<sup>1</sup> І. М. Губкін. Задача 2-й конференції Ассоциации для изучения четвертичного периода Европы, созываемой в Ленинграде в сентябре 1932 г. Бюллетень информ. бюро АИЧПЕ, № 3—4, 1932.

<sup>2</sup> Акад. В. В. Різниченко. До питання про вивчення четвертинного періоду на Україні. „Четвертинний період“, в. 1—2, 1932, ВУАН.

<sup>3</sup> В. І. Крокос. Матеріали до характеристик четвертинних покладів східної та південної України. С.-г. наук. к-т, секція ґрунтознавства, Харків, 1927.

<sup>4</sup> Л. А. Лепікаш. Четвертичные отложения СССР и их значение в социалистическом строительстве. Труды II Международной конф. Ассоц. по изуч. четвер. периода Европы, в. 1, Ленинград, 1932.

Бібліографічний опис цього видання вміщено в „Літопису Українського Друку“, „Картковому репертуарі“ та інших покажчиках Української Книжкової Палати.

Літредaktor Л. Збрага  
Техредaktor П. Іванець  
Учений коректор М. Качеровський

Доволяється випустити в світ.  
Неодмінний Секретар ВУАН акад. *О. Корчак-Чепурківський*

З друкарні Всеукраїнської Академії Наук. Київ, Печерське (Цитадель 9)

## Спроба розчленування лесової товщі для промислового використання на цегельні № 9 у Києві

Д. К. Біленко

## Ein Versuch zum Urbarmachen der Lössschicht zwecks industrieller Utilisation auf der Ziegelei № 9 in Kyjiw

D. K. Bilenko

До 2-ої Міжнародної конференції АИЧПЕ акад. І. М. Губкін писав: „Четвертичне отложения, раньше несколько презрительно называвшиеся просто наносом и почти никогда не показывавшиеся на геологических картах, в последнее время приобрели важное значение в жизни человека, и техника и сельское хозяйство все больше и больше требуют близкого знакомства с ними. В задачи Ассоциации входит поэтому не только теоретическое их изучение, но и выяснение их практического значения, выяснение возможности их использования“<sup>1</sup>.

На потребу вивчати четвертинні поклади в зв'язку з їх великим значенням для розвитку сільсько-господарської індустрії не раз звертав увагу акад. В. В. Різниченко<sup>2</sup>.

З найбільшою увагою та найдосконаліше вивчав генезу лесів України проф. В. І. Крокос. Його висновки можна покласти в основу розв'язування питань практичного змісту<sup>3</sup>.

Яке ж практичне значення мають четвертинні поклади й зокрема леси, для чого й для яких потреб господарства їх вивчати? Про все це у зведній формі доповів на Міжнародній конференції 1932 р. Л. А. Лепікаш<sup>4</sup>. „Задачи строительства безотлагательно требуют в плановом порядке всестороннего изучения четвертичных отложений, выяснения общегеологических условий залегания и распространения, изучения их инженерно-геологических, физических и химических свойств, стратиграфии, геоморфологии и тектоники, минералогии и петрографии, геохимии, гидрогеологических особенностей, агротехнических свойств“.

Л. А. Лепікаш відзначає вагу четвертинних покладів у сільському господарстві: справа підвищення врожайності й боротьби з посухою, зв'язок

<sup>1</sup> І. М. Губкін. Задача 2-й конференции Ассоциации для изучения четвертичного периода Европы, созываемой в Ленинграде в сентябре 1932 г. Бюллетень информ. бюро АИЧПЕ, № 3—4, 1932.

<sup>2</sup> Акад. В. В. Різниченко. До питання про вивчення четвертинного періоду на Україні. „Четвертинний період“, в. 1—2, 1932, ВУАН.

<sup>3</sup> В. І. Крокос. Матеріали до характеристики четвертинних покладів східної та південної України. С.-г. наук. к-т, секція ґрунтознавства, Харків, 1927.

<sup>4</sup> Л. А. Лепікаш. Четвертичне отложения СССР и их значение в социалистическом строительстве. Труды II Международной конф. Ассод. по изуч. четвер. периода Европы, в. 1, Ленинград, 1932.

Бібліографічний опис цього видання вміщено в „Літопису Українського Друку“, „Картковому репертуарі“ та інших покажчиках Української Книжкової Палати.

Літредактор Л. Збрага  
Техредактор П. Іванець  
Учений коректор М. Качеровський

Дозволяється випустити в світ.  
Неодмінний Секретар ВУАН акад. *О. Корчак-Чепурківський*

З друкарні Всеукраїнської Академії Наук. Київ, Печерське (Цитадель 9)



## Спроба розчленування лесової товщі для промислового використання на цегельні № 9 у Києві

Д. К. Біленко

## Ein Versuch zum Urbarmachen der Lössschicht zwecks industrieller Utilisation auf der Ziegelei № 9 in Kyjiw

D. K. Bilenko

До 2-ї Міжнародної конференції АИЧПЕ акад. І. М. Губкін писав: „Четвертичне отложения, раньше несколько презрительно называвшиеся просто наносом и почти никогда не показывавшиеся на геологических картах, в последнее время приобрели важное значение в жизни человека, и техника и сельское хозяйство все больше и больше требуют близкого знакомства с ними. В задачи Ассоциации входит поэтому не только теоретическое их изучение, но и выяснение их практического значения, выяснение возможности их использования“<sup>1</sup>.

На потребу вивчати четвертинні поклади в зв'язку з їх великим значенням для розвитку сільсько-господарської індустрії не раз звертав увагу акад. В. В. Різниченко<sup>2</sup>.

З найбільшою увагою, та найдосконаліше вивчав генезу лесів України проф. В. І. Крокос. Його висновки можна покласти в основу розв'язування питань практичного змісту<sup>3</sup>.

Яке ж практичне значення мають четвертинні поклади й зокрема леси, для чого й для яких потреб господарства їх вивчати? Про все це у зведній формі доповів на Міжнародній конференції 1932 р. Л. А. Лепікаш<sup>4</sup>. „Задачи строительства безотлагательно требуют в плановом порядке всестороннего изучения четвертичных отложений, выяснения общегеологических условий залегания и распространения, изучения их инженерно-геологических, физических и химических свойств, стратиграфии, геоморфологии и тектоники, минералогии и петрографии, геохимии, гидрогеологических особенностей, агротехнических свойств“.

Л. А. Лепікаш відзначає вагу четвертинних покладів у сільському господарстві: справа підвищення врожайності й боротьби з посухою, зв'язок

<sup>1</sup> І. М. Губкін. Задача 2-й конференції Ассоциация для изучения четвертичного периода Европы, созываемой в Ленинграде в сентябре 1932 г. Бюллетень информ. бюро АИЧПЕ, № 3—4, 1932.

<sup>2</sup> Акад. В. В. Різниченко. До питання про вивчення четвертинного періоду на Україні. „Четвертинний період“, в. 1—2, 1932, ВУАН.

<sup>3</sup> В. І. Крокос. Матеріали до характеристики четвертинних покладів східної та південної України. С.-г. наук. к-т, секція ґрунтознавства, Харків, 1927.

<sup>4</sup> Л. А. Лепікаш. Четвертичне отложения СССР и их значение в социалистическом строительстве. Труды II Международной конф. Ассоц. по изуч. четвер. периода Европы, в. 1, Ленинград, 1932.

грунтотворних процесів та агрономічної вартості ґрунтів з їх матерніми породами, в галузі транспорту — водяного (канави, греблі, запруды), залізничного (баласт), ґрунтових і шосейних шляхів, в галузі електрифікації (греблі).

Отже, вивчаючи четвертинні поклади, до цього часу мало брали на увагу вимоги сільсько-господарського виробництва та промисловості. Ці вимоги стосуються практичного застосування лесів, суглинків, пісків тощо. Звідсіля виникає потреба розробити виробничу характеристику четвертинних покладів, яка визначатиме придатність тої чи тої породи для певного виробництва. Це, звичайно, можливо зробити лише за наших умов цілковитого поєднання наукової роботи з практичною.

Зокрема практика цегельного виробництва висуває тепер проблему лесової промисловості. Ця проблема полягає в тому, що саме потрібно вивчити, для яких виробів можна використовувати леси, які іноді стають навіть на перешкоді самому цегельному виробництву. Така перешкода буває тоді, коли цегельною сировиною буде інша порода, а лес є грубий покрив. За таких умов виробництво цегельні може припинитися, якщо не застосувати лесу для тої чи тої потреби. Такі випадки ми бачимо в багатьох цегельнях м. Києва. Так, на цегельні № 9 цеглу виробляють з київського мергелю, який укриває груба товща лесуватих суглинків. Якщо цей лесовий покрив не використати, то виробництво цегли з мергелю мусить незабаром припинитися.

Отже виникає потреба вивчити лесове вкриття так, щоб наслідки цього можна було використати самому виробництву.

Лесову сировину, якої в нас необмежені запаси, з погляду використання найменше вивчено. В той самий час розгорнуте соцбудівництво вимагає безліч доброго клінкеру, цегли тощо. Є спроба використати леси на клінкер, але їх замало і вони лише загального характеру. Ми не маємо стандартних показників придатності лесів на виробництво і тому ще працюємо навпаки. Ті загальні характеристики лесів, які подається в геологічній літературі, ще далеко недостатні, щоб можна їх було використати для нашої справи. Потрібні не лише механічні й хемічні аналізи та зрідка дані мінерального складу, а й технологічне випробування. Тільки повна характеристика може задовольнити вимоги господарства.

З другого боку, треба вивчати не лише типові леси нормальних умов залягання, а й ті підлесуваті суглинки, що часто грубими товщами вкривають схили. Наші цегельні і є з такими товщами насамперед.

Ця розвідка має завдання розчленувати грубу лесову товщу схилів плато для того, щоб виробництву (цегельні) легше було випробувати окремі поземі для тих чи тих виробів.

Розвідку написано в наслідок консультації, поданої геологічній групі Українського науково-дослідного інституту будівельних матеріалів, куди мене закликали влітку 1932 року.

Робота геологічної групи складалася з польової та лабораторної. Польовою роботою малося на увазі розчленувати лесову товщу на окремі генетичні поверхні за даними морфологічних ознак, виявити умови залягання, grubину виділених поземів, поширення їх в околицях, відібрати проби для аналізів механічних, хемічних, петрографічних, технологічних. За даними аналізу малося внести відповідні корективи в польове розчленування.

Для складання розвідки з лабораторних даних використано лише дані хемічних аналізів, петрографічного складу й температури топлення. Ці аналізи пророблялося в н.-д. Інституті будматеріалів. Технологічні випробування пророблялося в тому самому Інституті й подавати їх не входить у наше завдання.

## Геоморфологічно-геологічна характеристика району цегельні

Кар'єр цегельні № 9 міститься на окраїні правого схилу Сталінської балки і виступає під її дном, оголюючи вгорі лесову товщу, а нижче — корінні породи.

Сталінська балка починається далеко на плато в районі Красного Трактара, а правим верхів'ям — біля Голосієва і виходить в долину р. Либеді з правого боку. На схилах балки та в її дні розташована Сталінка. Балка досить довга, широка й глибока. Довжина її до 4 км, ширина до 2 км, рахуючи від початків правого й лівого схилів плато (висотні позначення відповідно 182 і 172 м), а глибина її середньої частини до 70 м, рахуючи абсолютні висоти плато на рівень води в озері дна балки (112 м).

Цікаво відзначити, що балка міститься на межі двох краєвидів України — лесового й зандрового. Ліві схили балки належить до краєвиду зандрового, праві (за винятком верхів'я біля Голосієва) — до лесового. В залежності від цього й маємо ліві схили балки пологі, довгі; вони повільно зливаються з плато, а праві виразно крутіші і раптово обриваються на своєму початку біля високого плато. В наслідок останнього на правому схилі між Голосієвом і Лисою Горою спостерігаємо терасовидне зниження, похил до дна балки, але з виразною межею в формі приступки з боку високого плато. Це терасовидне зниження виразно кидається у вічі, коли оглядати долину р. Либеді з боку Чорної гори, що є лівий схил плато району Печерську.

Загальний характер схилів можемо ілюструвати такими даними. По дорозі з Сталінки на Мишеловку зустрічаємо найбільші висоти плато з абсолютною відміткою 172,7 м. З цього місця спостерігається районне зниження схилів балки в напрямку до цегельні, тут таки відкривається вся Сталінська балка. Від початку схилу плато до кар'єру цегельні (довжина схилу) маємо до 1 км. Приймаючи, що висота дна балки біля кар'єру (рівень денудації) майже відповідає висоті біля її гирла, де вона становить 104,4 м, будемо мати, що схили балки від початку до кінця на віддаленні до 1 км спадають на 68,3 м, тобто на кожний метр схилу припадає спід до 6—7 см.

Ця цифра досить показова і її потрібно пам'ятати при з'ясуванні генезу лесової товщі цегельні, як і умов уложення. Поки можна сказати, що за даних орографічних умов мають місце значні делювійні процеси.

В дні Сталінської балки проходить яр, у верхів'ї напівзавмерлий, в долішній частині спланований под будівлі Сталінки, і лише в самому дні яру протікає струмок. На схилах яру у відслоненнях (верхів'я) зустрічаємо виходи четвертинних пісків. Основна балка має праві й ліві розгалуження, що прорізують її схили. В дні цих розгалужень також проходять то діючі, то завмерлі яри — Красний Яр на лівому схилі балки, Велико-Китаєвський — на правому.

На правому схилі Сталінської балки, між Голосієвом і Лисою Горою, спостерігаємо цілий ряд бічних балок і ярів, що розподіляють увесь схил на окремі виступи плато, похилені в бік дна основної балки. На окраїні одного з таких виступів і знаходиться кар'єр цегельні № 9. Виступ витягнуто в напрямі до дна Сталінської балки і в цьому ж напрямі він звужується, круто обриваючись під дном балки і даючи урвисте відслонення лесової товщі. Ширина виступу по вирівненій його поверхневій площадці до 70—100 м, а довжина, що теж припадає проти кар'єру — до 200 м. Поверхня виступу не зовсім рівна: вона, як сказано вище, похилена до дна основної балки, при чому на окраїні має менший схил, ніж загальний похил усього схилу балки; будемо звати цей схил схилом першого порядку. З другого боку ця ж поверхня окраїни має бокові схили, один вправо до кар'єру, а другий — в протилежному напрямі, обидва до бічних балок розгалужень

основної балки. Ці схили будемо звати схилами другого порядку. Вони значно раптові й значно крутіші за схили першого порядку. Межа між обома схилами другого порядку проходить не по середині окраїни — площадки, — а пересувається далі від кар'єру й ближче до протилежної бічної балки. Цю межу трохи помітно по гребеню на виступі, який (гребень) проходить понад лівою (відносно загального схилу) балкою. Від гребеня до кар'єру схил другого порядку має похил до  $6^\circ$ , а на місці кар'єру він раптовий, являючись схилом правої бічної балки, яка розділяє території двох заводів — № 9 і № 8.

В такий спосіб якби зробити поперечний гіпсометричний перетин через горбуватий виступ плато проти кар'єру заводу № 9, то ми одержали б перетин антиклінального вигляду, з нерівно похиленими боками, при чому бік, на якому розташовано кар'єр, буде довгий, а найбільше підвищення антикліналі буде ближче до протилежного від кар'єру боку. Схил до кар'єру від гребеня вирівненої площадки спочатку повільний,  $6^\circ$ , і далі раптовий, а на місці перегибу (лоб) закладено кар'єр.

Кар'єр сплановано в такий спосіб, що більшу його частину, рахуючи від дна Сталінської балки, зорієнтовано рівнобіжно до гребеня площадки виступу і витягнуто впоперек схилу другого порядку, або, інакше кажучи, по схилу першого порядку (за загальним схилом Сталінської балки). Лише менша частина кар'єру, що далі від дна Сталінської балки й вище на загальному схилі, відхиляється від загальної орієнтовки в бік схилу другого порядку (нижче) в наслідок спланування кар'єру в формі півкола. На останній частині було зроблено нашу розчистку № 3, а розчистки № 2 й № 1 розташовано ближче до дна Сталінської балки в тій частині схилу, який є першого порядку, і кар'єр зорієнтовано рівнобіжно до гребеня площадки.

Розчистками в кар'єрі оголено і грубу лесову товщу та піски Полтавського поверху, нижче виступає київський мергель з наглинками, що зараз використовуюється на цеглу. Харківський поверх тут задерновано делювієм, а поверх бурих і рябих глин розміто (на місці кар'єру).

Зазначені корінні породи виступають у багатьох відслоненнях району, а лесова товща вкриває всю поверхню правого схилу Сталінської балки, як околиця (праве) плато.

Лесова товща цегельні складається з типового лесу вгорі та більшої габриности делювійного лесуватого суглинку внизу. Докладніше про ці поземі буде сказано нижче. Тут же ми звертаємо увагу на те, що такий склад лесової товщі, а саме типовий еоловий лес зверху й делювійний знизу, зустрічаємо в багатьох відслоненнях правого схилу Сталінської балки.

Разом з цим у горішній частині того таки схилу нам доводилося зустрічати залягання на корінних породах двох поверхів лесу поділений копальним ґрунтом<sup>1</sup>. Другий поверх лесу там підстелюється полтавським піском, угорі перевідкладеним, з наметнячками кристалічних порід. Така стратиграфія четвертинних покладів характерна для горішньої третини довгого правого схилу. Крім наявної дволесової серії помітно відбивається в рельєфі схилу терасовидне зниження горішньої його третини, де на межі з плато помічається слабо виявлений приступок.

В такий спосіб на довгому схилі Сталінської балки маємо в горішній третині два поверхи лесу, а в долішній — один поверх. В геоморфологічному відношенні досить важко знайти межу між дільницями схилу з названим стратиграфічним складом, коли не вважати на те, що і горішня третина схилу, і особливо долішня, мають помітне вирівнення поверхні.

<sup>1</sup> Д. К. Біленко. 3-х верстове геологічне зймання Київського аркуша 9 — XXII 1931 р. (рукопис).



Такий фактичний матеріал дає підставу говорити про те, що Сталінська балка утворилася протягом не одного геологічного часу. Корито цієї балки в основному було закладено водами ріського зледеніння. Ці води розмили горішню частину полтавських пісків навіть у горішній третині схилу. Ріський вік Сталінської балки збігається з таким самим віком долини р. Либеді, в яку балка впадає. В долині р. Либеді, між кол. Кадетською рощею й Караваївськими дачами, зустрічаємо на останніх плато залягання морени на розмитій поверхні полтавських пісків. Могутні води рісу заклали основу гідрографії Либеді.

Другий поверх лесу, що вислав Сталінську балку, було розмито в дольніх частинах схилу за наступні часи.

Перший поверх лесу стелеться на другому лесі горішньої частини схилу балки та на делювії дольній. Він також вистелявав дно балки до останнього сучасного розмиву.

Названі леси, перший поверх та другий, звичайно треба паралелізувати з відповідними поверхами плато.

Таким чином у розвитуку Сталінської балки накреслюється дві давні фази: перша фаза відноситься до ріського часу, а друга — до часу, що припадає на добу між відкладанням другого та першого поверхів лесу. Це буде ріс-вюрмський інтергляціал та початок вюрму.

Сучасна фаза, третя, позначалася в розмиві першого поверху лесу в дні балки, зиглибленні дна балки, утворенні яру.

Над дном сучасного яру й виступає досліджена нами лесова товща цегельні № 9.

### Розчленування лесової товщі

В кар'єрі цегельні № 9 виступає груба лесова товща, що стелеться по поверхні продовгуватого виступу плато та на схилах бічних балок. В основі кар'єру залягає київський мергель, що йде на виготовлення цегли. Здобування мергеля ускладнюється наявною грубою покрівлею й зокрема лесовою товщею. Отже виникає потреба вивчити придатність покрівлі на будь-яке виробництво. З цієї метою й переведено розчленування лесової серії.

При першому огляді кар'єру спостерігається в лесовій товщі верствуваність та помітне звочення, що зв'язані з заляганням породи на схилі, тобто верствуваність і звочення повторюють сучасний рельєф.

Щоб розчленувати згадану товщу, було закладено три глибокі розчистки: № 1, № 2 і № 3. Розчистка № 1 знаходиться найближче від окраїни плато, від останньої на віддаленні до 45 м; через 25,30 м від першої й вище по схилу — розчистка № 2 і через 26,20 м від другої — розчистка № 3. Розчистка № 2 займає найвище місце в рельєфі, вона цілком пов'язується в профілі з розчисткою № 1, що лежить нижче від № 2 на загальному схилі першого порядку й однакових умовах схилу бічної балки (до кар'єру), який (схил) ми називали схилом другого порядку. Розчистка № 3, хоч розташована й вище за загальним схилом плато, але значно нижче від розчисток № 1 і № 2 за схилом бічної балки — другого порядку і саме тому, що кар'єр сплановано в формі півкола, а розчистка № 3 знаходиться на окраїні такого півкола. Крім того, розчистка № 3 розірвана в той спосіб, що долішня її частина (позем третій) знаходиться нижче по схилу другого порядку від позему першого і на віддаленні 15,20 м. Така ж розірваність була й у розчистках № 2 й № 1 і саме тому, що до опису лесової товщі горішня частина її була зрізана як покрівля й вивезена, від чого в лесовій товщі було вироблено штучну тераску шириною до 10—15 м. Тому горішня частина всіх розчисток і лежить вище по схилу. Зокрема в розчистці № 2 позем другий взято так, що долішня його частина знаходиться нижче по схилу другого

основної балки. Ці схили будемо звати схилами другого порядку. Вони значно раптові й значно крутіші за схили першого порядку. Межа між обома схилами другого порядку проходить не по середині окраїни — площадки, — а пересувається далі від кар'єру й ближче до протилежної бічної балки. Цю межу трохи помітно по гребеню на виступі, який (гребень) проходить понад лівою (відносно загального схилу) балкою. Від гребеня до кар'єру схил другого порядку має похил до 6°, а на місці кар'єру він раптовий, являючись схилом правої бічної балки, яка розділяє території двох заводів — № 9 і № 8.

В такий спосіб якби зробити поперечний гіпсометричний перетин через горбуватий виступ плато проти кар'єру заводу № 9, то ми одержали б перетин антиклінального вигляду, з нерівно похиленими боками, при чому бік, на якому розташовано кар'єр, буде довгий, а найбільше підвищення антиклінали буде ближче до протилежного від кар'єру боку. Схил до кар'єру від гребеня вирівненої площадки спочатку повільний, 6°, і далі раптовий, а на місці перегибу (лоб) закладено кар'єр.

Кар'єр сплановано в такий спосіб, що більшу його частину, рахуючи від дна Сталінської балки, зорієнтовано рівнобіжно до гребеня площадки виступу і витягнуто впоперек схилу другого порядку, або, інакше кажучи, по схилі першого порядку (за загальним схилом Сталінської балки). Лише менша частина кар'єру, що далі від дна Сталінської балки й вище на загальному схилі, відхиляється від загальної орієнтовки в бік схилу другого порядку (нижче) в наслідок спланування кар'єру в формі півкола. На останній частині було зроблено нашу розвистку № 3, а розвистки № 2 й № 1 розташовано ближче до дна Сталінської балки в тій частині схилу, який є першого порядку, і кар'єр зорієнтовано рівнобіжно до гребеня площадки.

Розвистками в кар'єрі оголено і грубу лесову товщу та піски Полтавського поверху, нижче виступає київський мергель з наглинками, що зараз використовуються на цеглу. Харківський поверх тут задерновано делювієм, а поверх бурих і рябих глин розмито (на місці кар'єру).

Зазначені корінні породи виступають у багатьох відслоненнях району, а лесова товща вкриває всю поверхню правого схилу Сталінської балки, як околиць (праве) плато.

Лесова товща цегельні складається з типового лесу угорі та більшої габриности делювійного лесуватого суглинку внизу. Докладніше про ці поземі буде сказано нижче. Тут же ми звертаємо увагу на те, що такий склад лесової товщі, а саме типовий еоловий лес зверху й делювійний знизу, зустрічаємо в багатьох відслоненнях правого схилу Сталінської балки.

Разом з цим у горішній частині того таки схилу нам доводилося зустрічати залягання на корінних породах двох поверхів лесу поділених копальним ґрунтом<sup>1</sup>. Другий поверх лесу там підстелюється полтавським піском, угорі перевідкладеним, з наметнячками кристалічних порід. Така стратиграфія четвертинних покладів характерна для горішньої третини довгого правого схилу. Крім наявної дволесової серії помітно відбивається в рельєфі схилу терасовидне зниження горішньої його третини, де на межі з плато помічається слабо виявлений приступок.

В такий спосіб на довгому схилі Сталінської балки маємо в горішній третині два поверхи лесу, а в долішній — один поверх. В геоморфологічному відношенні досить важко знайти межу між дільницями схилу з названим стратиграфічним складом, коли не вважати на те, що і горішня третина схилу, і особливо долішня, мають помітне вирівнення поверхні.

<sup>1</sup> Д. К. Біленко. 3-х верстове геологічне зймання Київського аркуша 9 — XXII 1931 р. (рукопис).

Такий фактичний матеріал дає підставу говорити про те, що Сталінська балка утворилася протягом не одного геологічного часу. Корито цієї балки в основному було закладено водами ріського зледеніння. Ці води розмили горішню частину полтавських пісків навіть у горішній третині схилу. Ріський вік Сталінської балки збігається з таким самим віком долини р. Либеді, в яку балка впадає. В долині р. Либеді, між кол. Кадетською рощею й Караваївськими дачами, зустрічаємо на останцях плато залягання морени на розмитій поверхні полтавських пісків. Могутні води рісу заклали основу гідрографії Либеді.

Другий поверх лесу, що вислав Сталінську балку, було розмито в долішніх частинах схилу за наступні часи.

Перший поверх лесу стелеться на другому лесі горішньої частини схилу балки та на делювії долішньої. Він також вистелявав дно балки до останнього сучасного розмиву.

Названі леси, перший поверх та другий, звичайно треба паралелізувати з відповідними поверхами плато.

Таким чином у розвитку Сталінської балки накреслюється дві давні фази: перша фаза відноситься до ріського часу, а друга — до часу, що припадає на добу між відкладанням другого та першого поверхів лесу. Це буде ріс-вюрмський інтергляціал та початок вюрму.

Сучасна фаза, третя, позначалася в розмиві першого поверху лесу в дні балки, зиглябленні дна балки, утворенні яру.

Над дном сучасного яру й виступає досліджена нами лесова товща цегельні № 9.

### Розчленування лесової товщі

В кар'єрі цегельні № 9 виступає груба лесова товща, що стелеться по поверхні продовгуватого виступу плато та на схилах бічних балок. В основі кар'єру залягає київський мергель, що йде на виготовлення цегли. Здобування мергеля ускладнюється наявною грубою покрівлею й зокрема лесовою товщею. Отже виникає потреба вивчити придатність покрівлі на будь-яке виробництво. З цієї метою й переведено розчленування лесової серії.

При першому огляді кар'єру спостерігається в лесовій товщі верстуватість та помітне звогчення, що зв'язані з заляганням породи на схилі, тобто верстуватість і звогчення повторюють сучасний рельєф.

Щоб розчленувати згадану товщу, було закладено три глибокі розчистки: № 1, № 2 і № 3. Розчистка № 1 знаходиться найближче від окраїни плато, від останньої на віддаленні до 45 м; через 25,30 м від першої й вище по схилу — розчистка № 2 і через 26,20 м від другої — розчистка № 3. Розчистка № 2 займає найвище місце в рельєфі, вона цілком пов'язується в профілі з розчисткою № 1, що лежить нижче від № 2 на загальному схилі першого порядку й однакових умовах схилу бічної балки (до кар'єру), який (схил) ми називали схилом другого порядку. Розчистка № 3, хоч розташована й вище за загальним схилом плато, але значно нижче від розчисток № 1 і № 2 за схилом бічної балки — другого порядку і саме тому, що кар'єр сплановано в формі півкола, а розчистка № 3 знаходиться на окраїні такого півкола. Крім того, розчистка № 3 розірвана в той спосіб, що долішня її частина (позем третій) знаходиться нижче по схилу другого порядку від позему першого і на віддаленні 15,20 м. Така ж розірваність була й у розчистках № 2 й № 1 і саме тому, що до опису лесової товщі горішня частина її була зрізана як покрівля й вивезена, від чого в лесовій товщі було вироблено штучну тераску шириною до 10—15 м. Тому горішня частина всіх розчисток і лежить вище по схилу. Зокрема в розчистці № 2 позем другий взято так, що долішня його частина знаходиться нижче по схилу другого

основної балки. Ці схили будемо звати схилами другого порядку. Вони значно раптові й значно крутіші за схили першого порядку. Межа між обома схилами другого порядку проходить не по середині окраїни — площадки, — а пересувається далі від кар'єру й ближче до протилежної бічної балки. Цю межу трохи помітно по гребеню на виступі, який (гребень) проходить понад лівою (відносно загального схилу) балкою. Від гребеня до кар'єру схил другого порядку має похил до  $6^\circ$ , а на місці кар'єру він раптовий, являючись схилом правої бічної балки, яка розділяє території двох заводів — № 9 і № 8.

В такий спосіб якби зробити поперечний гіпсометричний перетин через горбуватий виступ плато проти кар'єру заводу № 9, то ми одержали б перетин антиклінального вигляду, з нерівно похиленими боками, при чому бік, на якому розташовано кар'єр, буде довгий, а найбільше підвищення антиклінали буде ближче до протилежного від кар'єру боку. Схил до кар'єру від гребеня вирівненої площадки спочатку повільний,  $6^\circ$ , і далі раптовий, а на місці перегибу (лоб) закладено кар'єр.

Кар'єр сплановано в такий спосіб, що більшу його частину, рахуючи від дна Сталінської балки, зорієнтовано рівнобіжно до гребеня площадки виступу і витягнуто впоперек схилу другого порядку, або, інакше кажучи, по схилі першого порядку (за загальним схилом Сталінської балки). Лише менша частина кар'єру, що далі від дна Сталінської балки й вище на загальному схилі, відхиляється від загальної орієнтовки в бік схилу другого порядку (нижче) в наслідок спланування кар'єру в формі півкола. На останній частині було зроблено нашу розчистку № 3, а розчистки № 2 й № 1 розташовано ближче до дна Сталінської балки в тій частині схилу, який є першого порядку, і кар'єр зорієнтовано рівнобіжно до гребеня площадки.

Розчистками в кар'єрі оголено і грубу лесову товщу та піски Полтавського поверху, нижче виступає київський мергель з наглинками, що зараз використовуються на цеглу. Харківський поверх тут задерновано делювієм, а поверх бурих і рябих глин розміто (на місці кар'єру).

Зазначені корінні породи виступають у багатьох відслоненнях району, а лесова товща вкриває всю поверхню правого схилу Сталінської балки, як околицьне (праве) плато.

Лесова товща цегельні складається з типового лесу угорі та більшої габрибини делювійного лесуватого суглинку внизу. Докладніше про ці поземи буде сказано нижче. Тут же ми звертаємо увагу на те, що такий склад лесової товщі, а саме типовий еоловий лес зверху й делювійний знизу, зустрічаємо в багатьох відслоненнях правого схилу Сталінської балки.

Разом з цим у горішній частині того таки схилу нам доводилося зустрічати залягання на корінних породах двох поверхів лесу поділених копальним ґрунтом<sup>1</sup>. Другий поверх лесу там підстелюється полтавським піском, угорі перевідкладеним, з наметнячками кристалічних порід. Така стратиграфія четвертинних покладів характерна для горішньої третини довгого правого схилу. Крім наявної дволесової серії помітно відбивається в рельєфі схилу терасовидне зниження горішньої його третини, де на межі з плато помічається слабо виявлений приступок.

В такий спосіб на довгому схилі Сталінської балки маємо в горішній третині два поверхи лесу, а в долішній — один поверх. В геоморфологічному відношенні досить важко знайти межу між дільницями схилу з названим стратиграфічним складом, коли не вважати на те, що і горішня третина схилу, і особливо долішня, мають помітне вирівнення поверхні.

<sup>1</sup> Д. К. Біленко. 3-х верстове геологічне зймання Київського аркуша 9 — XXII 1931 р. (рукопис).



Такий фактичний матеріал дає підставу говорити про те, що Сталінська балка утворилася протягом не одного геологічного часу. Корито цієї балки в основному було закладено водами ріського зледеніння. Ці води розмили горішню частину полтавських пісків навіть у горішній третині схилу. Ріський вік Сталінської балки збігається з таким самим віком долини р. Либеді, в яку балка впадає. В долині р. Либеді, між кол. Кадетською рощею й Караваївськими дачами, зустрічаємо на останцях плато залягання морени на розмитій поверхні полтавських пісків. Могутні води рісу заклали основу гідрографії Либеді.

Другий поверх лесу, що вислав Сталінську балку, було розмито в долішніх частинах схилу за наступні часи.

Перший поверх лесу стелеться на другому лесі горішньої частини схилу балки та на делювії долішньої. Він також вистелював дно балки до останнього сучасного розмиву.

Названі леси, перший поверх та другий, звичайно треба паралелізувати з відповідними поверхами плато.

Таким чином у розвитку Сталінської балки накреслюється дві давні фази: перша фаза відноситься до ріського часу, а друга — до часу, що припадає на добу між відкладанням другого та першого поверхів лесу. Це буде ріс-вюрмський інтергляціал та початок вюрму.

Сучасна фаза, третя, позначалася в розмиві першого поверху лесу в дні балки, зиглибленні дна балки, утворенні яру.

Над дном сучасного яру й виступає досліджена нами лесова товща цегельні № 9.

### Розчленування лесової товщі

В кар'єрі цегельні № 9 виступає груба лесова товща, що стелеться по поверхні продовгуватого виступу плато та на схилах бічних балок. В основі кар'єру залягає київський мергель, що йде на виготовлення цегли. Здобування мергеля ускладнюється наявною грубою покрівлею й зокрема лесовою товщею. Отже виникає потреба вивчити придатність покрівлі на будь-яке виробництво. З цією метою й переведено розчленування лесової серії.

При першому огляді кар'єру спостерігається в лесовій товщі верстуватість та помітне звогчення, що зв'язані з заляганням породи на схилі, тобто верствуватість і звогчення повторюють сучасний рельєф.

Щоб розчленувати згадану товщу, було закладено три глибокі розчистки: № 1, № 2 і № 3. Розчистка № 1 знаходиться найближче від окраїни плато, від останньої на віддаленні до 45 м; через 25,30 м від першої й вище по схилу — розчистка № 2 і через 26,20 м від другої — розчистка № 3. Розчистка № 2 займає найвище місце в рельєфі, вона цілком пов'язується в профілі з розчисткою № 1, що лежить нижче від № 2 на загальному схилі першого порядку й однакових умовах схилу бічної балки (до кар'єру), який (схил) ми називали схилом другого порядку. Розчистка № 3, хоч розташована й вище за загальним схилом плато, але значно нижче від розчисток № 1 і № 2 за схилом бічної балки — другого порядку і саме тому, що кар'єр сплановано в формі півкола, а розчистка № 3 знаходиться на окраїні такого півкола. Крім того, розчистка № 3 розірвана в той спосіб, що долішня її частина (повем третій) знаходиться нижче по схилу другого порядку від поазему першого і на віддаленні 15,20 м. Така ж розірваність була й у розчистках № 2 й № 1 і саме тому, що до опису лесової товщі горішня частина її була зрізана як покрівля й вивезена, від чого в лесовій товщі було вироблено штучну тераску шириною до 10—15 м. Тому горішня частина всіх розчисток і лежить вище по схилу. Зокрема в розчистці № 2 повем другий взято так, що долішня його частина знаходиться нижче по схилу другого

порядку (в бік кар'єру) від горішньої на 10,50 м, а в розчистці № 1 до-  
лішня частина того таки позему від горішнього за тих таки умов схилу — на  
15,10 м. Долішні поземи всіх трьох розчисток знаходяться на 2—3 м нижче  
по схилу другого порядку від відповідних горішніх у зв'язку з тим, що  
розчистку зроблено метровими ступеньками згори до низу всієї лесової  
товщі.

Розчленування лесової товщі в польових умовах ми перевели за морфо-  
логічними ознаками. З морфологічних ознак ми виділили такі: 1) глибина,  
2) колір, 3) структура, 4) побудова, 5) зв'язність, 6) мехсклад і характер  
верен, 7) щільність (твердість), 8) звогчення, 9) реакція з HCl, 10) форма  
корбонатів і їх поширення — поземе й старчове, 11) новоутворення та вклю-  
чення, 12) характер межі позему; крім того 13) характер залягання позему —  
витриманість вклинювання, верствуватість (кольорова й за мехскладом),  
14) ґрунтові води.

Сума наведених ознак давала можливість розпізнавати в лесовій товщі  
окремі поземи та порівнювати їх у розчистках.

Розчистка № 1. 1. Суглинок, супіскуватий, вилугуваний від карбо-  
натів, бурополовий, поземо-плямистий від накопичення півтораокисів заліза.  
Горішня частина на глибину 1 м являє позем сучасного ґрунту, в якому  
горішній підпозем, глибиною в 35 см, темносірий, гумусовий, а долішній, гу-  
биною в 65 см, бурожовтавий, ілювіяльний, півтораокисний. Починаючи з гли-  
бини 1 м, суглинок має горизонтально орієнтовне за рельєфом буре, сму-  
гасте пофарбування, з яснішими тієї таки орієтовки кольоровими просмуж-  
ками (ортзандові новоутворення в матерній породі ґрунту), і лише долішня  
частина позему, глибиною в 20—25 см, не пройнята ґрунтоутворчими проце-  
сами, чистіша. Вона комкувата, злита (густа), грубошпариста, ніжна на по-  
лап, пухка, розсипчаста. Лінія буріння з HCl не видима, раптова на глибині  
поверхні позему (нижче карбонатний ілювій) . . . . . 1,55 м.

2. Лесуватий суглинок, сірополовий, суглинясто-супіскуватий, слабо шпа-  
ристий, видимо карбонатний: карбонати в формі нерівномірно розкиданих,  
слабо виявлених рурочок та зафарбування на стінках рідких грубих шпар.  
У горішній частині позему, на глибині від поверхні його 0,55 м, помітно  
мочкувате скупчення добре виявлених карбонатних рурочок (плями скуп-  
чення, ілювій).

У поземі помітна верствуватість, яка виявлена світлішими поземими, гу-  
биною в 2 см, проверстками дрібнозернястого, переважно кварцового, з до-  
мішкою темних мінералів, піску.

Пісок нерівно-зернястий, з окатаними зернами, закругленими, рідше ви-  
тягнутими, але з тупими кутами. Рідко трапляються грубіші зерна до 1—  
1,5 мм діаметром. Густіші зазначені піскові просмужки залягають на глибині  
від поверхні позему 30—50 см і спостерігаються донизу на всьому профілі  
через 10—20 см. Увесь позем заховує затамовану плиткуватість, що з'яви-  
лася в наслідок відкладання (при розламах порода дає поземі площини, більш  
виявлені, ніж при розламах сторчових). Зрідка в породі трапляються грубі  
кварцові зерна, розміром 2 мм. Порода ніжна, пухка, розсипчаста, свіжа (від  
звогчення). Буріння з HCl інтенсивне, а піскуваті просмужки вилугувані.  
В горішній частині на новому профілі спостерігається дуже дрібна пункта-  
ція манганових солей; трапляються корінці зіллястих і деревуватих рослин,  
так сучасних, як і давніших. Верствуватість кольорова та за механічним  
складом іде за рельєфом, а саме, за схилом першого порядку й разом за  
схилом другого порядку. Внизу позему спостерігаються просмужки піску  
в 2 см глибиною . . . . . 5,40 м.

3. Сірий, з половожовтим відтінком, лесуватий суглинок, супіскуватий, зли-  
тий, з рідкими карбонатними рурочками, інтенсивним бурінням з HCl. Позем  
угорі, на глибину 0,50 см, вогкий, донизу мокрий, з досить густою пункта-

дією та буруватим скупченням мангану. Починаючи з глибини 1,20 м від поверхні й на глибину 0,70 м, залягає верстований позем, що складається з поземних просмужок дрібно- і нерівно-зернястого кварцового піску, що має невелику домішку темних мінералів та грубіших зерен, до 2 мм діам., та просмужок супіскуватий такої самої глибини. Пісок вилугуваний від карбонатів. Позем різко відмежований від нижчеуложенного . . . . . 2,0 м.

4. Лесуватий суглинок, сірий, за пологожовтим відтінком, рідко шпаристий, з добре помітними, але слабо виявленими, карбонатними рурочками, суглинясто-супіскуватий. На поверхні породи іржаво-бурі плями, що в більшості пристосовані до ходів корінців; в густа манганова пунктація. Слабо помітна груба плиткуватість (верствуватості за мехскладом не помітно). На глибині від поверхні позему 1,50 м спостерігається слабо виявлене гумусове потемніння глибиною 40 см. Нижче позем набуває помітно жовтуватого відтінку, вгорі свіжий, в низу вогкуватий, а в самому низу глибиною в 0,50 м — мокрий . . . . . 3,45 м.

5. Четвертинний пісок, дрібнозернястий, нерівний, кварцовий, з домішкою темних мінералів, кольорово-смугастий, трохи зеленкуватий, відслонено . . . . . 1,50 м.

Отже розчистка № 1 виявила п'ять головних поземів, які можна подати з такою короткою характеристикою:

1. Вилугуваний лесуватий суглинок . . . . . 1,55 м
2. Верстоватий лесуватий суглинок . . . . . 5,40 "
3. Верстоватий та досить звогчений лесуватий суглинок  
в долішнім поземом піску . . . . . 2,0 "
4. Лесуватий суглинок . . . . . 3,45 "
5. Четвертинний пісок . . . . . 1,50 "

Розчистка № 2. 1. Жовтавополовий суглинок, супіскуватий, з рідкими й грубими шпарами, комкуватий, крихкий, розсипчастий, вилугуваний від карбонатів. Горішня частина позему являє собою сучасний ґрунт (сірий лісовий), що складається з горішнього гумусового позему, глибиною 29 см, та долішнього бурожовтого, ілювіяльного, півтораокисного, глибиною 66 см. Долішня межа позему надзвичайно виразна по видимій карбонатній лінії буріння з НСІ на глибину від поверхні . . . . . 1,43 м.

2. Сіруватополовий суглинок, суглинясто-супіскуватий, з рідкими шпарами й дрібними ходами корінців зіллястих рослин, на стінках яких (шпари) слабо помітне білясте карбонатне зафарбування. В масі породи виблискують дрібні кварцові зерна. Інтенсивно, але коротко, бурить з НСІ. По ходах корінців більшого діаметру часто трапляються крихкі, трохи сцементовані, карбонатні конкреції, пристосовані до стінок ходів. У всьому поземі спостерігається верствуватість, яка виявлена ясносірими, дрібними, в 0,50 см глибини, просмужками більш легкого механічного складу в порівнянні з основою породою. Такі просмужки трапляються одна від одної на віддалі 5 см пересічно; самі просмужки хвилясті, короткі, лінзуватої форми (свідки водяних струмків). На всьому профілі спостерігається дуже густа, але дрібна манганова пунктація, а в самому низу, починаючи з глибини 80 м, крім пунктарії, — також чорні манганові лінії з похилою орієнтовкою і густою сіткою бічних разгалужень. При розламі позем дає дрібні плити, виразніші в низу. Вгорі позему, на глибину 1,20 м, він неущільнений, пухко уложений, розсипчастий, на глибину до 40 см, з рідкими давніми полого-гумусовими кротовинами та рідкими ходами червоточин, заповнених гумусом . . . 4,11 м.

3. Сіруватополовий суглинок, суглинясто-супіскуватий, з карбонатними густими і слабо виявленими рурочками переважно по ходах дрібних корінців. Інтенсивно бурить з НСІ. На всьому поземі спостерігається з поземою орієнтовкою піскуватіші ясні просмужки, що іноді виклинюються, трохи похилі (лінзи;) серед них в сизаві та вохряно-жовті, глибиною 0,50—1,0 см.

Увесь профіль вкрито густою сіткою манганових ліній, які перетинаються у всіх напрямках, а в основному похилі, з великою кількістю бічних розгалужень, серед ліній — пунктація.

В самому низу, на глибині 2 м, позем стає пускуватіший, з'являються просмужки грубішого піску. Позем свіжий . . . . . 3,0 м.

4. Сіруватополовий з жовтавим відтінком суглинок, суглинясто-супіскуватий, злитий, з негустими карбонатними рурочками. На профілі помітні ясніші просмужки іншого мехскладу. На глибині від поверхні 90 см і на глибину 45 см зустрінуто сіріший поверх, збагачений на манганову пунктацію з вохряно-жовтими дрібними плямами. Грубо плиткуватий, інтенсивно бурить з НСІ. З глибиною 2 м позем стає темніший, в наслідок звогочення вогкнй. На глибині від поверхні 3,30 м у поземі з'являються поземі піскуваті просмужки; кількість їх донизу більшає. Досить виразна межа з горішнім поземом . . . . . 3,45 м.

5. Пісок четвертинний сірожовтий, дрібнозернястий, пилюватий, верствовааний; переверстовується дрібненькими глинястими просмужками, подекуди грубого піску. Досить свіжий, з густою мангановою пунктацією. В самому низу на глибині 2,10 м глинястий просмужок глибиною 10 см. Відсло-нено . . . . . 2,60 м.

Розчисткою № 2 виділено п'ять поземів з такою короткою характеристикою:

1. Вилюваний лесуватий суглинок . . . . . 1,43 м
2. Верстований лесуватий суглинок . . . . . 4,11 .
3. Верстований лесуватий суглинок, зволожений і збагачений на скупчення манганово-залізятих солей . . . . . 3,0 .
4. Верстований суглинок мокрий . . . . . 3,45 .
5. Четвертинний пісок . . . . . 2,60 .

Розчистка № 3. 1. Половожовтавий суглинок, супіскуватий, пухкий, неущільнений, з рідкими грубими шпарами та ходами корінців гіллястих рослин, вилюваний від карбонатів, свіжий. Зверху збагачений на гумус сучасний ґрунт, темносірий підпозем глибиною 30 см і нижче жовтаво-буруватий—60 см. На всьому профілі спостерігаються рідкі кротовини та ходи червоточин, що заповнені гумусовими екскрементами. В середню частину позему з ґрунту заходять язика півтораокисів на глибину до 20 см. На стінках комкуватих окремоств і на забарвлених півтораокисами місцях помітно крем'янку (S і O<sub>2</sub>). Так сучасний ґрунт як і долішня межа позему, що виявлена виразною видимою лінією буріння з НСІ, повторюють сучасний рельєф (схил до країни плато в бік дна балки). Позем у зазначеному напрямі зменшує свою глибину . . . . . 1,60 м.

2. Сірополовий, з легким жовтавим відтінком лес, супіскуватий, дрібношпаристий, з добре виявленими, помітно густими, мочкувато розкиданими карбонатними рурочками, що іноді відпрепаровуються та яких найбільше в горішній частині позему на глибину до 1 м (карбонатний ілювій). В горішній частині позему зрідка трапляються довгі противини 7 см діам., з матеріалом півтораокисного підпозему ґрунту та темно-гумусові ходи червоточин. У поземі донизу збільшується густа, але дрібна, манганова пунктація . . 1,75 м.

3. Суглинок сірополовожовтавий, супіскуватий, тонковерстований. На поверхні спостерігаються загалом виразно похилі в напрямку за сучасним рельєфом (на схилі балки) просмужки, яносірі, більш легкого механічного складу, здебільшого хвилясті, що чергуються з темнішими глинястими просмужками. Глибина перших та других 0,5—1 см. У наслідок верстоватості порода розколюється на платівки, з виразними площинами, на поверхні яких (контакт) спостерігається піскуватіший матеріал. Порода пухка, злита. На стінках деяких рідких шпар і ходів зіллястих корінців спостерігається слабо помітне карбонатне пофарбування, а по ходах корінців дерев — борошнувате

карбонатне скупчення. Густа пунктація манганово-зіллястих солей. В самому низу густа сітка манганових ліній, виразно виявлених на профілі.

Позем свіжий, буриння з НСІ інтенсивне й коротке . . . . . 4,35 м.

4. Суглинок пологожовтуватий, вогкий, трохи темнуватий (в наслідок звогчення), суглинясто-супіскуватий (звогчення простежується на всьому відслоненні цегельні). На поверхні помітна густа манганова пунктація, груба та дрібна, та вохряно-жовті плями й розводи. Донизу спостерігаються вохряно-жовті піскуваті просмужки, 2—5 см грубиною, що простежуються на глибину до 0,50 м. Виразна межа з долішнім поземом . . . . . 2,80 м.

5. Четвертинний пісок, сірий, з слабим жовтавозеленим відтінком, пілуватий, нерівно-зернистий, кварцовий із значною домішкою темних мінералів та більшого розміру кварцових в 2 м діам. Чимало дрібних лусочок мусковіту, в просмужки грубішого піску. В самому низу на глибину до 1 м залягає суглинястий проверсток (свідки розмитих глин бурих і рябих), верстований, де чергуються проверстки глинясті з піскуватими, різнокольорові—сизі, жовті, вохряні. Грубина окремих просмужок 2—5 см. У всьому поземі зустрічаються густі вапняні конкреції, манганові бобовини, рудякові зерна. Останні залягають в дрібних вохряних просмужках . . . . . 2,65 м.

6. Пісок Полтавського поверху, відслонено . . . . . 0,15 м.

Ті самі поземі розчистки № 3 в скороченому описі:

1. Видугуваний лесуватий суглинок . . . . . 1,60 м
2. Лес супіскуватий, карбонатний . . . . . 1,75 "
3. Лесуватий суглинок, тонковерстований . . . . . 4,35 "
4. Лесуватий суглинок, вогкий . . . . . 2,80 "
5. Четвертинний пісок . . . . . 2,65 "
6. Пісок Полтавського поверху відслонено . . . . . 0,15 "

Для наочнішого уявлення наслідків розчленування лесової товщі подаємо описи у формі зведеної таблиці.

Порівняльна таблиця поземів розчисток №№ 1, 2, 3

№№ поземів	Розчистка 1	Грубина позему	Розчистка 2	Грубина позему	Розчистка 3	Грубина позему
1	Видугуваний лесуватий суглинок	1,55	Видугуваний лесуватий суглинок	1,43	Видугуваний лесуватий суглинок	1,60
2	Лесуватий суглинок, верст. . .	5,40	Лесуватий суглинок, верстований	4,11	Лес супіскуватий . . . . .	1,75
3	Лесуватий суглинок, верстований, звогчений	2,0	Лесуватий суглинок, верстований, збагачений на манганово-залізисті солі . . .	3,0	Лесуватий суглинок, тонковерстований . . . . .	4,35
4	Лесуватий суглинок . . . . .	3,45	Суглинок верстований . . . . .	3,45	Лесуватий суглинок, вогкий . .	2,80
5	Четвертинний пісок . . . . .	1,50	Четвертинний пісок . . . . .	2,60	Четвертинний пісок . . . . .	2,65
6					Полтавський пісок . . . . .	0,15

За нашими мірами лесова товща має таку грубину:

- Розчистка № 1 . . . . . 12,40 м  
 " № 2 . . . . . 11,99 "  
 " № 3 . . . . . 10,50 "

Увесь профіль вкрито густою сіткою манганових ліній, які перетинаються у всіх напрямках, а в основному похилі, з великою кількістю бічних розгалужень, серед ліній — пунктація.

В самому низу, на глибині 2 м, позем стає пускуватіший, з'являються просмужки грубішого піску. Позем свіжий . . . . . 3,0 м.

4. Сіруватополовий з жовтавим відтінком суглинок, суглинясто-супіскуватий, злитий, з негустими карбонатними рурочками. На профілі помітні ясніші просмужки іншого мехскладу. На глибині від поверхні 90 см і на глибину 45 см зустрінуто сіріший поверх, збагачений на манганову пунктацію з вохряно-жовтими дрібними плямами. Грубо плиткуватий, інтенсивно бурить з НСІ. З глибиною 2 м позем стає темніший, в наслідок звогчення вогкий. На глибині від поверхні 3,30 м у поземі з'являються поземі піскуваті просмужки; кількість їх донизу більшає. Досить виразна межа з горішнім поземом . . . . . 3,45 м.

5. Пісок четвертинний сірожовтий, дрібнозернистий, пилюватий, верстований; переверстовується дрібненькими глинястими просмужками, подекуди грубого піску. Досить свіжий, з густою мангановою пунктацією. В самому низу на глибині 2,10 м глинястий просмужок грубиною 10 см. Відслонено . . . . . 2,60 м.

Розчисткою № 2 виділено п'ять поземів з такою короткою характеристикою:

1. Вилюваний лесуватий суглинок . . . . . 1,43 м
2. Верстований лесуватий суглинок . . . . . 4,11
3. Верстований лесуватий суглинок, зволожений і збагачений на скупчення манганово-залізистих солей . . . . . 3,0
4. Верстований суглинок мокрий . . . . . 3,45
5. Четвертинний пісок . . . . . 2,60

Розчистка № 3. 1. Половожовтавий суглинок, супіскуватий, пухкий, неущільнений, з рідкими грубими шпарами та ходами корінців гіллястих рослин, вилюваний від карбонатів, свіжий. Зверху збагачений на гумус сучасний ґрунт, темносірий підпозем грубиною 30 см і нижче жовтаво-буруватий—60 см. На всьому профілі спостерігаються рідкі кротовини та ходи червоточин, що заповнені гумусовими екскрементами. В середню частину позему з ґрунту заходять язички півтораокисів на глибину до 20 см. На стінках комкуватих окремотів і на забарвлених півтораокисами місцях помітно крем'янку ( $S$  і  $O_2$ ). Так сучасний ґрунт як і долішня межа позему, що виявлена виразною видимою лінією буріння з НСІ, повторюють сучасний рельєф (схил до окраїни плато в бік дна балки). Позем у зазначеному напрямі зменшує свою грубину . . . . . 1,60 м.

2. Сірополовий, з легким жовтавим відтінком лес, супіскуватий, дрібношпаристий, з добре виявленими, помітно густими, мочкувато розкиданими карбонатними рурочками, що іноді відпрепаровуються та яких найбільше в горішній частині позему на глибину до 1 м (карбонатний ілювій). В горішній частині позему зрідка трапляються довгі противини 7 см діам., з матеріалом півтораокисного підпозему ґрунту та темно-гумусові ходи червоточин. У поземі донизу збільшується густа, але дрібна, манганова пунктація . . 1,75 м.

3. Суглинок сірополовожовтавий, супіскуватий, тонковерстований. На поверхні спостерігаються загалом виразно похилі в напрямку за сучасним рельєфом (на схилі балки) просмужки, ясносірі, більш легкого механічного складу, здебільшого хвилясті, що чергуються з темнішими глинястими просмужками. Грубина перших та других 0,5—1 см. У наслідок верстоватості порода розколюється на платівки, з виразними площинами, на поверхні яких (контакт) спостерігається піскуватіший матеріал. Порода пухка, злита. На стінках деяких рідких шпар і ходів зіллястих корінців спостерігається слабо помітне карбонатне пофарбування, а по ходах корінців дерев — борошнувате

карбонатне скупчення. Густа пунктація манганово-зіллястих солей. В самому низу густа сітка манганових ліній, виразно виявлених на профілі.

Позем свіжий, буриння з НСІ інтенсивне й коротке . . . . . 4,35 м.

4. Суглинок пологожовтуватий, вогкий, трохи темиуватий (в наслідок звогчення), суглинясто-супіскуватий (звогчення простежується на всьому відслоненні цегельні). На поверхні помітна густа манганова пунктація, груба та дрібна, та вохряно-жовті плями й розводи. Донизу спостерігаються вохряно-жовті піскуваті просмужки, 2—5 см глибиною, що простежуються на глибину до 0,50 м. Виразна межа з долішнім поземом . . . . . 2,80 м.

5. Четвертинний пісок, сірий, з слабим жовтавозеленим відтінком, пілуватий, нерівно-зернистий, кварцовий із значною домішкою темних мінералів та більшого розміру кварцових в 2 м діам. Чимало дрібних лусочок мусковіту, в просмужки грубішого піску. В самому низу на глибину до 1 м залягає суглинястий проверсток (свідки розмитих глин бурих і рябих), верстований, де чергуються проверстки глинясті з піскуватими, різнокольорові—сиві, жовті, вохряні. Глибина окремих просмужок 2—5 см. У всьому поземі зустрічаються густі вапняні конкреції, манганові бобовини, рудякові зерна. Останні залягають в дрібних вохряних просмужках . . . . . 2,65 м.

6. Пісок Полтавського поверху, відслонено . . . . . 0,15 м.

Ті самі поземи розчистки № 3 в скороченому описі:

1. Вилугуваний лесуватий суглинок . . . . . 1,60 м
2. Лес супіскуватий, карбонатний . . . . . 1,75 "
3. Лесуватий суглинок, тонковерстований . . . . . 4,35 "
4. Лесуватий суглинок, вогкий . . . . . 2,80 "
5. Четвертинний пісок . . . . . 2,65 "
6. Пісок Полтавського поверху відслонено . . . . . 0,15 "

Для наочнішого уявлення наслідків розчленування лесової товщі подаємо описи у формі зведеної таблиці.

Порівняльна таблиця поземів розчисток №№ 1, 2, 3

№№ поземів	Розчистка 1	Глибина позему	Розчистка 2.	Глибина позему	Розчистка 3	Глибина позему
1	Вилугуваний лесуватий суглинок	1,55	Вилугуваний лесуватий суглинок	1,43	Вилугуваний лесуватий суглинок	1,60
2	Лесуватий суглинок, верст. . .	5,40	Лесуватий суглинок, верстований	4,11	Лес супіскуватий . . . . .	1,75
3	Лесуватий суглинок, верстований, звогчений	2,0	Лесуватий суглинок, верстований, збагачений на манганово-залізясті солі . . .	3,0	Лесуватий суглинок, тонковерстований . . . . .	4,35
4	Лесуватий суглинок . . . . .	3,45	Суглинок верстований . . . . .	3,45	Лесуватий суглинок, вогкий . . .	2,80
5	Четвертинний пісок . . . . .	1,50	Четвертинний пісок . . . . .	2,60	Четвертинний пісок . . . . .	2,65
6					Полтавський пісок . . . . .	0,15

За нашими мірами лесова товща має таку глибину:

- Розчистка № 1 . . . . . 12,40 м  
 " / № 2 . . . . . 11,99 "  
 " / № 3 . . . . . 10,50 "

Увесь профіль вкрито густою сіткою манганових ліній, які перетинаються у всіх напрямках, а в основному похилі, з великою кількістю бічних розгалужень, серед ліній — пунктація.

В самому низу, на глибині 2 м, позем стає пускуватіший, з'являються просмужки грубішого піску. Позем свіжий . . . . . 3,0 м.

4. Сіруватополовий з жовтавим відтінком суглинок, суглинясто-супіскуватий, злитий, з негустими карбонатними рурочками. На профілі помітні ясніші просмужки іншого мехскладу. На глибині від поверхні 90 см і на глибини 45 см зустрінуто сіріший поверх, збагачений на манганову пунктацію з вохряно-жовтими дрібними плямами. Грубо плиткуватий, інтенсивно бурить з НСІ. З глибиною 2 м позем стає темніший, в наслідок звогчення вогкий. На глибині від поверхні 3,30 м у поземі з'являються поземі піскуваті просмужки; кількість їх донизу більшає. Досить виразна межа з горішнім поземом . . . . . 3,45 м.

5. Пісок четвертинний сірожовтий, дрібнозернистий, пилуватий, верстований; переверстовується дрібненькими глинястими просмужками, подекуди грубого піску. Досить свіжий, з густою мангановою пунктацією. В самому низу на глибині 2,10 м глинястий просмужок грубиною 10 см. Відслонено . . . . . 2,60 м.

Розчисткою № 2 виділено п'ять поземів з такою короткою характеристикою:

1. Вилугуваний лесуватий суглинок . . . . . 1,43 м
2. Верстований лесуватий суглинок . . . . . 4,11 "
3. Верстований лесуватий суглинок, зволожений і збагачений на скупчення манганово-залізистих солей . . . . . 3,0 "
4. Верстований суглинок мокрий . . . . . 3,45 "
5. Четвертинний пісок . . . . . 2,60 "

Розчистка № 3. 1. Половожовтавий суглинок, супіскуватий, пухкий, неущільнений, з рідкими грубими шпарами та ходами корінців гіллястих рослин, вилугуваний від карбонатів, свіжий. Зверху збагачений на гумус сучасний ґрунт, темносірий підпозем грубиною 30 см і нижче жовтаво-буруватий—60 см. На всьому профілі спостерігаються рідкі кротовини та ходи червоточин, що заповнені гумусовими екскрементами. В середню частину позему з ґрунту заходять язика півтораокисів на глибину до 20 см. На стінках комкуватих окремотів і на забарвлених півтораокисами місцях помітно крем'янку ( $S$  і  $O_2$ ). Так сучасний ґрунт як і долішня межа позему, що виявлена виразною видимою лінією буріння з НСІ, повторюють сучасний рельєф (схил до окраїни плато в бік дна балки). Позем у зазначеному напрямі зменшує свою грубину . . . . . 1,60 м.

2. Сірополовий, з легким жовтавим відтінком лес, супіскуватий, дрібношпаристий, з добре виявленими, помітно густими, мочкувато розкиданими карбонатними рурочками, що іноді відпрепаровуються та яких найбільше в горішній частині позему на глибину до 1 м (карбонатний ілювій). В горішній частині позему зрідка трапляються довгі противини 7 см діам., з матеріалом півтораокисного підпозему ґрунту та темно-гумусові ходи червоточин. У поземі донизу збільшується густа, але дрібна, манганова пунктація . . 1,75 м.

3. Суглинок сірополовожовтавий, супіскуватий, тонковерстований. На поверхні спостерігаються загалом виразно похилі в напрямку за сучасним рельєфом (на схилі балки) просмужки, являють більшу легкого механічного складу, адебільшого хвилясті, що чергуються з темнішими глинястими просмужками. Грубина перших та других 0,5—1 см. У наслідок верстуватості порода розколюється на платівки, з виразними площинами, на поверхні яких (контакт) спостерігається піскуватіший матеріал. Порода пухка, злита. На стінках деяких рідких шпар і ходів віллястих корінців спостерігається слабо помітне карбонатне пофарбування, а по ходах корінців дерев — борошнувате



карбонатне скупчення. Густа пунктація манганово-зіллястих солей. В самому низу густа сітка манганових ліній, виразно виявлених на профілі.

Позем свіжий, буріння з НСІ інтенсивне й коротке . . . . . 4,35 м.

4. Суглинокполовожовтуватий, вогкий, трохи темнуватий (в наслідок звогчення), суглинясто-супіскуватий (звогчення простежується на всьому відслонені цегельні). На поверхні помітна густа манганова пунктація, груба та дрібна, та вохряно-жовті плями й розводи. Донизу спостерігаються вохряно-жовті піскуваті просмужки, 2—5 см глибиною, що простежуються на глибину до 0,50 м. Виразна межа з долішнім поземом . . . . . 2,80 м.

5. Четвертинний пісок, сірий, з слабим жовтавозеленим відтінком, пілуватий, нерівно-зернистий, кварцовий із значною домішкою темних мінералів та більшого розміру кварцових в 2 м діам. Чимало дрібних лусочок мусковіту, в просмужки грубого піску. В самому низу на глибину до 1 м залягає суглинястий проверсток (свідки розмитих глин бурих і рябих), верстований, де чергуються проверстки глинясті з піскуватими, різнокольорові—сизі, жовті, вохряні. Глибина окремих просмужок 2—5 см. У всьому поземі зустрічаються густі вапняні конкреції, манганові бобовини, рудякові зерна. Останні залягають в дрібних вохряних просмужках . . . . . 2,65 м.

6. Пісок Полтавського поверху, відслонено . . . . . 0,15 м.

Ті самі поземи розчистки № 3 в скороченому описі:

1. Вилугуваний лесуватий суглинок . . . . . 1,60 м
2. Лес супіскуватий, карбонатний . . . . . 1,75 "
3. Лесуватий суглинок, тонковерстований . . . . . 4,35 "
4. Лесуватий суглинок, вогкий . . . . . 2,80 "
5. Четвертинний пісок . . . . . 2,65 "
6. Пісок Полтавського поверху відслонено . . . . . 0,15 "

Для наочнішого уявлення наслідків розчленування лесової товщі подаємо описи у формі зведеної таблиці.

Порівняльна таблиця поземів розчисток №№ 1, 2, 3

№№ поземів	Розчистка 1	Глибина позему	Розчистка 2.	Глибина позему	Розчистка 3	Глибина позему
1	Вилугуваний лесуватий суглинок	1,55	Вилугуваний лесуватий суглинок	1,43	Вилугуваний лесуватий суглинок	1,60
2	Лесуватий суглинок, верст. . .	5,40	Лесуватий суглинок, верстований	4,11	Лес супіскуватий . . . . .	1,75
3	Лесуватий суглинок, верстований, звогчений	2,0	Лесуватий суглинок, верстований, збагачений на манганово-залізясті солі . . .	3,0	Лесуватий суглинок, тонковерстований . . . . .	4,35
4	Лесуватий суглинок . . . . .	3,45	Суглинок верстований . . . . .	3,45	Лесуватий суглинок, вогкий . . .	2,80
5	Четвертинний пісок . . . . .	1,50	Четвертинний пісок . . . . .	2,60	Четвертинний пісок . . . . .	2,65
6					Полтавський пісок . . . . .	0,15

За нашими мірами лесова товща має таку глибину:

- Розчистка № 1 . . . . . 12,40 м  
 " № 2 . . . . . 11,99 "  
 " № 3 . . . . . 10,50 "

Потрібно при цьому пам'ятати, що розчистка № 1 закладена найближче до окраїни плато (найближче до два балки), розчистка № 3 — найдалі від окраїни плато, тобто найвище по схилу балки (першого порядку), а розчистка № 2 — між першими двома, найвище по схилу бічної балки (другого порядку).

В наслідок нашого дослідження всю лесову товщу розподіляємо на чотири поземи: 1, 2, 3, 4 (див. таблицю). Вона підстеляється у всіх розчистках четвертинними пісками, що мають глибину 2,65 м за даними розчистки № 3. Така сама глибина тих пісків приблизно відслонюється в розчистках № 1, 2. Корінною породою на місці розчисток з'являється пісок Полтавського поверху (розчистка № 3).

Глибина лесової товщі збільшується в напрямі до окраїни схилу; це пояснюється тим, що матеріал в кінці схилу має більшу можливість накопичуватися при своєму відкладанні. Про умови відкладання всієї лесової товщі свідчать її характерні ознаки. З вищенаведених описів розчисток ми бачимо, що лесова товща визначається своїм легким механічним складом і головне верстуватістю, при чому ця верстуватість у загальних рисах найбільше виявлена в долішній частині всієї лесової товщі, де ця тонка верстуватість місцями переходить у грубу і місцями перекривається вклинюванням окремих піскуватих поверстоків. Крім того, суглинок лесуватий внизу розчисток мав достатню кількість пилюватих часток, щоб частково затримувати на собі атмосферні опади. Останнім і з'ясовується те помітне на профілі зволоження, що спостерігається в середній і долішній частинах розчисток. Далі ми помічаємо, що верстуватість повторює сучасний рельєф. Це головне, що вказує на делювійне походження всієї лесової товщі, за винятком горішнього позему. Останній належить до типового лесу. Найхарактерніше виступає він у розчистці № 1, у поземах 1 та 2. Тут глибина його — 3,35 м. Уже в розчистці № 2 його глибина зменшується — 1,43 м, що цілком пов'язується з умовами його тут залягання. Вище ми наводили, що розчистка № 2 взята з найбільших висот схилів (і ближче до гребеня витягнутої площадки окраїни плато). В розчистці № 1 знову глибина типового лесу починає збільшуватися. Коли в розчистці № 2 мали місце розмиви і через те зменшення глибини, то в розчистці № 1 — наміви й збільшення глибини.

В такий спосіб всю лесову товщу ми розподіляємо генетично на два поверхи: горішній типовий лес і долішній делювійний суглинок з деякими лесовими ознаками.

Делювійний суглинок, що відкладається в умовах схилу водним шляхом і тому набув своєрідних ознак, в свою чергу ми розподіляємо на декілька поземів залежно від ступеня виявлення тих чи тих ознак; так, у розчистці № поземі 3 й 4, у розчистці № 1 та № 2 — поземі 2, 3 і 4. Треба сказати, що глибина делювійного поверху по схилу помітно збільшується за рахунок зменшення горішнього темнуватого лесу. Аналогічні до розчисток делювійні суглинки, вкриті типовим лесом, зустрічаємо в інших відслоненнях правого схилу Сталінської балки. З другого боку, при порівнянні окремих поземів розчисток відповідно по горизонталі будемо мати таку картину: явища верстуватості стають виразнішими чим ближче до окраїни схилу плато, і тому поземи, так би мовити, повільно переходять один у одний. Тут треба згадати, що верстуватість іноді затамовується наявністю звогчення, яке найбільш виявлено поблизу окраїни схилу (розчистка № 1, де в поземі верстуватості не вказано). У зв'язку поземів по горизонталі ми приймаємо умовно, а для остаточного висновку потрібно більше спостереження в густіших розчистках. Правда, в загальних рисах відповідні поземи розчисток ув'язувати можна, приймаючи морфологічні ознаки, що майже однаково змінюються в сторчовому напрямі у всіх розчистках, при чому різні ознаки

неоднаково інтенсивно виступають, більшість з них в спільні в горизонтальних позах.

Для характеристики хемічного складу лесової товщі ми відібрали середні проби з кожного розчленованого позему і з кожної розчистки окремо й проробили валовий аналіз, який виконано в лабораторії Інституту будматеріалів. Тут же дано нами температуру топлення. Дані аналізу такі:

Розчистка	Позем	Зразки	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	SO <sub>3</sub>	R <sub>2</sub> O	Втрага від прожарюв.	Сума	Темп. топлення
1	1	1	86,64	4,39	2,80	0,24	0,90	0,39	0,52	1,72	2,65	100,14	1630°
	2	2	79,02	6,53	2,20	0,35	4,54	1,00	0,20	1,66	4,72	100,21	1460°
	3	3	81,24	5,49	1,75	0,46	3,97	1,17	0,26	1,46	4,52	100,32	1435°
	4	4	76,28	6,45	2,34	0,43	5,16	1,22	0,26	1,74	6,42	100,32	1410°
2	1	6	85,60	6,35	3,01	0,24	1,01	0,32	0,31	1,79	1,35	99,49	1530°
	2	7	79,05	5,18	3,24	0,25	4,18	1,07	0,42	1,22	5,93	100,54	1480°
	3	8	78,32	7,46	1,61	0,44	4,95	0,98	0,30	1,75	4,97	100,78	1460°
	4	9	78,59	7,35	1,60	0,44	4,59	0,72	0,30	1,83	5,14	100,56	1460°
3	1	11	85,04	6,66	1,58	0,36	1,26	0,36	0,37	1,50	3,18	100,68	1580°
	2	12	78,85	8,28	1,24	0,20	4,06	0,10	0,42	2,04	5,48	100,67	1460°
	3	13	80,46	6,25	1,60	0,10	3,74	0,20	0,70	2,44	5,05	100,54	1410°
	4	14	78,94	7,20	0,97	0,45	3,81	0,78	0,60	2,55	4,49	100,79	1410°

Розглядаючи елементарний аналіз, ми звертаємо увагу на такі моменти:

1) В кожній розчистці SiO<sub>2</sub> найбільше в перших позах розчисток — 86,64—85,61—85,04; ця кількість до низу віслонення зменшується:

2) Кількість CaO в горішніх позах найменша; вона раптово в других і нижчих позах збільшується, варіюючи в межах 3,75%—5,16% та більш рівномірно розподіляючись у другому, третьому та четвертому позах розчисток № 2 і № 3. Збільшення кількості SiO<sub>2</sub> в горішніх позах розчисток з'ясовується наявністю більшої кількості кварцю в тих таких позах, як у типовіших лесових порід, а зменшення CaO треба поставити в зв'язок з ґрунто-творчими процесами, де відбувалися явища вилугування, промивання. Аналогічно до CaO поводить себе й MgO й особливо виразно в розчистці № 1, де маємо 0,39—1,0—1,17—1,22. Те саме можна сказати й про луги R<sub>2</sub>O в загальних рисах та Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, яких найменше в горішньому поземі всіх трьох розчисток (три долішні поземи розчисток ведуть себе по-різному). Щодо півтораокисів заліза Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, то спостерігаємо явище протилежне: перший горішній позем (і перші два другої розчистки) має більше над останніми позами, що цілком з'ясовується тим, що перший позем усіх розчисток з'являється ілювіальним півтораокисним поземом в наслідок ґрунтоутворення, і півтораокиси у тому таки процесі могли досягати й другого позему другої розчистки і саме тому, що глибина першого позему тієї самої розчистки незначна, 1,43 м, а в умовах лісового типу ґрунтоутворення (у нас сірий лісовий) півтораокиси заліза виносяться на досить значну глибину й особливо, коли матірня порода ґрунтів має легкий механічний склад, яким і визначається вся наша лесова товща. Друга причина, що впливає на накопичення солей заліза в нашому другому поземі розчистки № 2, це вплив ґрунтових вод. Останні якраз і досить високо підносяться в даній розчистці, яка за рельєфом займає найвище місце (на слялі), а ґрунтова вода на схилах надходить з більших висот, де можливо вже залягають водонепроникливі глини (бурі та рябі).

Нарешті, витрата від прожарювання найменша в горішньому поземі та значно більша в долішніх трьох. Це цілком збігається з тим, що горішній позем має більшу кількість і хемічне зв'язної води і карбонатів, що виділяються, а з другого долішні поземи, як делювійного походження, завжди можуть мати значну кількість органічних речовин.

Всі вищенаведені дані хеманалізи вказують на те, що особливо відокремлюється горішній позем усіх трьох розчисток. Інші поземи менш виразні й по горизонталі можна зв'язувати лише умовно. Деяке роз'яснення в розчленуванні поземів подає температура топлення.

Для наглядності розкладемо дані температури топлення за такою схемою:

Поземи	Розчистка № 3	Розчистка № 2	Розчистка № 1
1	1580°	1530°	1630°
2	1460°	1480°	1460°
3	1410°	1460°	1435°
4	1410°	1460°	1410°

З цієї таблиці ми бачимо, що в кожній розчистці температура топлення в напрямі згори донизу знижується, при чому поземи в горизонтальному напрямі мають наближену температуру. Якщо зв'язати температуру з даними хеманалізу, то побачимо, що розташування температури в явище цілком закономірне й має пояснення в хемічному складі породи.

Розглянемо зміни температури окремо в розчистках в сторчовому напрямі.

Розчистка № 1. Перший позем має температуру найвищу 1630°, останні мають зменшення—1460°—1435°—1410°, при чому найбільша різниця температури між першим і четвертим поземами, вона сягає 220°. Як бачимо з даних хеманалізу, висока температура першого позему також саме тому, що в ньому набагато більше  $\text{SiO}_2$ —86,64%, менше  $\text{CaO}$ —0,90% замість 76,28% і 5,16% тих самих відповідних елементів четвертого позему. Наявність переважної кількості  $\text{C}_2\text{O}$  й  $\text{MgO}$  остільки впливає на зменшення температури топлення, що навіть присутність переважної кількості  $\text{A}_2\text{O}_3$  (6,45% в четвертому поземі і 4,89% у першому) у долішньому поземі не виявилася в даних температури (хоч звичайно більша кількість  $\text{A}_2\text{O}_3$  безперечно відповідним чином підвищує температуру). На температуру першого позему впливає перевага  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (2,80% замість 2,34% четвертого позему), але це компенсується вищенаведеними причинами (вплив кальція), а також тим, що в першому поземі менше лугів, ніж у четвертому (1,62% замість 1,74%). Відповідне зменшення температури треба віднести й на органічні речовини.

Аналогічне до вищенаведеного порівняння можна провести між усіма поземами, і всюди температури зміни топлення знаходять своє пояснення в хемічному складі породи.

Нам залишилося ще розглянути, як пов'язуються дані температури і хеманалізу по виділених нами поземах в горизонтальному напрямі.

З таблиці ми бачимо, що перший позем у всіх розчистках має найбільшу температуру, за ним ідуть послідовно другий, третій й четвертий, все в нижчою температурою, і лише долішні поземи другої розчистки пересуваються в бік збільшення температури, а разом вся розчистка має менший діапазон температурного розходження. Останнє явище ми зв'язуємо геологічними умовами залягання породи: в даному місці рельєфу (вищому) вся порода однорідніша, бо за тих умов рельєфу одноманітніші відбувалися делювійні процеси, тобто відкладався однорідніший матеріал, чого не можна сказати про відкладання породи на місці розчисток № 1 і № 3. Отже мікро-рельєфні умови на схилах широкої балки значно змінюють характер самих порід-

Температура топлення третього й четвертого поземів розчистки № 2, 1460°, подібна до температури другого позему розчисток № 1 і № 3. Подібність ця, звичайно, не абсолютна, а умовна (в межах округлення цифр), але все ж таки це треба мати на увазі при докладнішому дослідженні технологічних особливостей породи цих поземів.

Однакову температуру топлення маємо також у поземах четвертому розчистки № 1 і третьому й четвертому поземах розчистки № 3 — саме по 1410°. При порівнянні між собою поземів третьої розчистки звертаємо увагу на майже однаковий їх хемічний склад, а з порівняння цих таки хемічних даних з даними четвертого позему розчистки № 1 випливає висновок, що температура топлення останнього повинна бути нижчою, бо тут в значно більший відсоток топників ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ), більше органічних речовин і менше  $\text{SiO}_2$ , якщо все це не компенсувалося більшою кількістю лугів у поземах розчистки № 3.

Крім вищенаведених даних хемічного складу й температури топлення, ми маємо також якісну характеристику петрографічного складу поверхів наших трьох розчисток. Під мікроскопом лесова порода являє собою глинясту субстанцію жовто-брунатного кольору. В цій субстанції розкидано кварцові зерна, дрібні, гострокутні та грубіші, в більшості випадків закруглені. Дрібні кварцові зерна мають розмір у межах 0,12—0,09 мм діаметром, а грубіші варіюють від 0,32 мм до 0,6 мм діаметром. Кварцові зерна складають основну масу породи. З інших мінералів, що трапляються в складі порід, будуть мусковіт, польовий скалинець, кальцит. Ці мінерали зустрічаються лише зрідка. Так з петрографічного боку характеризується лесова товща цегельні № 9 в загальних рисах.

Розглядаючи дані петрографічного визначення наших розчисток і по відокремлених поверхах можна констатувати таке явище.

Розчистка № 1. У першому поземі є такі мінерали — кварц і мусковіт у другому — кварц, мусковіт, польовий скалинець; у третьому — кварц, мусковіт, польовий скалинець, кальцит; у четвертому — кварц, мусковіт, кальцит.

Розчистка № 2. Перший позем — кварц, мусковіт, польовий скалинець; другий і третій поземи тотожні з першим; четвертий позем — кварц мусковіт, польовий скалинець, кальцит.

Розчистка № 3. Перший позем — кварц, лосняк, польовий скалинець; другий позем — кварц, мусковіт, польовий скалинець, кальцит; третій і четвертий — кварц, мусковіт, польовий скалинець, кальцит.

Ці дані з'являються лише додатковою характеристикою розчисток наших поземів, а щодо мінералогічного складу поземів, то вони (дані) загальні. Так, звертаємо увагу на те, що долішні поземи першої та другої розчисток мають у своєму складі в порівнянні з першим поземом тих таки розчисток, крім загальних — кварцю, мусковіту, польового скалинця, — також і кальцит, при чому цей кальцит з'являється в третьому поземі першої розчистки та в четвертому поземі другої розчистки, інакше кажучи, це також співпадає з тим, що поземи другої розчистки своїм складом пересуваються догори, про що ми говорили вище, розглядаючи дані температури топлення.

З другого боку, за даними мінералогічного складу відокремлюється розчистка № 3. Тут всі вищеназвані мінерали й зокрема кальцит зустрічаються у всіх чотирьох поземах. Цей момент також стверджує висловлену вище нами думку про те, що розчистку № 3 не можна з'ясувати по окремих поземах (крім першого) з розчистками № 2 і № 1; вище ми говорили, що розчистка № 3 перебуває найнижче по схилу другого порядку.

Температурні дані, а також і хемічний склад знаходять своє з'ясування також і в мінералогічному складі поземів.

Потрібно прийняти до відому таке: осадові породи такі, як леси, а тим більше делювійного походження, можна порівнювати, і дані можуть збіга-

тися лише тоді, коли ці породи залягають в абсолютно однакових геологічних умовах макро- й мікрорельєфу, тобто можна порівнювати ті лесуваті породи, які мають подібний генез.

Геологічні умови залягання нашої лесової товщі в розчистках значно різняться, і тому до розчленування лесової товщі ми ставимось обережно, а для остаточних висновків потрібно вважати на всю суму даних в їх взаємовідношенні, так даних всіх аналізів, як і геологічних та геоморфологічних.

Визначення придатності лесової товщі в цілому й зокрема їх поземів для промислових виробів буде можливе після одержання даних технологічних аналізів, а тут ми обмежуємось лише повідомленням про попереднє розчленування лесової товщі на окремі поземи.

### Висновки

Ми розглянули дані морфологічні, хемічного і мінералогічного складу, температури топлення. Співтевуючи аналіз, можемо зробити такі висновки:

1. В кожній розчистці констатується диференціація на поземи по вертикалі. Їх ми нараховуємо чотири (поземи). Вони відрізняються в першу чергу морфологічними ознаками, далі хемічним складом і температурою топлення і менш виразно — мінералогічним складом.

2. З виділених нами поземів найбільш яскраво відрізняється у всіх розчистках горішній позем; тому цей позем можна поєднувати й паралелізувати у розчистках по горизонталі, як позем, що відокремився з лесової товщі в наслідок глибоких ґрунтотворних процесів. Генетично він належить до типового лесу, еодового.

3. Три головні поземи (другий, третій і четвертий) розмежовуються менш виразно, як поземи, що мають делювійне походження та перебувають у різних умовах схилу (мікрорельєф). В наслідок цього паралелізувати їх по горизонталі можна лише умовно, і особливо це стосується поземів третьої розчистки, яка знаходиться в умовах схилу першого й другого порядку, умовах відмінних від умов залягання другої і першої розчисток, що нижче по схилу першого порядку.

В такий спосіб лесову товщу цегельні ми розподіляємо на два головні поземи — горішній та долішній. Горішній позем відповідає першому позему всіх розчисток, а долішній позем — другому, третьому й четвертому другої та першої розчисток. Ці самі поземи (другий, третій і четвертий) третьої розчистки стоять окремо, бо розчистка ця перебуває в інших умовах мікрорельєфу, що відбилося на їх складі.

Долішній позем можна в свою чергу розподілити на два підпоземи, виділяючи для цього другий позем розчисток та об'єднуючи в один підпозем третій та четвертий.

4. Наше розчленування торкається лише розчисток (кар'єру). Щодо того, як поширюються наші поземи вище по схилу, з певністю говорити не можна. Можна тільки сказати, що вище по схилу грубина делювійної товщі повинна зменшуватися, а диференціація на поземи не буде такою виразною, як це й бачимо на прикладі другої розчистки, що знаходиться вище по схилу. Однак і вище по схилу буде ясно відокремлюватися горішній позем в наслідок ґрунтотворення, позем ілювіяльний — півтораокисний, залізистий, вилугуваний від карбонатів.

5. Щодо використання для клінкеру звичайної цегли, найпридатнішим може бути перший позем. До цих висновків можна прийти з порівняння наших даних з даними й висновками проф. С. М. Муравлянського<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Дослідження клінкерних глин України.

## До тектоніки гори Калитви та її околиць

I. С. Педан

### Zur Tektonik des Berges Kalitwa und seiner Umgegend

I. S. Pedan

Правобережжя р. Орелі на дільниці між м. Маячкою й м. Китайгородом (на Полтавщині) становить тераси р. Ворскла, з яких найпоширеніша дволезова. На рівній поверхні цієї тераси підносяться кілька горбів з пологістими схилами, на яких збереглися поклади наметневих суглинків та флювіогляціальних пісків під ними. Ці горби можна вважати за останці давньої тераси, яку в працях різних авторів позначається назвами: моренової (проф. В. М. Чірвінський), міндельської (акад. В. В. Різниченко) та ін. Останці збереглися від розмивів останнього зледеніння, що знищили значну частину тераси.

Головних останців на згаданій дільниці три: гора Калитва є крайній останній останець з південно-східного боку дільниці; ним закінчуються тераси Ворскла проти м. Китайгорода; другий останець розташований між хх. Тимківкою, Тарасівкою, Іванівкою й Солянівкою; цей останець закінчується з східного боку значним піднесенням, що у місцевих селян відоме під назвою „Кленова гора“; третій останець міститься в районі хуторів: Нетесівки, Обидських, Монів та Радьків.

Всі три останці помітно видовжені в NO—SW напрямі і розташовані один за одним на видовженій у NW—SO напрямі площі понад 78—80 кв. км завбільшки. Останці позначені в рельєфі триверстової топографічної карти.

Річкові поклади терас на дослідженій дільниці уложені на частково розмитих пісках Харківського яруса, горішня межа яких на кілька метрів підноситься над заплавиною Орелі і лежить на гіпсо-метричному рівні +70, 50—+74,50 м. Свердловина в с. Бродщині натрапила на ці піски під терасовими покладами на глибині 14,93 м від поверхні, а свердловина за 5 км на SW від с. Канав увійшла в піски на глибині 10 м. Ці факти, а також деякі інші матеріали, дають підстави вважати, що грубина річкового алювію вкупі з лесом на ньому дорівнює 10—15 м. Пересічна грубина пісків Харківського яруса на дослідженій дільниці 40—45 м; це констатовано не лише згаданими двома свердловинами, а й свердловиною в м. Могилеві, опис якої подає Н. Соколов у праці „Гидрогеологические исследования в Новомосковском уезде“.

Для дальшого опису гори Калитви треба зупинитися в кількох словах на стратиграфії пісків Харківського яруса.

На підставі вивчення зразків, узятих з свердловини на заплаві р. Орелі біля с. Канав Нехворощанського району, можна відзначити три горизонтальні яруси: горішній, складений з середньозернистого глауконітового піску з незначною домішкою глинястої речовини, середній, що має в складі грубозернистий кварцово-глауконітовий матеріал укупі з матеріалом середньо-

вернястим, і долішній — дрібнозернястий з значною домішкою глинястої речовини.

Пісок горішнього позему середньозернястий (0,16—0,33 мм) з значною домішкою глауконітових зерен густозеленого забарвлення; досить часто трапляється ортоклаз, плагіоклази, мікроклін, зрідка турмалін, хлорит, лусочки серициту та інші мінерали. З НСІ не закипає; глибина позему на розмитих місцях 14 м, на нерозмитих (під полтавськими пісками) — понад 23 м. Такий самий склад і структуру має пісок цього позему у відслоненнях правого схилу долини Орелі в районі м. Нехворощі, біля с. Тарасівки Царичанського району та в інших місцях.

Середній позем яруса представлений грубозернястим матеріалом з незначною домішкою середньозернястої та глинястої речовини: тут окремі кварцові та глауконітові зерна досягають 3—5 мм діаметром; в піску виразно переважає глауконіт; з інших мінералів трапляється небагато грубих поодиноких зерен мікрокліну та плагіоклазів. Глибина позему 10—11 м. Долішній позем яруса складений з дрібнозернястого (0,08—0,12 мм) блакитно-сірого з незначною домішкою глауконітових зерен — піску з чималим вмістом глини. За зовнішніми ознаками, а також і стратиграфічно, пісок відповідає поземові блакитно-сірих піскуватих глин та глинястих глауконітових пісків, що їх Н. Соколов вважає за переходовий позем до блакитного мергелю (Н. Соколов. „Гидрогеологические исследования в Новомосковском уезде“, 1897). До складу піску входять: кварц, мікроклін, плагіоклази, глауконіт, зрідка трапляються рогова світня, турмалін та серицит. З НСІ пісок не закипає. Глибина позему понад 20 м.

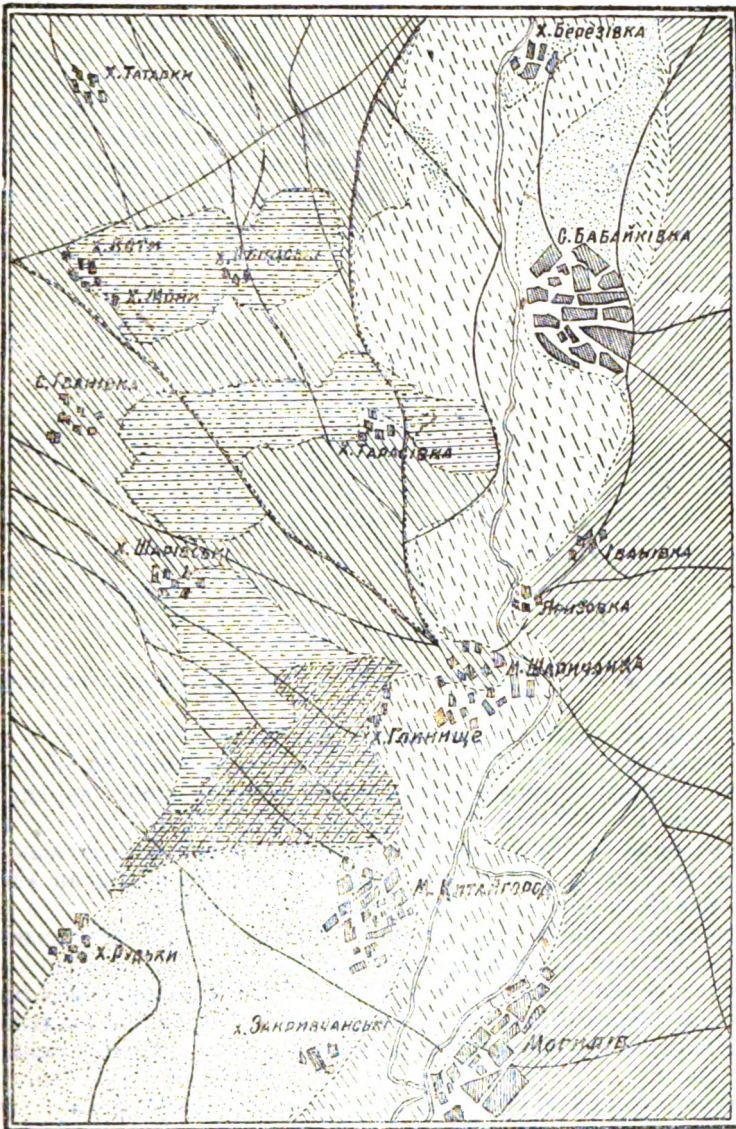
Піски Харківського яруса підстелюють блакитні мергелі Київського яруса понад 25 м завгрубки, а під цими останніми лежать піски Бучака. Така геологічна будова околиць гори Калитви.

Опис гори Калитви знаходимо в Гурова в праці „Геологическое описание Полтавской губернии“ (Харьков, 1888, с. 139); автор вважає, що гора є залишок розмитой лівої окраїни Дніпровой долини; подаючи опис лесу гори Калитви, автор вважає склад його за надзвичайно характерний: до складу лесу, крім глини, увиходять зерна кварцу, ортоклазу, мікрокліну, глауконіту, лусочки серициту; піску більше як 50%. Ймовірно, що автор прийняв за лес суглинясті піски й суглинки Харківського яруса, що відслонюються близько хут. Глинища. Детальний опис відслонень гори Калитви подає в окремій праці Корякін („О геологическом строении г. Калитвы“, 1922, окрема відбитка). Схема будови Калитви, за автором, така: згори донизу уложені: 1) лес та лесуваті суглинки, 2) наметневі суглинки, 3) солодководяні суглинки, 4) білі та жовті кварцові піски, які автор прирівнює до терасових пісків г. Пивихи. Гора Калитва є „морена напора великого дніпровського ледникового язика“ і простягається нормально до напрямку руху останнього.

Року 1930 Калитву вивчав акад. Рівниченко під час триверстного геологічного зймання, але робота ще не опублікована.

Ця гора підноситься над поверхнею дволесової тераси майже на 70 м. Її стрімкий південний і східний схили прорізані глибокими ярами та провалами, в яких можна спостерігати відслонення глауконітових та четвертинних пісків майже до верху гори. Верстви пісків нахилені на північний захід під чималим (18—70°) кутом, нахил помітно зменшується в напрямі на NW. Характерну лускувату структуру можна особливо виразно спостерігати в так зв. Кобиляцкому яру, по якому проходить шлях з м. Кобиляк на Китайгород; тут найкраще виявлена будова південно-східної частини гори. Верстви четвертинного піску кілька разів чергуються з верствами глауконітового; це чергування можна спостерігати на стінах одного з провалів, коли проходити від верховини яру донизу (або навпаки). В горішній частині яру на лівій його стіні відслонюються білі та жовті четвертинні піски, вкриті зеле-






Г. КАЛИТВА ТА ЇЇ ОКОЛИЦІ  
 МАШТАБ  $\frac{1}{125000}$

 Г. КАЛИТВА

 ТЕРАСА  
ДВОЛЕСОВА

 ЗАПАВННА  
ОРЕЛІ

 ОСТАНЦІ  
МОДЕРНОЇ  
ТЕРАСИ

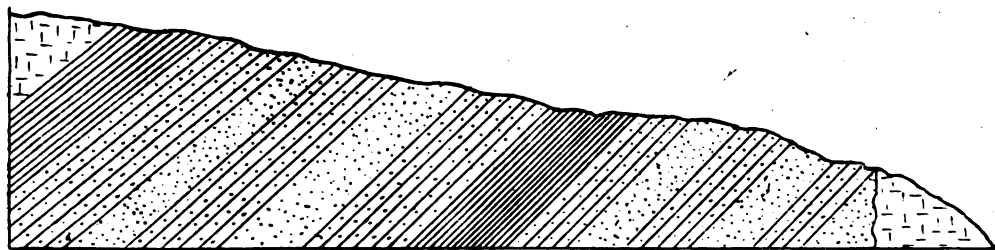
 ТЕРАСА  
ОДНОЛЕСОВА

 ТЕРАСА  
ПІСЬОВА

ним клинцюватим лесуватим суглинком. Верстви піску помітно похилені на NW, де-не-де зім'яті й уложені невгідно в суглинком.

Коли йти від верховини яру донизу, то на стіні можна спостерігати нахилені верстви четвертинних і гравконітових пісків у такому порядку:

1. Половожовтий поземо уложений переверстований лесуватий суглинок з сучасним ґрунтом.
2. Жовтаво-зеленкуватий дрібнозернястий з іржавими поволоками на щільнах суглинястий гравконітовий пісок. Верстви похилені на NW під кутом 24°. В піску видно скид по майже вертикальній щілині.
3. Верстуватий грубозернястий пісок, також похилений на NW.



Перекрій Кобляцького Яру (вздовж)



Рис. 1.

4. Сірюво-зелений середньозернястий з гравконітовими зернами суглинкуватий пісок.

5. Білий і жовтий грубозернястий четвертинний пісок.

6. Сірюво-зелений злегка суглинкуватий гравконітовий пісок.

7. Білий та жовтий грубозернястий четвертинний пісок; верстви де-не-де зігнуті й похилені на NW під кутом 71°.

8. Сірюво-зелений дрібнозернястий суглинкуватий з іржавими просмужками гравконітовий пісок; глинястої речовини домішана значна кількість.

9. Верстований грубозернястий четвертинний пісок.

10. Зелено-сірий дрібнозернястий з рідкими гравконітовими зернами, з дрібними залізистими конкреціями пісок.

11. Переверстований грубозернястий з рінячинням флювіогляціальний пісок.

12. Тонкий проверсток (до 15 м) ясносірого з блакитним відтінком, з рідкими гравконітовими зернами дрібнозернястого піску (переходовий позем від Харківського яруса).

13. Переверстований грубозернястий білий і жовтий пісок.

14. Сірюво-зелений з рідкими гравконітовими зернами, дрібнозернястий, трохи суглинкуватий пісок.

15. Нижче притулені піски ярного походження, з горизонтальним наверстованням; ці піски вкриті лесом з сучасним ґрунтом на ньому.

Яр простягся з NW на SO і перетинає верстви майже впоперек до протягання.

Пісок, що позначений в описі яру під чч. 2 та 8, дуже нагадує — і складом, і структурою — пісок довшнього (третього) позему Харківського яруса з канівської свердловини з тою лише різницею, що в піску яру частина гравконіту звітрена, а залізисті продукти звітрення надали йому жовтавого забарвлення.

Пісок, описаний під чч. 4, 6, 10, на зовнішній вигляд нагадує пісок горішнього позему яруса з канівської свердловини; на жаль, детальнішого порів-

нення зразків за допомогою мікроскопа не зроблено. Мікроскопічно досліджені були деякі зразки глауконітових пісків з інших відслонень гори Калитви. Один зразок взято в горішній частині невеликого яру, що прорізує південний схил Калитви за  $\frac{1}{2}$  км на схід від Кобеляцького яру. Ісок ясносірий з блакитним відтінком, дрібнозернистий (0,08 — 0,12 мм), із значною домішкою глинястої речовини. З НСІ не закипає. До складу піску входять: кварц, плагіоклази, мікроклін, глауконіт, зрідка — рогова світня, серицит; з цього видно, що складом і структурою цей пісок цілком підходить до піску довшнього позему яруса, що був виявлений у канівській свердловині, а також описаний Н. Соколовим (могилівська свердловина) під назвою переходового позему; і в могилівській свердловині цей позем належить до довшнього позему яруса.

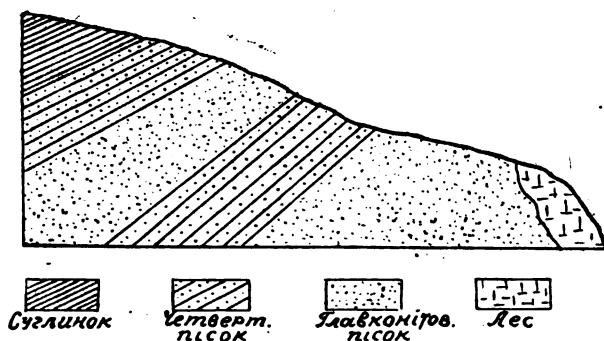


Рис. 2.

Дослідження зразків з різних поземів і місць району Калитви показало, що рогова світня трапляється лише в довшніх поземах яруса глауконітових пісків. Все це доводить, що описаний зразок з гори Калитви відповідає довшньому поземові Харківського яруса.

У відслоненні, де взято описаний зразок, верстви цього піску похилені на NW під кутом  $31^\circ$ . До низу яру, у цьому ж відслоненні, грубозернисті четвертинні піски чергуються з середньозернистими глауконітовими; тут можна спостерігати ту саму дрібнолускувату структуру, що найвиразніше виступає в Кобиляцькому яру; кут нахилу верств помітно збільшується в напрямі до виходу з яру і досягає  $40^\circ$  (рис. 2).

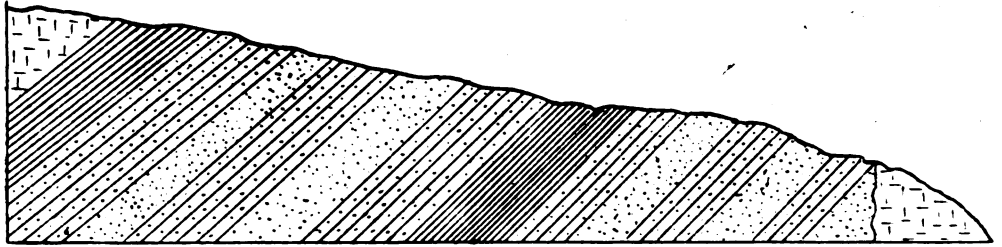
На схилах лівої відноги великого яру, що прорізує південно-східний кут Калитви, відслонюється середньозернистий глауконітовий пісок з незначною домішкою глинястої речовини; розмір зерен — 0,12 — 0,30 мм; до складу піску входять: кварц, ортоклаз з мікрокліном, плагіоклази, глауконіт, зрідка трапляється турмалін та лусочки серициту. Складом і структурою пісок цілком наближається до пісків горішнього позему Харківського яруса, що відслонюються на схилах правого берега Орелі в районі Нехворощі та виявлені на заплавіні Орелі в канівській свердловині (див. вище опис їх).

У проваллі першого, на захід від південно-східного кута Калитви, великого яру знайдено грубозернистий з значною домішкою грубих зерен глауконіту суглинястий пісок; зерна кварцу й глауконіту — до 2 мм завбільшки. До складу піску входять: кварц, глауконіт, що становить основу масу породи, плагіоклази, що трапляються в зв'язку з дрібнішими фракціями піску; отже в складі й структурі піску виявляється його майже довна аналогія з піском середнього позему Харківського яруса канівської свердловини; особливо виразно виступає ця аналогія в складі піску; три основних мінерали — кварц, глауконіт та польовик — характеризують склад обох зразків; перевага зерен глауконіту, їх глибина є теж характерна відзнака обох зразків.

ним клинцюватим лесуватим суглинком. Верстви піску помітно похилені на NW, де-не-де вім'яті й уложені незгідно з суглинком.

Коли йти від верховини яру донизу, то на стіні можна спостерігати нахилені верстви четвертинних і гравконітових пісків у такому порядку:

1. Половожовтий поземо уложений переверстовований лесуватий суглинок з сучасним ґрунтом.
2. Жовтаво-зеленкуватий дрібнозернястий з іржавими поволоками на щілинах суглинястий гравконітовий пісок. Верстви похилені на NW під кутом  $24^\circ$ . В піску видно скид по майже вертикальній щілині.
3. Верстуватий грубозернястий пісок, також похилений на NW.



Перекрій Кобилецького Яру (вздовж)

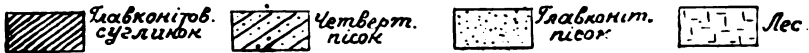


Рис. 1.

4. Сірюво-зелений середньозернястий з гравконітовими зернами суглинкуватий пісок.

5. Білий і жовтий грубозернястий четвертинний пісок.

6. Сірюво-зелений злегка суглинкуватий гравконітовий пісок.

7. Білий та жовтий грубозернястий четвертинний пісок; верстви де-не-де зігнуті й похилені на NW під кутом  $71^\circ$ .

8. Сірюво-зелений дрібнозернястий суглинкуватий з іржавими просмужками гравконітовий пісок; глинястої речовини домішана значна кількість.

9. Верстований грубозернястий четвертинний пісок.

10. Зелено-сірий дрібнозернястий з рідкими гравконітовими зернами, з дрібними залізистими конкреціями пісок.

11. Переверстовований грубозернястий з рінячинням флювіогляціальний пісок.

12. Тонкий проверсток (до 15 м) ясносірого з блакитним відтінком, з рідкими гравконітовими зернами дрібнозернястого піску (переходовий позем від Харківського яруса).

13. Переверстовований грубозернястий білий і жовтий пісок.

14. Сірюво-зелений з рідкими гравконітовими зернами, дрібнозернястий, трохи суглинкуватий пісок.

15. Нижче притулені піски ярного походження, з горизонтальним наверстованням; ці піски вкриті лесом з сучасним ґрунтом на ньому.

Яр простягся з NW на SO і перетинає верстви майже впоперек до протягання.

Пісок, що позначений в описі яру під чч. 2 та 8, дуже нагадує — і складом, і структурою — пісок довшнього (третього) позему Харківського яруса з канівської свердловини з тою лише різницею, що в піску яру частина гравконіту звітрена, а залізисті продукти звітріння надали йому жовтавого забарвлення.

Пісок, описаний під чч. 4, 6, 10, на зовнішній вигляд нагадує пісок горішнього позему яруса з канівської свердловини; на жаль, детальнішого порів-

нення зразків за допомогою мікроскопа не зроблено. Мікроскопічно досліджені були деякі зразки глауконітових пісків з інших відслонень гори Калитви. Один зразок взято в горішній частині невеликого яру, що прорізує південний схил Калитви за  $\frac{1}{2}$  км на схід від Кобеляцького яру. Ісок ясносірий з блакитним відтінком, дрібнозернистий (0,08 — 0,12 мм), із значною домішкою глинястої речовини. З НСІ не закипає. До складу піску входять: кварц, плагіоклази, мікроклін, глауконіт, зрідка — рогова світня, серицит; з цього видно, що складом і структурою цей пісок цілком підходить до піску долішнього позему яруса, що був виявлений у канівській свердловині, а також описаний Н. Соколовим (могилівська свердловина) під назвою переходового позему; і в могилівській свердловині цей позем належить до долішнього позему яруса.

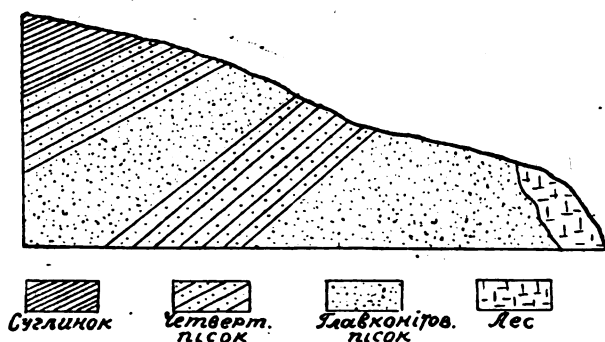


Рис. 2.

Дослідження зразків з різних поземів і місць району Калитви показало, що рогова світня трапляється лише в долішніх поземах яруса глауконітових пісків. Все це доводить, що описаний зразок з гори Калитви відповідає долішньому поземові Харківського яруса.

У відслоненні, де взято описаний зразок, верстви цього піску похилені на NW під кутом  $31^\circ$ . До низу яру, у цьому ж відслоненні, грубозернисті четвертинні піски чергуються з середньозернистими глауконітовими; тут можна спостерігати ту саму дрібнолускувату структуру, що найвиразніше виступає в Кобеляцькому яру; кут нахилу верств помітно збільшується в напрямі до виходу в яру і досягає  $40^\circ$  (рис. 2).

На схилах лівої відноги великого яру, що прорізує південно-східний кут Калитви, відслонюється середньозернистий глауконітовий пісок з незначною домішкою глинястої речовини; розмір зерен — 0,12 — 0,30 мм; до складу піску входять: кварц, ортоклаз з мікрокліном, плагіоклази, глауконіт, зрідка трапляється турмалін та лусочки серициту. Складом і структурою пісок цілком наближається до пісків горішнього позему Харківського яруса, що відслонюються на схилах правого берега Орелі в районі Нехворощі та виявлені на заплаві Орелі в канівській свердловині (див. вище опис їх).

У проваллі першого, на захід від південно-східного кута Калитви, великого яру знайдено грубозернистий з значною домішкою грубих зерен глауконіту суглинястий пісок; зерна кварцу й глауконіту — до 2 мм завбільшки. До складу піску входять: кварц, глауконіт, що становить основу масу породи, плагіоклази, що трапляються в зв'язку з дрібнішими фракціями піску; отже в складі й структурі піску виявляється його майже довна аналогія з піском середнього позему Харківського яруса канівської свердловини; особливо виразно виступає ця аналогія в складі піску; три основних мінерали — кварц, глауконіт та польовик — характеризують склад обох зразків; перевага зерен глауконіту, їх глубина є теж характерна відзнака обох зразків.

Наведені факти дають підстави вважати, що в південно-східній частині гори Калитви увесь Харківський ярус виразно дислокований; його верстви підняті на значну висоту над поверхнею молодих терас, насунуті на четвертинні піски і вкупі з останніми утворюють характерну лускувату структуру в південно-східній частині гори. Всі поземи Харківського яруса відслонюються в провалях г. Калитви. Височина піднесення пісків яруса над поверхнею молодших терас, імовірно, не менше, як 70 м, бо піски ці можна знайти на найвищих пунктах Калитви.

Північно-західний схил Калитви повільний, закритий, з виразними видовженими з NO на SW розпливними горбами та улоговинами між ними. Схил поступово знижується до дволесової тераси і майже непомітно зливається з нею біля хут. Шарівських; з цього боку межа останця визначається межею поширення наметневих суглинків, виявленою дослідженням криниць в хут. Шарівських, Векленках тощо. Південно-західний схил Калитви являє типову моренову терасу з наметневими суглинками, що уложені обидва на пісках, або на солодководіаному мергелі незначної grubни. Свердловина, що була закладена на схилі близько дороги з м. Царичанки на с. Сокилку (біля відмітки 52,97 на триверстовій мапі), пройшла:

Сучасний ґрунт . . . . .	0,80 м
Перший поверх лесу . . . . .	1,60 .
Перший копальний ґрунт . . . . .	1,50 .
Другий поверх лесу . . . . .	2,00 .
Наметневий суглинок . . . . .	0,60 .
Підмореновий мергель . . . . .	0,90 .
Середньозернистий алювій . . . . .	7,60 .

Місце, де була закладена свердловина, підноситься над поверхнею запла-  
вини на 25—30 м. Тут наметневі суглинки зв'язані з пісками й лесом так само, як і в інших місцях тераси, де дислокації виявлені лише в незначному піднесенні місцевості, без утворення насувів; цей факт, а також і те, що у відслоненнях Калитви можна прослідкувати зменшення кута нахилу порушених верств у напрямі на NW, — про це ми говорили вище, — свідчать, що різко дислокована є лише південно-східна частина гори; інтенсивність порушення повільно затухає в напрямі на NW; на північно-західному схилі порушення відзначені головне у виведенні верств з поземого уложення без порушення нормального взаємовідношення між верствами. Порушення верств на цьому схилі відбито і в рельєфі схилу з його видовженими в NO—SW напрямі горбовинами та улоговинами; ці ознаки вказують на існування слабких згорток на схилі.

В криницях хут. Шарівських можна простежити таку саму геологічну будову, яка констатована свердловиною на NW схилі Калитви. В одній з криниць виявлено:

Сучасний ґрунт . . . . .	0,50 м
Перший поверх лесу . . . . .	3,50 .
Перший копальний ґрунт . . . . .	2,00 .
Другий поверх лесу . . . . .	1,00 .
Наметневий супісок . . . . .	2,00 .
Пісок (до дна) . . . . .	2,00 .

Місце підноситься над поверхнею дволесової тераси на 4—5 м. Як можна бачити з опису, наметневий супісок у криниці лежить на глибині 7 м; тим самим можна довести, що супісок у криниці лежить нижче поверхні дволесової тераси на 2—3 м. У свердловині, що її опис подано вище, наметневий суглинок лежить вище від поверхні дволесової тераси принаймні метрів на 18—20. Умови уложення наметневих суглинків і супісків на обох описаних пунктах однакові, коли не зважати на відсутність підморенового мергелю в криниці. Стратиграфія криниці й свердловини типова для характеристики



будови давньої тераси. Описані пункти віддалені один від одного на 4 км, а висотна різниця сучасної поверхні та окремих поверхів цих пунктів дорівнює 20—25 м.

Отже нахил верств північно-західного схилу Калитви визначається їх зниженням на NW, що дорівнює 5—6 м на кілометр.

Підземна вода гори збігає, відповідно нахилу верств, на NW і концентрується в улоговинах на схилі, де її часто дістають неглибокими криницями. Нахилом верств пояснюється повна відсутність джерел на південних схилах гори.

Калитва відділена від наступного на NW тарасівського останця вузькою (понад 1½ км) протокою дволесової тераси; будову тераси можна спостерігати в криницях м. Царичанки, а також у північно-західній частині хут. Шарівських. Для порівняння будови її з будовою давньої тераси подаємо описи двох криниць на протилежних кінцях діляниці. У криниці на західному кінці м. Царичанки можна спостерігати таку будову:

Сучасний ґрунт . . . . .	0,70 м
Перший поверх лесу . . . . .	3,00 "
Перший копальний ґрунт . . . . .	1,50 "
Другий поверх лесу . . . . .	1,50 "
Дрібнозернястий пісок (до дна) . . . . .	13,00 "

Аналогічну будову видно в криницях північно-східного кінця хут. Шарівських:

Сучасний ґрунт . . . . .	0,80 м
Перший поверх лесу . . . . .	3,20 "
Перший копальний ґрунт . . . . .	1,00 "
Другий поверх лесу . . . . .	1,60 "
Пісок — до дна.	

Привертає увагу той факт, що лесова серія тераси дволесової і тераси з мореною майже однакова завгрубшки — понад 6—7 м, а крім того, лес на морені поділений копальним ґрунтом на 2 поверхи, як і на дволесовій (безмореновій) терасі. Це наводить на ту думку, що дволесова тераса утворилася безпосередньо за часом відступу льодовика, води якого розмили здебільшого моренову терасу, саме знижені її діляниці; відкладання лесу розпочалося одноразово на морені й на діляниці, де морена була знижена розмивом. Цим можна пояснити однакову грубину й однакову ровчленованість лесу на різних діляниціях.

Уложення верств дволесової (безморенової) тераси цілком поземе, без будь-яких ознак порушень. Це доводить, що дислокації відбулися до моменту сформування дволесової тераси. З другого боку, можна вважати, що дислокації відбулися після відкладання моренових суглинків і супісків, бо верстви їх врівно дислоковані вкупі з верствами давніших порід.

Тарасівський останець видовжений в NO—SW напрямі від х. Тарасівки до с. Іванівки та хут. Мензулів на 8 км. Пересічна його ширина 1—1½ км. Поверхня останця майже однаково похилена і на NW, і на SO, і лише в районі Кленової гори (біля заплавини Орелі) виразно виступає асиметрія останця, при чому похил на захід і північний захід поступовіший, ніж на схід і південний схід; тут можна бачити до деякої міри аналогію в формі останця й гори Калитви; всю Кленову гору можна розглядати як піднесену південно-східну частину останця.

В самій геологічній будові Кленової гори й Калитви теж можна прослідкувати деяку аналогію як у взаємовідношеннях верств, так і в порушеннях нормального уложення їх.

Кленова гора стрімко спускається до заплавини Орелі і на її східному та північно-східному схилах трапляються невеликі відслонення, де можна спостерігати виходи не лише лесу та наметневих суглинків, а й глауконітових



пісків Харківського яруса. У відслоненні невеликого провалля на північно-східному схилі гори видно:

Половосірий лесуватий суглинок . . . . .	2,30 м
Сірювобурій копальний ґрунт . . . . .	3,10 "
Половосірий лесуватий суглинок . . . . .	2,90 "
Наметневий суглинок (до дна) . . . . .	4,00 "

Верстви останніх двох поверхів похилені на північний захід під кутом понад 10°. Щоб перевірити нахил верств, — на вершкку Кленової гори біля пункту, позначеного на триверстовій карті позначкою 66, закладено шурф, який пройшов:

Сучасний ґрунт . . . . .	0,60 м
Перший поверх лесу . . . . .	0,90 "
Перший копальний ґрунт . . . . .	0,70 "
Другий поверх лесу . . . . .	0,40 "
Наметневий суглинок . . . . .	2,20 "
Флювіогляціальний пісок . . . . .	1,00 "
Половожовтий переверстований суглинок (до дна шурфа) . . . . .	2,20 "

Верстви чч. 5, 6, 7 похилені на NW під кутом 5°. Наметневий суглинок в описаному вище відслоненні лежить значно нижче, ніж цей самий суглинок у шурфі. За даними нівелювання, горішня межа наметневого суглинку в шурфі підноситься над заплавиною Орелі на 34,21 м, а ця сама межа у відслоненні підноситься над заплавиною лише на 10—12 м. Віддалення від шурфа до відслонення понад 1/2 км, а висотна різниця поверхні суглинків на обох пунктах дорівнює 22—24 м. Ці дані відповідають якраз тому кутові нахилу верств, що його спостерігають у шурфі. На східному схилі Кленової гори відслонюються главконітові піски, горішня межа яких підноситься на значну висоту над заплавиною Орелі. За 2 км на захід від Кленової гори, на південно-східному схилі останця в криниці наметневий суглинок виявлено теж на значно нижчому гіпсометричному рівні, ніж на Кленовій горі; тут у криниці виявлено:

Сучасний ґрунт . . . . .	0,30 м
Перший поверх лесу . . . . .	1,70 "
Копальний ґрунт . . . . .	3,00 "
Другий поверх лесу . . . . .	2,50 "
Наметневий суглинок (до дна) . . . . .	2,00 "

Місце, де розташована криниця, підноситься над поверхнею дволесової тераси на 4—5 м, а наметневий суглинок, як це видно з опису криниці, лежить на глибині 8 м, тобто його поверхня лежить нижче поверхні тераси на 3—4 м. З цього можна бачити, що висотна різниця поверхні наметневого суглинку в криниці й на Кленовій горі дорівнює 27—28 м (бо горішня межа суглинку на горі підноситься над поверхнею тераси на 24 м).

В описаній криниці наметневий суглинок має типовий *habitus* морени цеглово-червоного забарвлення; вона складена з неодсортованої суміші піску, рінячяння, глинястої речовини та наметнів; її склад, зовнішній вигляд, умови уложення (підстеляється флювіогляціальними пісками, виявленими на дні криниці), глибина — майже точно відповідають таким самим ознакам морени з Кленової гори. Не може бути сумніву, що морена криниці перебуває в корінному уложенні, а не знесена по схилу з гори. Рівномірна глибина морени на досліджених пунктах останця, однакові умови уложення її доводять, що морена була відкладена рівномірною верствою на досить рівній місцевості, яка потім була дислокована в спосіб утворення антиклінальної згортки, частину якої становить сучасний тарасівський останець. Можна було б заперечувати дислокації після відкладання морени і пояснювати рівномірність верстви суглинку на знижених і підвищених ділянках тераси просто тим,

що морена плащувато вкриває дислоковану раніше місцевість. Але не можна припустити, щоб льодовик, який ніс на собі морену, наступаючи, не зрівняв би значною мірою поверхню дислокованої місцевості і не знищив би тих піскових горбів, які до цього часу підносяться у формі останців давньої тераси.

Кленову гору можна вважати за рештку найвищого піднесення тарасівського останця з південно-східного боку. Місцевість виразно дислокована, але значно менше, ніж Калитва; і на тарасівському останці більше порушений південно-східний край, зайнятий Кленовою горою, але насувів, як на Калитві, тут імовірно немає, і флювіогляціальні піски з мореновими суглинками та супісками суцільною поволокою вкривають піски Харківського яруса на території останця. Можна гадати, що тарасівський останець становить два невеликих рівнобіжних антиклінала, одним з яких є видовжена між хут. Тарасівкою і с. Іванівкою горбовина, а рештка другого — Кленова гора; остання північно-східним краєм підходить щільно до заплави р. Орелі й утворює виступ правого берега Орелі в районі х. Турова; кілька таких виступів чергуються з циркуватими викроями берега, про які писав ще Гуров у праці „Геологическое описание Полтавской губернии“ і пояснював їх утворення розмиванням правого берега атмосферними водами.

Третій останець являє теж видовжену в NO SW напрямі горбовину між с. Нетесівкою та хут. Котами на 5—6 км. Над поверхнею дволесової тераси останець підноситься на 5—8 м і поступово знижується на північний захід і південний схід; на окраїнах він непомітно зливається з поверхнею дволесової тераси. Отож морфологія його така характерна, що заздалегідь можна було сподіватись знайти на ньому моренові відклади. Їх виявлено в криницях хуторів Ляхів, Монів тощо. Для характеристики будови останця подаємо опис однієї з криниць хут. Монів:

Сучасний ґрунт . . . . .	0,80 м
Перший поверх лесу . . . . .	4,20 „
Перший копальний ґрунт . . . . .	1,50 „
Другий поверх лесу . . . . .	1,00 „
Типовий мореновий суглинок з наметнями . . . . .	0,50 „
Підмореновий середньозернястий пісок (до дна) . . . . .	2,50 „

Криниця збудована на схилі останця і пройшла мореновий суглинок на глибині 7,50—8,00 м від поверхні, тобто мореновий суглинок лежить тут на кілька метрів нижче поверхні дволесової тераси і майже на рівні поверхні її алювіальних пісків. Простежити уложення моренових суглинків на найвищих пунктах останця не довелось, але наявність суглинків на горбовині, її геологічна будова, форма, напрям видовженості — не залишають сумніву про те, що третій останець генетично пов'язаний з першими двома і є результат того самого тангенційного тиснення, що порушило верстви на дослідженій ділянці правобережжя Орелі; тільки результати цього тиснення на третьому останці відбиті значно слабше, ніж на перших двох.

За 6—8 км на північний захід від третього останця можна спостерігати низку (5—6) розпливчастих, з невиразними межами, ледве піднесених над поверхнею тераси, невеликих горбовин, але говорити про їх характер та генез, через брак будь-яких даних, не доводиться.

Нижче подаємо порівняльну таблицю умов уложення верств давньої тераси в різних її пунктах (див. с. 26).

З таблиці видно, що надморенова серія завжди грубша на понижених ділянках (7—8 м), ніж на підвищених (2,60—5,90 м); цей факт можна пояснити тим, що на підвищеннях відношення <sup>аккумуляція</sup> <sub>змирання</sub> було менше, ніж на пониженнях. Наметневі суглинки й супіски скрізь мають незначну глибину, (0,50—2,20 м) і лежать або на флювіогляціальних пісках, або на негрубому поверсі солодководяного мергелю. Ніякого зв'язку їх глибини з гіпсомет-

ричними умовами ми не бачимо. З таблиці видно, що висотна амплітуда поверхні наметневих суглинків більша за амплітуду сучасної поверхні. Різкий рельєф поверхні, утворений порушеннями, тепер частково згладженими — почасти через розмивання піднесених діляниць тераси, почасти через акумулятивні процеси на знижених ділянках.

Пункти	Абсолютна висота сучасної поверхні	Абсолютна висота поверхні морени	Г р у б и н а			
			І поверх лесу	Копальний ґрунт	ІІ поверх лесу	Морена
Північно-західний схил Калитви (свердловина) . . . . .	+ 106 м	+ 100,10 м	5,90 2,40 м   1,50 м   2,00 м 7,00			0,60
Криниця в хут. Шарівських . . . . .	+ 79 „	+ 72 „	4,00 „   2,00 „   1,00 „ 2,60 „			2,00
Шурф на Ключовій горі . . . . .	+ 103,46 „	+ 100,80 „	1,50 „   0,70 „   0,40 „ 8,00 „			2,20
Криниця за 2 км на захід від Ключової гори . . . . .	+ 79,80 „	+ 71,80 „	2,50 „   3,00 „   2,50 „ 7,50 „			2,00
Криниця біля с. Манівки . . . . .	—	—	5,00 „   1,50 „   1,00 „			0,50

Флювіогляціальні піски давньої тераси вкриті негрубою, але досить постійною, верствою наметневих суглинків і супісків, а останні, вкупі з горизонтально уложеними алювіальними пісками дволесової тераси, вкриті двома поверхнями лесу; флювіогляціальні піски згідно уложені на главконітових пісках Харківського яруса (гора Калитва). Лес та алювій дволесової тераси уложені горизонтально і ніде порушеннями не зачеплені.

Найбільше зачеплена порушеннями південно-східна частина дослідженої ділянки — саме район південно-східних схилів гори Калитви. Значна частина гори з цього боку, треба гадати, розмита водами Дніпра та Орелі, і ми тепер не можемо сказати, якого розміру була та площа, що на ній відбулись особливо інтенсивні порушення уложені; також не зовсім висвітлено питання, які саме з найдавніших порід були піднесені, чи можна, наприклад, бачити у відслоненнях Калитви мергель Київського яруса, чи порушення зачепили лише поверхневі верстви кори, чи й глибокі верстви. Ці питання надзвичайно цікаві й важливі для дальшого з'ясування природи калитв'янських дислокацій та тих найближчих загально-геологічних процесів з якими ці дислокації зв'язані.

В напрямі на північний захід ознаки дислокацій повільно затухають; на тарасівському останці вони виявлені значно слабше, ніж на Калитві; ще слабше виявлені вони на третьому останці. Де саме вони зовсім затухають, встановити не довелось. Також не довелось з'ясувати поширення порушень у боки — в напрямі на NO та SW.

До наведеного матеріалу потрібно додати ще такий факт: за матеріалами двох свердловин (одна з них закладена на дволесовій терасі за 3 км на N від північно-східного краю третього останця, а друга — в с. Бродшани — за 6 км на WNW від того ж пункта) поверхня главконітових пісків у двох близьких пунктах лежить на різних абсолютних висотах: в першій свердловині — на вис. 70,50 м і в другій (бродшанській) — на вис. 74,67 м; але тепер не можна сказати, чим зумовлена ця висотна різниця — чи порушеннями, чи розмивами на поверхні пісків яруса.

Ми не зупиняємося детально на будові гори Калитви, бо це питання докладно висвітлює в своїх роботах акад. В. В. Різниченко. Завдання цієї

роботи є висвітлити головне морфогенезу та будову найближчих околиць Калитви і зв'язати в одне ціле ті порушення, що відбулися в районі Калитви. Але, розглядаючи будову району та порушення верств на ньому, не можна обминути питання про те, як пов'язані дислокації Калитви та її околиць з геологічними процесами ширшого масштабу.

В працях акад. В. В. Різниченка ми знайдемо багатий матеріал щодо дислокацій Калитви, Пивихи, Канева, характеру порушень, а також думки про ті геологічні процеси, з якими тісно зв'язані дислокації.

Не випадковий той факт, що порушення Канева, Пивихи, Калитви, а також порушення по р. Самарі біля с. Вільного — розташовані на північно-східній країні кристалічної смуги.

На думку В. В. Різниченка, північно-українську мульду „належить віднести до категорії тих пластичних, здатних до рухів смуг повільного занурення земної кори та нагромадження осадів, а також набирання потенціальної енергії фалдування, які Шухерт кваліфікує, як найпростіші геосинклінали“. Далі в його праці читаємо: „Вісь північно-української мульди виявляє постійну тенденцію до надзвичайно повільного, але цілком певного пересування в одному незмінному напрямі з північного сходу на південний захід, пересування, яке сполучене звичайно з частковими коливаннями і в простопадному напрямі“ (В. Різниченко. По ярах та кручах Канівських гір, 1928, с. 42). Канівські дислокації є результат тангенційного тиснення з північного сходу та опору гранітного масиву кристалічної смуги. В міру пересування осі мульди на південний захід збільшувалося напруження на південно-західній скраїні мульди, що в певні моменти розряджувалося утворенням порушень на межі між мульдою та кристалічною смугою. Виявленням тиску з північного сходу було пофалдування в районі Канева з виникненням простягання верств у NW—SO напрямі, перекинутості фалд на південний захід та дугуватої форми фалд з угнутістю на північний схід.

Така концепція акад. Різниченка.

Приймаючи мобільність мас північно-української мульди в розумінні більшої здатності їх, ніж інших суміжних дільниць земної кори, до рухів, треба додати, що рухи мас мульди позначилися не лише в переміщенні осі мульди на південний захід: ці рухи були значно складніші, і крім переміщення в напрямі NO—SW відбувалось переміщення і в напрямі NW—SO.

Ряд дослідників кристалічної смуги вказує на давні дислокації на терени смуги, в результаті яких виникли згортки в NW—SO та NO—SW напрямі. Акад. Карпинський зазначає, що дислокації кристалічних порід з переважним північно-східним напрямом виникли в досилурські часи, а дислокації з утворенням згорток NW—SO напрямом виникли пізніше — за часів карбону, пермі, юри, крейди (Карпинский. „Очерки физико-географических условий Европейской России минувших геологических эпох“, 1887).

Висновки, до яких приходять Гуров щодо дислокацій давніх кристалічних порід Дніпра, такі: перша найдавніша система згорток мала напрям NW—SO; пізнішими дислокаціями утворено згортки з напрямом NO—SW; ці останні відбулися після утворення саксаганської серії кристалічних лущаків. Далі автор зауважує, що на гранітогнейсах відбилися і пізніші дислокації — за часів палеозоя і мезозоя, в результаті яких утворилися знову згортки з NW—SO простяганням (Гуров. „Геологическое описание Полтавской губ.“, 1888. с. 539). Барбот де-Марні також доводить, що простягання NO—SW напрямом утворилось пізніше, ніж простягання NW—SO напрямом.

Виходить, що в різні періоди енергія тиснення в NW—SO та NO—SW напрямках розряджувалась у спосіб утворення згорток того чи того напрямом. До цього треба додати, що тангенційне тиснення в згаданих напрямках діяло й після мезозоя, ймовірно, не припинилось і тепер. Свого часу воно

позначилось і на терені північно-української мульди в порушеннях нормального уложення осадових порід. Його вплив найбільше відбитий там, де стикаються різні щодо характеру породи — осадові й кристалічні, — тобто якраз на межі кристалічної смуги та північно-української мульди.

На одних дільницях мульди краще відбиті ознаки NO тиснення, на других NW тиснення. Коли на Канівщині переважає NW—SO простягання фалд і спадання на NO, коли таке розташування їх є ознака тангенційного NO тиснення, то на Калитві ми спостерігаємо перевагу SW—NO простягання моноклінальних згорток з западанням на NW, що є результат NW тиснення. Напрямок тиснення в районі Калитви позначений і в геоморфології місцевості: описані вище останці давньої тераси, як уже згадувалось, видовжені рівнобіжно в NO—SW напрямі. Дислокації в районі Калитви, як і в районі Канева, виявлені теж на межі кристалічної смуги, але тут кристалічний масив затримував рух мас не попереду, а збоку. Повільне переміщення мас уздовж межі кристалічної смуги викликало різні дислокації місцевостей, що містяться на певному віддаленні одна від одної. Так, порушення верств на р. Самарі близько с. Вільного віддалене від Калитви на 60 км; Калитва віддалена від Пивихи на Кременчуччині на 90 км. Цілком зрозуміло, що при переміщенні мас уздовж межі не може бути густого розташування різко дислокованих місцевостей. Коли на межі мульди трапляються міцні непорушні маси, що не підлягають впливові тиснення, то зрозуміло, що при NW тисненні північно-західний та південно-східний краї таких мас будуть прилягати до дислокованих районів, інтенсивні порушення яких компенсують непорушність міцних дільниць; такими непорушними дільницями і є райони на межі мульди — між с. Вільним і Калитвою, між Калитвою й Пивихою.

Отже розташування згорток району канівських дислокацій та Калитви вказує на існування в межах північно-української мульди двох напрямів тиснення — NO та NW — після мезозоя, за новіших часів. Коли маси мульди здатні до рухів, то не можна не погодитися з тим, що їх переміщення вплинуло на утворення рельєфу поверхні, на розташування річкових долин, а, можливо, й на розташування балок.

Цікаво, що з розташування річкових долин мульди ми виразно бачимо два основних напрямки, що збігаються з напрямками згорток дислокованих місцевостей: так, р. Самара спочатку тече на NW, потім повертає під гострим (близьким до прямого) кутом на SW; р. Орель у горішній частині іде на SW, далі — на WNW, нарешті — знову на SW; рр. Ворксло, Псьол, Сула з допливами мають переважно NO—SW напрям; рр. Удай, Оржиця, Чусмак, Супой, Трубіж течуть на SO та SOS.

Привертає увагу такий факт: переважний напрям річкових долин на лівобережжі Дніпра проти Канівських гір NW—SO, тобто цей напрям рівнобіжний до простягання фалд гір. Переважний напрям долин у районі Калитви NO—SW, тобто знову ж рівнобіжний до напрямку згорток району Калитви. Мимоволі напрошується висновок, що при утворенні досить спокійного рельєфу лівобережжя та різких порушень у районі Канівських гір і Калитви діяли ті самі динамічні процеси, лише результати їх дії в різних пунктах неоднакові. NO тиснення в районі канівських дислокацій позначилося не лише в утворенні пофалдування на правому березі Дніпра, а і в утворенні рельєфу площі на лівобережжі Дніпра; цей рельєф визначив напрям річкових долин місцевості; творення рельєфу й порушень у районі Канева могло відбутись не в той час. NO тиснення в районі Калитви теж створило первісний рельєф з переважним простяганням улоговин та водойм в NO на SW; цей рельєф, імовірно, виник до часу дислокацій гори Калитви.

Можна гадати, що сучасні річкові долини Наддніпрянщини не є продукт лише самої ерозії; їх формування зв'язується з тектонікою краю, з первісним його рельєфом; у цьому рельєфі було досить незначних піднесення та роз-

плавчастих улоговин, щоб визначити напрям ерозійної роботи, яка потім виробила глибоко-хвилястий рельєф місцевості.

Тектоніка північно-української мульди безперечно зв'язана з тектонікою кристалічної смуги. Тому, ймовірно, не випадковий той факт, що проти лівобережних допливів Дніпра — Самари, Ворскла й Псла — з правого боку в Дніпро впадають: Сура (проти Самари), Самоткань (проти Орелі), Омельник (проти Ворскла), Сухий Омельник (проти Псла). Правобережні річки проходять у межах кристалічної смуги, а лівобережні — в межах осадових порід мульди. Проф. В. М. Чірвінський та Н. Соколов відзначили відповідність рельєфу сучасної поверхні та рельєфу поверхні кристалічних порід на терені кристалічної смуги. Тому можна вважати, що долини згаданих правобережних річок сформовані в улоговинах гранітного масиву, а долини лівобережних являють продовження улоговин кристалічної смуги. Такий збіг напрямів долин не може бути створений лише ерозією; він пояснюється збігом напрямів тектонічних елементів право- й лівобережжя; цьому не заперечує той факт, що лівобережні долини або навіть улоговини первісного тектонічного рельєфу значно молодші, ніж улоговини кристалічної смуги, коли взяти на увагу найновіші рухи на терені кристалічної смуги й північно-української мульди.

На підставі наведеного матеріалу 1) можна вважати, що порушення на межі смуги й мульди є результат того самого тангенційного тиснення, яке створило згортки і кристалічних, і осадових порід; це тиснення, не припинялось і в новіші часи і за четвертинного періоду, виявилось у різких порушеннях на Калитві, Канівських горах тощо. 2) Можна заперечувати безпосередній зв'язок дислокацій з наступом льодовика (гляціодислокації) в описаному районі. 3) Вплив льодовика на утворення порушень „через навантаження та розвантаження кори на більш чи менш віддалених пунктах“, на що вказує акад. Різниченко, міг бути лише стимулом до розрядження напружень кори, а не основною причиною порушень. 4) Тектоніка краю визначила розташування головних елементів рельєфу і кристалічної смуги і північно-української мульди в районі Середнього Дніпра.

Виявлення зв'язку між тектонікою місцевості та її рельєфом має велике практичне значення; воно допомагає детальніше висвітлити геологічну будову місцевості, розташування та умови уложення підземних вод, причини дренажу місцевості тощо.

Цікаве питання, оскільки рельєф сучасної поверхні на терені осадових порід мульди відповідає рельєфові давніших порід; до цього часу воно ще далеко не висвітлене. Свердловинний матеріал польових партій вкупі з матеріалом нівелявальним з часом допоможе висвітлити зв'язок між геоморфологічною будовою (зокрема тектонікою) тої чи тої місцевості і внесе багато корективів там, де інколи доводиться керуватися самими теоретичними міркуваннями.

Київ, 1931

## ZUSAMMENFASSUNG

Der Berg Kalitwa erhebt sich auf dem rechten Ufer des Flusses Orel, (linker Nebenfluss der Dniπρο) neben dem Dorfe Kitaigorod und gehört zur Zone solcher tektonischen Störungen, die auf der Grenze der nordöstlichen Abhänge der ukrainischen kristallinen Zone und der nordukrainischen Mulde beobachtet werden.

Die Erhebung des Ortes ist das Ergebnis der Dislokationen, die einen kleinen Teil der alten Terrasse des Tales des Flusses Worskla umfasst haben. Am meisten ist der südöstliche Teil des Berges disloziert; hier wechseln sich die Schich-

ten quartären Sandes durch die Schichten Glaukonitsandes ab; Glaukonitsand erhebt sich bis zu dem Gipfel des Berges. Die Schichten sind aus der Normal-lage gestört, eine Neigung gegen NW und N mit dem Winkel bis 70° bildend, stellenweise sind sie zerknüllt und zeigen auf den südöstlichen Abhängen des Berges die charakteristische Schuppenstruktur.

Der nordwestliche Abhang des Berges ist weniger gestört; die Störungen bemerkt man hier nur in der unbedeutenden Neigung der Schichten nach NW, ohne Störung der normalen stratigraphischen Verhältnisse der Schichten. Der Berg ist bemerkbar in der Richtung SW—NO verlängert.

5—6 km gegen N von Kalitwa entfernt, auf der Ebene der Terrassen bemerkt man eine von SW nach NO verlängerte Erhöhung die etwa 6 km lang und 1½ km breit ist. Auf den östlichen und nordöstlichen Abhängen der Erhöhung entblösst sich Moräne und Glaukonitsand, dessen obere Grenze sich bedeutend noch über der Marsch des Flusses Orel erhebt. In dem Schurfe, neben dem höchsten Punkt der Erhöhung (der Berg Klenowa) ist die Neigung der Schichten nach NW bemerkt; die Neigung ist auch in einer Entblössung neben der Marsch von Orel konstatiert. Der ganze erhöhte Teil ist das Resultat der Störungen, die gleichzeitig mit den Störungen von Kalitwa geschehen sind; die Intensität der Störungen jedoch ist hier bedeutend schwächer.

3 km gegen NW von den erwähnten Erhöhung entfernt findet man noch eine — auch von SW nach NO verlängerte — Erhöhung, die vermutlich mit den ersten zweien genetisch verbunden ist.

Alle drei erwähnten Erhöhungen stellen die Überreste der alten Terrasse dar und befinden sich auf der Ebeneder jüngeren zwei-lössigen Terrasse von der Worskla. Auf diesen Überresten kann man überall Moränenlehmboden beobachten, dessen Oberfläche ein solches Relief bildet, das mit dem Relief der jetzigen Oberfläche zusammenfällt. Die Schichten des Lösses und Sandes der jüngeren Terrasse gehen ganz horizontal. Demnach fanden die Dislokationen vor der Formierung der jüngeren Terrasse und wahrscheinlich nach der Ablagerung der Moräne statt. Die Dislokationen entstanden im Resultate des Druckes von NW nach SO. Dieser Druck wirkte nicht nur in dem Rayon der schroffen Dislokationen, sondern hatte die weiten Steppen nach SO, O und NO von dem Dislokationsrayon umfasst.

Das Resultat des Druckes hat sich in der Bildung des eigenartigen Reliefs auf dem Bioreler Plateau geäußert, dessen Täler überwiegend die Richtung SW—NO haben.

Das Ergebnis des Druckes an der Grenze mit der kristallinen Zone äusserte sich auf eine andere Weise: hier blieben einige Teile fast ganz unzerstört, auf den anderen aber hatte sich der Druck in den schroffen Dislokationen geäußert diese Dislokationen gewahren wir neben dem Fluss Samara (das Dorf Wilne), auf den Bergen Kalitwa, Piwicha und in dem Rayon von Kanew.

Einige Dislokationen (Kanew) sind aber infolge des Druckes in einer anderen Richtung, und nämlich: NO—SW entstanden. Es ist nötig die Tatsache zu erwähnen, dass die Täler der Dnipronebenflüsse im Kanewer Rayon (auf den Dnipterrassen) die Richtung NW—SO haben, d. h. ihre Richtung ist der Richtung der dislozierten Schichten der Kanewer Berge parallel. Auch hier also sind die Dislokationen und das Relief, wahrscheinlich, genetisch verbunden.



## До геоморфології долини Західної Двіни

(Попереднє повідомлення)

Л. Ф. Лунгерсгаузен

### Zur Geomorphologie des Dünatales

L. F. Lungershausen

Широкі простори Дніпрянських терас з їх чималою постійністю і стратиграфічною витриманістю перетинів, з їхньою рівною спокійною поверхнею, що її мало змінили пізніші події, з виразними немов би штучно виліпленими терасовими приступками — становлять ідеал для детальних геоморфологічних робіт, що мають на меті відтворити палеогеографію минулих геологічних епох.

Тут факти вкладаються в досить прості стратиграфічні схеми, а коли часом і викликають напружені суперечки, то ці суперечки стосуються скоріше принципіальної сторони питання, того чи того способу трактування фактів, але ніяк не самої їх суті.

З цього погляду інша визначна річка, що її післяріська історія, можливо, тісно була зв'язана з долею Дніпра—Західна Двіна, — дає цілком інакший тип розвитку річкової долини і через складну її геоморфологію ще досі залишає багато загадкового й неясного.

В завдання цього короткого повідомлення не входить розгляд літератури питання, а також систематичний опис фактів. Я зважуюсь тут подати тільки деякі попередні висновки і спробую висвітлити одну з сторінок в історії розвитку цієї своєрідної й складної долини.

Долина Двіни затиснута між широкими зонами кінцевих морен, що відповідають двом чималим осциляціям останнього льодовика; більш південна з кінцевих морен, Оршансько-Лепельська, відповідає бюльській стадії; щодко північної Городоксько-Освейської кінцевої морени, то твердити про її глянцієвий вік<sup>1</sup> тепер я не зважуюсь (див. карту).

Сучасний вигляд долини має печать позірної молодості. В районі Вітебську, де річка перетинає південну окраїну головного девонського поля (тут трохи дислокований девонський комплекс (D<sub>2</sub><sup>o</sup>) складений у положисті антиклінальні хвилі), долина Двіни досить звужена й має характер прориву<sup>2</sup>. Річка перетинає поперечну тектонічну терасу, утворюючи низку порогів коло Слободи, Руби й Здравнева. На лінії виходів девонських доломітів морена й флювіогляціальні поклади мають локальний характер (Localmoräne) і містять у собі велику кількість наметнів і груз вапняно-доломітових девонських порід. Нижче Вітебську долина дуже розширюється, і тут добре помітні дві давні тераси річки (Двіна зовсім не має заплавної тераси): долішня здіймається метрів на 10—11 над меженим рівнем води і тяг-

<sup>1</sup> Л. Ф. Лунгерсгаузен. До питання про простягання північно-білоруських кінцевих морен та про вік білоруського лесу. Збірн. пам'яті акад. П. А. Тутковського, т. I, 1932.

<sup>2</sup> М. Антонович. Геогностический очерк берегов Запад. Двины в пределах Витеб. губ. „Горный журнал“, том II, 1873.

неться безпосередньо повз корито річки, горішня (25—30 м) тягнеться понад річкою звичайно на деякому віддаленні; її відмежовує від довшньої тераси високий приступок.

Максимальної ширини (мало не 50 км) долина Двіни досягає в межах кол. Полоцької округи, де цілу величезну Полоцьку низовину, яку зрошує р. Дріса, очевидно, можна розглядати як горішню терасу річки, перекриту пізнішими зандровими покладами, що відповідають Освейській кінцевій морені і частково проміжній морені відступання (Біла-Горбачева) (див. карту). Це, вартє уваги, озерувате розширення давньої долини, що виравно виступає на гіпсометричній карті, ми коротко означаємо під назвою Полоцької влоговини. Гіпсометрію влоговини ми ровглянули в іншій роботі, щодо генезу її, то на цьому ми спинимося нижче.

Схематично будову горішньої (другої) давньої тераси Двіни можна подати в такому вигляді:

- |                    |   |  |
|--------------------|---|--|
| W <sub>1</sub> fgl | { | 1. Флювіогляціальні грузуваті негромадження, подекуди піски, що їх зчаста заступають за простяганням тонковерстуваті смужкати глини (Bändertone) і перекривають також смужкати глини 2—6,0 м   |
| W <sub>m</sub>     | { | 2. Верхня червоно-бура морена, що її звичайно репрезентують ущільнені мергелясті відміни, багаті на наметні кристалічних порід і рідко вапняно-доломітових порід. Грубина міланва . . . 5—6 м  |
| R—Wal              | { | 3. Груба товща різноманітних виразно верстуватих пісків, то дуже дрібнозернистих, що навіть наближаються до лєсуватих, то грубіших, що мають у собі інколи тонкі струмки дрібного нарінку. В пісках здібаються проверстки й великі лішки торфово-мулких давньо-озерних покладів і пластичних глин. |
| R <sub>m</sub>     | { | 4. Спідня сіра морена, що відмінно від верхньої морени позначається великою кількістю наметнів місцевих девонських порід.  |

Викладена схема не може претендувати на точність. Дуже часто можна натрапити на діляниці, де другу терасу безпосередньо перекриває морена (W<sub>m</sub>), тим часом флювіогляціальні поклади й смужкати глини повиносив пізніший розмив. В інших випадках, навпаки, спостерігаємо широкий розвиток смужкатих глин, що досягають чималої грубини і виявляють скрізь характерне поширення у вигляді вузьких повадовжніх смуг, що прилягають до давніх країв долини. Щодо міжморенових (R—W) покладів, то мало не скрізь їх репрезентують типові верстуваті піски, рідше з підлеглими їм глинястими лізнами. Ці піски наближаються до алювіального типу. Виходячи з стратиграфічного їх уложення і петрографічного складу, можна гадати, що головна їх маса належить до міжльодовикового (шельського) часу. Навпаки, смужкати глини, що подекуди залягають в основі піскового комплексу (свердловини в Полоцьку), зв'язані з ріськими польодовиковими басейнами, так само, як смужкати глини, що їх часом спостерігаємо в горішніх поземах пісків (Сураж), безперечно, генетично зв'язані з наступом вюрмського льодовика. Проміжний пісковий комплекс стосується до ріс-вюрму.

Грубина міжморенової серії варіює надзвичайно. В межах Полоцької влоговини вона становить величезну цифру — мало не 40 метрів і більше (дані інтерполяції у с. Боравусі і Полоцьку), тим часом в околицях Вітебську спостерігаємо перетини, де міжмореновий комплекс мало не цілком зрівзав льодовик і верхня морена або безпосередньо налягає на спідню сіру морену, що різко відрізняється від верхньої всім своїм зовнішнім habitus-ом, або на межі між моренами залишаються затиснуті діляниці пісків, деформованих і зім'ятих (с. Добрейка).

Відносна висота тераси хитається від 20 м (навіть 18) до 30 і більше; ці різкі хитання можна цілком поставити на кошт нерівномірного відкладання верхньої (вюрмської) морени на поверхні шельської тераси, яку розмили й деформували передльодовикові води й сам льодовик.

Перша (нижня) тераса Двіни, що здіймається на 10—11 м над рівнем річки, привертає увагу постійністю свого розгортання і надзвичайно постійною відносною висотою. Тільки порівнюючи зрідка можна спостерігати підмиті річкою дільниці другої тераси, а частіше річка тече між ідеально рівними берегами своєї першої тераси.

В основі останньої лежить юрмська чорвоно-бура морена, що її часом заступають продукти її розмиву. Вище морени лежить різноманітний комплекс грубих і середньозернистих нерівномірно-верстуватих пісків, рінків, глин, конгломератів та озерних мулуватих супісків, що показує надзвичайно різноманітні умови нагромадження цих напів алювіальних, напів флювіогляціальних витворів.

Подекуди до узбіччя нижньої тераси прилягають вузькі смужки і короткі пасма, що їх складає сучасний алювіальний пісок. Ці смуги піску можна розглядати як перший етап формування нормальної заплавини.

З геоморфологічного погляду долина Двіни відзначається чималою складністю. Не тільки під час останнього зледеніння, але також, можливо, і в період відступання ріського льодовика, долина Двіни становила одну з ланок того суцільного ланцюга потужних гляціобсеквентних долин, що розташовувалися більш-менш рівнобіжно до надбережжя Німецького та Балтицького морів і рівнобіжно до краю льодовика. Подібно до системи германських *Urstrom-ів*<sup>1</sup>, гляціобсеквентна долина Двіни витягнена в широтному напрямку, повторюючи головні загини кінцево-моренових неовюрмських пасом озерного краю. Подібно до германських долин, долина Двіни брала в себе безпосередньо потоки розталих льодовикових вод, що приносили великі запаси крихкого несортованого матеріалу. Але разом з тим трохи своєрідне становище Двіни щодо Балтицького моря в льодовикову епоху (в побюльські часи) і відсутність нормального стоку спричинили цілу низку специфічних властивостей у будові долини Двіни, відмінно від широтних долин північно-германської низини.

Спробуємо коротко відтворити історію розвитку Двінської долини.

Насамперед ми констатуємо в долині Двіни прадавні широкі (площеві) розмиви, що відповідають у всякому разі передріським часам (див. профіль 1).

Щоб ілюструвати один з таких розмивів, який грає надто важливу роль в геоморфології північної Білоруси, я дозволю собі спинитися на деяких даних щодо гіпсометрії покривлі девонських покладів, що підстелюють тут четвертинний комплекс. А. М. Жирмунський<sup>2</sup> в одній з останніх своїх праць приходить до висновку про існування в районі Вітебську й Невелю меридіонального девонського піднесення, що становить північне продовження поліського валу південної Білоруси. Тут А. М. Жирмунський посилається на численні профілі, додані до його давнішої праці, присвяченої підземним водам Західного краю<sup>3</sup>. Я повинен зазначити, що деякі факти, зібрані нами під час геологічних дослідів 1929—1930 р.<sup>4</sup>, не цілком відповідають висновкам А. М. Жирмунського, особливо, щодо західного крила його

<sup>1</sup> Wahnschaffe. Die Ursachen der Oberflächegestaltung des Norddeutschen Flachlandes, Stuttgart, 1891.

<sup>2</sup> А. М. Жирмунский, Главный девонский вал Северо-Западного края. Изв. Главн. геол.-разв. управ., 1930, XLIX, № 4.

<sup>3</sup> А. М. Жирмунский. Подземные воды Запад. Края. Геолком, Мат. по общ. и приклад. геологии, вып. 63, 1927.

<sup>4</sup> Ф. В. Лунгерсгаузен и Л. Ф. Лунгерсгаузен. Отчет о геол. исслед. в пределах планшета XI—7. Здано до друку в працях Білорус. Ак. Наук.

Grewingk. Geologie von Liv- und Kurland mit Inbegriff einiger angrenzenden Gebiete. Archiv für die Naturkunde. Liv- Est- und Kurlands. I ser. 2—ter Bd.

R. Pacht. Der devonische Kalk in Livland. Dorpat, 1859.

Г. Гельмерсон. Геогност. исслед. девонск. полосы средн. России [от р. З. Двинны до р. Воронеза. „Зап. Р. Г. О.“, кн. XI, 1856.

М. Антонович, оп. сгт.

неться безпосередньо поза корито річки, горішня (25—30 м) тягнеться понад річкою звичайно на деякому віддаленні; її відмежовує від довшньої тераси високий приступок.

Максимальної ширини (мало не 50 км) долина Двіни досягає в межах кол. Полоцької округи, де цілу величезну Полоцьку низовину, яку зрошує р. Дріса, очевидно, можна розглядати як горішню терасу річки, перекриту пізнішими зандровими покладами, що відповідають Освейській кінцевій морені і частково проміжній морені відступання (Біла-Горбачева) (див. карту). Це, варте уваги, оверувате розширення давньої долини, що виразно виступає на гіпсометричній карті, ми коротко означаємо під назвою Полоцької влоговини. Гіпсометрію влоговини ми розглянули в іншій роботі, щодо генезу її, то на цьому ми спинимося нижче.

Схематично будову горішньої (другої) давньої тераси Двіни можна подати в такому вигляді:

- |            |   |  |
|------------|---|--|
| $W_s, fgl$ | { | 1. Флювіогляціальні грузуваті негромадження, подекуди піски, що їх зчаста заступають за простяганням тонковерстуваті смужкаті глини (Bändertone) і перекривають також смужкаті глини 2—6,0 м   |
| $W_m$      | { | 2. Верхня червоно-бура морена, що її звичайно репрезентують ущільнені мергелясті відміни, багаті на наметні кристалічних порід і рідко вапняно-доломітових порід. Глубина мішалва . . . 5—6 м  |
| $R-Wal$    | { | 3. Груба товща різноманітних виразно верстуватих пісків, то дуже дрібнозернистих, що навіть наближаються до лесуватих, то грубіших, що мають у собі інколи тонкі струмки дрібного нарізку. В пісках адяються проверстки й великі лізві торфово-мулких давньо-оверних покладів і пластичних глин. |
| $R_m$      | { | 4. Спідня сіра морена, що відмінно від верхньої морени позначається великою кількістю наметнів місцевих девонських порід.  |

Викладена схема не може перетендувати на точність. Дуже часто можна натрапити на дільниці, де другу терасу безпосередньо перекриває морена ( $W_m$ ), тим часом флювіогляціальні поклади й смужкаті глини повніосив пізніший розмив. В інших випадках, навпаки, спостерігаємо широкий розвиток смужкатих глин, що досягають чималої глубини і виявляють скрізь характерне поширення у вигляді вузьких повадовжніх смуг, що прилягають до давніх країв долини. Щодо міжморенових ( $R-W$ ) покладів, то мало не скрізь їх репрезентують типові верстуваті піски, рідше з підлеглими їм глинястими лізвами. Ці піски наближаються до алювіального типу. Виходячи з стратиграфічного їх уложення і петрографічного складу, можна гадати, що головна їх маса належить до міжльодовикового (шельського) часу. Навпаки, смужкаті глини, що подекуди залягають в основі піскового комплексу (свердловини в Полоцьку), зв'язані з ріськими польодовиковими басейнами, так само, як смужкаті глини, що їх часом спостерігаємо в горішніх поземах пісків (Сураж), безперечно, генетично зв'язані з наступом вюрмського льодовика. Проміжний пісковий комплекс стосується до ріс-вюрму.

Глубина міжморенової серії варіює надзвичайно. В межах Полоцької влоговини вона становить величезну цифру — мало не 40 метрів і більше (дані інтерполяції у с. Боравусі і Полоцьку), тим часом в околицях Вітебську спостерігаємо перетини, де міжмореновий комплекс мало не цілком зрізав льодовик і верхня морена або безпосередньо налягає на спідню сіру морену, що різко відрізняється від верхньої всім своїм зовнішнім habitus-ом, або на межі між моренами залишаються затиснуті дільниці пісків, деформованих і зім'ятих (с. Добрейка).

Відносна висота тераси хитається від 20 м (навіть 18) до 30 і більше; ці різкі хитання можна цілком поставити на кошт нерівномірного відкладання верхньої (вюрмської) морени на поверхні шельської тераси, яку розмили й деформували передльодовикові води й сам льодовик.

Перша (нижня) тераса Двіни, що здіймається на 10—11 м над рівнем річки, привертає увагу постійністю свого розгортання і надзвичайно постійною відносною висотою. Тільки порівнюючи зрідка можна спостерігати підмиті річкою ділянки другої тераси, а частіше річка тече між ідеально рівними берегами своєї першої тераси.

В основі останньої лежить вюрмська чорвоно-бура морена, що її часом заступають продукти її розмиву. Вище морени лежить різноманітний комплекс грубих і середньозернистих нерівномірно-верстуватих пісків, рінків, глин, конгломератів та озерних мулуватих супісків, що показує надзвичайно різноманітні умови нагромадження цих напів алювіальних, напів флювіогляціальних витворів.

Подекуди до узбіччя нижньої тераси прилягають вузькі смужки і короткі пасма, що їх складає сучасний алювіальний пісок. Ці смуги піску можна розглядати як перший етап формування нормальної заплавної.

З геоморфологічного погляду долина Двіни відзначається чималою складністю. Не тільки під час останнього зледеніння, але також, можливо, і в період відступання ріського льодовика, долина Двіни становила одну з ланок того суцільного ланцюга потужних гляціобсеквентних долин, що розташовувалися більш-менш рівнобіжно до надбережжя Німецького та Балтицького морів і рівнобіжно до краю льодовика. Подібно до системи германських *Urgstrom-iv*<sup>1</sup>, гляціобсеквентна долина Двіни витягнена в широтному напрямку, повторюючи головні загини кінцево-моренових неовюрмських пасом озерного краю. Подібно до германських долин, долина Двіни брала в себе безпосередньо потоки розталив льодовикових вод, що приносили великі запаси крихкого несортваного матеріалу. Але разом з тим трохи своєрідне становище Двіни щодо Балтицького моря в льодовикову епоху (в побюльські часи) і відсутність нормального стоку спричинили цілу низку специфічних властивостей у будові долини Двіни, відмінно від широтних долин північно-германської низини.

Спробуємо коротко відтворити історію розвитку Двінської долини.

Насамперед ми констатуємо в долині Двіни прадавні широкі (площеві) розмиви, що відповідають у всякому разі передріським часам (див. профіль 1).

Щоб ілюструвати один з таких розмивів, який грає надто важливу роль в геоморфології північної Білоруси, я дозволю собі спинитися на деяких даних щодо гіпсометрії покривлі девонських покладів, що підстеляють тут четвертинний комплекс. А. М. Жирмунський<sup>2</sup> в одній з останніх своїх праць приходить до висновку про існування в районі Вітебська й Цевелю меридіонального девонського піднесення, що становить північне продовження поліського валу південної Білоруси. Тут А. М. Жирмунський посилається на численні профілі, додані до його давнішої праці, присвяченої підземним водам Західного краю<sup>3</sup>. Я повинен зазначити, що деякі факти, зібрані нами під час геологічних дослідів 1929—1930 р.<sup>4</sup>, не цілком відповідають висновкам А. М. Жирмунського, особливо, щодо західного крила його

<sup>1</sup> Wahnschaffe. Die Ursachen der Oberflächegestaltung des Norddeutschen Flachlandes, Stuttgart, 1891.

<sup>2</sup> А. М. Жирмунский, Главный девонский вал Северо-Западного края. Изв. Главн. геол.-разв. управ., 1930, XLIX, № 4.

<sup>3</sup> А. М. Жирмунский. Подземные воды Запад. Края. Геолком, Мат. по общ. и приклад геологии, вып. 63, 1927.

<sup>4</sup> Ф. В. Лунгерсгаузен и Л. Ф. Лунгерсгаузен. Отчет о геол. исслед. в пределах планшет XI—7. Здано до друку в працях Білорус. Ак. Наук.

Grewingk. Geologie von Liv- und Kurland mit Inbegriff einiger angrenzenden Gebiete. Archiv für die Naturkunde. Liv- Est- und Kurlands. I ser. 2—ter Bd.

R. Pacht. Der devonische Kalk in Livland. Dorpat, 1859.

Г. Гельмерсон. Геогност. исслед. девонск. полосы средн. России [от р. З. Двины до р. Воронежа. „Зап. Р. Г. О.“, кн. XI, 1856.

М. Антонович, op. cit.

„головного девонського валу“ (І. с.). В свердловинах м. Вітебську (терен „головного валу“) покрівля вапняно-доломітового поверху ( $D_2^c$ ) характеризується абсолютними позначками мало не 117 м, а покрівля пісково-глинястого поверху ( $D_2^d$ ) мало не 70—80 м вище рівня моря. Природні виходи доломітів ( $D_2^c$ ) у районі порогів (с. Руба) лежать на абсолютній висоті мало не 138 м. В напрямку до м. Полоцьку й м. Дрисі, на думку А. М. Жирмунського девонські верстви „швидко знижуються“ (ibid., 103), тобто тут лежить західне крило „головного валу“. Чи відповідає це дійсності? Свердловина, закладена 1929 року коло східної окраїни м. Полоцьку, досягла на абсолютній висоті мало не 65—66 м до червоних і синіх нижніх глинястих пісків з листочками мусковіту, очевидно, належних до девону ( $D_2$ ). Дальші наслідки свердловання мені невідомі. Коло селяця Лешкової виходи девонських глин і пісків (Антонович, І. с.) характеризуються абсолютною позначкою мало не 104 м, тобто наведені цифри показують, що в дільниці західного крила проблематичного „головного валу“ пісково-глинястий поверх девону ( $D_2^d$ ) залягає приблизно на тому самому рівні, що й уподовж осі самого валу (Вітебськ). Тому до профілів А. М. Жирмунського („Подземные воды Зап. Края“, табл. IX) треба внести відповідні корективи. Але цього мало. 1929 року Ф. В. Лунгерсгаузен відкрив новий вихід вапняно-доломітового поверху середнього девону ( $D_2^c$ ) коло с. Калюти над р. Сар'янкою (на північ від м. Дрисі). Хоч цей вихід фауністично не схарактеризований, але за його середньо-девонський вік ( $D_2$ ) говорить петрографічний склад і стратиграфічне становище (вище пластичних синіх і червоних глин), а також проміжне становище цього виходу між безперечно середньо-девонським відслоненням коло Руби й відслоненнями Двіни нижче Ніцгалу (1, 2, 3, 4).

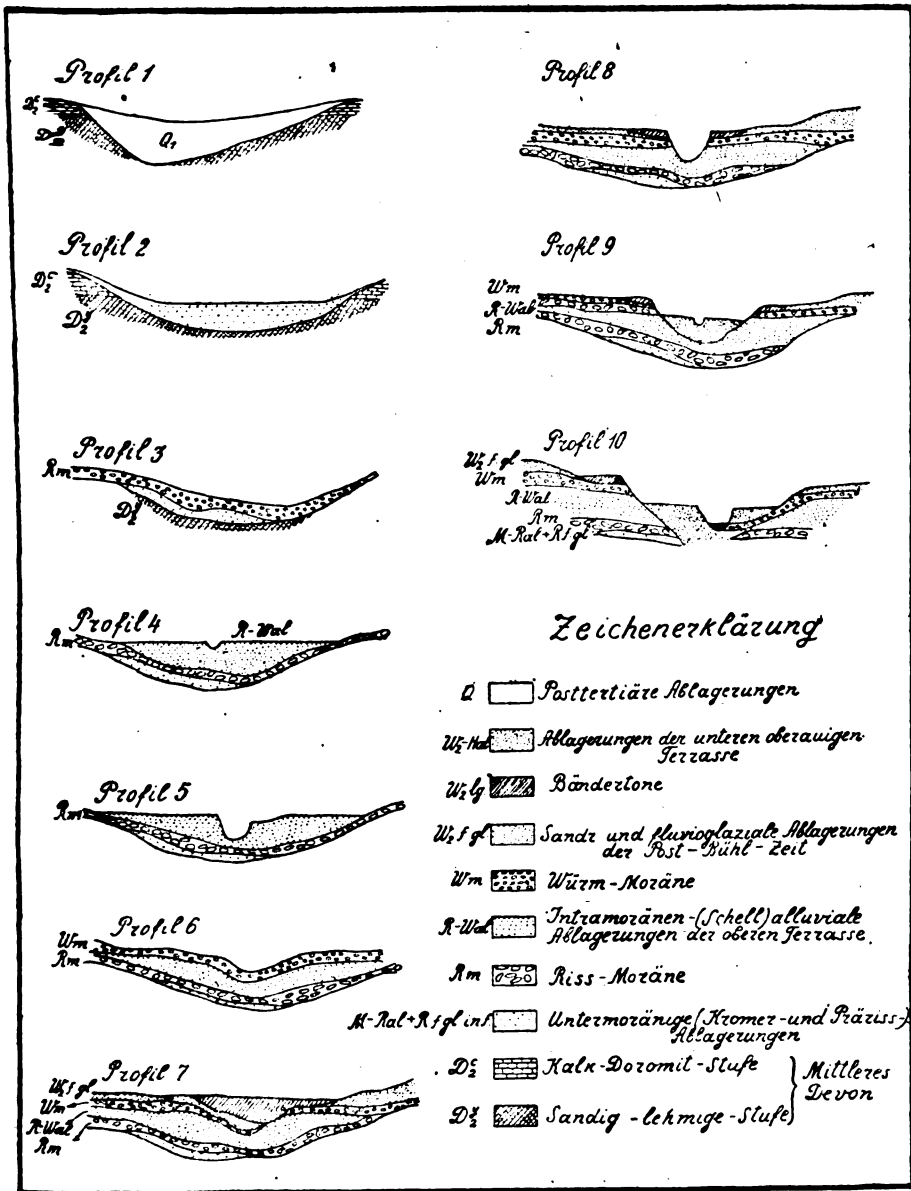
Вихід сар'янських доломітів лежить на абсолютній висоті мало не 135 м, тобто на висоті доломітів Руби... (Ф. В. Лунгерсгаузен и Л. Ф. Лунгерсгаузен, І. с.).

Отже наведені факти аж ніяк не дають згодитися з думками А. М. Жирмунського. Ми приходимо до протилежного висновку, що на терені сучасної Полоцької низини відбувалися величезні розмиви девонського ложища, через що цілий вапняно-доломітовий поверх тут був розмитий, і пізніше четвертинні поклади налягли безпосередньо на оголену поверхню перистих девонських глин ( $D_2$ ), що лежать нижче. Вихід девону над р. Сар'янкою, що ми описали, позначає західний берег давньої влоговини розмиву. Східний берег її проходить на захід від Вітебську, вздовж підніжжя Городоксько-Невельських горбовин, а північна окраїна влоговини позначається над горішньою течією р. Ниші й Освейським озером (ibid.).

Недостача потрібної кількості фактів не дає змоги докладно визначити час розмиву девонських покладів у межах Полоцької влоговини. Дуже ймовірно, що цей розмив припадає ще на початок кромера (M-R), а може й на ще ранішу епоху плейстоцену, до того ж пізніші події льодовикових епох<sup>1</sup> спричинили те, що пухкі річкові поклади, які вистеляли влоговину, стерла, зім'яла (р. Сар'янка) і частково асимілювала донна морена великого льодовика. Проте, не виключена й інша можливість, а саме, що великі розмиви в долині Двіни та Дрисі були зв'язані з початком першого (максимального) зледеніння, і тоді всі підморенові піски та глини можна зачислити до пізнього кромера і передрісу (див. профіль 2). Мала приступність цих поземів, глибоко похованих під пізнішим комплексом четвертинних покладів, заважала деталізувати наші відомості про них. Але вже тепер ми можемо говорити про два підпоземні підморенових покладів. Долішній підпозем репрезентують нижні лесуваті піски та середньозернясті кварцові піски алювіального типу.

<sup>1</sup> Я категорично заперечую доведеність передкромерських зледенів Зах. краю. Деякі міркування з цього приводу є в раніш цитованій статті (Л. Ф. Лунгерсгаузен, op. cit.).

Горішні підпозем, безпосередньо підлеглий ріській морені, репрезентують флювіогляціальні піски епохи наступу ріського льодовика. З двох вказаних стратиграфічних підпоземів спідні (власне кромерські) поклади (M-Ral) збереглися тільки в виключних випадках; частіше можна спостерігати безпосе-



редне налягання на девон (D<sub>2</sub>) флювіогляціальних ріських покладів (R. f-gl. inf.) і ріської морени (R<sub>m</sub>) (див. профіль 3).

Ріський льодовик застав Полоцьку влоговину вже цілком сформованою. Завдяки властивостям гіпсометрії влоговини потоки флювіогляціальних вод мали сприятливі умови для свого стоку, минаючи девонські височини Вітебську—Невелою і симетричні до них височини р. Сар'янки. Чи існував з Полоцької влоговини стік на південь, через долину р. Березини, як це гадає

С. Hausen<sup>1</sup>, ми ен знаємо. Здається, потужні нагромадження передльодовикових вод не змогли затушувати основних височинних контрастів, що були в межах Полоцької влоговини, про що свідчить аналіз абсолютних позначок підшви ріської морени. Вивчаючи горішню надзаплавну терасу Двіни в районі Суражу—Вітебську, можна завжди помітити в основі її (див. вище) інтенсивно-сіру (ріську) морену. В міру просування на захід, до Полоцьку, покрівля морени повільно знижується, нарешті, в межах Полоцької влоговини долішня морена цілком зникає в відслонень і буквально „тоне“ під величезною товщею пізніших покладів. Коли в районі Вітебську абсолютна позначка підшви морени досягала 117—123 м вище рівня моря, то в межах Полоцької влоговини (свердловина в Полоцьку) підшва морени знижується до абсолютної висоти 70 м і навіть глибше. На західному березі Полоцької влоговини в басейні р. Сар'янки долішня морена знову з'являється на абсолютній висоті мало не 113 м.

Наступна за максимальним зледенінням ріс-вюрмська (шельська) епоха характеризувалася взагалі могутнім розвитком акумулятивних процесів у житті річки, і саме в шельські часи відклалася серія різноманітних верстуватих пісків, що беруть головну участь у будові горішньої надзапальної тераси річки (профіль 4). Детальніші спостереження повинні показати, чи ми маємо тут справу з нормальним річковим алювієм, а також з'ясувати основні закономірності в переміжності грубіших флювіальних пісків і тонких озерних осадів. Тільки після цього можна буде розчленувати міжморенову товщу.

Початок вюрмської епохи, що позначився новим збудженням і розвитком льодовиків Фенно-Скандії, змінив режим річки. Процеси нагромадження річкових покладів повільно змінилися посиленнями процесами ерозії, і шельська тераса нагромадження перейшла на становище енергійно-розмиваної тераси (профіль 5). Очевидно, вертикальна і частково, може, бічна ерозія в межах Двінської долини тривала аж до того часу, поки льодовик не досяг найближчих околиць країни і пізніше не покрив її. Тоді донна морена льодовика, облягаючи вже цілком сформований терасовий приступок, набрала характерного східчастого стану, залягаючи в осевій частині долини на трохи нижчому гіпсометричному рівні, ніж на поверхні шельської тераси та на схилах окольного плато (профіль 6).

Є підстава гадати, що під час численних (як позитивних, так і негативних) переміщень льодовикової межі, особливо частих у другу половину останньої льодовикової епохи (Neowürm), льодовик не залишав басейна Двіни і тільки в післяюльські часи, в момент рішучого зламу в кліматичному режимі льодовикової епохи, залишив південні межі озерного краю і почав відступати. Як і в ріські часи, долина Двіни мусіла знову прийняти в себе потоки флювіогляціальних вод, що відкладали величезну кількість пухкого малосортованого матеріалу. Льодовик, покинувши південні межі озерного краю, знову став стаціонарний на досить довгий час і закріпився на Невельських височинах та вздовж північних берегів оз. Нежердо й Освея. Тоді весь складний комплекс флювіогляціальних та власне зандрових покладів, що супроводив з півдня Освейську кінцеву морену, розташувався в депресії Двінської долини, утворюючи типові долинні зандри, що чималою мірою перекрили собою простори горішньої (шельської) тераси. Грандіозного розвитку досягають зандрові поля в басейні Дріси, в межах Полоцької влоговини, де зандрову поволоку ускладнюють дільниці високих дюнних горбів, що серед них ми зареєстрували кілька дюн чудово виявленої параболічної форми (сс. Купеліще, Дубініна etc.).

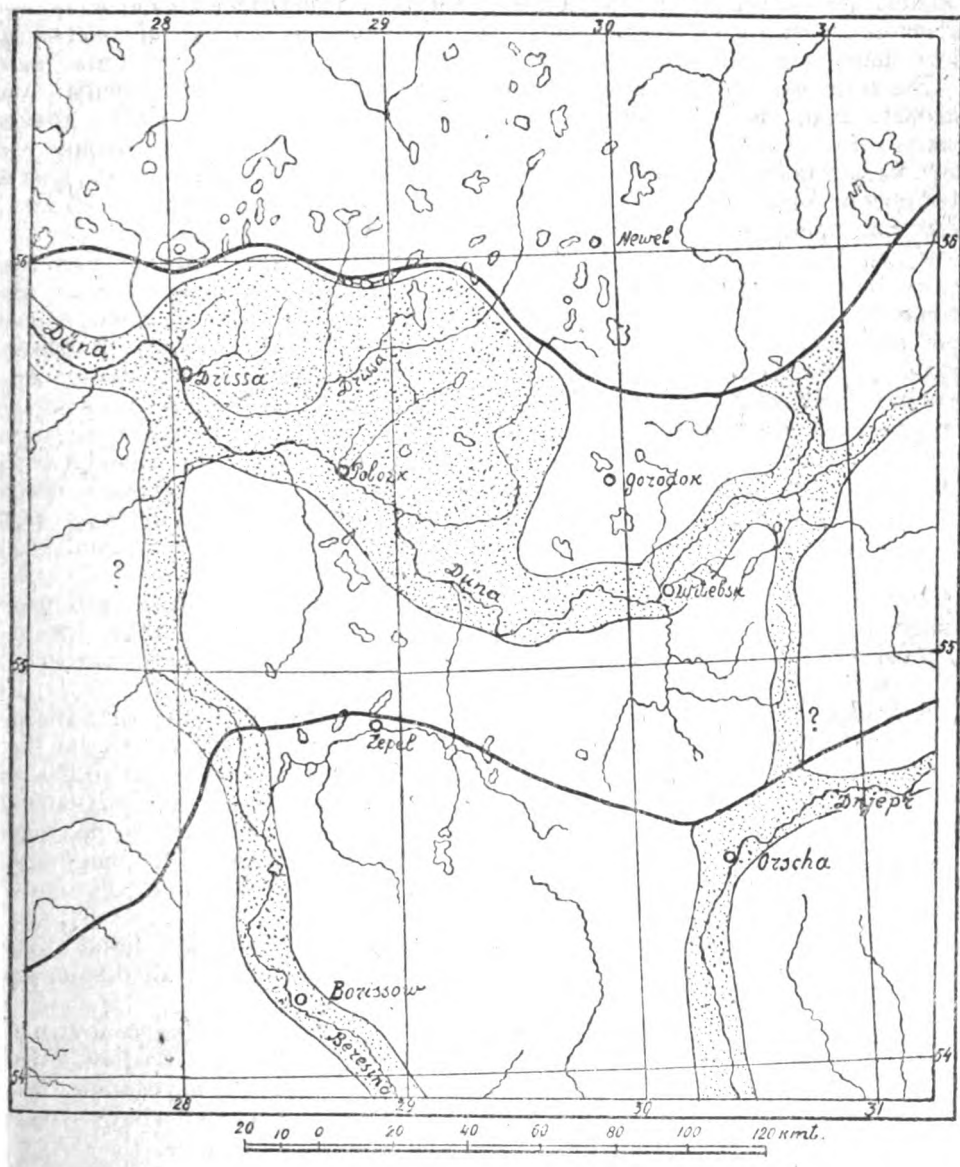
Безперечно, деякий час глибока депресія Двінської долини становила цілком замкнену й сливе безстокову западину.

<sup>1</sup> С. Hausen. Materialien zur Kenntnis der Pleistozänen in den russischen Ostseeländern, Fennia, 34, 1913.



Шлях стоку до Балтицького моря закривав сам льодовик. З півдня простягся горбуватий вододіл Дніпра й Двіни, що підтримував басейн у загаченому стані.

Коли головна маса зандрових пісків була вже відкладена і води, що прибували, мали меншу живу силу, в осевій частині долини утворилася мало



не суцільна низка спокійних і глибоких льодовикових озер і в них відкладався найтонший глинястий мул; характер і кількість мулу були в тісному закономірному зв'язку з сезонними змінами в стані льодовика. Так повинен був відкритися той комплекс типових смужкатих глин (Bänderstone), що, як згадувалося вище, вкривають унутрішні краї шельської тераси і що їх частково за простяганням заступає фація зандрів (див. профіль 7).

Порівнюючи мала грубина смужкатих глин показує на короткочасне існування льодовикових озер. На цей час високо загачені води повинні були

частково прорвати південний кінцево-мореновий бар'єр і потекли на південь до Дніпра. З одного боку, можливість такого стоку позначається на системі Березини (Hansen, l. c.), а з другого — таким одвідним коритом, можливо, була давня долина, що її тепер поняли долішня течія р. Каспі та р. Черниця. Подекуди, як от у районі Левин, Добромислі та Бабиновичів, ця давня льодовикова долина виявлена дуже рельєфно; особливо виразно виявляється пасивний характер сучасних річок, що перетинають її і які порушили цілість давньої долини та поділяли між собою різні ділянки її (див. карту).

Завдяки частковому стоку вод в південному напрямі, спокійні льодовикові озера, що лежали на просторій низині З. Двіни, стали дрейовані цілком або тільки частково, звільнивши від води мало не всю площу горішньої надзаплавної тераси. Пристосовуючись до нової бази ерозії, ще мало сформована річка-потік зв'язала між собою низку напівосушених озер і почала енергійно врізуватися в поверхню шельської тераси (профіль 8).

Мінливі й складні умови кінця неовюрму повинні були не раз міняти режим і характер молоді річки, тим паче, що в зв'язку з частковим, а пізніш і повним звільненням Балтицького моря від криги Двіна знову змінила напрямок течії на західний, залишивши тимчасові південні шляхи стоку. Вертикальну ерозію та енергійний розвиток шельської тераси заступила акумуляція грубо-піскових і рінякових покладів на незрівняно нижчому гіпсометричному рівні, ніж поверхня шельської тераси (профіль 9). Двіна та її численні допливи, розчищаючи околицю країни від хаотичного нагромадження флювіогляціального матеріалу та морени, діставали величезну кількість пухкого несортваного матеріалу і утворювали з нього свою долішню надзаплавну терасу; ця тераса вражає різноманітністю свого складу і нагадує не стільки типоворічкову терасу, скільки терасу флювіогляціального типу.

Досить найпобіжніше обізнатися з будовою нижньої тераси, щоб переконатися в тому тісному зв'язку, який є між пісково-ріняковими покладами в основі тераси та льодовиковими нагромадженнями, що заповнюють давнє дно долини й укривають плато.

Наприклад, коло с. Руби, де морена надзвичайно збагачена на наметні та груз місцевих девонських порід, становлячи так звану місцеву фацію (Localstage), — в основі нижньої тераси залягають подібний вапняно-доломітовий девонський груз та ринь. Навпаки, горішні поземи тераси не виявляють уже такої безпосередньої тісної залежності від складу й характеру розвинутих у даному місці флювіогляціальних та моренових покладів. Горішні поземи тераси складає досить дрібнозернистий і добре сортований пісок, що його можна вважати за нормальний річковий алювій.

Безперечно, нагромадження долішньої надзаплавної тераси Двіни охоплює чималий проміжок часу, від кінця неовюрму до середини холоцена, включаючи сюди й епохи Іоддієвого та Анцилового морів.

Щодо останньої (сучасної) фази в історії розвитку Двінської долини, фази вертикальної ерозії (профіль 10), то початок її був зв'язаний з одною з численних змін у режимі Балтицького моря, можливо, з опусканням шийки між Скандинавією та Данією, коло Категата й Зунда, що спричинило з'єднання Німецького й Балтицького морів та зниження рівня останнього.

## ZUSAMMENFASSUNG

Ihren Umrissen nach erinnert das Dünatal wohl in bedeutendem Masse an die parallel dem Rande des Pleitscherrückzugs langgestreckten glaziobsequenten Taler deutscher Flüsse (Weichsel, Warthe, Oder, Elbe), unterscheidet sich jedoch beträchtlich von den deutschen Urströmen infolge der eigenartigen Lage der Düna in Bezug auf die Ostsee und durch das Nichtvorhandensein eines freien Abflusses in der zweiten Hälfte der letzten Eiszeit.

Vorliegende Arbeit stellt den erstmaligen annähernden Versuch dar, ein Schema der Entwicklung des Dünatales zu geben, ohne dabei auf Komplettheit und Genauigkeit Anspruch erheben zu wollen.

Morphologisch setzt sich das Dünatal aus zwei Stufen alter Terrassen zusammen. Die obere Terrasse, die eine Anhäufungsterrasse der Schellepoche (Riss-Würm) darstellt, erhebt sich 20—30 m über dem Niveau des Flusses und ist durch folgende vertikal verlaufende Entblössung charakterisiert:

- a. Bändertone (nicht immer) . . . . . 1,0—5,0 m
- b. Fluvioglaziale Sande . . . . . 0,5—3,0 „
- c. Obere rotbraune Moräne (Würm) . . . . . 5,0—6,0 „

d. Geschichtete Quarzsande vom Alluvialtyp. Enthält bisweilen Durchschichtungen und Linsen von Landseetonen. An der Basis der Sande befinden sich mitunter Bändertone, die sich während der Epoche des Rückzuges des Rissgletschers abgelagert haben, dieselben werden mitunter auch zwischen der oberen Moräne und den Sanden angetroffen welche sich zu Beginn der Würmvereisung abgelagerten. Das Ansammeln der Hauptmenge an Sanden ist der Schellinterglazialepoche zuzuzählen . . . . . bis zu 30 m

c. Untere (graue) Moräne. Ist sehr zusammengepresst durch Geschiebe örtlicher devonischer Formationen.

Die Mächtigkeit der intraglazialen Sande variiert beträchtlich. In der Gegend von Witebsk sind diese Sande häufig durch den Gletscher nahezu vollständig vernichtet, während im Bereich der sog. Polotzker Talerweiterung ihre Mächtigkeit bis zu 40 m und mehr erreicht.

Die untere Terrasse hat eine Basis eine Würmmoräne und setzt sich aus groben Sanden, Schotter und Tonen zusammen die nach oben hin von mehr assortierten Alt-Alluvial-Ablagerungen abgelöst werden.

Die untere Terrasse zeichnet sich durch eine sehr konstante Höhe —10-11 m — aus. Die Flussaue fehlt durchaus.

Die Geschichte des Dünatales setzt mit Alterosion devonischer Schichten im Bereich der Polotzker Talerweiterung (Kesseltal) (s. Karte und Profile) ein. Diese Erosionen sine offenbar der Kromerzeit zuzuzählen.

Unsere Befunde lassen uns nicht der Ansicht A. M. Shirmunsky (Изв. ГЛАВН. геол.-разв. упр. 1930, XLIX, № 4) beipflichten, der einen westlichen Flügel des „devonischen Hauptwalles“ in der Gegend der Polotzker Niederung anführt. In Wirklichkeit handelt es sich hier nicht um tektonische Störungen, sondern um eine Alterosion, die im Gebiet der Polotzker Niederung eine enorme landseeartige Verbreiterung des Tales (Polotzker Talkessel) bildete (s. Karte).

Zu Anfang der Rissvereisung diente dieser Talkessel als Sammelstelle fluvio-glazialer Wässer. Späterhin wurde sie mit der Untergrundmoräne des Gletschers angefüllt, wobei die absolute Höhe der Lagerung der Moräne auf das Vorhandensein tiefer Landgesenke in der Region von Polotzk und Drissa hinweist (Profil № 3). Während der Schell-Interglazialepoche (Riss-Würm) häufte sich im Dünatal und in dem Polotzker Talkessel eine mächtige Masse von altalluvialen Sanden an (Profile № 4). Mit dem Herausrücken der Würmeiszeit änderte sich das Fluss-Regime. Das Ansammeln von Niederschlägen wird durch vertikale Erosion abgelöst und es formiert sich die Alt-Terrassen-Abstufung (Profil 5), die von der Würm-Moräne überlagert wird (Profil 6).

In der Postbühlzeit, als der rückziehende Gletscher nördlich von der Düna an den Oswei-Newelschen Höhen haltmachte, bildete sich im Dünatal besonders aber in dem Polotzker Talkessel ein ungeheurer Stauungslandsee, welchem der Weg zum Baltischen Meer von dem Gletscher, und der Abfluss nach Süden durch die Wasserscheide des Dnipro versperrt waren. Zu dieser Zeit häufen sich im Dünatale Massen von Sandsanden (Talsandr) und hierauf Landsee-Bändertone an (Profil 7.).

Zur Gschnitzzeit durchbrachen die Wässer des Dünalandsees an mehreren Stellen die Wasserscheiden der Düna und des Dnipro und drangen längs dem Tal der Beresina (Hausen) und dem Urstromtal bei Lesno-Babinowitsch dem Dnipro zu. Der Fluss tritt in die Phase vertikaler Erosion (Profil 8).

Zu Ende des Neowürm befreit sich das Baltische Meer von Eis und die Düna erhält nun normalen Abfluss.

Im Verlaufe der finiglazialen Zeit sowie auch während der Epochen des Anzylischen und Yoldischen Meeres wird die untere überaulge Terrasse angehäuft (Profil 9).

Zu Anfang der Littorina-Epoche tritt offenbar im Konnex mit Senkungen der Landenge zwischen Skandinavien und Dänemark in der Region des Kattegats und Sundes das Dünatal in seine letzte (die zeitgenössische) Entwicklungsphase (Vertikale Erosion).

In den beigegebenen Profilen ist die Entwicklung des Dünatales schematisch dargestellt (Profil 1—10).

## Солодководяні поклади с. Сорокопень Словечанського р-

Н. В. Піменова

### Fresh-water deposits of the village Sorokopen

N. V. Pimenova

С. Сорокопень Словечанського району розташоване на південній закраїні Словечансько-Овруцького кряжу, на лівому березі невеличкої річки, що на картах вазначена як Піщаниця, а в селян ніякої назви не має, і яка є лівий доплив р. Норина. На південь від села йдуть лагідні схили горбів, укриті лесом. Схили правого берега р. Піщаниці прорізани численними ярами, в яких спостережено поклади мергелів та торфу. Ці мергелі вживають на випалювання вапна, яке в с. Сорокопень провадили за давніх часів примітивним способом: для випалювання на схилах ярів закладають невеликі груби, які кидують, коли потреба в вапні зникає.

1929 р. працювало дві такі груби, що їх поставила сільгоспкооперація. Мергель, потрібний для випалювання вапна, брали по схилах яру, розчищаючи невеличкі ділянки (мал. 1). З нього роблять цеглини, які накладають у груби по 1000 штук. По випалюванні одержують 40% вапна, яке вживають на місцеві потреби.

Мергелі ці дуже схожі з мергелями с. Веприна, вживаними на мергелювання піскуватих ґрунтів. Отже 1929 р. досліджено поклади мергелю в районі с. Сорокопень.

Район с. Сорокопень згадувано в праці академіка П. А. Тутковського „Узбережжя р. Норина“. Тут сказано: ...„Лівий берег р. Піщаниці невисокий, задернований і позбавлений відслонень; очевидно, він складається скрізь (за одним невеличким винятком — околиці м. Нові Веледники) з післяльодовикових безнаметневих пісків“. „Правий берег річки...“...„тут відкривається в долину річки значна кількість довгих розгалужених і глибоких ярів“. „В цих ярах є багато великих та гарних відслонень цього одноманітного складу (згори вниз):

а) Черноземля 0,3—0,6 м.

б) Типовий, поруватий, жовтий, еоловий лес, позбавлений слідів верствуватості та органічних решток — 20—25 м“.

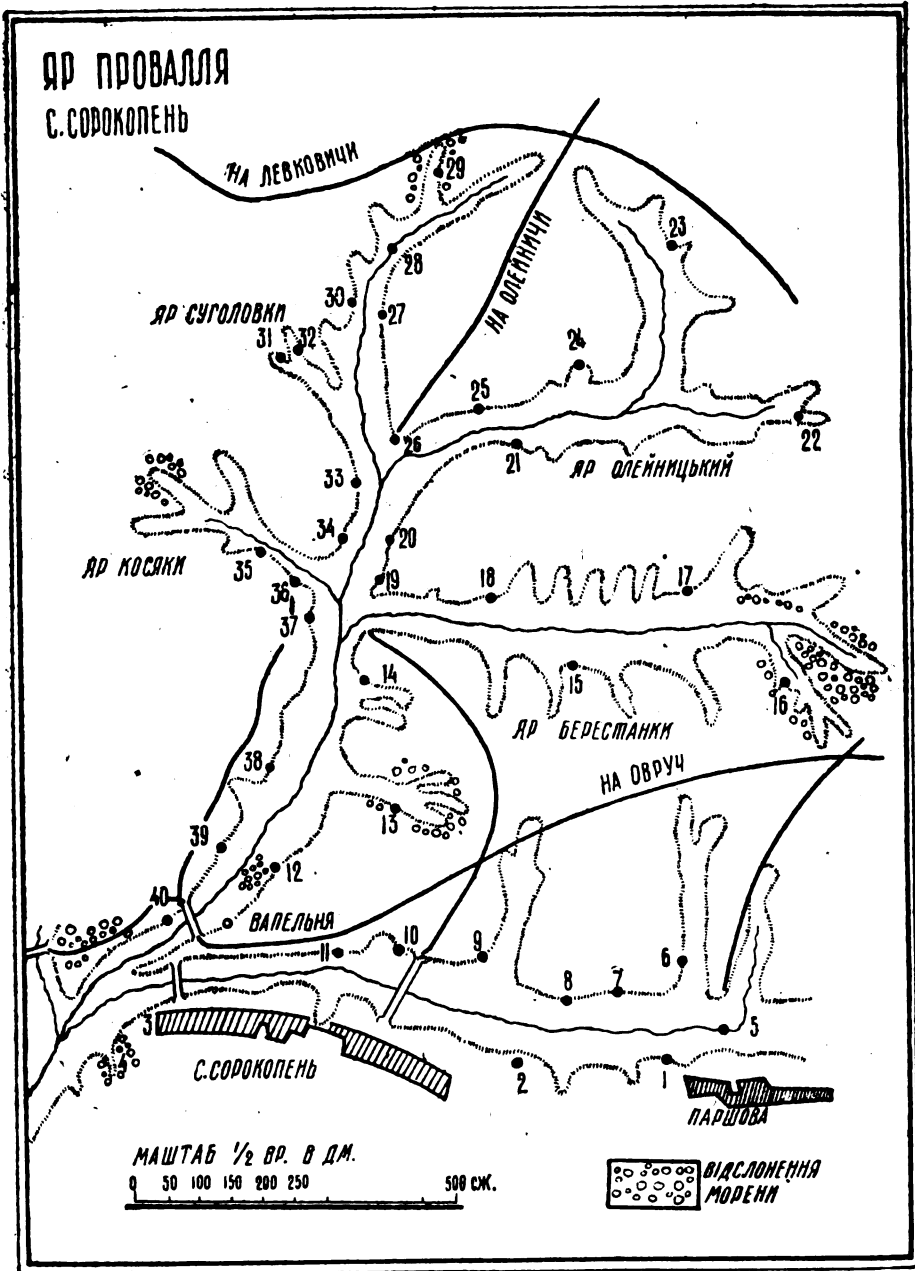
Отже ніяких інших покладів на схилах ярів не відзначено.

Між іншим, простежуючи течію річки Піщаниці від с. Паршової, що лежить на О від с. Сорокопень, на віддаленні 1 км, зустрічаємо ряд відслонень і на правому, і на лівому березі річки, а також і в ярах, що відкриваються в річку, зокрема на західній окраїні села. Струмки, що течуть із цих ярів, з'єднуються з річкою Піщаницею і поза селом вона в селян має назву Трон.

Удовж лівого берега маємо такі відслонення, починаючи від с. Паршови (вище схили задерновані):

#### Відслонення №1.

- а. Лес в осувах . . . . . 2 м
- б. Переверстовані мергелі й торфи з фауною, забарвлені в рудий колір . . . . . 1,5 м
- с. Зсув, спід якого виглядає синій суглинок, що його наявність помітна через збільшення вогкості схилу, калюжі й струмки.



До с. Сорокопень схили річки Піщаниці порізані ярками, замулені, задержовані, але скрізь помітні поклади мергелів і торфів. У східній частині с. Сорокопень перед школою

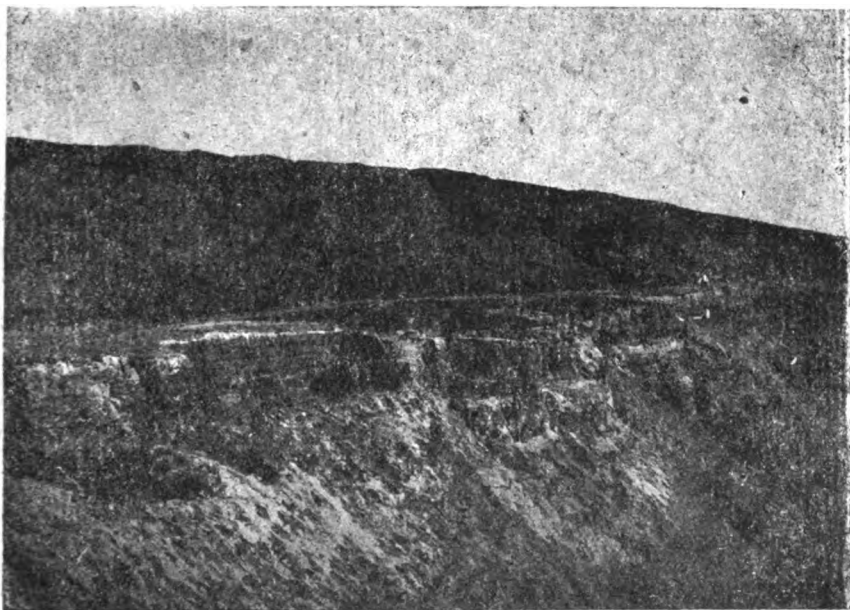
Відслонення № 2.

- |  |       |
|--|-------|
| a. Лес делювіальний . . . . .                      | 0,8 м |
| b. Торфи з мергелями . . . . .                     | 1,1 . |
| c. Чорний, масляний, торфовий проверсток . . . . . | 0,1 . |
| d. Мергель сірий . . . . .                         | 0,9 . |
| e. Торф, на якому є зсув.                          |       |

В самому с. Сорокопень лівий берег укритий селянськими городами, досить стрімкий, замулений. Тут ложище річки вузьке. Ближче до західного краю села через річку перекинутий міст, за яким мергельні поклади зникають.

### Відслонення № 3.

- a. Лес жовтий, поруватий . . . . . 4 м
- b. Синій суглинок під зсувом, близько . . . . . 5 „



Мал. 1.

Там, де берег ближче підходить до течії річки, знову видно на схилах торфво-мергельні поклади з фауною.

Нижче за течією річки в невеличкому ярі видно

### Відслонення № 4.

- a. Лес половий, поруватий . . . . . 5 м
- b. Мореновий суглинок рудого кольору з наметнями червоного пісковика . . . . . 5 „

У ложищі спід моренового суглину виглядає червоний пісковик великими схибами, що його видно й далі у вигляді дрібніших куснів. Далі від м. Н. Веледників береги задерновані аж до р. Норина. Тут скрізь береги р. Піщаниці вкриті замуленим лесом і каламутна вода р. Піщаниці гостро відрізняється від прозорішої води р. Норина.

Правий берег Піщаниці порізаний численними ярами, починаючи від с. Паршової. Вище цього села схили задерновані і тільки в західного краю с. Паршової поперек річки маємо перше відслонення — маленьку висячу долинку.

### Відслонення № 5.

- a. Лес верстуватий . . . . . 0,75 м
- b. Темний, масний торф . . . . . 1 „
- c. Синій суглинок, видно . . . . . 1 „

Перший яр, що відкривається в долину річки Піщаниці на правому схилі, у горішній частині задернований, ближче до гирла утворює невелику висячу долинку, обмежену стрімкими стінами.

### Відслонення № 6.

- a. Лес жовтий, поруватий . . . . . 2 м
- b. Торф, у довшій частині із стовбурами дерев . . . . . 1,5 "
- c. Синій суглинок, у горшній частині ясніший, з рештками рослини і невзначною фауною, вищу темніший, близько . . . . . 5 "

В ложисі річки кусні торфу, що обвалюються з берегів, перекочуються водою і утворюють своєрідні наметні, що тривають досить довго. На середній віддаленні між Паршовою та с Сорокопень маємо

### Відслонення № 7.

- a. Лес половий, поруватий, з ходами черв'яків . . . . . 1,5 м
- b. Вохриятий проверсток . . . . . 0,15—0,20 "
- c. Торф з куснями стовбурів.
- d. Зсув.

Далі долина розширюється і поклади мергелів та торфу зникають; видно самий лес. Там, де долина звужується, знову виступають ці поклади.

### Відслонення № 8.

- a. Лес делювіальний . . . . . 0,5 м
- b. Вохриятий проверсток . . . . . 0,6 "
- c. Торф . . . . . 0,2 "
- d. Мергель сірий . . . . . 0,1 "
- e. Торф чорний . . . . . 0,3 "
- f. Синій суглинок близько . . . . . 5 "

Далі поклади мергелів збільшуються. Перед мостом на шляху до с. Сірковщизна маємо

### Відслонення № 9.

- a. Лес сіривато-половий, верстуватий, з рудими плямками . . . . . 1,5 м
- b. Мергелі з провертками торфу . . . . . 1,75 "
- c. Чорний масний торф . . . . . 0,5 "
- d. Синій суглинок, близько . . . . . 5 "

На цьому відслоненні добре видно, як поклади мергеля виганяються перпендикулярно до напрямку течії річки і в глибині ярів видно лише лес (мал. 2).

### За мостом відслонення № 10.

- a. Лес верстуватий . . . . . 1 м
- b. Вохриятий проверсток . . . . . 0,1 "
- c. Торф чорний, масний . . . . . 0,2 "
- d. Мергель, вище ясніший, нижче темніший . . . . . 1,35 "
- e. Торф чорний, масний . . . . . 0,45 "
- f. Синій суглинок під осинищем.

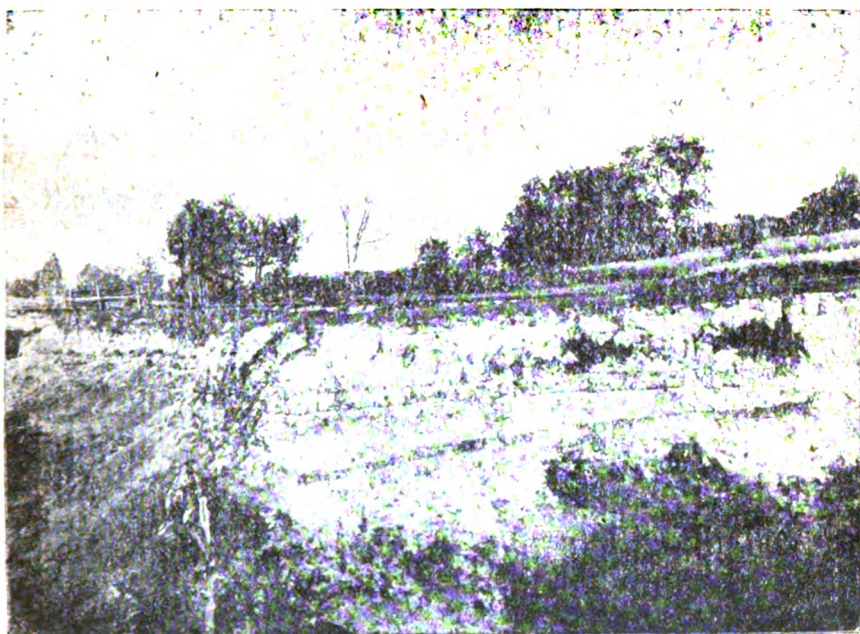
Відслонення за городами с. Сорокопень.

### Відслонення № 11.

- a. Лес верстуватий . . . . . 0,25 м
- b. Мергелі піскуваті, вохристі, з фауною, з тонькими просмужками торфу . . . . . 1,75 "
- c. Чорний торф, видно . . . . . 1 " Зсув.

Такого ж типу поклади тягнуться нижче до гирла великого сорокопенського яру „Провалля“, який утворює багато розгалужень, знову таки прорізаних численними ярками. Довжина головного яру близько 3 верстви. Система





Маг. 2.



Маг. 3.

ярів розвивається дуже швидко і селянські лани після дощів зсуваються в провалля, де також гине й худоба.

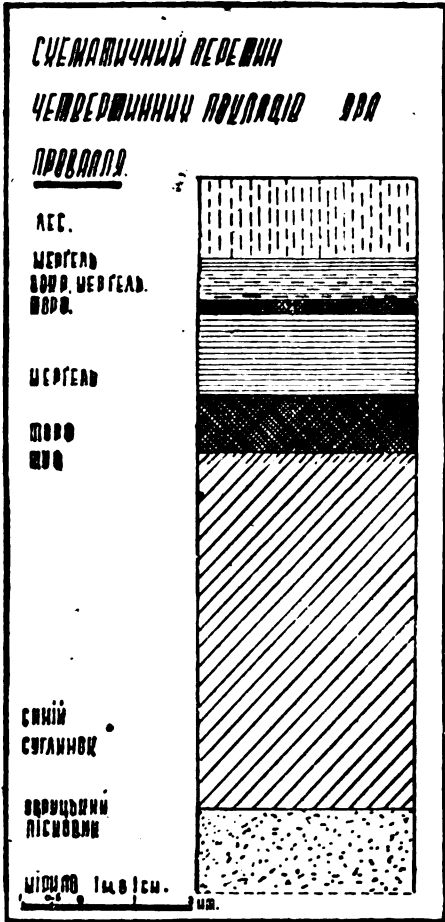
На віддаленні близько 0,5 км від гирла яру біля вапнярні

**Відслонення № 12.**

- a. Лес верстуватий з проверстками грубозернистого піску . . . 1,80 м
- b. Торф чорний, масний . . . . . 0,57 „
- c. Зсув на синьому суглинку.

Далі, посуваючися вище, можна бачити на схилах лівого берега яру поклади лесу, переверстовані з грубозернистим піском. Між вапнярнею та наступним яром на дні головного яру, на рівні струмка відслонюється спід зсуву мореновий суглинок із наметнями.

В бічному яру, що йде із сходу і на триверстці позначений як перший східний яр, схили почасті замулені і на них видно лес та синій суглинок. Мергелів немає. Заглиблюючися в цей яр, спостерігаємо, що синій суглинок зникає, а натомість з'являється мореновий суглинок, але межа між ними замулена. В розгалужень цього яру



**Відслонення № 13.**

- a. Лес половий, поруватий . . . . . 7 м
- b. Мореновий суглинок, яскраво-рудий, з численними дрібними наметнями 2 „

У розгалуженнях морена здіймається на висоту 5 м, а на ній лес сягає до 8 м. Морена з дрібними наметнями, зокрема кремінними, з лаковою поліровкою, з пірамідальними наметнями червоного пісковику. У верхів'ях мореновий суглинок заховується під покладами лесу (мал. 3). Тут знайдено наметень конгломерату червоного пісковику. Повертаючись до головного яру, спостерігаємо скиби червоного пісковику, що відслонюється далі вздовж течії струмка. Там, де яр раптово повертається в напрямку до „каплички“, збудованої приблизно на середині яру на вершку лівого схилу, в ложці струмка з'являються значні скиби червоного

овруцького пісковику — відслонення його, на якому, на схилах, безпосередньо лежить синій суглинок.

В цьому місці в головний яр відкривається гирло бічного яру, що дає

**Відслонення № 14.**

- a. Лес брудно-половий, верстуватий . . . . . 0,3 м
- b. Мергель ясносірий . . . . . 0,2 „
- c. Вохристий проверсток . . . . . 0,25 „
- d. Торф чорний, масний . . . . . 0,2 „
- e. Мергель сірий . . . . . 0,33 „
- f. Торф чорний, щільний . . . . . 0,35 „
- g. Суглинок синій, близько . . . . . 5 „

Поклади мергелю виганяються в бічному яру на віддаленні близько 30 м. За цим яром долина розширюється, схили її задерновані, вогкі.

Перед капличкою відгалужується на схід довгий та широкий яр Берестанки, завзначений на триверстці як другий східний яр. Схили його порізані численними ярками, а у гирла задерновані. На вершках берегів відслонюються поклади сірого та вохристого мергелю окремими шматками. Часто трапляються лесові стовпи, вкриті згори тонким шаром ґрунту. В глибині ярків



Мал. 4.

видно самий лес на синьому суглинку. Вздож яру скрізь осуви на синьому суглинку; тут вогко і просмокується вода. На дні яру тече струмок. Його корито глибоко врізується в долину яру.

#### Відслонення № 15. На лівому схилі яру.

a. Лес половий, поруватий, щільний	1	м
b. Мергелі вохристі, переверстовані з торфом	0,9	"
c. Торф чорний, масний	0,35	"
d. Туфи з мергелем	0,7	"
e. Торф чорний, масний	0,50	"
f. Синій суглинок, близько	6	"
g. Зсув на синьому суглинку.		

У верхів'ях яру Берестанки ліва галузь утворює вузький та глибокий яр із стрімкими стінками

#### Відслонення № 16.

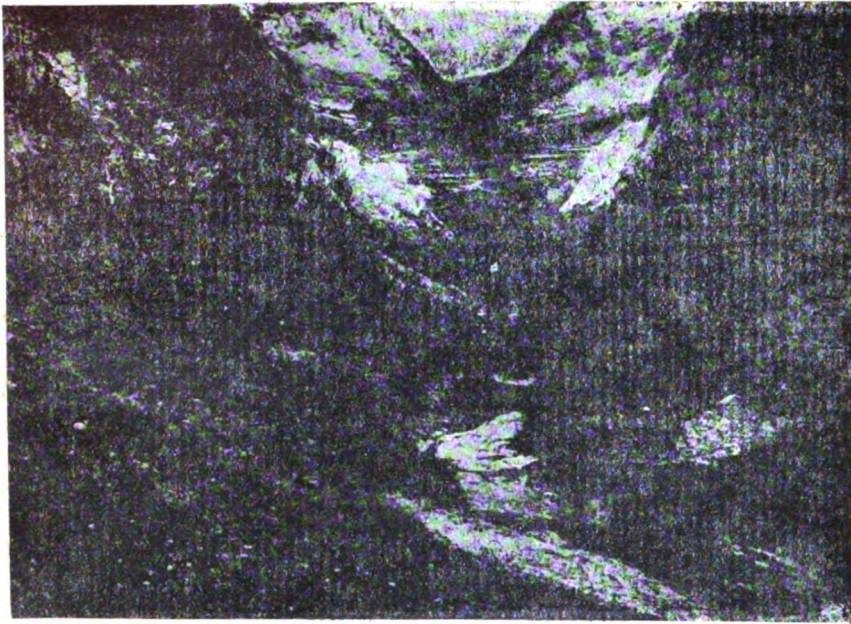
a. Лес типовий, половий	5	м
b. Мореновий суглинок	3	"
c. Черволий пісковик, на якому тече струмок.		

Його ложище засипане різноманітним рінччинням. Тут між наметнями знайдено кремій з *Vola quinquecostata*.

У верхів'ї яр роздвоюється і в лівій його галузі видно лес на мореновому суглинку, що тут сягає 7 метрів. У ньому величина наметнів раптом збільшується. Вони головне складаються з червоного пісковика, гострокутні та круглясті, але є й наметні сірого пісковика, до 1 м в діаметрі, гранітів і кремню; всі занурені в яскраворудий суглинок (мал. 4).



Моренові поклади видно також і в правому відгалуженні; на них залягає лес. На дні яру відслонюється червоний пісковик, порозбиваний щілинами. В одній щілині знайдено дрібні, чисті, прозорі кристали гірського кришталю (мал. 5). Далі верхів'я цих відгалужень стають положисті, кількість і величина наметнів зменшується і моренові поклади зникають під дерном, також замулюється й пісковик.



Мал. 5.

Позертаючись правим берегом яру Берестанки, приблизно на середині яру, маємо

Відслонення № 17.

a. Лес сірувато-жовтий, верстуватий . . . . .	2	м
b. Вохристий проверсток . . . . .	0,2	"
c. Сірий мергель . . . . .	0,3	"
d. Торф чорний, масткий . . . . .	0,05	"
e. Мергель темний . . . . .	0,25	"
f. Торф чорний, масткий . . . . .	0,2	"
g. Туф вапняний . . . . .	0,3	"
h. Синій суглинок . . . . .	8	"
i. Пісковик червоний на рівні струмка.		

Нижче, на тому таки схилі,

Відслонення № 18.

a. Лес верстуватий . . . . .	1	м
b. Вохристі мергелі, туфи й торф переверстовані поміж собою	2,15	"
c. Торф чорний, масткий . . . . .	0,35	"
d. Синій суглинок (у ньому білі вапняні конкреції) під зсувом, близько . . . . .	7	"

Далі в основному яру, трохи вище Берестанок, на схилі яру міститься

Відслонення № 19.

a. Мергель сірий з багатою фауною . . . . .	0,32 м
b. Торф чорний, масляний . . . . .	0,3 "
c. Синій суглинок під зсувом, близько . . . . .	5 "
d. Червоний пісковик на дні яру.	

В яру під капличкою на рівні червоного пісковика витікає джерело чистої, прозорої, холодної води. Над джерелом поставлено дерев'яну альтанку, в середині якої колодязь. Спід альтанки тече не дуже сильний струмок води в яр. За криничкою на схилі берега під каплицею

Відслонення № 20.

a. Грунт . . . . .	0,1 м
b. Вохристий проверсток . . . . .	0,15 "
c. Мергель сірий . . . . .	0,05 "
d. Вохристий проверсток . . . . .	0,15 "
e. Мергелі вохристі, переверстовані з туфами . . . . .	1,60 "
f. Торф чорний, масляний . . . . .	0,3 "
g. Туф вапняний . . . . .	0,1 "
h. Суглинок синій . . . . .	5 "
i. Пісковик червоний на рівні струмка.	

Далі вгору за течією яр розгалужується на північну й східну частини, що звуться: перша — Суголовки, друга — Олейницький яр. Тут долина струмка розширюється, а на схилах видко леси на синьому суглинку. Там, де схили наближуються до струмка, на них окремими клаптиками видко поклади мергелю.

На лівому березі Олейницького яру

Відслонення № 21.

a. Грунт . . . . .	0,6 м
b. Вохристий проверсток . . . . .	0,7 "
c. Мергель сірий . . . . .	2,7 "
d. Торф, чорний, масляний . . . . .	0,45 "
e. Туф, донизу глинчастий . . . . .	0,8 "
f. Синій суглинок під зсувом.	

На зсувах скрізь вогко.

В глибині східного відгалуження Олейницького яру

Відслонення № 22.

a. Лес верстуватий . . . . .	2 м
b. Торф чорний . . . . .	2 "
c. Зсув на синьому суглинку.	

У верхів'ї Олейницького яру на лівому схилі

Відслонення № 23.

a. Лес верстуватий, з прошарками піску . . . . .	3,1 м
b. Торфи з мергелем, з фауною . . . . .	2,20 "
c. Суглинок синій під зсувом, видко . . . . .	3 "

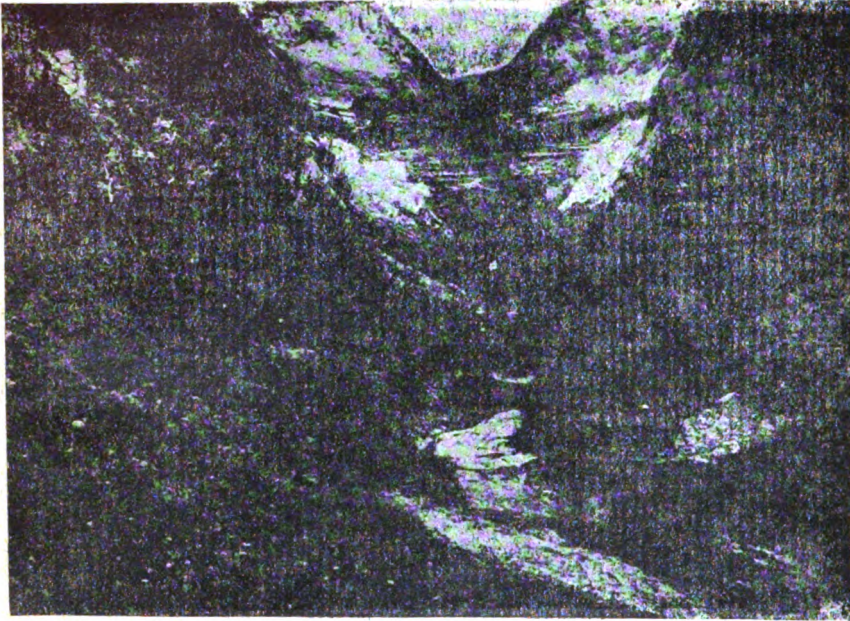
На правому схилі цього таки яру в глибині невеличкого ярка урвище з висячою долинкою, схили якої невисокі, положисті, задерновані (мал. № 5). Урвище під нею дає

Відслонення № 24.

a. Лес ясний, верстуватий донизу, з домішкою піску; в ньому знайдено щелепу <i>Сervus elaphus</i> . . . . .	3,6 м
b. Торф із стовбурами дерев з корою . . . . .	2,5 "
c. Суглинок синій, видко . . . . .	2,5 "



Моренові поклади видко також і в правому відгалуженні; на них залягає лес. На дні яру відслонюється червоний пісковик, порозбиваний щілинами. В одній щілині знайдено дрібні, чисті, прозорі кристали гірського кришталю (мал. 5). Далі верхів'я цих відгалужень стають положисті, кількість і величина наметнів зменшується і моренові поклади зникають під дерном, також замулюється й пісковик.



Мал. 5.

Повертаючись правим берегом яру Берестанки, приблизно на середині яру, маємо

Відслонення № 17.

a. Лес сірувато-жовтий, верстуватий . . . . .	2	м
b. Вохристий проверсток . . . . .	0,2	"
c. Сірий мергель . . . . .	0,3	"
d. Торф чорний, масткий . . . . .	0,05	"
e. Мергель темний . . . . .	0,25	"
f. Торф чорний, масткий . . . . .	0,2	"
g. Туф вапняний . . . . .	0,3	"
h. Сивий суглинок . . . . .	8	"
i. Пісковик червоний на рівні струмка.		

Нижче, на тому таки схилі,

Відслонення № 18.

a. Лес верстуватий . . . . .	1	м
b. Вохристі мергелі, туфи й торф переверстовані поміж собою	2,15	"
c. Торф чорний, масткий . . . . .	0,35	"
d. Сивий суглинок (у ньому білі вапняні конкреції) під зувом, близько . . . . .	7	"

Далі в основному яру, трохи вище Берестанок, на схилі яру міститься

Відслонення № 19.

a. Мергель сірий з багатою фауною . . . . .	0,32 м
b. Торф чорний, масляний . . . . .	0,3 "
c. Синій суглинок під зсувом, близько . . . . .	5 "
d. Червоний пісковик на дні яру.	

В яру під капличкою на рівні червоного пісковика витікає джерело чистої, прозорої, холодної води. Над джерелом поставлено дерев'яну альтанку, в середині якої колодязь. Спід альтанки тече не дуже сильний струмок води в яр. За криничкою на схилі берега під каплицею

Відслонення № 20.

a. Грунт . . . . .	0,1 м
b. Вохристий проверсток . . . . .	0,15 "
c. Мергель сірий . . . . .	0,05 "
d. Вохристий проверсток . . . . .	0,15 "
e. Мергелі вохристі, переверстовані з туфами . . . . .	1,60 "
f. Торф чорний, масляний . . . . .	0,3 "
g. Туф вапняний . . . . .	0,1 "
h. Суглинок синій . . . . .	5 "
i. Пісковик червоний на рівні струмка.	

Далі вгору за течією яр розгалужується на північну й східну частини, що звуться: перша — Суголовки, друга — Олейницький яр. Тут долина струмка розширюється, а на схилах видно леси на синьому суглинку. Там, де схили наближуються до струмка, на них окремими клаптиками видно поклади мергелю.

На лівому березі Олейницького яру

Відслонення № 21.

a. Грунт . . . . .	0,6 м
b. Вохристий проверсток . . . . .	0,7 "
c. Мергель сірий . . . . .	2,7 "
d. Торф, чорний, масляний . . . . .	0,45 "
e. Туф, донизу глинястий . . . . .	0,8 "
f. Синій суглинок під зсувом.	

На зсувах скрізь вогко.

В глибині східного відгалуження Олейницького яру

Відслонення № 22.

a. Лес верстуватий . . . . .	2 м
b. Торф чорний . . . . .	2 "
c. Зсув на синьому суглинку.	

У верхів'ї Олейницького яру на лівому схилі

Відслонення № 23.

a. Лес верстуватий, з прошарками піску . . . . .	3,1 м
b. Торфи з мергелем, з фауною . . . . .	2,20 "
c. Суглинок синій під зсувом, видно . . . . .	3 "

На правому схилі цього таки яру в глибині невеличкого ярка урвище з висячою долинкою, схили якої невисокі, положисті, задерновані (мал. № 5). Урвище під нею дає

Відслонення № 24.

a. Лес ясний, верстуватий донизу, з домішкою піску; в ньому знайдено щелепу <i>Cervus elaphus</i> . . . . .	3,6 м
b. Торф із стовбурами дерев з корою . . . . .	2,5 "
c. Суглинок синій, видно . . . . .	2,5 "



Моренові поклади видко також і в правому відгалуженні; на них залягає лес. На дні яру відслонюється червоний пісковик, порозбиваний щілинами. В одній щілині знайдено дрібні, чисті, прозорі кристали гірського кришталю (мал. 5). Далі верхів'я цих відгалужень стають положисті, кількість і величина наметнів зменшується і моренові поклади зникають під дерном, також замулюється й пісковик.



Мал. 5.!

Повертаючись правим берегом яру Берестанки, приблизно на середні яру, маємо

Відслонення № 17.

a. Лес сірувато-жовтий, верстуватий . . . . .	2	м
b. Вохристий проверсток . . . . .	0,2	"
c. Сірий мергель . . . . .	0,3	"
d. Торф чорний, масткий . . . . .	0,05	"
e. Мергель темний . . . . .	0,25	"
f. Торф чорний, масткий . . . . .	0,2	"
g. Туф вапняний . . . . .	0,3	"
h. Синій суглинок . . . . .	8	"
i. Пісковик червоний на рівні струмка.		

Нижче, на тому таки схилі,

Відслонення № 18.

a. Лес верстуватий . . . . .	1	м
b. Вохристі мергелі, туфи й торф переверстовані поміж собою	2,15	"
c. Торф чорний, масткий . . . . .	0,35	"
d. Синій суглинок (у ньому білі вапняні конкреції) під зсувом, близько . . . . .	7	"

Далі в основному яру, трохи вище Берестанок, на схилі яру міститься



Відслонення № 19.

a. Мергель сірий з багатою фауною . . . . .	0,32 м
b. Торф чорний, масляний . . . . .	0,3 "
c. Синій суглинок під зсувом, близько . . . . .	5 "
d. Червоний пісковик на дні яру.	

В яру під капличкою на рівні червоного пісковика витікає джерело чистої, прозорої, холодної води. Над джерелом поставлено дерев'яну альтанку, в середині якої колодязь. Спід альтанки тече не дуже сильний струмок води в яр. За криничкою на схилі берега під каплицею

Відслонення № 20.

a. Грунт . . . . .	0,1 м
b. Вохристіт проверсток . . . . .	0,15 "
c. Мергель сірий . . . . .	0,05 "
d. Вохристіт проверсток . . . . .	0,15 "
e. Мергелі вохристі, перевіртвовані з туфами . . . . .	1,60 "
f. Торф чорний, масляний . . . . .	0,3 "
g. Туф вапняний . . . . .	0,1 "
h. Суглинок синій . . . . .	5 "
i. Пісковик червоний на рівні струмка.	

Далі вверх за течією яр розгалужується на північну й східну частини, що звуться: перша — Суголовки, друга — Олейницький яр. Тут долина струмка розширюється, а на схилах видко леси на синьому суглинку. Там, де схили наближуються до струмка, на них окремими клаптиками видко поклади мергелю. На лівому березі Олейницького яру

Відслонення № 21.

a. Грунт . . . . .	0,6 м
b. Вохристіт проверсток . . . . .	0,7 "
c. Мергель сірий . . . . .	2,7 "
d. Торф, чорний, масляний . . . . .	0,45 "
e. Туф, донизу глинястий . . . . .	0,8 "
f. Синій суглинок під зсувом.	

На зсувах скрізь вогко.

В глибині східного відгалуження Олейницького яру

Відслонення № 22.

a. Лес верстуватий . . . . .	2 м
b. Торф чорний . . . . .	2 "
c. Зсув на синьому суглинку.	

У верхів'ї Олейницького яру на лівому схилі

Відслонення № 23.

a. Лес верстуватий, з прошарками піску . . . . .	3,1 м
b. Торфи з мергелем, з фауною . . . . .	2,20 "
c. Суглинок синій під зсувом, видко . . . . .	3 "

На правому схилі цього таки яру в глибині невеличкого ярка урвище з висячою долинкою, схили якої невисокі, положисті, задерновані (мал. № 5). Урвище під нею дав

Відслонення № 24.

a. Лес ясний, верстуватий донизу, з домішкою піску; в ньому знайдено щелепу <i>Cervus elaphus</i> . . . . .	3,6 м
b. Торф із стовбурами дерев з корою . . . . .	2,5 "
c. Суглинок синій, видко . . . . .	2,5 "

У гирла цього яру в головному яру знайдено ріг *Cervus elaphus*.  
Нижче цього яру на правому березі основного яру

Відслонення № 25.

а. Лес верстуватий, брудно-жовтий . . . . .	0,75 м
б. Вохристий проверсток . . . . .	0,35 "
с. Мергель сірий . . . . .	0,63 "
д. Торф чорний, масляний . . . . .	0,5 "
е. Синій суглинок, в горішній частині туфовий (0,25 м зав- грубки), вкритий зсувом.	



Мал. 6.

На розі поміж Олейницьким яром та Суголовками

Відслонення № 26.

а. Мергель ясносірий, з рясною фауною, з тонкими провер- стками торфу . . . . .	2,3 м
б. Торф чорний, масляний . . . . .	0,5 "
с. Зсув до рівня річки, близько . . . . .	5 "

Яр Суголовки починається на північ від каплички. Лівий його схил мало порізаний, а правий дає низку ярків. Яр цей широкий спочатку і дає гарне відслонення пісковіку, що у вигляді сходів тягнеться майже по всьому яру (мал. 6).

Відслонення № 27 (на лівому схилі яру Суголовки).

а. Лес верстуватий . . . . .	2 м
б. Торф чорний . . . . .	0,22 "
с. Мергель сірий . . . . .	0,35 "
д. Торф чорний . . . . .	0,65 "
е. Синій суглинок . . . . .	4,5 "
ф. Червоний пісковик на дні яру.	

Ближче до верхів'я цього яру утворилася всяча долинка. Тут маємо

### Відслонення № 28.

a. Лес жовтий, поруватий . . . . .	2 м
b. Торф чорний, щільний, із стовбурами дерев . . . . .	1 "
c. Сірий мергель . . . . .	0,6 "
d. Синій суглинок . . . . .	4 "
e. Червоний пісковик на дну яру.	

Поміж рінячинням тут знайдено кремень з гарним відбитком *Vola quinque-costata*.

Вище яр розгалужується. Ліва галузь іде поміж лесами, права — дає

### Відслонення № 29.

a. Лес соловий . . . . .	4 м
b. Мореновий суглинок з кременями, з лаковою поліровкою та пірамідальними наметями . . . . .	2—4 "
c. Червоний пісковик.	

У верхів'ї — лес типовий словий.

На правому схилі Суголовок, нижче всячої долинки,

### Відслонення № 30.

a. Лес . . . . .	2 м
b. Торф чорний . . . . .	0,22 "
c. Глей . . . . .	0,15 "
d. Мергелі з туфами . . . . .	1,5 "
e. Торф чорний . . . . .	0,7 "
f. Мергель сірий . . . . .	0,28 "
g. Глей . . . . .	0,23 "
h. Проверсток вохри жовтої . . . . .	0,2 "
i. Туфовий вапняк . . . . .	0,2 "

Нижче зсув.

На зсувах скрізь воґко. В глибині ярків цього схилу торф містить у собі рештки деревини й кори. Майже у свого гирла яр дає відгалуження. Ближче до верхів'я його маємо

### Відслонення № 31.

a. Лес верстуватий . . . . .	2 м
b. Торф із стовбурами . . . . .	0,9 "
c. Зсув на синьому суглинку, близько . . . . .	6 "

### Відслонення № 32.

a. Лес верстауватий . . . . .	1,5 м
b. Торф з рештками рослин . . . . .	0,6 "
c. Мергель сірий . . . . .	0,5 "
d. Торф чорний, щільний . . . . .	0,35 "
e. Синій суглинок, близько . . . . .	6 "

У гирла яру

### Відслонення № 33.

a. Мергель з вохристими просмушками . . . . .	2,2 м
b. Торф чорний . . . . .	0,5 "
c. Мергель сірий . . . . .	0,3 "
d. Торф чорний, на ньому зсув.	

Нижче за течією в головному яру на правому схилі

Відслонення № 34.

a. Грунт . . . . .	0,2 м
b. Торф чорний . . . . .	0,45 "
c. Мергель з туфовими проверстками, з багатою фауною . . . . .	2,45 "
d. Торф чорний, щільний . . . . .	0,15 "
e. Бурава глина . . . . .	0,15 "
f. Вохристій проверсток . . . . .	0,4 "
g. Синій суглинок, близько . . . . .	5 "

На осувах по схилах ярів вогко, калюжі й струмки води.

Нижче цього відслонення, проти каплички починається яр Косяки, що йде на захід. Це широкий яр, тому поклади мергелю видно шматками лише там, де схили берега наближуються до середини яру.

Ближче до верхів'я, де яр Косяки розгалужується надвоє, покладів мергелю немає, а відслонюється торф безпосередньо під лесом. У ньому лежать стовбури дерев, кора, він пухкий, брунатний, grubість його сягає до 1,5 м. Під ним зсув на синьому суглинку. Ліва галузь яру вузька, із стрімкими схилами.

На правому березі яру по середині віддалення до каплички

Відслонення № 35.

a. Лес делювіальний . . . . .	1,5 м
b. Мергель з чорним торфом . . . . .	1 "
e. Зсув на синьому суглинку, близько 6 . . . . .	"
d. Червоний пісковик . . . . .	"

У гирла яру

Відслонення № 36.

a. Грунт . . . . .	0,3 м
b. Торф масний, чорний . . . . .	0,3 "
c. Мергель сірий . . . . .	1 "
d. Торф . . . . .	0,1 "
e. Туф вапняний . . . . .	0,4 "
f. Торф чорний . . . . .	0,05 "
g. Глина брунатна, масна . . . . .	0,6 "
h. Синій суглинок під зсувом, близько 5 . . . . .	"
i. Червоний пісковик на дні яру . . . . .	"

Повертаючись знову до головного яру, проти каплички бачимо

Відслонення № 37.

a. Грунт . . . . .	0,3 м
b. Торф чорний . . . . .	0,55 "
c. Мергель сірий . . . . .	1,4 "
d. Торф чорний . . . . .	0,2 "
e. Глина руда . . . . .	0,20 "
f. Синій суглинок під зсувом . . . . .	"
g. Червоний пісковик у ложіщі річкака . . . . .	"

Далі схили задерновані, а подекуди перекопані, бо тут колись брали мергель для старих, покинутих вапнових ям, що їх поновлено 1931 року.

Значно нижче, в глибині стрімкого невеличкого ярка, що утворюється в долині колишнього яру, теж замуленого й задернованого

Відслонення № 38.

a. Лес верстуватий . . . . .	0,4 м
b. Вохристій мергель з просмушкою торфу (0,05) . . . . .	0,5 "
c. Мергель сірий . . . . .	1,2 "
d. Торф щільний . . . . .	0,1 "
e. Синій суглинок під зсувом.	

Наступне, де 1929 р. брали мергель для вапнових ям,

Відслонення № 39.

a. Лес верстуватий . . . . .	0,8 м
b. Торф чорний, масний . . . . .	0,45 "
c. Мергель сірий . . . . .	0,35 "
d. Торф чорний, масний . . . . .	0,18 "
e. Синій суглинок під зсувом, близько . . . . .	5 "

Відслонення № 40 (за містком до с. Сорокопень).

a. Лес верстуватий . . . . .	2 м
b. Торф буравий . . . . .	2,10 "
c. Зсув на синьому суглинку.	

Відслонення торфу йде вздовж берега й зникає під рослинністю.

В усіх маленьких бічних ярах мергель зникає на віддаленні 20—30 м.

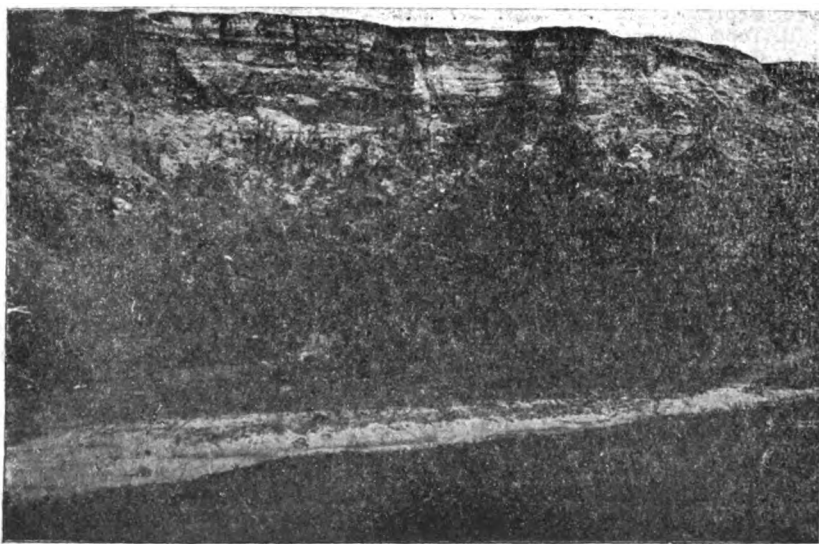
Отже вся серія четвертинних покладів лежить тут на червоному пісковіку девонського віку, який відслонений головне на дні і головного яру Провалая, і в бічних ярах, зокрема в ярі Берестанки, де в щілинах пісковіку знайдено невеличкі друзи гірського кристалу, і в ярі Суголовки, де пісковик відслонюється у вигляді сходів на дні яру. В обох згаданих ярах також спостережено плити пісковіку з „брижжами пустині“ та уламки його з гарною соловою поліровкою.

Безпосередньо на пісковіку лежить видимий по всіх ярах синій суглинок та (в деяких ярах) мореновий суглинок. Саме мореновий суглинок знайдено: 1) у верхів'ях яру Берестанки, 2) в першому східному яру за вапновими ямами, 3) в основному яру за вапновими ямами, 4) у верхів'ях яру Суголовки, 5) в яру Косяки та 6) на р. Троні ближче до с. Веледників. Очевидно, тут ішла суцільна верства моренового суглинку з NO на SW, тепер почасті розмита. Суглинок цей рудий, ба навіть червоний, піскуватий і містить у собі величезну кількість наметнів, в яких переважають наметні червоного овруцького пісковіку (зокрема в яру Берестанках). Крім них є чимало кремінних наметнів часто-густо з лаковою поліровкою. В кремінних наметнях знайдено відбитки *Vola quinquecostata*. Значно рідше трапляються наметні сірого пісковіку та гранітові.

Наметні червоного пісковіку здебільшого гострорубі, але є й круглясті. Крім того, в яру Берестанках знайдено кусень конгломерату червоного пісковіку. На дні яру із щілин пісковіку виходять досить рясні джерела чистої безбарвної води. Мореновий суглинок залягає скрізь безпосередньо на червоному пісковіку і здебільшого вкритий лесом, типовим еоловим. У Веледницькому яру, що лежить трохи на захід від Сорокопенського, мореновий суглинок укритий синім суглинком. Синій суглинок, що здебільшого також лежить безпосередньо на червоному пісковіку, дуже поширений по всій місцевості. Скрізь по ярах, що відкриваються в р. Піщаницю, де вони глибші, можна бачити під лесом сірий суглинок, а в Сорокопенському яру він лежить здебільшого під мергельно-торфовою серією. Грубість його сягає від 4,5 м до 8 м. При чому найменша грубість припадає на середину системи ярів. Верстуватості в ньому немає. В сухому стані він стає ясносірий, або блакитносірий. Вогкий, він у довшніх частинах темніший, в горішніх ясніший, а часом стає навіть білий від значної домішки  $\text{CaCO}_3$ . Зрідка горішні верстви переходять у туфи. В горішніх частинах, коли вище лежать верстви торфу, синій суглинок буває забарвлений у рудявий колір. У праці акад. П. А. Тутковського „Убережжя р. Норина“ (с. 198) зазначено, що синій суглинок у с. Збранок

„цілком позбавлений органічних останків“. У долішніх частинах синього суглинку с. Сорокопень органічних решток дійсно не знайдено, але в горішній частині суглинку здибано рештки рослинності й невеличку фауну і суходільну, і водяну (див. далі). Усі проби синього суглинку, особливо з горішньої частини, буряться з НСІ. Наявність  $\text{CaCO}_3$  виявляється в дрібних вапняних конкреціях, що їх знайдено в синьому суглинку коло відслонення № 19.

Суглинок цей являє собою суцільну масу дрібних різкатих зернят кварцу і в суті є оглеєний лес. Глинястість його призводить до того, що він є водотривкий позем, що виявляється численними калюжами та водою, яка просмоктується на схилах.



Мал. 7.

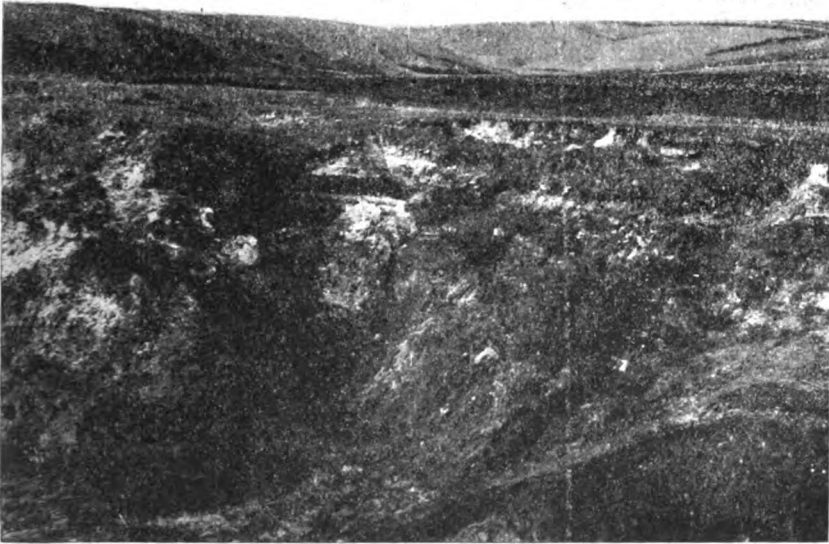
Торф являє собою дві відміни, а саме: він або набуває характеру суцільної чорної, у вогкому стані масляної, маси, що висушена стає надзвичайно твердою і не розмокає в воді (вона містить у собі величезну кількість дрібних різкатих зернят кварцу, що між ними часом трапляються також і круглясті), з НСІ не буриться; ця дуже цікава відміна торфу здебільшого займає нижній позем покладів і дуже нагадує своїми властивостями т. зв. „гіттю“; або торф має вигляд буравої верстуватої маси, в якій лежать куски кори, рештки водяних рослин, моху та стовбури дерев. Торф по закраїнах системи ярів с. Сорокопень лежить грубою верствою до 4 м і тут він перекритий лесом; в середніх частинах яру Провалля, в більшості відслонень його грубість хитається від 0,5 м до 1 м, при чому стовбури дерев трапляються ближче до верхів'я бічних ярів (відслон. № 25, яр Суголовки, яр Косяки). До того ж у середній частині яру Провалля торф дає дві верстви, відокремлені одна від одної покладами мергелю. Горішня верства торфу завжди тонша за долішню (від 0,05 до 0,5 м). Часом трапляються ще тоненькі провєрстки торфу між мергелями в центральній частині яру і, навпаки, торфи з тоненькими провєрстками мергелю, як у відслоненні № 23 Олейницького яру.

Мергелі, що лежать поміж верствами торфу, мають усі відтінки, починаючи від чорного до білого кольору; вони бурхливо буряться в НСІ; темні й щільніші відміни їх лежать нижче, тоді як ясніші, що являють собою дуже ніжну масу, яка в сухому стані розсипається на тонкий порошок, завсіди розміщені в горішній частині покладів. Верстви досить виразно відокремлюються одна від одної (мал. 7).

Найтемніші відміни в сухому стані досить тверді. Для відмулювання фауни їх доводиться розмочувати добу, а то й більше.

В темніших мергелях, що лежать на чорному торфі і взагалі в долішніх їх верствах поруч із дрібними часточками  $\text{CaCO}_3$ , є досить багато дрібних різкатих зернят кварцу та рештки рослин. У горішніх ясніших мергелях зернят кварцу менше, менше також рослинних решток, а в білих відмінах, що лежать у горішніх верствах, їх майже немає.

Фауну спостережено в темних і сірих відмінах в значній кількості, в той час, як у білому мергелі її майже немає. Зрідка трапляється черепашка *Stagnicola palustris* Müll.



Мал. 8.

В центральній частині Сорокопєнських ярів поміж мергельними покладами надібаю туфи, що лежать тоненькими проверстками. Часом туфового вигляду набувають горішні верстви синього суглинку. В туфах фауна дуже рідка. Поміж мергелями, торфами й туфами спостерігаємо вохряне забарвлення по різних місцях і верствах, але в горішній частині мергельних покладів постійна є верства піскуватого вохристого мергелю з великою кількістю черепашок, головню *Stagnicola palustris*, var. *turricula* Held. Часом ця верства буває поділена просмушкою торфу (0,0 5м) надвое, як це добре помітно на мал. 8. Грубість цієї верстви хитається між 0,15—0,6 м. На цій верстві вохристого мергелю залягає знову часом (№ 9) проверсток білого мергелю, часом ґрунт (відслонення біля каплички) або безпосередньо лєс.

За даними хеманалізу, сірий мергель, що його вживано на випалювання, містить  $\text{CaCO}_3$  94%, мергелі загалом (мішані)—79,12%, ясний мергель з туфом — 85,28%.

Лєс на відслоненнях, що лежать ближче до течії рівчаків, здебільшого верствує жовтий або брудно-жовтий, часом з домішкою піску—делювіальний лєс, що вкриває тут схили западини, де відклалися мергельні верстви. Але по бічних ярках він типовий еоловий, пологожовтий, тонкозернистий, поруватий. Тут він утворює урвисті стіни до 7—8 м заввишки (яр 13)

і залягає безпосередньо на мореновому суглинку (мал. 3). В делювіальному лесі знайдено (відслонення № 24) щелепу *Cervus elaphus*.

Фауна, знайдена в мергелястій серії, поділена по таких позомах: а) синій суглинок, б) мергелі із значною кількістю рослинних решток або переверстовані з торфом, с) вохристі мергелі, д) ясніші відміни мергелів, е) білі мергелі.

I. Фауна синього суглинку дуже бідна. В долішніх його позомах фауни зовсім немає, нема й рослинних решток. В горішніх частинах поруч з рослинними рештками маємо й незначну кількість черепашок, при чому в нижніх ділянках знайдено:

- |  |   |
|--|---|
| 1) <i>Succinea</i> Pfeiff. Ross m. . . . . 21 экз. | 5) <i>Vallonia tenuilabris</i> Br. . . . . 1 экз. |
| 2) <i>Vertigo angustior</i> Jeffr. . . . . 1 "     | 6) <i>Stagnicola palustris</i> ? (уламки) . 14 "  |
| 3) <i>Vertigo parcedentata</i> Sandb. 6 "          | 7) <i>Pisidium tenuilineatum</i> Stelf. 7 "       |
| 4) <i>Pupilla muscorum</i> Müll. . . . . 9 "       |   |

У найвищих частинах синього суглинку знайдено:

- |   |   |
|---|---|
| 1) <i>Succinea</i> Pfeiff. Ross m. . . . . 2 экз. | 4) <i>Stagnicola palustris</i> Müll. var? . 5 " |
| 2) <i>Vallonia tenuilabris</i> Br. . . . . 2 "    | 5) <i>Pisidium casertanum</i> Pol. . . . . 5 "  |
| 3) <i>Pupilla muscorum</i> Müll. . . . . 7 "      |   |

II. Мергелі темні з великою кількістю рослинних решток або переверстовані з торфами містять таку фауну:

- |  |  |
|--|--|
| 1) <i>Zonitoides hammonis</i> Str. . . . . 27 экз. | 17) <i>Jamnia tridens</i> Müll. . . . . 25 экз.      |
| 2) <i>Zonitoides nitidus</i> Müll. . . . . 20 "    | 18) <i>Succinea oblonga</i> Drap. . . . . 29 "       |
| 3) <i>Agriolimax agrestis</i> Lin. . . . . 7 "     | 19) <i>Succinea</i> Pfeiff. Ross m. . . . . 69 "     |
| 4) <i>Fruticicola hispida</i> Lin. . . . . 3 "     | 20) <i>Succinea putris</i> (?) . . . . . 1 "         |
| 5) <i>Euconulus trochiformis</i> Mont. 24 "        | 21) <i>Cochlicopa lubrica</i> Müll. . . . . 44 "     |
| 6) <i>Eulota fruticum</i> Müll. . . . . 15 "       | 22) <i>Carichium minimum</i> Müll. . . . . 97 "      |
| 7) <i>Punctum pigmeum</i> Drap. . . . . 3 "        | 23) <i>Stagnicola palustris</i> Müll. (v.) 236 "     |
| 8) <i>Goniodiscus ruderatus</i> Stud. 3 "          | 24) <i>Planorbis planorbis</i> Lin. . . . . 3 "      |
| 9) <i>Vallonia costata</i> Müll. . . . . 131 "     | 25) <i>Bathyomphalus contortus</i> Lin. . . . . 60 " |
| 10) <i>Vallonia pulchella</i> Müll. . . . . 71 "   | 26) <i>Armiger nautilus</i> Lin. . . . . 7 "         |
| 11) <i>Pupilla muscorum</i> Müll. . . . . 9 "      | 27) <i>Segmentina nitida</i> Müll. . . . . 4 "       |
| 12) <i>Vertigo antivertigo</i> Drap. . . . . 50 "  | 28) <i>Valvata cristata</i> Müll. . . . . 155 "      |
| 13) <i>Vertigo angustior</i> Jeffr. . . . . 46 "   | 29) <i>Aplexa hypnorum</i> Lin. . . . . 1 "          |
| 14) <i>Vertigo pigmea</i> Drap. . . . . 8 "        | 30) <i>Pisidium casertanum</i> Pol. . . . . 320 "    |
| 15) <i>Vertigo parcedentata</i> Sandb. 1 "         | 31) <i>Ostracoda</i> . . . . . 1 "                   |
| 16) <i>Truncatellina cylindrica</i> Fer. 1 "       |  |

У цих покладах знайдено зуб *Arvicola amphibius* — водяного щура (визначення І. Г. Підоплічки).

III. Фауна вохристих мергелів:

- |   |  |
|---|--|
| 1) <i>Succinea oblonga</i> Drap. . . . . 6 экз.                 | 4) <i>Stagn. pal. v. turricula</i> Held. . . . . 30 экз. |
| 2) <i>Succinea</i> Pfeiff. Ross m. . . . . 5 "                  | 5) <i>Bathyomphalus contortus</i> Lin. . . . . 96 "      |
| 3) <i>Stagnicola palustris v. septentr.</i><br>Cl. . . . . 14 " | 6) <i>Valvata cristata</i> Müll. . . . . 62 "            |
|   | 7) <i>Pisidium casertanum</i> Pol. . . . . 10 "          |

IV. Ясніші мергелі з проверстками торфів (з центральної частини системи ярів):

- |  |  |
|--|--|
| 1) <i>Eulota fruticum</i> Müll. . . . . 1 экз.   | 9) <i>Planorbis planorbis</i> Lin. . . . . 11 экз.   |
| 2) <i>Vallonia</i> sp. (?) . . . . . 5 "         | 10) <i>Spiralina vortex v. nummul.</i> H. 2 "        |
| 3) <i>Vertigo antivertigo</i> Drap. . . . . 12 " | 11) <i>Bathyomphalus contortus</i> Lin. . . . . 86 " |
| 4) <i>Vertigo pigmea</i> Drap. . . . . 5 "       | 12) <i>Valvata cristata</i> Müll. . . . . 125 "      |
| 5) <i>Succinea oblonga</i> Drap. . . . . 43 "    | 13) <i>Bythinia tentaculata</i> Lin. . . . . 54 "    |
| 6) <i>Stagnicola palustr.</i> Müll. (v.) 3 "     | 14) <i>Bythinia tent.</i> (кришечка) "               |
| 7) <i>Stagnicola palustr.</i> (?) . . . . . 4 "  | 15) <i>Sphaerium corneum</i> Lin. . . . . 1 "        |
| 8) <i>Stagnicola pal. var turricula</i> 19 "     | 16) <i>Pisidium casertanum</i> Pol. . . . . 41 "     |



V. Білий мергель і торфи мають у собі дуже зрідка уламки черепашок *Stagnicola palustris* Müll.; в них знайдено лише 1 цілий екземпляр.

Отже фауна загалом складається з 37 видів, а саме:

1) <i>Zonitoides nitida</i> Müll. . . . . 27 ека.	20) <i>Pupilla muscorum</i> Müll. . . . . 25 ека.
2) <i>Zonitoides hammonis</i> Strom. 20 "	21) <i>Jamina tridens</i> Müll. . . . . 2 "
3) <i>Agriolimax agrestis</i> Lin. . . . . 7 "	22) <i>Cochlicopa lubrica</i> Müll. . . . . 44 "
4) <i>Euconulus trochiformis</i> Mont. 24 "	23) <i>Carichium minimum</i> Müll. . . . . 97 "
5) <i>Goniodiscus ruderatus</i> Stud. 3 "	24) <i>Stagnicola palustris</i> Müll. . . . . 259 "
6) <i>Punctum pigmeum</i> Drap. . . . . 3 "	25) <i>Stagnicola pal. v. turricola</i> Held. 49 "
7) <i>Eulota fruticum</i> Müll. . . . . 16 "	26) <i>Stagnicola pal. v. septentr</i> <i>Cless.</i> . . . . . 18 "
8) <i>Fruticicola hispida</i> L. . . . . 3 "	27) <i>Planorbis planorbis</i> Lin. . . . . 14 "
9) <i>Succinea putris</i> (?) . . . . . 1 "	28) <i>Spiralina vortex v. nummulus</i> Hel. 2 "
10) <i>Succinea Pfeiff. Ross m.</i> . . . . . 97 "	29) <i>Bathynomphalus contortus</i> Lin. 242 "
11) <i>Succinea oblonga</i> Drap. . . . . 38 "	30) <i>Armiger nautilus</i> Lin. . . . . 7 "
12) <i>Vallonia pulchella</i> Müll. . . . . 71 "	31) <i>Segmentina nitida</i> Müll. . . . . 4 "
13) <i>Vallonia costata</i> Müll. . . . . 134 "	32) <i>Aplexa hypnorum</i> Lin. . . . . 1 "
14) <i>Vallonia tenuilabris</i> Br. . . . . 3 "	33) <i>Valvata cristata</i> Müll. . . . . 342 "
15) <i>Vertigo antivertigo</i> Drap. 62 "	34) <i>Bythinia tentaculata</i> L . . . . . 74 "
16) <i>Vertigo pigmea</i> Drap. . . . . 8 "	35) <i>Sphaerium corneum</i> Lin. . . . . 1 "
17) <i>Vertigo parcedentata</i> Sandb. 18 "	36) <i>Pisidium tenuilineatum</i> Stel . . . . . 7 "
18) <i>Vertigo angustior</i> Jeffr. . . . . 47 "	37) <i>Pisidium casertanum</i> Pol. . . . . 445 "
19) <i>Truncatellina cylindrica</i> Far. 1 "	

Крім того, знайдено декілька черепашок *Ostracoda* та зуб *Arvicola amphibius*.

В лесі та в ярах знайдено два роги та праву нижню щелепу *Cervus elaphus*.

Розглядаючи фауну м'якунів, бачимо, що з загального числа 37 видів — 23 є суходільні та 14 водяні форми. Щодо кількості екземплярів, то з загального числа 2245—33% припадає на суходільні форми та 67% — на водяні. З суходільних форм 2 види, а саме: *Truncatellina cylindrica* та *Jamina tridens* належать до сухолюбних форм. Це становить 0,4% від загального числа суходільних форм. До сутогідрофільних належить — 13%, а саме:

- |                                |                               |
|--------------------------------|-------------------------------|
| 1) <i>Succinea putris</i> .    | 3) <i>Carichium minimum</i> . |
| 2) <i>Succinea Pfeifferi</i> . |                               |

До мезофільних належить уся головна маса м'якунів — 86,6%.

Крім того, між суходільними формами два види — переважно жителі лісів, а саме:

- |                                   |                             |
|-----------------------------------|-----------------------------|
| 1) <i>Goniodiscus ruderatus</i> . | 2) <i>Punctum pigmeum</i> . |
|-----------------------------------|-----------------------------|

Сім видів — жителі місцевостей, що заростають чагарником:

- |                                    |                                 |
|------------------------------------|---------------------------------|
| 1) <i>Zonitoides hammonis</i> .    | 5) <i>Fruticicola hispida</i> . |
| 2) <i>Euconulus trochiformis</i> . | 6) <i>Vallonia costata</i> .    |
| 3) <i>Agriolimax agrestis</i> .    | 7) <i>Vertigo angustior</i> .   |
| 4) <i>Eulota fruticum</i> .        |                                 |

Сім видів, що переважно живуть на луках:

- |                                 |                                |
|---------------------------------|--------------------------------|
| 1) <i>Zonitoides nitida</i> .   | 5) <i>Cochlicopa lubrica</i> . |
| 2) <i>Vallonia pulchella</i> .  | 6) <i>Pupilla muscorum</i> .   |
| 3) <i>Vertigo antivertigo</i> . | 7) <i>Succinea oblonga</i> .   |
| 4) <i>Vertigo pigmea</i> .      |                                |

Три види заболочених місцевостей:

- |                                |                               |
|--------------------------------|-------------------------------|
| 1) <i>Succinea Pfeifferi</i> . | 3) <i>Carichium minimum</i> . |
| 2) <i>Succinea putris</i> .    |                               |

Два види сухих схилів:

- |                                      |                            |
|--------------------------------------|----------------------------|
| 1) <i>Truncatellina cylindrica</i> . | 2) <i>Jamina tridens</i> . |
|--------------------------------------|----------------------------|

Щодо водяних форм, то з 14 видів 12 — жителі стоячих вод і тільки два, а саме: *Pisidium tenuilineatum* та *Pisidium casertanum* живуть у текучій воді, при чому перший живе в водоймищах з чистою водою.

Щодо поширення, то майже всі форми чимало поширені і в меридіональному, і в широтному напрямках.

З них лише *Jamania tridens* є форма, що не заходить із Середньої Європи на північ.

Щодо *Vallonia tenuilabris* та *Vertigo parcedentata*, то вони є показники холоднішого клімату, проте *Vallonia tenuilabris*, як такий показник, є тепер під сумнівом.

Беручи на увагу все сказане про фауну м'якунів, доводиться констатувати, що поклади Сорокопєнського яру є поклади озерові. Озеро, що тут колись існувало, було оточено заболоченими берегами, почасти позаросталими чагарником, а далі й лісом.

Орієнтуючися на карту Сорокопєнського озера, бачимо, що розміщення озерових покладів обмежене з NW, W, S і SO — мореновими покладами, перерваними на півдні течією р. Трона, що є сполучення р. Піщаниці та струмка яру Провалля.

Солодководяні поклади лежать у яру звичайно на поверхні червоного оврудького пісковика, але в сусідньому Велєдницькому яру вони розміщені на морені і вона ж відслонюється на дні яру Провалля спід осувів поза вапновими ямами.

Отже солодководяні поклади с. Сорокопєнь лежать у заглибині між розмитою мореною і являють собою рештки моренового озера, підпруженого на півдні, де був лише незначний стік води. За моренове озеро свідчить і послідовність верств та фауни в покладах озера. Насподі поклади ці виявлені синім суглинком, що в своїй масі позбавлений органічних решток. Його механічний склад свідчить про поступове засипання озера лесовим пилом. Грубість від 5—8 м свідчить про досить довгий час цього процесу, а відсутність органічних решток — про низьку температуру води, що не давала змоги розвинути життю. Лише в найвищих поземах цього суглинку зрідка трапляються черепашки та рештки рослин. З них цікаві *Vallonia tenuilabris* та *Vertigo parcedentata*, які вказують на відносно холодний клімат, та *Pisidium tenuilineatum*, що вимагає чистого, незаболоченого водоймища. Проте загалом температура повинна була підвищуватися, бо кількість форм дедалі збільшувалася, а, крім того, почалося підсилене відкладання вапна, отож горішня частина синього суглинку не тільки буриться з HCl, а й має в собі перевірки туфу.

Підвищення температури викликає енергійний розвиток організмів, зокрема рослин; це спричинилося до заболочування озера та утворення торфу, який у центральній частині озера насподі має сапропелітовий (гітія) характер. Звичайно рослинність розвивалася коло берегів, де й назбирувався головню торф. З наступним підвищенням температури в центральних частинах водоймища збільшилося відкладання вапна і розвиток фауни м'якунів, що залишили після себе численні рештки. В цих покладах знайдено також рештки *Amnicola amphibiis*. В зв'язку з хитанням температури та з розмивом моренових і, можливо, крейдяних покладів, верстви мергелів то більше, то менше збагачені на CaCO<sub>3</sub>. В центральній частині водоймища навіть утворювалися перевірки туфів, в той час, як ближче до берегів у них трапляються перевірки торфів. На підвищення температури і в зв'язку з цим посушливість клімату показує зникання в горішніх верствах гідрофільних форм. Чимала домішка солей заліза надає горішнім частинам покладів рудого забарвлення. Заболочування озера більшало не тільки по окраїнах озера, але і в центральній частині, де мергельні поклади перекриті тонкою верствою торфу (від 0,05 м до 0,5 м), через нове тимчасове похолодіння. Над цією верствою торфу

знову залягає мергель, здебільшого густо забарвлений у рудий колір, із збідненою фауною. Вище залягає лес здебільшого делювіальний, зокрема в центральних частинах яру.

Наступна польодовикова ерозія зруйнувала поклади лесу, досягла пухких солодководяних покладів і спричинилася до утворення цілої системи ярів на схилах Словечансько-Овруцького кряжу.

Щодо часу утворення зазначених покладів, то деякі вказівки дає фауна, а саме наявність *Vertigo parcedentata*, яка позначається як взагалі лесова форма (17), але за докладнішими дослідженнями (9), це є форма, зв'язана з II та III поверхами лесу, а в I поверсі її не знайдено.

В. І. Крокос позначає (7) триповерхову серію лесів з села Збранок та Довгиничів на SO схилі Словечансько-Овруцького кряжу, на якому також розміщене село Сорокопень. Отже утворення озера і долішніх покладів у ньому треба залічити до початку ріс-вюрмської доби, коли за чільною мореною по заглибинах кряжу утворилася низка моренових озер, що їхні поклади, більш чи менш розвинені, можна здібати вадовж усього SO схилу Овруцького кряжу. Утворення покладів тривало довгий час, бо в горішніх, ясних мергелях ми знаходимо *Bythinia tentaculata* та *Planorbis planorbis*, які свідчать про польодовикову добу (анциловий час) — (1). Треба сказати, що *Bythinia tentaculata* трапляється тільки в середній частині водоймища; це свідчить про те, що озеро, висихаючи з берегів, на довший час зберегло воду в центральній частині, де могла безупинно розвиватися фауна.

#### ЛІТЕРАТУРА

1. Даниловский И., Материалы к изучению четвертичных раковин из слоев второй террасы р. Ижоры. Изв. Геолкома, т. XLIV, № 4, 1925 г.
2. Даниловский И., Четвертичные моллюски из окрестностей деревень Елагино и Забродье в районе Ропши. Изв. Геолкома, том XLIV, № 9, 1925 г.
3. Даниловский И., Материалы к изучению фауны четвертичных моллюсков из межречных и террасовых отложений Минск. и Бобруйск. округов БССР. Известия Геол. ком., т. 47, № 1, Ленинград, 1928 г.
4. Даниловский И., Заметка о четвертичных моллюсках из II террасы Днепра. Труды Ленинград. об-ва естествоиспыт., т. LVIII, 1928 г.
5. Жадин В. И., Наши пресноводные моллюски. Муром, 1926 г.
6. Каманин Л., К характеристике послеледниковых отложений сада 1-го Мая в Киеве. Зап. Киев. об-ва естествоисп., т. XXVII, в. 3, 1928 г.
7. Крокос В. І., Стратиграфія горішнього палеоліту с. Довгиничі на Овруччині (Попереднє повідомлення). Четвертинний період. Видання ВУАН, вип. 1—2.
8. Личков Б. Л., О строении речных долин Украины. Изд. Ак. Наук СССР. Ленинград, 1931 г.
9. Мельник М. О., До вивчення фауни м'якунів українських лесів. ВУАН. Збірник пам'яті академіка П. А. Тутковського, т. II, 1931 р.
10. Піменова Н. В., Вепринське польодовикове озеро. Труды Укр. н.-д. геол. ін-туту, т. I.
11. Сукачев В. Н., Болота, их образование, развитие и свойства. Издат. Ленинград. лесн. института, Ленинград, 1926 г.
12. Таран А., Матеріали до вивчення копальних четвертинних м'якунів з солодководних покладів Київського Полісся. Наукові записки Харк. н.-д. катедри геології, в. III, 1930 р.
13. Тутковский П. А., Побережье р. Норина в Овручском уезде. Труды Общ. исследов. Вол., т. VI, Житомир, 1911 г.
14. Тутковский П. А. Словечансько-Овруцький кряж та узбережжя р. Словечни. Труды Фіз.-мат. відділу УАН, т. I, в. 1, Київ, 1923 р.
15. Clessin S., Deutsche Exkursion. Mollusken. Fauna. Nürnberg, 1886.
16. Geyer D., Unsere Land- und Susswasser-Mollusken. Stuttgart, 1929.
17. Meinitz M. O., Die Molluskenfauna der Loesse der Ukr. SSR. U. A. d. W. „Die Quar-tärperiode“. Lief. 4, 1932.

## SUMMARY

The village Sorokopen is situated on the SO slope of the Slovechna-Ovrouch range. A long ravin called Provalla is near it. The slopes of this ravin are formed of fresh-water deposits containing a quantity of shells.

At the outcrop may be seen the following series of deposits:

1) The Ovrouch sandstone. 2) morainic deposits, 3) blue argillaceous clay, 3) a sheet of turf (gittla), 4) marl, 5) seam of turf, 6) ochrous marl, 7) loess.

The Ovrouch sandstone underlies all the series of quarternary deposits. It may be observed at the bottom of the ravin and of its branches. Immediately on the sandstone in the central part of the basin is situated the blue argillaceous 5—8 m. thick clay. It is nonstratified, composed of unsmooth quartz grains, is calcareous in the upper part and comprises spare shells (particularly *Vertigo parcedentata* and *Pisidium tenuineatum*) as well as seams of turf and remains of plants.

The turf is partly of compact structure being a sapropelite, especially in the central part of the basin. At the shores it is more loose and shows a considerable quantity of remains of tree trunks.

Marl is a rather loose mass of greyish or white colour, containing 79,12-85,28% of  $\text{CaCO}_3$ . All the coloured marls are rich in fresh water shells, namely:

- |  |  |
|--|--|
| 1. <i>Zonitoides nitida</i> Müll.        | 20. <i>Pupilla muscorum</i> Müll.              |
| 2. <i>Zonitoides hammonis</i> Strom.     | 21. <i>Jamiania tridens</i> Müll.              |
| 3. <i>Agriolimax agrestis</i> Lin.       | 22. <i>Cochlicopa lubrica</i> Müll.            |
| 4. <i>Euconulus trochiformis</i> Mont.   | 23. <i>Carichium minimum</i> Müll.             |
| 5. <i>Goniodiscus ruderatus</i> Stud.    | 24. <i>Stagnicola palustris</i> Müll.          |
| 6. <i>Punctum pigmeum</i> Drap.          | 25. <i>Stagnicola pal. v. turricula</i> Held.  |
| 7. <i>Eulota fruticum</i> Müll.          | 26. <i>Stagnicola pal. v. septentr.</i> Cless. |
| 8. <i>Fruticicola hispida</i> L.         | 27. <i>Planorbis planorbis</i> Lin.            |
| 9. <i>Succinea putris</i> (?)            | 28. <i>Spiralina vortex v. nummulus</i> Hel.   |
| 10. <i>Succinea</i> Pfeiff. Rossm.       | 29. <i>Bathymorphalus contortus</i> Lin.       |
| 11. <i>Succinea oblonga</i> Drap.        | 30. <i>Armiger nautilus</i> Lin.               |
| 12. <i>Vallonia pulchella</i> Müll.      | 31. <i>Segmentina nitida</i> Müll.             |
| 13. <i>Vallonia costata</i> Müll.        | 32. <i>Aplexa hypnorum</i> Lin.                |
| 14. <i>Vallonia tenuilabris</i> Br.      | 33. <i>Valvata cristata</i> Müll.              |
| 15. <i>Vertigo antivertigo</i> Drap.     | 34. <i>Bythinia tentaculata</i> Lin.           |
| 16. <i>Vertigo pigmea</i> Drap.          | 35. <i>Sphaerium corneum</i> Lin.              |
| 17. <i>Vertigo parcedentata</i> Sand.    | 36. <i>Pisidium casertanum</i> Pol.            |
| 18. <i>Vertigo angustior</i> Jeffr.      | 37. <i>Pisidium tenuineatum</i> Stelf.         |
| 19. <i>Truncatellina cylindrica</i> Fer. |  |

Closer to the shore of the former basin the marls are intercalated with seams of turf. In its central part marls are tinted in ochrous colours and sometimes contain seams of turf.

Loess which covers the said deposits is deluvial in the central part and typical eolian at the heads of the ravins.

According to W. Krokos the loess of the SO slope of the Slovechna-Ovrouch range consists of three strata, i. e.  $W^1$ ,  $W^2$  and R. The moraine outcrops are to be seen in some lateral ravins and at the bottom of the main ravin, near the outcrop N 15 (see the map), as well as at the southern end of the ravin. Moraines consist of reddish argillaceous clay with many erratic boulders, especially of red Ovrouch sandstone, and also with blocks of crystalline rocks and flintstone, sometimes with imprints of *Vola quinquecostata*.

The presence of a considerable amount of fresh water shells attests the existence of a basin on this site. The moraine deposits limit the basin from NW, W, S and SO. In the region of the Sorokopen ravin the deposits of blue clay lie immediately upon red sandstone; in the adjacent ravin however the blue clay rests on the moraine. A lake was evidently formed here in the denudations of the moraine during the retreat of the great glacier. When the temperature

increased, the lake began to fill with deposits containing the remains of the fauna and flora of that period.

The course of development of the lake is typical for all this kind of lakes: At the beginning, in the conditions of a cold climate the lake filled only with mineral deposits, especially with those of loess-dust. Later on there appeared the first sparse forms of mollusca (in particular *Pisidium tenuilineatum*, which lives in clear water, and *Vertigo parcedentata*, a species bound to the II and III loess-strata). Further development of organic life led to the formation of sapropelite and turf. In consequence, as the temperature rose, the calcareous deposits precipitated in the lake filling it up. Gradually the lake dried up, except for its central part, where the conditions were appropriate to the existence of the fauna and which lasted till the postglacial period. The presence of *Bythinia tentaculata* and *Planorbis planorbis* attests it.

Thus the fresh water deposits of Sorokopen are those of a moraine lake, which was formed at the beginning of the Riss-Wurm interglacial and existed till the postglacial period.

---



## Копальні торфовища Наддніпрянщини

### II. Шмільодовикове торфовище в Лупининному яру в околицях с. Хмільної, Канівського району

Д. К. Зеров

## Die fossilen Torflager des Dniproufergebiets

### II. Interglaziales Torflager in der Schlucht Lupynin in der Umgegend des Dorfes Chmilna im Bezirk Kaniv

Д. К. Зеров

#### I.

Копальне торфовище в Лупининному яру, як і Костянецьке торфовище (XIV), знайшов акад. В. В. Різниченко. В одній із своїх праць (IX) він так описує умови залягання торфу в Лупининному яру: „У правих галузях невеликого яру Лупининного, що виходить у долину Роси між Хмільнянським яром та „Гниловодом“ під товщею

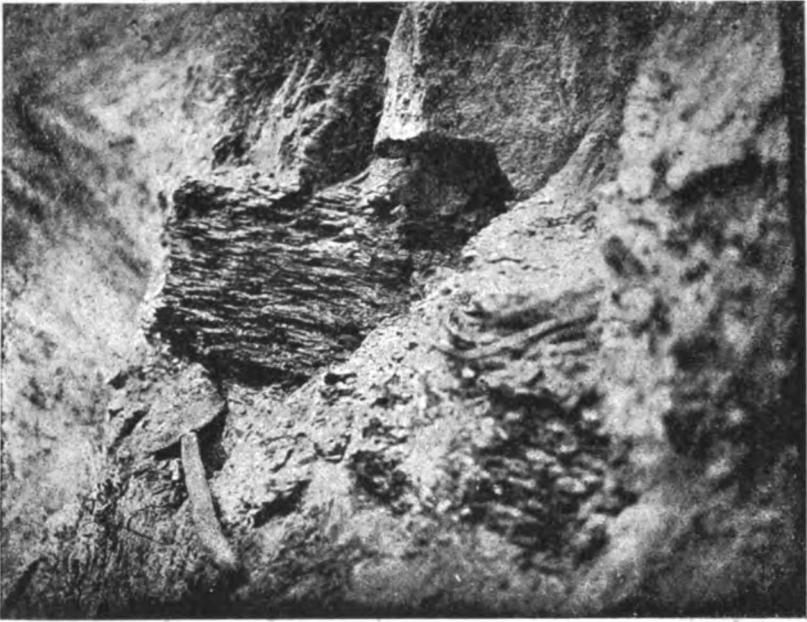
- 1) лесів ми спостерігавмо;
- 2) негрубу верству жовтуватих глинястих пісків, у долішньому поземі яких зустрічаються проверсточки майже чорного ґрунту, завгрубшки коло 0,10—0,20 м;
- 3) темносірйй, досить інтенсивно закрашений органічними послідками су-глинок, завгрубшки 2,20 м;
- 4) майже чорну, синювату, мулисту глину болотяного походження, завгрубшки 0,60 м;
- 5) верству бурого, дуже пресованого, копального торфу, переповненого лишками травистих рослин, місцями мохом (Sphagnum), серед якого часто зустрічаються послідки твердокрилик, зерна, листи, врешті дуже добре заховані стовбури дерев з свіжою деревиною і з добре видимими річними каблучками, але під вагою великого тиснення поплющені. Найбільша грубість цієї верстви 0,80 м. У боках галузів яру ця верства швидко виклинюється до 0,15—0,10 м і менше.
- 6) Вона підстелюється проверстком знову майже чорної мулистої глини.
- 7) Нижче йдуть світлі, сірувато-жовті, дрібнозернясті, нерівно-зернясті піски з більш чи менш заокругленими зернами, які в долішній частині подекуди містять у собі гнізда вохрово-бурого піску,
- 8) а під цими пісками при дні яру проглядає типова цегельно-червона морена“ (IX, стор. 6).

Виходить, наше торфовище утворилося під час ріс-вюрмського інтергляціалу, — морена єдиного на Україні ріського зледеніння лежить нижче копального торфу, а леси, що утворилися під час вюрмського зледеніння, перекривають болотяні утворення.

Експедиція 1927 р. в околицях с. Хмільної разом з П. Ф. Оксіюком, ми, користуючися вказівками В. В. Різниченка, відвідали Лупинин яру з тим, щоб узяти зразки торфу для детального дослідження. Ми знайшли виходи торфу в двох галузях яру; в одній з них знайшли штабелі торфу, що його місцеві селяни здобували на паливо. Після розчистки обох відслонень

узятю суцільні моноліти торфу. В одному відслоненні шар торфу був 25 см завгрубшки, а в другому — 52 см. На мал. 1 — фото другого відслонення.

В травні 1931 р., взявшись вже опрацьовувати матеріали з канівських копальних торфовищ, я вдруге одвідав Лупиння яр, сподіваючися знайти через чотири роки нові відслонення, що дадуть нові матеріали для вивчення торфовища. Але сподіванки мої мало справдилися. Перше відслонення, де 1927 р. добували торф, завалилося, і добратися до нього я не міг. Зате



Мал. 1. Друге відслонення 1927 року (фотографія П. Ф. Оксіюка).

вище нього метрів на три в товщі сірих суглинків, на свіжому після обвалу відслоненні, виявлено прошарок чорного мулуватого суглинку 24 см завгрубшки. На місці другого відслонення глибина торфу, що виходила на схилі яру, була значно тонша, ніж 1927 р., а саме доходила лише 19 см. При огляді сусідніх розгалужень яру вдалося виявити ще одне відслонення, де глибина торфу доходила лише 5—10 см. Це цілком відповідає спостереженням В. В. Різниченка, який зазначає, що „в боках галузів яру ця верства швидко виклинюється до 0,15—0,10 м і менше“. Виклинюються тут також і суглинки, що підстеляють торф і лежать над ним, сходячи з кількох метрів до 20—30 см. Це свідчить про те, що ми тут маємо справу з невеликим міжчугурним болотом (IX, стор. 7).

Під час відвідин торфовища 1931 р. я взяв також зразки і торфу, і суглинків, що лежать над ним та під ним, звернувши особливу увагу на прошарок чорного суглинку, в якому можна було з певністю сподіватися знайти органічні залишки.

## II.

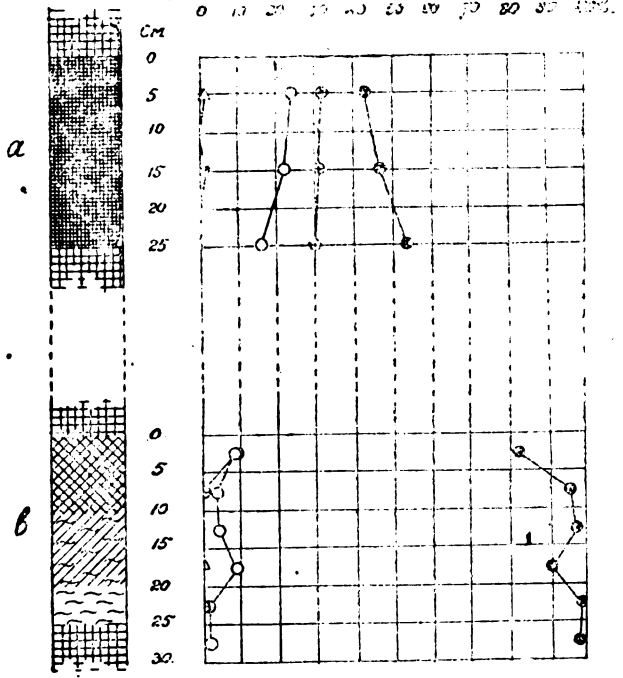
Для того, щоб вивчити історію розвитку болота та дослідити ту флору, якої залишки можна знайти в торфі, проведено ботанічний аналіз зразків з обох відслонень 1927 р. Як видно з профілів (мал. 2 та 3), і в першому, і в другому відслоненнях при основі лежить торф сфагновий з *Sphagnum magellanicum* Brid. (до 90%), що його підстеляє часом тоненький шар віллястого торфу. Угорі сфагновий торф, завгрубшки близько 5 см, переходить



у торф зіллясто-сфагновий або сфагново-зіллястий; грубина його в першому відслоненні дорівнює 10 см, а в другому—15 см; вище в першому відслоненні бачимо органічний мул майже без рослинних залишків, що сягає до 10 см і переходить угору в явсирій суглинок такого самого типу, як і той, що підстелює шар торфу.

В другому ж відслоненні поверх сфагново-зіллястого торфу йде прошарок сфагнового торфу до 4—5 см, що вище переходить у торф гіпново-зіллястий, а часом навіть майже чисто гіпновий (глибина 20,5 см); шар гіпново-зіллястого та гіпнового торфу доходить 12 см і вище переходить у зіллястий торф, завгрубшки до 8 см, з уламками деревнини сосни. Поверх нього бачимо знову шар гіпново-зіллястого торфу до 5—6 см. Поверх торфу, як і під ним, бачимо сірі суглинки.

Стратиграфія торфовища в Лупининому яру цілком протилежна тому, що ми бачимо в сучасних торфовищах подібного типу, де звичайно сфагновий

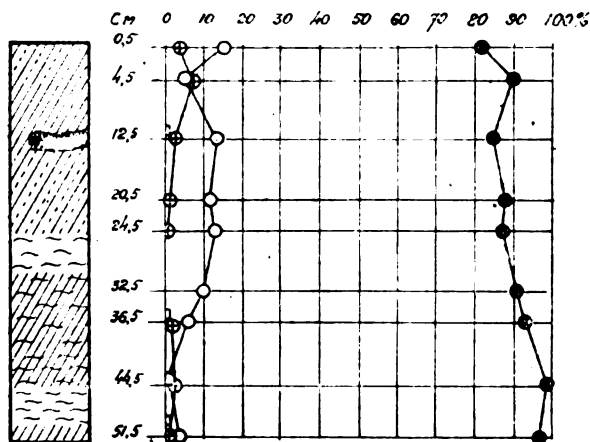


Мал. 2. Перше відслонення торфу 1927 р. (b) та чорний мулястий суглинок, виявлений над ним 1931 р. (a).

- |  |   |  |  |
|--|---|--|--|
|  | Торф сфагновий (Sphagnum-Torf)                |  | Береза (Betula)                        |
|  | Торф сфагново-осоковий (Sphagnum-Seggen-Torf) |  | Верба (Salix)                          |
|  | Торф гіпновий (Hyrnum-Torf)                   |  | Сосна (Pinus)                          |
|  | Торф гіпново-осоковий (Hyrnum-Seggen-Torf)    |  | Вільха (Alnus)                         |
|  | Торф осоковий (Seggen-Torf)                   |  | Мішаний дубовий ліс (Quercetum mixtum) |
|  | Органічний мул (Organischer Schlamm)          |  | Граб (Carpinus)                        |
|  | Світлосирій суглинок (Hellgrauer Lehm)        |  | Ялина (Picea)                          |
|  | Чорний мулястий суглинок (Schwarzer Lehm)     |  |  |
|  | Гілки сосни (Kiefernzweige)                   |  |  |

Мал. 2а. Умовні позначення.

чи зіллясто-сфагновий торф не буває перекритий гіпновим чи зіллястим; звичайно буває навпаки, — гіпнові та зіллясто-осокові торфи підстелюють сфагновий. Це дає підставу гадати, що екологічні умови, насамперед клімат, під час утворення торфовища змінювалися в протилежному напрямку, ніж тепер, і тому ми й маємо зворотний розвиток болота. З цього можна виснувати, що це торфовище утворилося в другій половині вогкої частини інтергляціалу, коли клімат розвивався в бік збільшення його континентальності (Крокос VI, Szafer XII). Коли ж клімат стає такий континентальний, що торфоутворення стало неможливе, деякий час відкладалися ще сірі суглинки, — це відбувалося, очевидно, лише в вогку пору року. В цих суглинках бачимо



Мап. 3. Друге відслонення 1927 року.

часом гуміфікованіші прошарки (чорний мулуватий суглинок, що лежить над першим відслоненням). Потвердження цього висновку маємо також у наслідках пилково-статистичного дослідження торфовища, але про це говоритимемо далі.

Перейдімо до розгляду рослинних залишків, що їх виявлено в торфі.

**Мох.** В нашому торфовищі щодо кількості бачимо значний % мохів, що належать і до Bryales, і до Sphagnales.

З Bryales виявлено такі роди та види. По всій

майже товщі торфовища трапляється більше або менше листочків та гілочок видів р. Drepanocladus. З видів цього роду найчастіше можна бачити Drepanocladus vernicosus Warnst., що становить часто основну масу гіпнового торфу. В горішніх поземах другого відслонення (глибина 0—5 см) трапляється Drepanocladus exannulatus (Gumb.) Warnst.; за формою листочків його треба зарахувати до f. Rotae de Not., що характеризується потовщеною грубою жилкою, яка виступає в формі довгого остюка. Ця форма трапляється на півночі та по високих горах, а тому знаходження її особливо цікаве. З гіпнових мохів часом трапляються ще Acrocladium cuspidatum (L) Lindb. та Calliergon trifarium (W. et M.) Kindb., що трапляється також у Костянецькому торфовищі. Calliergon trifarium Kindb. виявлено в зразках торфу, взятих у штабелях коло першого відслонення. Крім того, з Bryales бачимо на глибині 24,5 см гілочки Meesea longiseta Hedw. Знаходження Calliergon trifarium та Drepanocladus exannulatus f. Rotae, разом з Meesea longiseta та Meesea trichodes, знайденою в Костянецькому торфовищі, говорить певною мірою за умови гірсько-північні.

З сфагнових мохів, що в долішніх поземах торфовища дають майже чистий сфагновий торф, удалося визначити такі групи та види: гр. Cymbifolia — Sphagnum magellanicum Brid., S. centrale Jens. та S. palustre L.; гр. Cuspidata — S. recurvum P. B., S. obtusum Warnst. та S. Dusenii Jens. (?); гр. Subsecunda — S. contortum Schultz або S. subsecundum Nees; гр. Squarrosa. Характерно, що в долішніх поземах торфовища панують більш оліготрофні види сфагнів (головне S. magellanicum з домішкою S. recurvum), а вгору з'являються більш евтрофні, як S. obtusum, S. centrale, S. palustre, гр. Subsecunda.

**Зіллясті рослини.** З зіллястих рослин найчастіше бачимо шевцерию (Scheuchzeria palustris L), епідерми та волокон якої трапляється часом дуже багато. Рідше трапляються осоки (корінці та епідерма; з видів можна було з певністю визначити тільки Carex limosa L), епідерма та волокна пухівок (Eriophorum), епідерма трав (Gramineae), хвоща, насіння та епідерма бобівника (Menyanthes trifoliata L). Останній вид в Лупининому торфовищі трапляється не так часто, як у Костянецькому; його місце в нашому торфовищі заступає шевцерию.

**Деревні рослини.** З деревних залишків, крім пилку, що відомості про нього подані в таблицях III та IV і в діаграмах (мал. 2 та 3), бачимо в різних позомах кору сосни. Крім того, виявлено уламки гілочок сосни та кору берези.

Розподіл усіх залишків по профіляж подано на таблицях I та II.

Таблиця I.

Розподіл рослинних залишків у першому відслоненні 1927 р.

Глибина Tiefe	Sphagnum obtusum	Sphagnum Dusenii	Sphagnum recurvum	Sphagna cymbifolia [S. magella- nium(?)]	Drepano- cladus sp.	Drepanocl. vernicosus	Шевцерию Scheuchzeria	Осока Carex	Пухівки Eriophorum	Бобівник Menyanthes	Кора сосни Kieferninde
2,5 см	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—
7,5 "	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
12,5 "	+	+?	—	—	+	—	+	—	—	+?	—
17,5 "	+	+?	+	—	+	—	+?	—	—	—	+
22,5 "	—	—	—	+	—	—	—	+	+?	—	+
27,5 "	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Щоб з'ясувати кліматичні умови та вивчити склад деревної рослинності, а також щоб вивчити вік торфовища, проведено пилково-статистичне дослідження торфу з обох відслонень 1927 р. та прошарку чорного мулястого суглинку, виявленого 1931 р. над торфом у першому відслоненні. В сірих суглинках, що лежать під торфом та над ним, пилку деревних порід не виявлено. Наслідки пилково-статистичного дослідження подано на таблицях III та IV, а також на діаграмах (мал. 2 та 3).

Таблиця III.

Відрахунки пилку деревних порід у першому відслоненні 1927 р. та в чорному мулястому суглинку, виявленому над ним 1931 р.

		Сосна Pinus	Береза Betula	Вільха Alnus	Верба Salix	Дуб Quercus	Ялина Picea	Кількість перерахованих пилянок Menge der gezählten Pollenkörner	Кількість пилянок в 1 краплі розвареного торфу Pollenmenge in eine Tropfen zerkechten Torf
Чорний суглинок Schwarzer Lehm	0 см								4 *
	5 "	43%	24%	—	32%	—	1%	100	24—50
	15 "	47	22	—	31	+	—	100	50
	25 "	54	16	—	30	+	—	50	17
Торф Torf	2,5 см	82,3%	8,6%	—	9,0%	—	—	300	1464
	7,5 "	95,3	4,0	—	0,6	—	+	300	2976
	12,5 "	95,8	4,2	—	—	—	—	500	2736
	17,5 "	90,75	8,75	—	—	—	0,5	400	2976
	22,5 "	98,14	1,4	—	0,28	—	0,14	698	6720
	27,5 "	97,0	3,0	—	1,0	—	+	200	100

\* Див. текст

Таблиця II.

Розподіл рослинних залишків у другому відслоненні 1927 р.

Глибина Tiefe	Sphagnum sp.	Sphagna subsecunda	Sphagna squarrosa	Sphagnum obtusum	Sphagnum Dusenii	Sphagnum recurvum	Sphagna cymbifolia	Лісові мохи Bryummoose	Drepanocladus	Drepanocladus vernicosus	Drepanocladus exannulatus f. Rotae	Acrocladium cuspidatum	Meesa longiseta	Хвощ Equisetum	Шехцверія Scheuchzeria	Трави Graminae	Осока Carex	Пухляки Eriophorum	Бобяник Menyanthes	Kora берези Birkenrinde	Kora сосни Kieferrinde	Ліщини сосни Kiefernzwiege
0,5 см	-	+	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-
4,5 "	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	+	+	+	+	+	+	+
8,5 "	-	+	+	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	?	-	-	-
12,5 "	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+
16,5 "	-	+	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+
20,5 "	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+
24,5 "	-	-	-	+	-	-	-	-	-	+	-	+	-	+	+	+	+	+	+	-	-	-
28,5 "	-	-	+	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+
32,5 "	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+
36,5 "	-	+	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
40,5 "	-	-	-	+	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
44,5 "	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
48,5 "	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
51,5 "	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+

Таблиця IV.

Підрахунок пилку деревних порід у другому відслоненні 1927 р.

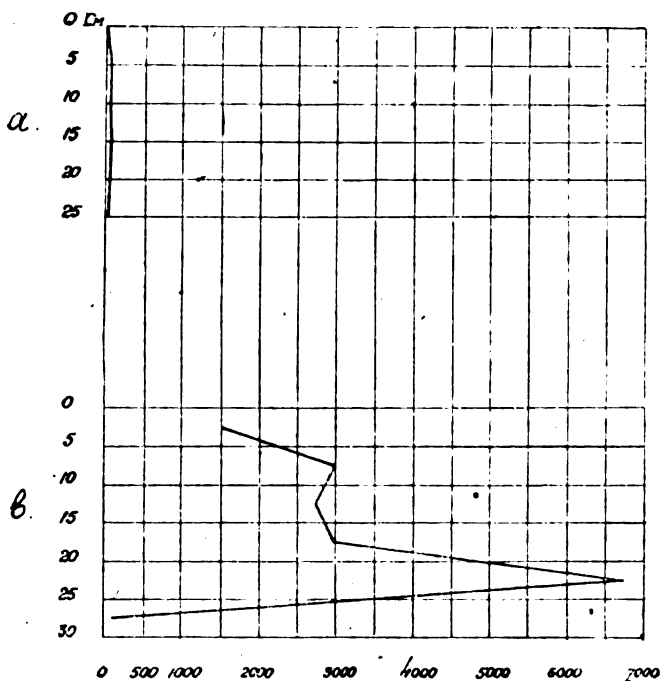
	Сосна Pinus	Береза Betula	Вільха Alnus	Верба Salix	В'яз Ulmus	Ялина Picea	Кількість пере- рахов. пилинок Menge der ge- zählten Pollen- körner	Кільк. пилку в пре- параті 18×18 мм. Zahl der Pollenkör- ner im Präparat 18×18 mm.
0,5 см	81,5%	15,0%	—	3,5%	0,5% (?)	—	200	100 (прибл.)
4,5 "	89,5	5,0	—	5,5	—	—	200	До 200
12,5 "	84,5	13,0	0,5	2,0	—	+	200	" 150
20,5 "	87,5	11,5	—	1,0	—	+	200	" 100
24,5 "	87,0	12,0	—	0,5	—	—	200	70—100
32,5 "	90,5	9,5	—	—	1,0 (?)	—	200	≥ 200
36,5 "	93,0	5,5	0,5	1,0	—	+	200	До 400—500
44,5 "	98,5	0,5	—	1,0	—	—	200	≥ 100
51,5 "	96,6	2,0	0,6	0,6	—	+	300	До 600

Вивчаючи таблиці III та IV й діаграми (мал. 2 та 3), бачимо, що видовий склад деревної рослинності під час утворення торфовища був надзвичайно бідний: знаходимо тут здебільшого дві—три породи, та й то такі, як сосна, береза, верба. В обох відслоненнях торфу панує сосна, пилок якої становить 81,5—98,5 % усієї кількості пилку. Щодо виду сосни, то очевидно, в Лупининому торфовищі ми маємо справу з *Pinus silvestris* L., — про це свідчать розміри пилку — 59  $\mu$  — пересічне з 100 вимірювань. До сосни домішується більш-менш помітна кількість берези (0,5—15,0%) та верби, якої більше бачимо в горішніх поземах торфу. З інших дерев спорадично трапляються ще вільха та ялина; часом траплялися пилкові зернятка, що їх з великим сумнівом можна було зарахувати до дуба, в'яза та ліщини, та й то їх було небагато. Абсолютна кількість пилку деревних порід чимала в долішніх поземах торфу, догори зменшується.

Відмінну картину бачимо в чорному мулястому суглинку, що лежить над торфом. В ньому постійно трапляються ті самі три породи — сосна, верба та береза, але відношення між ними інше. Хоча й тут панує сосна (43—54%), але й інші дві породи трапляються в значніших відсотках (верба — 30—32%, береза — 16—24%). Як спорадичну домішку, бачимо ще в чорному суглинку ялину та під великим сумнівом дуб. Кількість пилку тут дуже незначна — 17—50 пилкових зерняток на краплю, а в поземі 0 см виявлено лише два пилкові зернятка берези, дві половинки та одно ціле зернятка сосни — усього чотири зернятка.

Для того, щоб точніше підрахувати зміну кількості пилку по профілю, під час дослідження першого відслонення та чорного мулястого суглинку препарати я виготовлював так: брав 200 мг торфу й розварював у градуйованій пробірці в розчині КОН, при чому слідкував, щоб на кінець розварювання в пробірці було 2,5 куб. см рідини. Краплю рідини піпеткою переносив на предметове скло, додавав краплю або дві гліцерину і все покривалося, залежно від густоти препарату, одним або двома покрівними скельцями 24 × 24 мм. Таким чином підрахунок пилку завжди можна було звести до 1 краплі рідини певної концентрації (200 мг торфу на 2,5 куб. см розчину КОН). Ці підрахунки ствердили попередні приблизні підрахунки кількості пилку з другого відслонення Лупининого яру та Костянецького торфовища, а саме, що абсолютна кількість пилку догори зменшується (див. табл. III та IV і мал. 4). Зовсім мало пилку в чорному суглинку — менше, ніж у суглинку, що безпосередньо підстилає торф у першому відслоненні (27,5 см). Це все дає підставу для висновку, що на початку існування торфовища околиці

болота вкриті були суцільними сосновими лісами, які під кінець порідшали, що можна пояснити посуханням клімату. Ще далі зменшення лісового вкриття спостерігаємо під час утворення чорного мулястого суглинку, коли і абсолютна, і відносна кількість пилку сосни падає і значну роль серед деревної рослинності грають уже верба та береза. Коли порівняємо пилкові діаграми Лупининоного торфовища з наслідками дослідження костянецького торфу (XIV), то побачимо аналогічну картину: там також бачимо зменшення кількості пилку вгору, абсолютне панування сосни під час утворення спіднього шару торфу, зменшення ролі сосни та збільшення ролі верби і берези в верхньому шарі брунатного суглинку та в горішньому шарі торфу з тією тільки різницею, що в чорному суглинку Лупининоного яру друге місце займає верба, а в Костянецькому торфовищі в горішньому поземі торфу — береза.



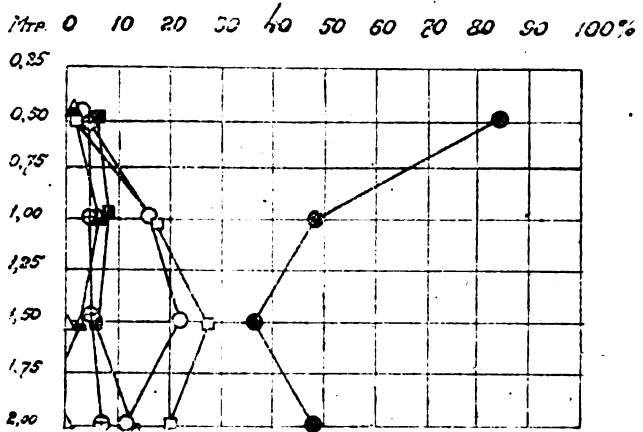
Мал. 4. Крива абсолютної кількості пилку в одній краплі розвареного торфу (а — чорний мулястий суглинок 1931 р., б — торф — перше відслонення 1927 р.).

Порівнюючи пилкові діаграми в обох канівських торфовищах — Костянецького й Лупининоного, — можна зробити такі висновки: 1) обидва торфовища утворилися одночасно, причому як одночасно утворилися спідній поверх торфу Костянецького торфовища й шар торфу в Лупининоному яру, так більш-менш синхронічні верхній позем костянецького торфу (та горішній шар брунатного вуглястого суглинку) і чорний мулястий суглинок першого відслонення в Лупининоному яру; 2) пилкові діаграми обох торфовищ, що лежать одне від одного на віддаленні 12 км, та стратиграфія їх відображають не зміну випадкових місцевих умов, а загальні кліматичні зміни того часу, — інакше трудно з'ясувати цілковиту аналогію, як у розвитку самих торфовищ, так і в зміні характеру лісової рослинності; 3) відпадає разом з тим можливе підозріння, чи не маємо ми тут справи з алохтонним торфом; аналогічний розвиток торфовищ, як і подібність пилкових діаграм, свідчать про те, що ми маємо справу з безперечно автохтонними утвореннями.

Щодо того, які кліматичні умови були під час утворення Костянецького й Лупининоного торфовищ, то в першому моему повідомленні (XIV) я прийшов до висновку, що клімат за часів утворення Костянецького торфовища був континентальний і, можливо, досить холодний. У всякому разі він був значно континентальніший, ніж теперішній клімат околиць Канева, де ми бачимо тепер значний розвиток дубових та грабових лісів. Для порівняння з сучасними умовами району я зробив пилковий аналіз торфу з невеликого сфагнового болітця в околицях м. Смілої, що лежить на 60 км на південь від Канева (див. мал. 5). Як показує порівняння цієї діаграми з діаграмами копальних торфовищ, сучасні ліси району значно багатші, — в них ми маємо значний

відсоток грабу, елементів мішаного дубового ліса, ліщину; вільха досягає часом великих відсотків, сосна, крім верхніх поземів (вплив людини), не перевищує 50%.

Коли порівняти пилкові діаграми наших копальних торфовищ з діаграмами післяльодовикових торфовищ Коростенщини (XV), то аналогічну картину побачимо в спідніх поземях найстаріших боліт, що відбивають кліматичні умови перших етапів з'явлення боліт та деревної рослинності після останнього зледеніння. Єдина різниця між канівськими копальними торфовищами та спідніми поземами коростенських післяльодовикових полягає в тому, що поземи з малим відсотком берези та верби в коростенських болотах лежать нижче від поземів, де панує сосна, і кількість пилку зменшується від горішніх поземів до долішніх, а не навпаки.



Мал. 5. Пилкова діаграма невеликого сфагнового болітця близько м. Смілої.

Але як там, так і тут поземи з вербою та березою відбивають часи з дуже бідним лісовим укриттям. Це все дав підстави зробити висновок, що в канівських копальних торфовищах відбите завмирання лісової рослинності в зв'язку з посуханням клімату, — спершу могли існувати соснові ліси, але згодом вони поволі гинуть, і рештки лісової рослинності, що складається в цей час з берези, верби та сосни, туляться тільки по вогкіших місцях; а коростенські діаграми відображають польодовикове поширення лісів у зв'язку із звогченням клімату.

Щодо того, чи відбивають наші торфовища картину розвитку клімату та рослинності *сієї* вогкої частини інтергляціалу ріс-вюрм, то той факт, що в перших поземях торфу ми вже знаходимо дуже багато пилку, тобто що в цей час уся місцевість була вже вкрита суцільними сосновими лісами, свідчить про те, що тут у всякому разі не відбитий початок вогкої частини інтергляціалу. Цей висновок стверджує також почасти і стратиграфія, а саме те, що сфагнові торфи лежать при основі торфовища. Ми не можемо покищо сказати, чи відбито на наших діаграмах найвогкіші часи інтергляціалу. Находження копальних деградованих ріс-вюрмських ґрунтів (Біленко I, II) та наслідки вивчення інших міжльодовикових ріс-вюрмських торфовищ СРСР та Польщі (III, IV, V, VII, VIII, X, XIII) дають підстави гадати, що клімат найвогкішої частини інтергляціалу ріс-вюрм був у всякому разі не сухіший, ніж теперішній, а тому можна зробити висновок, що наші торфовища відбивають лише кінець ріс-вюрмського інтергляціалу, який відповідає пресубарктичній фазі Szafer-a (XII) та початковій сухої фази, синхронічній з арктичною фазою Szafer-a в місцевостях, укритих вюрмським льодовиком. Під час цих фаз помічаємо, в зв'язку з насуванням вюрмського льодовика, посилення континентальності клімату та, очевидно, певне зниження річної температури, а це сприяло міграції на південь таких північно-гірських елементів, як *Calliargon trifarium*, *Drepanocladus exannulatus* f. *Rotae* та види р. *Meesea*.

Гадаю, далші досліди копальних торфовищ України дадуть матеріал з першої половини інтергляціалу і заповнять прогалину в наших знаннях щодо рослинності найвогкішої фази міжльодовикового періоду ріс-вюрм на території України.

ЦИТОВАНА ЛІТЕРАТУРА — LITERATURVERZEICHNIS

- I. Біленко Д. К., Матеріали до характеристики копалинних ґрунтів Середньої Наддніпрянщини. — Труды Укр. Наук.-Досл. Геолог. інст., т. IV, 1930.
- II. Біленко Д. К., Копа́льні ґрунти гори Пивихи. — Труды Прир.-Техн. Відд. ВУАН, № 10, 1930, „Четверт. Період“, вип. 1—2.
- III. Doktorowsky W. S., Die interglaziale Flora in Russland. — Geol. Fören. Förhandl. Bd. 51, N. 3, 1929.
- IV. Доктуровский В. С., О межледниковых флорах СССР. — Почвоведение, 1930, № 1—2
- V. Доктуровський В. С., Нові дані про флору межильодовикових і польодовикових покладів СРСР. — Збірник пам'яті акад. П. А. Тутковського, т. II, Київ, 1931.
- VI. Крокос В. И., Материалы для характеристики четвертичных отложений восточной и южной Украины. — Материалы для докл. ґрунтів України, вип. 5, Харків, 1927.
- VII. Passendorfer E., Lilpop J., Treła J., O utworach interglacialnych w Olszewicach pod Tomaszowem Mazowieckim. — Sprawozd. Komis. Fizjogr. Polsk. Akad. Umiejętn., t. LXIV, Kraków, 1930.
- VIII. Ranińska J., Pollenanalytische Untersuchungen des Interglazials von Zoliborz in Warschau. — Acta Soc. Bot. Polon., v. VII, № 2, 1930.
- IX. Рівниченко В., До четвертинної історії району Канівських дислокацій. — Вісн. Укр. Відділу Геолог. Комітету, в. 5, Київ, 1924.
- X. Szafer W., Über den Charakter der Flora und des Klimas der letzten Interglazialzeit bei Grodno in Polen. — Eull. de l'Acad. Poln. des Sciences et des Lettres, Cracovie, 1925.
- XI. Szafer W., Entwurf einer Stratigraphie des polnischen Diluviums auf floristischer Grundlage. — Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego z roku 1928.
- XII. Szafer W., The climatic character of the last interglacial period in Europe. — Proceedings of the international Congress of Plant Sciences, v. I, Ithaca, 1929.
- XIII. Szafer W., i Treła J., Flora międzylodowcowa z Szelagu pod Poznaniem. — Sprawozd. Komisji Fizjogr. Polsk. Akad. Umiejętn., t. LXIII, Kraków, 1928.
- XIV. Зеров Д. К., Копа́льні торфовища Наддніпрянщини. I. Межильодовикове торфовище в околицях с. Костянець Канівського району. — Труды Прир.-Технічн. Відділу ВУАН, № 14, „Четвертинний Період“, вип. 3, Київ, 1931.
- XV. Зеров Д. К., Польодовикова історія клімату та лісів півн.-західної України на підставі п'яково-статистичних досліджень болотяних та озерових покладів (рукопис).

ZUSAMMENFASSUNG

Vorliegender Artikel enthält die Ergebnisse der Erforschung des fossilen Torflagers, das von dem Mitglied der Akademie W. W. Resnitschenko in der Schlucht Lupynin in der Umgegend des Dorfes Chmilna im Kaniwsker Bezirk (zentrale Ukraine) entdeckt worden ist. W. W. Resnitschenko beschreibt folgenderweise die Verhältnisse, in welchen der Torf in der Schlucht Lupynin gefunden wurde:

„In den rechten Abzweigungen der kleinen Schlucht Lupynin, die in das Tal des Rossflusses zwischen den Schluchten Chmilna und „Hnylowod“ einmündet, ermittelten wir unter einer

- 1) Lössschicht
- 2) eine nicht mächtige Schicht gelblicher, toniger Sande, in deren unterem Horizont Zwischenschichten von beinahe schwarzem ungefähr 0,10–0,20 m mächtigen Boden angetroffen werden;
- 3) dunkelgrauen, ziemlich intensiv von organischen Überresten gefärbten Lehm von einer Mächtigkeit von 2,20 m;
- 4) beinahe schwarzen bläulichen schlammigen Ton von mooriger Herkunft, Mächtigkeit 0,60 m;
- 5) eine Schicht braunschwarzen sehr zusammengepressten fossilen Torfes, überfüllt mit Überresten von Gräsern, stellenweise von Moos (Sphagnum), in welchem häufig Überreste von Käfern, Körnern, Blättern angetroffen werden, auch sehr gut begrabene Baumstämme mit frischem Holz und mit gut sichtbaren Jahresringen, abgeplattet jedoch unter dem Gewicht des mächtigen Druckes. Die grösste



Mächtigkeit dieser Schicht beträgt 0,80 m. In den Seitenwänden der Schlucht-abzweigungen verdünnt sich diese Schicht bis 0,15—0,10 m und auch weniger;

6) sie liegt auf einer Zwischenschicht wiederum beinahe schwarzen schlammigen Tons;

7) weiter nach unten erstrecken sich helle graulichgelbe feinkörnige, unregelmässigkörnige Sande mit mehr oder minder abgerundeten Körnern; in ihrem unteren Teil enthalten diese Sande Nester von ocker-braunschwarzem Sand;

8) unter ihnen kommt zum Vorschein eine typische ziegelrote Moräne am Boden der Schlucht“ (W. Resnitschenko, IX, s. 6).

Auf Grund der obenerwähnten Angaben kann man schliessen, dass sich das Torflager zur Zeit des Riss-Würm Interglazials gebildet hat, da die Moräne der einzigen in der Ukraine Riss-(Dnipro-) Vereisung unterhalb des fossilen Torfes gelegen ist, und die Lössschicht, die während des Würms sich bildete, moorige Ablagerungen bedeckt.

Die vorliegende Mitteilung enthält die Ergebnisse der Untersuchung von Torfproben, die der Verfasser samt P. F. Oksijuk 1927 in zwei Entblössungen mit 25 cm und 52 cm mächtigen Torf entnommen hat, und von Proben von schwarzem Lehm, der eine Mächtigkeit von 24 cm aufweist und der vom Verfasser im Jahre 1931 an einer Höhe von 3—4 m oberhalb der ersten Entblössung entdeckt worden ist.

Die botanische Analyse von Proben, die aus verschiedenen Schichten der beiden Entblössungen entnommen wurden, ergab (Abb. 2 u. 3) das Vorhandensein von Sphagnum-Torf mit *Sph. magellanicum* Brid. (bis auf 90%) im unteren Teil des Torflagers, dem bisweilen eine dünne Schicht von Gras-Torf (zweite Entblössung) unterlagert ist. Oberhalb des Sphagnum-Torfes, deren Mächtigkeit 5 cm erreicht, liegt der Gras-Sphagnum-Torf; in der ersten Entblössung beträgt seine Mächtigkeit 10 cm, in der zweiten—15 cm. Etwas höher in der ersten Entblössung sehen wir organischen Schlamm, beinahe ohne Pflanzenreste, deren Mächtigkeit 10 cm beträgt. Der organische Schlamm wird höher durch hellgrauen Lehm ersetzt von demselben Typus, wie auch unterhalb des Torfes ermittelt worden ist. In der zweiten Entblössung oberhalb des Sphagnum-Gras-Torfes sehen wir wiederum eine Zwischenschicht (4—5 cm Mächtigkeit) reinen Sphagnum-Torfes, der aufwärts in Hypnum-Gras-Torf übergeht, zuweilen auch einen beinahe reinen Hypnum-Torf (in einer Tiefe von 20,5 cm). Die Schicht des Hypnum-Torfes erreicht eine Mächtigkeit von 12 cm und übergeht oben in einen bis 8 cm mächtigen Gras-Torf mit Stücken von Kiefernholz. Höher sieht man wieder eine Schicht von Hypnum-Gras-Torf, deren Mächtigkeit 5—6 cm erreicht. Sowohl oberhalb als auch unterhalb des Torfes befindet sich grauer Lehm.

Tabellen I und II enthalten die schichtenweise Verteilung der ermittelten Pflanzenreste in den Entblössungen. In diese Tabellen ist *Calliargon trifarium* (W. et M.) Kindb. nicht eingetragen worden; die Überreste davon wurden in Häufen von Torf gefunden, der als Heizmaterial von den Bewohnern in der Nähe der ersten Entblössung aufgestapelt wurde.

Tabellen III und IV und Abb. 2 und 3 enthalten die Ergebnisse der pollenstatistischen Erforschung der ersten Torfentblössung und des schwarzen Lehms, der oberhalb des Torfes 1931 (Tab. III, Abb. 2) entdeckt worden ist, sowie der zweiten Entblössung (Tab. IV, Abb. 3).

Um die Änderung in der Pollenmenge bei der Erforschung der ersten Torfentblössung und des schwarzen schlammigen Lehms nach dem Profil genauer zu ermitteln, werden die Präparate folgenderweise angefertigt. 200 mgr Torf werden in einem graduierten Probierglas zerkocht, wobei am Ende des Zerkochens 2,5 ccm Flüssigkeit im Probierglas bleiben sollen. Ein Tropfen der Flüssigkeit wird mittels einer Pipette auf einen Objektträger gebracht, 1 oder 2 Tropfen Glycerin zugegeben und je nach der Durchsichtigkeit des Präparats mit einem oder zwei Deckgläsern (24×24) bedeckt. Auf diese Weise ist ein Tropfen

Flüssigkeit von bestimmter Konzentration (200 mgr Torf pro 2,5 ccm einer KOH-Lösung) immer genügend für die Berechnung. Diese Berechnungen bestätigten die vorläufigen ungenauen Berechnungen der Pollenmenge in einer anderen Torfentblössung in der Lupynin-Schlucht und im Kostjanetzker Torflager und zwar, dass die absolute Pollenmenge sich nach oben hin vermindert (Abb. 4).

Wenn wir die Ergebnisse der botanischen Erforschung des Torflagers synthetisieren, können wir die Schlussfolgerung ziehen, dass das Torflager sowohl in der Lupynin, als auch in der Kostjanetzker-Schlucht (Zerow, XIV) sich in der zweiten Hälfte des Riss-Würm Interglazials gebildet hat, und zwar zur Zeit der präsubarktischen Phase von Szafer und zu Anfang der trockenen Phase, die mit der arktischen, für Gegenden die von der Würm-Vereisung bedeckt wurden kennzeichnenden Phase von Szafer, synchron ist. Der Verfasser fusst dabei auf folgenden Überlegungen:

1) die Entwicklung des Torflagers unmittelbar von dem Stadium des Sphagnummoores, sowie die beträchtliche Pollenmenge in den unteren Torfhorizonten, spricht dafür, dass gegen den Anfang der Moorbildung die Gegend von Kiefernwäldern bestanden war, die sich über das ganze Gebiet erstreckten und wo der Boden durch die vorangehende Auslaugung während der vorhergehenden Phasen für die Verbreitung der Sphagnummoose vorbereitet wurde;

2) der ganze Charakter der Pollendiagrammen erweist, dass zur Zeit der Bildung des Torflagers das Klima in erheblichem Masse kontinental war, trockener als das jetzzeitliche Klima in diesem Gebiete. Dies ist zu ersehen aus dem Vergleich der Pollendiagrammen des fossilen Torflagers (Abb. 2 u. 3) mit dem Pollendiagramm des zeitgenössischen jungen Sphagnummoores in der Umgegend der Stadt Smila, 50 km gegen Süden von unserem Torflager (Abb. 5); wenn wir aber berücksichtigen, dass in der Mitte des Riss-Würm Interglazials das Klima nicht weniger feucht als das jetzzeitliche war (I, I, III, IV, V, VII, VIII, X, XIII), müssen wir schliessen, dass die feuchtesten Phasen des Interglazials ebenso wie dessen Anfang sich weder in unserem Torflager noch im benachbarten Kostjanetzker Torflager abspiegeln (XIV);

3) in unserem Torflager beobachten wir das Auftreten eutropher Vegetation des Hypnum- und Grasmoores an Stelle der oligotrophen Vegetation des Sphagnummoores mit *Sph. magellanicum* Brid. Insbesondere wird der Übergang des mehr oder minder oligotrophen Moores in ein eutrophes durch die Abwechselung der Sphagnummoosarten veranschaulicht;

4) die Pollendiagrammen, besonders das Diagramm der Abb. 4, legen Zeugnis ab dafür, dass das Klima immer trockener wurde, was in der absoluten Verminderung der Pollenmenge (die auf die Abnahme der Pollenmenge der Kiefer zurückzuführen ist), seinen Ausdruck fand; die einzige Erklärung dieser Erscheinung liegt in der Verminderung des Areals der Kiefernwälder, die früher sich über die ganze Gegend erstreckten.

5) das Auftreten von solchen Elementen, wie *Calliergon trifarium*, *Drepanocladus exannulatus* f. *Rotae*, sowie die Arten der Gattung *Meesea* in den oberen Horizonten des Torflagers, zeugen über das Eindringen in die Gegend der nordmontanen Vegetation im Zusammenhang mit dem Vorstoss des Würm-Gletschers.

#### ERLÄUTERUNGEN ZU DEN ABBILDUNGEN.

Abb. 1. Zweite Entblössung des Jahres 1927 (Aufnahme von P. F. Oksijuk).

Abb. 2. Erste Torfentblössung des Jahres 1927 (b) und schwarzer schlammiger Lehm, der oberhalb des Torfes im Jahre 1931 (a) ermittelt wurde.

Abb. 2a. Zeichenerklärungen.

Abb. 3. Zweite Entblössung des Jahres 1927.

Abb. 4. Kurve der absoluten Pollenmenge in einem Tropfen zerkochten Torfes (a — schwarzer schlammiger Lehm des Jahres 1931, b — Torf — erste Entblössung des Jahres 1927)

Abb. 5. Pollendiagramm eines kleinen Torfmoosmoores unweit des Städtchens Smila.

TABELLEN IM TEXT.

Tabelle I. Einteilung der Pflanzenreste nach dem ersten Profil des Jahres 1927.

Tabelle II. Einteilung der Pflanzenreste nach dem zweiten Profil des Jahres 1927.

Tabelle III. Berechnungen des Pollens von Baumarten in der ersten Entblössung des Jahres 1927 und im schwarzen Lehm, der oberhalb der Entblössung des Jahres 1927 im Jahre 1931 ermittelt wurde.

Tabelle IV. Berechnung des Pollens von Baumarten in der zweiten Entblössung des Jahres 1927.



## Про деякі взаємовідношення між арктичною та степовою флорою протягом четвертинного періоду<sup>1</sup>

Е. М. Лавренко

## Über einige Wechselbeziehungen zwischen der arktischen und der Steppenflora im Laufe der Quartärperiode

E. M. Lawrenko

Ця робота виникла у мене в зв'язку з вивченням ареалів деяких степових видів флори України. Я зіткнувся з явищем аркто-степової диз'юнкції в ряду степових видів, зокрема в *Garex supina*. Постало питання про зв'язки між степовою та арктичною флорою, аналогічні зв'язкам між альпійською та степовою флорою.

Певні зв'язки між альпійською та степовою флорою констатовані вже досить давно (див. Д. Літвінов [43], Б. Козо-Полянський [34]; останнім часом про це писав Ю. Клеопов [32]). До таких класичних альпійсько-степових видів належать, наприклад: *Polygonum alpinum* All. (заходить також в арктичну смугу східного Сибіру), *Pedicularis comosa* L., *Centaurea axillaris* Willd. та деякі інші. Ще більше таких альпійських, а почасти й аркто-альпійських видів (як *Woodsia alpina* (Bolt.) Aschers та *Schivereckia podolica* Andr.) на відслоненнях крейди та граніту степової смуги Європейської частини Союзу. З'явлення всіх цих видів на рівнині зв'язують з льодовиковим періодом, коли альпійські форми знизилися на рівнину і тут змішалися з степовими формами. У польодовиковий період більшість альпійців піднялись у межі сучасної арктичної смуги та високо в гори, а деякі альпійські види залишилися на рівнині в складі рослинності степів чи рослинності відслонень степової смуги. Також при цьому деякі степові аборигени могли піднятися разом з альпійцями високо в гори, навіть в альпійську смугу.

Питання про наявність певних генетичних зв'язків між арктичною та степовою центрально-азійською (в основному) фауною вже поставлено і достатньо мірою вирішено зоологами (напр., акад. М. Мензбір, А. Я. Тугарінов, А. С. Берг та інші).

Щодо аналогічних зв'язків між арктичною та степовою флорою Євразії протягом четвертинного періоду, це питання широко поставив тільки останнім часом (1927) знавець арктичних флор А. І. Толмачев [73]<sup>2</sup>. Він дав

<sup>1</sup> Я дуже вдячний І. Г. Підоплічці за вказівки щодо палеозоологічної літератури, а проф. В. В. Станчінському щодо фауністичної літератури, яка стосується питання про взаємовідношення арктичної та степової фауни протягом четвертинного періоду.

<sup>2</sup> Коли ця стаття вже здана була до друку, я познайомився з дуже цікавою роботою А. І. Толмачева — „Флора центральної частини Восточного Таймыра“ (Труды Полярной Комиссии, вып. 8. Академія Наук, Ленінград, 1932). У цій роботі автор детально аналізує розвиток арктичної флори. В основному він залишається при тих же поглядах, які він висловив з цього приводу раніше (про це див. далі). У цій роботі А. І. Толмачев заперечує погляд акад. В. А. Обручева про суцільні материкові льодовики під час максимального вледеніння, що ніби вкривали значну частину північної Азії, й настоює на тому, що північно-східна частина Сибіру (на схід від Хатанги) ніколи не вкривалася льодовиком і була основним центром розвитку специфічних (еуарктичних, за А. І. Толмачевим) арктичних форм.

яскраву картину походження арктичної флори і відзначив певну роль в процесі генезу цієї флори степових циклів форм центрально-азійського центру. Але цей автор мало зупиняється на явищах аркто-степової диз'юнкції, відзначаючи тільки наявність степових форм у заєнісейському Сибіру.

### Арктично-степова диз'юнкція

Спинімося спочатку на явищі арктично-степової диз'юнкції в ареалах степових рослин, переважно на сході Азії.

Як виявляється, такі аркто-степові диз'юнктивні ареали має низка степових видів і насамперед *Carex supina* Wahlenb. та *C. stenophylla* Wahlenb. (найбільш демонстративні приклади), а також меншою мірою такі види, як *Avena Schelliana* Hackel, *Anemone silvestris* L, *Sisymbrium junceum* M. B. та інші.

#### *Carex supina* Wahlenb.

Монограф роду *Carex* G. Kükenthal [42] подає такі вказівки щодо ареалу *Carex supina* Wahlenb. Auf sonnigen kurzbegrasten Hügeln und in sandigen Kiefernwäldern der Steppe. Im Stromgebiet der grossen Flüsse Mittel- und Südosteuropas und ihrer Nebenflüsse: Etschgebiet: Vintschgau in Tirol. Donaugebiet: Kroatien, Ungarn, Niederösterreich, Oberösterreich, Mähren. Mittelelbegebiet: Kreuznach, Umgebung von Mainz, Dürkheim, Mannheim. Elbgebiet: Böhmen, Erzgebirge am Spitzberg bei Ölsen und stromabwärts bis Magdeburg, Burg und Rogätz, ferner an der Saale bei Halle, Goseck und Jena; an der Unstrut bei Frankenhausen, am Spiegelberg bei Halberstadt, an der Havel. Odergebiet: bis Stettin; auch im Netzedistrikt. Weichselgebiet: Palen, Thorn, Kulmerland. Sehr verbreitet in den südrussischen Steppen bis zum Caspischen Meere und in den Kaukasusländern. — Asien: in Sibirien: vom Ural durch Westsibirien, die Dsungarei, Altai, bis Dahurien und bis zum Stromgebiet der Lena. Westhimalay: Kumaon 14 000 — 15 000'. Nordamerica: In der Prairieregion von Nordminnesota, Manitoba, Saskatchewan bis zum Bärensee und westwärts bis zu den Rocky Mts. Grönland<sup>1</sup>.

П. Н. Крилов [40, III] подає докладніші вказівки щодо поширення *C. supina* s. l. у межах Союзу та взагалі Азії. „Южная Германия, Швейцария, Австро-Венгрия, южная Россия в Подольск., Херсонск., Екатеринославск., Полтавск., Харьковск., Орловск., Обл. Войска Донского, Тамбовск., южн. Казанск., юго-восточн. Пермск., Уфимск., Оренбургск., Самарск., Саратовск., Астраханск. губ., Уральская область, Кавказ, Закавказье, Турецкая Армения, западный Гималай (Кумаон), Памиро-Алай, Туркестан, Тянь-Шань (оз. Сайрам), Семиреченск. (Аягуз), юго-зап. Семипалатинск. (Баян-Аул), южн. Акмолинск. (Атбасар, Акмолинск и др.), южн. Тобольск., южн. Томск., Алтайск., Енисейск. (Узкий Мыс на Енисее под 61<sup>1</sup>/<sub>2</sub>° с. ш., Анциферова, Енисейск., Красноярс., Канск., Ачинск., Минусинск. уу.), Иркутская губерния (Киренский, Балаганский уезды), Забайкальская, Якутская (по р. Лене около и ниже Якутска — Сајандер, Юринский), Амурская области (по Амуру и Уссури — var.<sup>2</sup>, Манжурия (пров. Гириная var.<sup>2</sup>), сев. Корея, сев. Монголия (Урянхайские земли по р. Улу-Кхему); Гренландия, Сев. Америка (Саскачеван, Манитоба и сев. Миннезота)“.

За П. Н. Криловим [40, III], „северная граница этого вида проходит в Западной Сибири около 56° с. ш. через следующие.. пункты: г. Шадринск (56°), д. Ефимовка и Фирсова (56<sup>1</sup>/<sub>6</sub>°), пос. Красный Пахарь (56°), Канск. (55<sup>1</sup>/<sub>3</sub>°), Краснореченское (56° с. ш.)“.

<sup>1</sup> Прізвища колекторів обминаю.

<sup>2</sup> Мабуть, це *C. supina* Wahlenb. var. *Korshinskii* (Komarov) Kükenth.

*S. supina* в межах свого основного ареалу — типова степова рослина. Наприклад, у межах України, де ця осока не виходить на північ за межі Лісостепу, умови знаходження *S. supina* такі: степи на лесовому суглинястому підґрунті (як у межах Лісостепу, так і в північній половині суто степової підзони), степові схили, узлісся та галявини листяних лісів Лісостепу, свіжі бори (вірніше субори) лісостепової та північної частини суто степової смуги. На півдні степової смуги (сухий степ—ковилові степи) *S. supina* в степах на лесовому підґрунті вже не росте, але чимало її трапляється на степах на супіскуватому чорноземельному ґрунті або на чорноземельних ґрунтах, що утворилися на глинястих пісках (наприклад, район Дніпрового низу; Г. Махов та Є. Лавренко, Є. Лавренко та А. Порецький).

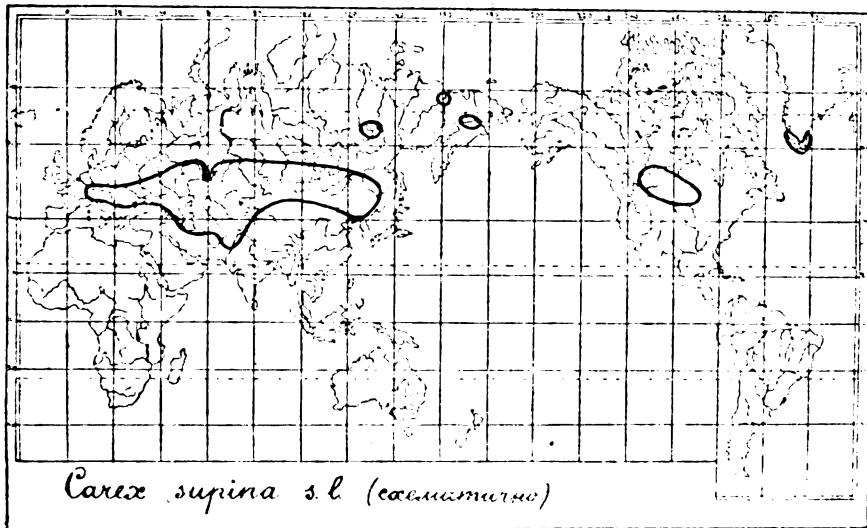


Рис. 1.

На півночі суто степової смуги України (ковилово-лукуваті степи) *S. supina* можна констатувати майже на кожному третьому квадратному метрі (спостереження в кол. Старобільському районі Є. Лавренко та Г. Дохман, рукопис).

Константність *S. supina* на Старобільських степах при різних елементах мезорельєфу хитається на площадках в 100 кв. м між 50—70, а на площадках в 1 кв. м 17,8—37,5 (Г. Дохман, 24).

П. Н. Крилов [40, III] визначає для західного Сибіру цю осоку для таких умов місця росту: „Ростет в разнотравных и ковыльно-кипчаковых степях на степных, реже солонцеватых лугах, на залежах, в степных сосновых борах и по их окраинам, на степных, иногда каменистых склонах холмов и в степных долинах горных рек. Редко заходит в самые южные прилегающие к степной области части лесной области, где обитает лишь на открытых южных склонах“.

На півдні Зах. Європи, як видно з вищезгаданого (С. Kükenthal, 42), ця осока трапляється „на сонячних, укритих коротким зіллястим укриттям горбах та в степових борах на піщовому ґрунті“.

Як видно з попереднього, ця осока має два основних диз'юнктивних ареали: 1) великий типовий степовий центрально-євразійський ареал від Рейну—на заході до Маньчжурії та північної Кореї—на сході і від південної Німеччини та південної Томщини й Тобольщини—на півночі до західних Гімалаїв

на півдні; 2) менший ареал (теж в основному степовий) у штатах Міннесота, Манітоба та Саскачеван.

У межах центрально-євразійського ареалу *C. supina*, в західних Гімалаях-Кумаон (G. Kükenthal) трапляється у високогірському поясі, на висоті 14 000—15 000 футів.

Крім цих двох в основному степових ареалів, наша осока має ще декілька невеличких диз'юнктивних ареалів у тайговій (лісовій) зоні Сибіру та в арктичній смузі.

З них (по числу третій) ареал, у межах тайги, — в Якутії, у межах відомої Лено-вілюйської рівнини, де взагалі багато трапляється степових рослин, переважно в околицях Якутську (Саҗандер, Юринський; цитую за П. Криловим [40, III], Р. І. Аболін [1]<sup>1</sup>). Р. І. Аболін [1, с. 135] наводить *C. supina* для „ассоциации западных ивняков — *Salicetum herbosum*“, з перевагою серед чагарів *Salix depressa*, а в зіллястому вкритті лукових видів, серед яких, крім *C. supina*, трапляються ще такі луково-степові форми: *Thalictrum minus*, *Linum perenne*, *Phlomis tuberosa*, *Campanula glomerata*. Переважають такі зіллясті види: *Calamagrostis Langsdorfii*, *Sanguisorba officinalis*, *Viola*, *Mauritii*, *Mulgedium sibiricum*. Ця чагарникова западина — серед надлукової тераси і оточена навкруги „степовими луками“.

Далі ізольоване знаходиться (четвертий ареал) *C. supina* відоме з гирла р. Колими (Колимська округа Якутії) — „Mouth of the Kolyma“ (Ostenfeld, 55). Ostenfeld у своєму відомому зведенні про флору арктики наводить цю осоку на підставі вказівки Trautvetter-a — „In ripa dextra fl. Kolyma, 15 leucas ross. infra Sseredne-Kolymensk, in declivibus petrosis“ (sub *C. obtusata* Trautv. non Liljeb.).

Згідно з останніми картами ґрунтів Союзу (Л. І. Прасолов, 51), нижня частина течії р. Колими лежить у підзоні лісотундри, тобто в межах південної арктики.

Дальший ізольований диз'юнктивний ареал (п'ятий) знайшов тільки останнім часом — 1929 р. — В. Б. Сочава [65] на Чукотському півострові, в басейні р. Анадира. „На берегу р. Осиновой у подножья хребта Пикульней. VIII. 16 1929!! На песчаном берегу реки Белой у Подножья горы Битчо. VIII. 4 1929!! Березняк в незаливаемой части долины р. Белой близ мыса Дракливого. VII. 29 1929!!“ Цей ареал є також у межах арктики. Згідно з сучасними картами ґрунтів Союзу (Л. І. Прасолов, 61), весь басейн р. Анадира належить до тундрового ландшафту і тільки біля долини р. Анадира є смужка лісотундри.

Нарешті, останній (шостий) ізольований ареал цього степового виду ми несподівано знаходимо в межах глибокої острівної арктики — на півдні Гренландії. Kükenthal [42] пише так: „Grönland (Vahl, Th. M. Fries! Berggren!)“. Ostenfeld [55] дає точніші вказівки щодо поширення цієї осоки в Гренландії: „West Greenl. 60° — 73° (l). East Greenl. 70° — 71° (l), 73 10“.

У межах такого широкого переривчастого ареалу *C. supina* повинна давати певні кліматипи (climaturus). Питання це ще в цілому далеко не з'ясоване і потребує поглибленого вивчення. Kükenthal [42] у своїй відомій монографії для типової *C. supina* (s. str.) наводить чотири незначні форми: 1) *humilis* Rehrendsen, 2) *pseudomonostachys* Aschers, 3) *elatio* Rehrendsen та 4) *pallida* Bubela і, крім того, дві географічні раси (sub var.): var.  $\beta$  *costata* (Turcz.) Meinsh. та var. *Korshinskii* (Komarov) Kükenthal. Першу він наводить для східного Сибіру (Мінусінськ, Забайкалля до Кяхти), Амурського краю, Манджурії та північної Кореї. Крім того, П. Н. Крилов [40, III]

<sup>1</sup> *C. supina* трапляється серед тайги, на степових схилах, разом з численними іншими степовими рослинами, та в басейні південного допливу Лени р. Вітіма, наприклад, по р. Муя (північне Забайкалля, М. Ф. Короткий [38]).



наводить цю східну расу для західного Сибіру. Другу расу — Korshinskii (Комаров) Kükenthal — останній автор наводить, за В. Л. Комаровим (Fl. Manshur.), для Манджурії.

*C. supina*, за Kükenthal-ем, належить до степової „sect. 49 Lamprochlaenae“, роду *Carex*, до якої ще належить тільки один теж степовий вид — *C. nitida* Host. Останній має ареал взагалі аналогічний центрально-евразійському ареалові *C. supina*, тільки трохи менший, а саме, за П. Н. Криловим [40, III]: „Средняя и южная Франция, Швейцария, северная Италия, Австрия, Венгрия, Далмация, Сербия; южная Россия только в Крыму и на Кавказе<sup>1</sup>; Малая Азия (Анатолия), Бухара, Туркестан, Памиро-Алай, Кульджа, Тянь-Шань, Семиреченская, Заилийский и Джунгарский Алатау, Тарбагатай, Саур, Семипалатинская область, Кокпектинск, Бургасутай, южн. Томск. губ.“

У межах Європи Kükenthal уважає (42, с. 17) *C. supina* (разом з *C. stenophylla*, *nitida*, *diluta*, *nutans*) за „понтийський елемент“.

Маючи на увазі, що обидва види секції *Lamprochlaenae* є в основному щодо екології їх степові (*C. supina* — арктично-степовий вид, а *C. nitida* — степовий і навіть пустельно-степовий вид) і до того ж центр ваги їх ареалів падає на середину євразійського континенту — батьківщину значної частини пустельно-степової рослинності Євразії, — треба вважати, що якраз центрально-азійський (у широкому розумінні) аридний центр і є основна батьківщина цих двох видів осок, відкіля *C. supina* під час ксеротермічного польодовикового періоду і пройшла в північно-східний арктичний Сибір через басейн Лени (східно-сибірське поширення *C. supina* вказує на це досить яскраво). У Північну Америку *C. supina* також, мабуть, пройшла через Аляску в один із ксеротермічних періодів четвертинного часу, а в Гренландію, мабуть, з Північної Америки.<sup>2</sup>

### *Carex stenophylla* Wahlenb.

Тепер перейдімо до розгляду ареалу другої степової осоки, що також заходить в арктичну зону — *C. stenophylla*, вірніше *consp. stenophyllas* l., поскільки ця осока в межах свого величезного ареалу, безперечно, поділяється на декілька кліматипів, які ще достатньо невивчені.

Монограф роду *Carex* Kükenthal [42] дає такий ареал для *Carex stenophylla*:

„Steppenpflanze.—Europa: Auf sandigen Hügeln und das Grasstepen der Danubischen Zone: von Siebenbürgen und Ungarn nordwestlich bis Nieder-Österreich, Mähren und Böhmen, dort auch im Elbegebiet, wstlich bis Graz und Cilli in Steiermark und vereinzelt noch bei Laas im Tiroler Vintschgau, südwestlich bis Kroatien und Triest und vereinzelt noch bei Carenno und Comersee in der Lombardei. Sehr häufig in der russischen Steppenzone vom unteren Dnjepr bis zum Kaukasus, Caspisee und Ural. — Asien: Kleinasien; Armenien; Kurdistan; Mesopotamien; Syrien; Persien; Beludschistan; Afganistan bis zum Nordwesthimalaya, dort von 8—14 000' und Tibet. Ferner von Transcaspien durch Turkestan<sup>3</sup>, Dsungarei, Altai, Baikalien und Dahurien bis zur Lena. (Cajander l) und zum Amur. Mandscherei. Korea. Nordchina: Tschili, Schantung und Schensi. — Nordamerica: In der Prairieregion von Manitoba und Saskat-

<sup>1</sup> Також Кінбурнська коса на півдні України (Дніпровий низ) — пісковий степ (Й. Пачоський! та!).

<sup>2</sup> Britton та Brown [7] подають *C. supina* й для арктичної Америки: „Northern Minnesota (according to Boile) and Manitoba to arctic America and Greenland“. А. А. Гроссгейм [21] вважає *C. supina* та *C. nitida* також за джунгаро-алтайські (центрально-азійські) види походженням.

<sup>3</sup> За О. Федченком [82], у Памірі росте на висоті до 14 000'.

schewan bis British Columbia, südlich bis Jowa, Nebraska und Golorado. Auch in den Rocky Mountains“.<sup>1</sup>

П. Н. Крилов [40, III] подає також для західного Сибіру: південна частина Томської, південна частина Тобольської, Омська (окол. Омську), Алтайська губ., Семіплатінська область, а також „южн. Енісейск. (також в арктич. Енісейск. — у Толстого Носа и Дудинки — var.), Иркутск., Якутск. (в низовьях рр. Лены и Яны, окр. Якутска — var.)“. За Ostenfeld-ом „Mouths of the Jenissei and Lena, Chukckes Land“.

Ця осока, що займає такий великий ареал, досить мінлива і розпадається на декілька кліматипів ще достатньо невивчених.<sup>2</sup> Kükenthal [42] наводить такі „var.“, частина яких є кліматипи (наприклад, var. *duriuscula*):

1) var. *duriuscula* (С. А. Мей.) Trautv. (= var. *humilis* Meinh.) Ареал: „Ostsibirien: Baikargebiet; Jenissei, Dudino (Arnell); Lena, Jakutsk und Mansurka (Sajander), Kamtschatka“.

В. Л. Комаров [35, I] подає цю відміну для Маньчурії та взагалі для сходу Азії на схід від Енісея. Але П. Н. Крилов [40, III] подає її також для західного Сибіру.

2) var. *exigua* Schur. Ареал (за Kükenthal-ем): „Siebenbürgen... bei Kronstadt“.

3) var. *longepedicellata* (Воеск.) Kükenth. Ареал: „Tibet: Prov. Ladak, Taklang Pass.“

4) var. *enervis* (С. А. Мей.) Ledeb. Ареал: „Turkestan. Altai, Minussinsk, Baikalien“. П. Н. Крилов [40, III] подає цю відміну для західного Сибіру.

5) var. *desertorum* Litwinow (= var. *curaiica* Litwinow). Ареал: „Transcaspien: Auf Lehmsteppe bei Aschabad“.

*C. stenophylla* — типова степова рослина. На Україні по степах росте на плато тільки на півдні, в межах поширення сухих ковилових степів. На північ, у межі луково-ковилових степів (підзона середньої чорноземлі), ця осока підіймається на солонцях та по кам'янистих схилах. Крайні північні пункти поширення на Україні (Й. Пачоський, 57; Д. Зеров, 31; власні спостереження на сході України): Тираспільщина, Зінов'ївське, Александрія, Кременчук, Зміївський лиман (на Харківщині!!). К. М. Залеський [30] так характеризує екологію цього виду: „В степной полосе России он распространен, главным образом, на ксерофитных степях серого типце-ковыльнича, несколько реже переходя на степи более влажного типа“. П. Н. Крилов [40] для західного Сибіру так характеризує екологію цього виду: „Растет в степях на черноземной и каштановой почвах, также на сухих солонцеватых степях, на задернованных и каменистых степных склонах, иногда на приречных песках и в разреженных лиственных лесах — в степной области“. М. Г. Попов [60] вважає *C. stenophylla* (sub. *C. Hostii*) за найхарактерніший весняний ефемер глинястих пустель південного Туркестану. У межах тайги східного Сибіру *C. stenophylla* трапляється по степових схилах (наприклад, по р. Муя—допливу р. Вітіму; М. Ф. Короткий, 38), а також на сухих степових луках, як заплавної так і надлукової тераси р. Лени в окол. Олекмінську (Г. І. Доленко, 23) та Якутську (Р. І. Аболін, 1).

Отож маємо такі окремі ареали у *C. stenophylla*:

1) Паннонський (Дунайсько-угорський) ареал, який, мабуть, відокремлений від основного великого пустельно-степового центрально-євразійського ареалу.

<sup>1</sup> Britton та Brown [7] подають такий самий ареал *C. stenophylla* для Північної Америки — „in dry soil“. О. Федченко [82] подає цю осоку також для арктичної Америки.

<sup>2</sup> За останній час *Carex stenophylla* вивчав В. І. Кречетович. Але до цього часу опубліковано тільки окремі фрагменти цієї обробки („Флора Средней России“, 1933. „Флора Туркмении“, том I, вып 2, 1932). Для Середньої Росії цей автор з циклу форм *C. stenophylla* указує *C. uralensis* С. В. Clarke, а для Середньої Азії — *C. pachystylis* Gay (= *C. desertorum* Litw.) та *C. stenophylloides* V. Krecz.

2) Основний пустельно-степовий центрально-євразійський ареал від південної України на заході до Кореї та північного Китаю — на сході і від південної частини західного Сибіру та Забайкалля на півночі до північно-західних Гімалаїв на півдні.

3) Низка ізольованих находищ у басейні р. Лени (головне в долині Лени на північ до нижньої Лени).

4) Ізольований обмежений ареал по нижньому Єнісею, в арктичній смузі — „Толстый Нос“, Дудінка (П. Н. Крилов, 40, III).

5) Низ р. Яни (П. Н. Крилов, 40, III).

6) Ізольоване находище на Чукотському півострові, в арктичній смузі (Ostenfeld, 55).

У межах східного Сибіру трапляється, мабуть, тільки *C. stenophylla duriuscula* (С. А. Мей.) Trautv.

7) Другий великий, в основному степовий, північно-американський ареал (див. вище).

### *Agropyrum cristatum* (L) P. V.

Ареал *Agropyrum cristatum* (L) P. V. (у широкому розумінні), за П. Н. Криловим [40, II]: півд. частина Зах. Європи від Іспанії до Трансильванії й середньої частини Балканського півострова, півд. частина Европ. частини Союзу від Подільської, середн. Київської, Полтавської, Курської, Орловської, Воронізької, Тамбовської, Ульяновської та Уфимської кол. губ. до Криму й Кавказу; Закавказзя, Мал. Азія, північна Персія, Закаспійський кр., Туркестан, Кульджа, Семіраченська, Тургайська та Уральська обл.; півн. Монголія (Урга), Урянхайський край, півд. Єнісейська (по р. Ангари, окол. Красноярську й далі на південь, до Канськ. та Мінусінського кол. повітів), кол. Іркутська губ., Якутська (Верхоянськ., Якутськ. та Вітімо-Олекмінськ. окр.) та Забайкальськ. обл.

Для району західного Сибіру той самий автор подає житняк для Томської (Кузнецький степ), Алтайської, Тобольської (Курганський повіт), Пермської (ст. Чусова), Омської губ. (окол. Омську), Акмолінської та східної Семіпалатінської обл.

Таким чином находища в межах кол. Пермської губ. (с. Чусова) та всі находища Якутської обл. відірвані в тайговій зоні від основного степового ареалу *A. cristatum*. У давнішій роботі П. Н. Крилов [39] подає цей вид для Якутії точніше: по р. Чаре — в Вітімо-Олекмінському краї. В. Н. Сукачев [68], за матеріалами колишнього Бот. музею Всесоюз. Ак. Наук, подає для Якутії такі находища (екземпляри, що зібрав Оленін): біля ст. Столби по р. Лени та по р. Амгі. У межах лісотундри (басейн середньої Колими, р. Березівка) відоме своєрідне „копальне“ находище *A. cristatum* у шлунку відомого Березівського мамута (В. Н. Сукачев, 68).

Отже, колишнє Колимське находище житняку в межах арктичної зони (як тепер, так і за життя мамута, — лісотундра) — це найбільш північно-східний форпост аналогічних сучасних диз'юнктивних находищ житняку в тайговій зоні Якутії.

### *Avena Schelliana* Hackel

Загальний ареал такий (Літвінов-Маєвський, 44, П. Н. Крилов, 40, II): Рязанськ., Орловськ. (Єлецьк. п.), Тамбовськ. (Курс. та Липецьк. п.) Пензенськ., Ульяновськ., Харківськ., Курськ., Воронізьк., Донщина, Самарськ., Оренбурзьк. та півден. част. Пермськ. кол. губ.; півден. Тобольськ., півд. Томськ., півд. Єнісейськ. (Красноярськ., Ачинськ., Мінусінськ., Канськ. повіти) кол. Іркутськ. губ. (Верхолєнськ. п.), Забайкальськ. (Агінський степ, р. Шилка), Якутська обл. (Вілюйськ., Олекмінськ. та Якутськ. окр. — В. Л. Комаров, 36; в Колимськ. окр. вступає в арктичну зону на межі лісотундрової та

тундрової підзони—низ. Колими—„Чаячьа бухта“—Т. О. Юринськи й, 861, Амурськ. (по Амуру та Уссурі) обл., півн. Манджурія, Сахалін; півд. Акмолінськ., Тургайськ., Семіреченська обл. (Тарбагатай, Джуңгарський, та Заїлійськ. Алатау, Тянь-Шань), півн.-сх. Монголія (р. Бакулей). В. Л. Комаров [35,1] подає також „Скалистые горы в Сев. Америке“.

У межах „Флоры Средней России“ Маєвського-Літвінова [44] цей овес трапляється „по ковыльным степям, степным склонам“. У межах сходу України також на лукових та ковилово-лукових степах (II). У межах західного Сибіру „в степной области по степным лугам и луговым склонам холмов“. У флорі Манджурії: „растет на песчаных приречных лугах и между кустарниками на сухой песчаной почве по гривам речных долин“. В Якутії, в межах Лено-вілюйської рівнини, росте на сухих степових луках, що не заливаються (Р. І. Аболін, 1).

Як видно з попереднього, у *A. Schelliana* в арктично-тайгово-степова диз'юнкція: основний ареал центрально-євразійського типу (в більш північних частинах аридної області Євразії), ізольовані знахідки в межах якутської тайги та ізольоване знахідке в арктичній смузі (нижня Колима).

### *Sisymbrium junceum* M. B.

Н. А. Буш [10] подає такі дані про поширення *Sisymbrium junceum* M. B.: Угорщина, Трансильванія, Румунія, півд. та сер. частина Європейської частини Союзу, Крим, півн. Кавказ, півд. (кол. Томська, Єнісейська та Іркутська губ.) і схід. Сибір (Забайкальська та Якутська обл.), Тургайська, Акмолінська, Семіпалат., Семіреченська та Закасп. області, Туркестан і півн. Монголія.

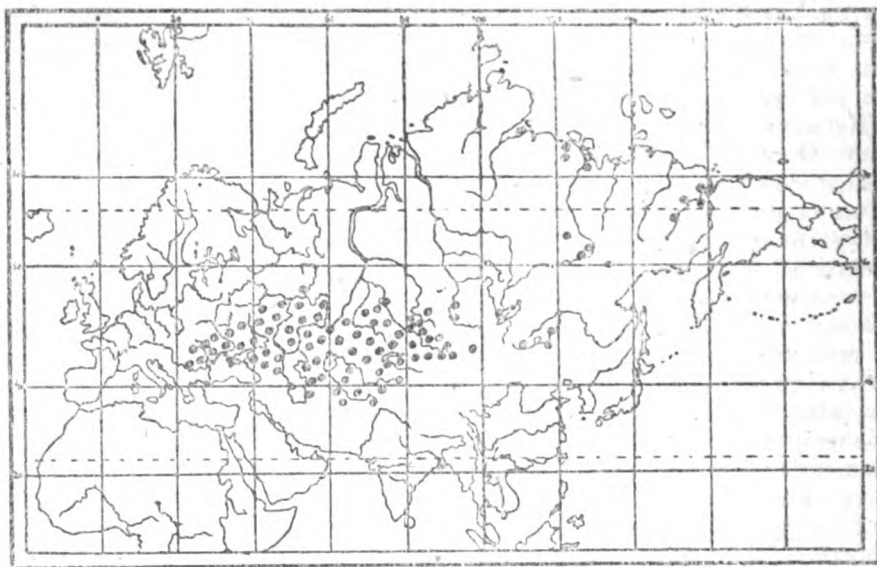


Рис. 2. Ареал *Sisymbrium junceum* M. B. за Н. Бушем.

На карті поширення цього виду, що її подає Н. А. Буш [10], відокремлюються такі ізольовані ареали цього виду:

- 1) Основний понтійсько-центрально-азійський — від Угорщини на захід до півн.-зах. Монголії на сході.
- 2) Степи по верхньому Єнісею (Уйбашський степ, степ біля озера Широ).
- 3) Іркутське — Байкал (одне знахідке).
- 4) Степи Даурії в районі р. Аргуні.

5) Лено-вілюйська котловина (декілька знаходжень).

6) Низ рр. Лени та Оленка (арктична смуга).

7) По р. Колімі, від Верхньо-Колімську до низу Коліми (арктична смуга).

*S. junceum* M. B. — типова степова рослина. Буш, наприклад, пише для Сибіру: „на степах и сухих склонах, каменистых местах“, а в другому місці називає цей вид середньоазійським і далі: „это растение степей, солонцеватых, песчаных и каменистых мест“.

### *Astragalus Hypoglottis* L

Цей луково-степовий вид має такий ареал (П. Н. Крилов, 39,1): „Сред. ч. Западной Европы, северо-западная и средняя Россия, Кавказ, Средний Урал, Тобольская (с широты Тобольска и южнее), Томская (с широты Томска), Енисейская (с шир. Анциферова — несколько севернее Енисейска), южн. ч. Иркутской губ., Якутской обл. (д. Нюрба на Вилюе, Олекминск, Якутск), Забайкальск. обл., Акмолинская, Семипалатинская и Семиреченская обл.; сев. Америка“. В. Л. Комаров наводить цей астрагал для таких округ Якутії: — Вілюйської, Верхоянської, Якутської та Олекмінської. Т. О. Юрінський [86] наводить цей вид для арктичної смуги (Нижньо-Колімськ).

Список видів, що заходять на північному сході Сибіру в арктичну смугу, цим не обмежується. Згідно із списком рослин північних територій східного Сибіру (Якутія) Trautvetter-a [77,78], в арктичну смугу Сибіру (нижня Коліма, нижня Лена та Оленка) заходять ще такі лучно-степові види:

*Anemone silvestris* L.  
*Linum perenne* L.  
*Senecio campestris* L.  
[var. *aurantiaca* Trautv.]

var. *fulva* (Stev.) Trautv].  
*Myosotis silvatica* Hoffm.  
var. *genuina* Herder.  
*Pedicularis comosa* L.

### Тайгово-стєпова диз'юнкція на сході Сибіру

Як видно з попереднього, всі зазначені степові рослини мають ізольовані знахідки в межах Якутської тайги; отже диз'юнкція їх ареалів, по суті, арктично-тайгово-стєпова.

Крім цих видів, у межах тайги Якутії трапляється ще низка степових та галофітних форм, які тою чи тою мірою не доходять до арктичної смуги.

Згідно із зведеним списком рослин Якутської флори В. Л. Комарова [36], тут трапляються такі степові рослини та рослини засолених ґрунтів:

+ *Ephedra monosperma* C. Mey.  
+ *Stipa mongolica* Turcz.  
+ *S. capillata* L. v. *coronata* Rosch.<sup>1</sup>  
+ *S. sibirica* Lam.  
+ *Avena Schelliana* Hack.  
+ *Koeleria gracilis* Pers.  
+ *Atriplex convoluta* Griseb.  
+ *A. distans* Griseb.  
+ *A. tenuiflora* Ldb.  
+ *Agropyrum cristatum* (L) P. B.  
+ *Carex supina* Wahl.  
+ *C. stenophylla* Wahl.  
+ *Iris flavissima* Pall.  
+ *Suaeda maritima* Dumort.  
+ *S. corniculata* Bge.  
+ *Arenaria graminifolia* Stenol.  
+ *Anemone silvestris* L.  
+ *Sisymbrium junceum* M. B.  
+ *Hesperis aprica* Poir.

+ *Medicago falcata* L.  
+ *Astragalus Hypoglottis* L. (= *A. danicus* Rotz.)  
+ *Onobrychis arenaria* D. C.  
var. *sibirica* (Turcz.) Schir.  
+ *Glaux maritima* L.  
+ *Statice speciosum* (L) Boiss.  
+ *Myosotis silvatica* Hoffm.  
+ *Phlomis tuberosa* L.  
+ *Veronica iucana* L.  
+ *V. spuria* L.  
+ *Euphrasia tatarica* Fisch.  
+ *Pedicularis comosa* L.  
+ *Plantago Cornuti* Gouan.  
+ *Campanula glomerata* L.  
+ *Achillea setacea* W. K.  
+ *Senecio campestris* D. C.  
+ *Saussurea amara* D. C.  
+ *Scorzonera austriaca* W.  
+ *Hieracium vinosum* Pall.

<sup>1</sup> П. Смірнов (in litt.) залічує якутську тирсу до нового виду — *S. decipiens* P. Smirnov.

Більшість цих степових рослин зосереджено в межах Лено-вілюйської рівнини, але позначені плюсом (+) заходять навіть у межі арктично-тайгової, Колимської чи Верхоянської, округи.

Більшість із цих видів має великий центрально-евразійський аридний ареал. Але досить значна частина цих видів, крім Якутії, не виходить за межі північної Монголії і суміжних місцевостей, наприклад: *Ephedra* *steno-sperma* С. А. Меу., *Stipa sibirica* Lam. (на захід до Томської губ. та Джунгарський Алатау), *Stipa decipiens* P. Smirn. (на захід до Алтаю та до центрального Тянь-Шаню — П. Смирнов, in litt.).

Вище зазначено, що й *Carex stenophylla*, за В. Л. Комаровим [35], на сході Сибіру (на схід від Єнісею) належить до східно-сибірського підвиду — *subsp. duriuscula* (С. А. Меу.) Trautv.

Все це, здається мені, показує на джерело колишніх міграцій усіх цих степових видів, в основному з північної Монголії та Забайкалля. На зв'язок флори Чукотського півострова з горяними флорами Алтайсько-саянського та Охотсько-даурського центрів указує й В. Б. Сочава [65].

Як з'ясували дослідники ґрунтів та рослинності Якутії, а саме Аболін, Доленко, Дробовий та Нікіфоров (зведення у Р. І. Аболіна, 1), всі ці степові форми мають у Якутії дві основні станції: 1) високі й позбавлені лісу, кам'яністі береги річок і 2) сухі степові луки заплавної тераси (в тих її частинах, що не заливаються) та надлукових терас річок. Засолені ґрунти також містяться на надлукових терасах.

Перше зведення щодо інверсії степових ландшафтів (степових схилів та луків, солончаків, солонців) на сході Сибіру в межах тайги (Забайкалля, Якутія), на підставі робіт Р. І. Аболіна, Г. І. Доленко, В. П. Дробова, К. К. Нікіфорова, зробив р. 1912 акад. К. Д. Глінка [16]. Він пояснює цю інверсію континентальним кліматом східного Сибіру.

По суті до цього погляду К. Д. Глінки чимало приєднується й Р. І. Аболін. В останньому своєму зведенні (1929 р.) про ґрунти та рослинність Лено-вілюйської рівнини Якутії [1] він особливо підкреслює значення з цього погляду високої літньої температури та незначної кількості опадів (200 мм на рік). Але він надає також особливої ваги й впливові людини — переважно палам, які знищують ліси, знижують рівень вічної мерзлоти і тим зумовлюють (при наявності континентального клімату) поширення лукових степів та засолених ґрунтів по терасах річок. Він у даному разі йде за Сајандер-ом, який ще раніше пояснював появу паркового ландшафту та лукових степів у долині Лени впливом людини. Р. І. Аболін зазначає, що своєю континентальністю Якутія наближається навіть до півпустелі і тільки наявність вічної мерзлоти, яка протягом цілого року дає достатньо води в ґрунті, зумовлює зональне поширення в континентальній Якутії тайги. Але Р. І. Аболін [1] вважає, що степова рослинність та рослинність засолених ґрунтів не занесена в Якутію людиною, а траплялася й до періоду значного впливу людської діяльності на природу Якутії (в напрямку знищення тайги палами та поширення на місці тайги луків, середніх і степових). Такі первинні находища степової рослинності в Якутії, за Р. І. Аболіном, в круті південні схили корінних берегів долин річок, а для солончаків — місця, де ґрунтотворюють засолені породи (с. 328).

В. Н. Сукачев [69] 1922 р. висловив думку, що степові рослини, тварини та ґрунти середньої Якутії є „релікти (остатки) цього тепло-сухого періода, когда степи заходили в восточной Сибири значительно далее к северу, чем теперь“.

Д. Г. Віленський [12] у своєму відомому зведенні про засолені ґрунти поширює й на річкові тераси Лено-вілюйської рівнини (на яких поширені луко-степи та засолені ґрунти) свій погляд на походження солонців та солончаків; як на реліктове явище (в межах таєжної зони) сухого подьдовико-

вого періоду, тобто погляд Д. Г. Віленського в основному збігається з поглядом В. Н. Сукачева.

Д. Г. Віленський наводить цікаві дані з роботи Нікіфорова, які підтверджують реліктовість солонців у Якутії, а саме дає опис солонця, який зверху вкритий верствою сухого торфу, тобто в даному разі солонець, мабуть, у зв'язку з підвищенням мерзлоти, підпав процесам зболотніння.

Редактор розділу про географію ґрунтів у посмертному виданні „Почво-веденя“ К. Д. Глінки—Л. І. Прасолов зазначає, що чималу частину попільнякових ґрунтів у Забайкаллі та середній Якутії треба розглядати як солоді, як виникли в наслідок деградації солонців [17].

Л. С. Берг [3] також розглядає знаходження степових ґрунтів, рослин та тварин у тайговій та арктичній зоні Якутії, як релікти польодовикового ксеротермічного періоду, коли степова рослинність заходила далеко на північ.

В основному я приєднуюсь до думки В. Н. Сукачева, Д. Г. Віленського, Л. С. Берга про реліктовість степових явищ в Якутії (тим більше що й Аболін не заперечує проти первинності степової та галофітної рослинності на певних позиціях), але вважаю, що й погляд Саґандера та Аболіна щодо походження луко-степів Якутії теж має підстави (людина створює умови для повернення попередньої фази історії ландшафтів Лено-вілюйської рівнини).

Але, здається, що появу ізольованих знахідок низки степових рослин на сході Сибіру можна було б пояснити транспортуванням по річках басейну Лени насіння степових рослин з південних районів Забайкалля. І справді: правий доплив р. Лени—р. Вітім—доходить своїми верхів'ями до степів Забайкалля. Але степові рослини трапляються не тільки в басейні р. Лени, а й по рр. Яні (*Ephedra monosperma* С. А. Меу.; В. А. Петров, 58) й особливо Колимі, які протікають у північній частині тайгової та в арктичній зоні і відокремлені від долини Лени Верхоянським та іншими гірськими пасмами.

Отже степові рослини тайгової смуги Якутії (як про це вже висловилися В. Н. Сукачев та Л. С. Берг), а також і арктичної зони східного Сибіру (як це перше в загальних рисах підкреслив А. І. Толмачев, 74), треба вважати за релікти польодовикового ксеротермічного періоду, коли степи взагалі просувалися далеко на північ, у межах східного Сибіру навіть до межі сучасної арктики, а окремі степові рослини й тварини (як побачимо далі) просувалися й далі на північ у межі тундри.

### Аркто-альпійсько-степові цикли форм

Але навряд чи такий контакт арктики та степу обмежувався в часі тільки польодовиковим періодом. Аналізуючи деякі типові арктичні форми, можна знайти їх родинне відношення до степових циклів форм або до таких циклів форм, які включають у себе степові, альпійські та арктичні форми. При чому основні центри розвитку цих потрібних екологічно циклів форм лежать у центральних частинах Азії (група в основному аридних пустельно-степових центрально-азійських центрів). Напр., *Festuca kolymensis* Дробов, яка властива арктичній зоні Колимської окр. Якутії (В. П. Дробов, 28) та Чукотського півострова—Анадирський край, кам'яниста тундра (В. Б. Сочава, 65), за В. П. Дробовим, найближча до степової *Festuca sulcata* Наскел.

Але найцікавіший з цього погляду рід *Oxutropis*. На жаль, ми маємо для цього тільки досить застарілу монографію цього роду А. Бунге [9]. Алеж попередній аналіз цього роду на підставі згаданої монографії та інших даних, розкиданих у різних флорах (напр., П. Н. Крилов, 39; О. та Б. Федченко, 83, 84 та ін.), дає багато цікавого. Я не можу зупинятися тут на цьому детально і наводжу тільки деякі основні моменти.

Рід *Oxytropis* налічує близько 200 видів (за А. Бунге — 181 вид). В основному цей рід центрально-азійський і почасти передньо-азійський; деякі види належать альпійській смузі Середньої Європи; деякі — арктичній смузі Європи, Азії та Півн. Америки; окремі види в скелястих горах Півн. Америки. Особливо багато видів у Джунгаро-алтайському центрі. Щодо умов існування, то можна намітити чотири основні групи: 1) види альпійської смуги гір, 2) види кам'янистих та зіллястих схилів гір і почасти кам'янистих берегів гірських річок, 3) степові та пустельно-степові види, 4) види арктичної смуги. Між першими трьома екологічно-топологічними групами є переходи. Переважають види першої, другої та третьої групи. До більшості секцій цього роду належать види різних екологічно-топографічних груп, частіше перших трьох<sup>1</sup>. Основний центр розвитку цього роду є центральна Азія, зокрема Джунгаро-алтайський та Даурсько-монгольський центри.

Аналогічні явища спостерігаються і в роді *Astragalus* (Taubert, 72; A. Bunge, 8); до нього належать близько 1200 видів, більшість яких поширена в Європі, Азії та Півн. Америці (тут щось 200 видів), також у півн. Африці; деякі види в альпійській смузі гір Африки та Півд. Америки. Для Старого Світу свого часу (1868—69 р.) А. Bunge наводить 971 вид. Основні центри розвитку астрагалів належать до аридної групи центрів, а саме — до середземноморського, передньо-азійського та центрально-азійського центрів. Серед видів астрагалів переважає ксерофітна група — рослини півпустель, степів, кам'янистих відслонень тощо, але, як і в *Oxytropis*, є альпійські та арктичні види. Арктичні види якраз належать переважно до груп *Nemiphragmium Koch* та *Cenantrum Vge*, що більшість видів їх трапляється в центральній Азії (від Гімалаїв до Алтаю та Забайкалля, почасти в Європі, переважно в альпійській смузі; A. Bunge, 8). Окремі види цих груп трапляються також по степових кам'янистих схилах гір (наприклад, *A. vaginatus* Pall. П. Н. Крилов, 39, 1).

Отже в родів *Oxytropis* та *Astragalus* ми знаходимо близьку спорідненість арктичних та степових видів. Основні центри багатства форм цих циклів є гори центральної Азії, при чому окремі альпійські форми заходять далеко на захід — до гір Середньої Європи та на схід до Скелястих гір Півн. Америки. Степові форми також утворюють далекосязні анастомози за межі центральної Азії. Арктичні форми поширені в межах арктики, переважно сходу Евразії, а почасти й Америки.

Як згадувалося вище, А. І. Толмачев [73], розглядаючи проблему походження арктичної флори, досить докладно зупиняється й на питанні про міграцію нагірно-степових елементів (з родів *Oxytropis* та *Astragalus*) в арктику.

А. І. Толмачев так малює розвиток тундрового ландшафту [73].

Наприкінці третинного періоду крайня північ земної кулі була вкрита флорою, що відповідала помірному кліматові (панували ліси). На межі між третинним та четвертинним періодом на півночі Європи, Америки та почасти Азії почало формуватися льодовикове вкриття, що спричинило зникнення лісової рослинності та формування на місці колишніх лісів у тих областях півночі Сибіру та Америки, що не вкривалися льодовиком тундрового ландшафту. Останній склався спочатку „из отдельных более стойких элементов прежней северной флоры и фауны“.

У зв'язку з дальшим розвитком льодовикового вкриття та поширенням перигляціальної області, позбавленої лісу, почався обмін елементами між

<sup>1</sup> Наприклад, у секції *Ogobia* в 28 видів (з них 13 на Алтаї): степових видів — 4 (один у Півн. Америці, решта на сході Европ. частини Союзу, в Зах. Сибіру, Кавказі та Алтаї); видів гірських каменястих та зіллястих схилів гір — 9 (Алтай, Забайкалля, Охотське узбережжя), альпійських видів — 13 (з них на Алтаї — 8); арктичних видів — 2 (з них *O. sordida* (Willd.) Trautv. від півн. частини Скандинавії до Лени, а *O. arctica* R. Br. аркт. Півн. Америка та Скелясті гори на півд. до 40° півн. шир.).



тундрою та альпійськими ландшафтами помірної смуги. Потім, при дальшому скороченні льодовикового вкриття, арктичні (тундрові) елементи, які в межах Євразії виникли, за А. І. Толмачевим, в основному на північному сході Сибіру, де льодовикове вкриття було незначне, мігрували на захід — у Європу. Зміна клімату тривала далі, при чому основними рисами його зробилися загальна сухість та підвищені літні температури (ксеротермічний період). У межах Сибіру зміна клімату викликала велике поширення степів, які, мабуть, вступили в стик із тундрою, і в наслідок цього в тундру мігрували деякі елементи ангарської степової флори та фауни. Одночасно степові елементи дуже поширилися і в Європі, через що в межах області недавнього зледеніння вони частково змішалися з тундровими“.

Отже, за А. І. Толмачевим, „тундровий ландшафт складався в потрітний час на півночі ангарського континенту та меншою мірою Америки, переважно в межах області, зайнятої ним і дотелер“. Основні генетичні типи арктичної флори будуть такі: 1) найстародавніший (ранньо-четвертинний), який виник на початку розвитку тундрового ландшафту з місцевих коренів (арктичні елементи, сказати б, у вузькому розумінні); 2) альпійський, який, за А. І. Толмачевим, грає провідну роль, і зв'язує арктичну флору з стародавніми альпійськими центрами<sup>1</sup> переважно гір південного Сибіру та центральної Азії і почасти Середньої Європи; 3) нагірно-степовий (центрально-азійський) — наймолодший (зв'язаний з ксеротермічним періодом польодовикового часу) і який в характерний переважно для арктичної смуги північно-східного Сибіру та почасти Америки.

Але ця праця А. І. Толмачева з'явилася тоді, коли ще не були опубліковані відомі зведення акад. В. Обручева [52, 53] про зледеніння північної Азії, за якими вся північ Азії була вкрита під час максимального зледеніння льодовиком або фірновими нагромадженнями. Коли це не заперечує погляду А. І. Толмачева щодо формування перших арктичних елементів під час початкових стадій зледеніння з місцевих елементів на північному сході Азії, то в усякому разі малює чимале проходження нагірно-степових форм в арктичну смугу інакше, ніж цитований автор.

Як і серед рослин, відома низка фактів існування степових форм тварин (в усякому разі представників в основному пустельно-степових родів) у тайговій Якутії, а також в арктиці північно-східного Сибіру (також північно-західної Америки). Наприклад, у тайговій зоні, від середньої Лени (від р. Вілюя) до р. Буреї на півдні, поширений якутський ховрах *Citellus jacutensis* Вг., близький до південно-сибірського *C. evermanni* Вг. (С. І. Оболенський, 50, 51; В. Верещагін, 11). А в арктичній смузі (напр., рр. Колима, Анадир) та почасти тайговій (Охотськ, Аян) живе другий вид ховраха *C. (Colobotis) buxtoni* J. Allen, близький до деяких видів з Аляски (С. І. Оболенський, 50, 51; С. І. Огнев, 54). На каменястих місцях арктичної смуги, починаючи від гирла Лени й далі на схід, живе арктичний вид бабака — *Marmota bungei* Kastsch. (Огнев, 54) та ін. (див. також А. Я. Тугарінов, 79; А. С. Берг, 3).

Вищенаведені взаємовідношення в родах *Oxytropis* та *Astragalus*, здається мені, можна пояснити тільки тим, що основні етапи розвитку цих політопологічних циклів відбулися в перигляціальній країні епохи зледеніння північної Азії. Перигляціальна країна, в межах якої й формувалися ці цикли, в усякому разі під час максимального зледеніння (див. карту максимального зледеніння північної Азії у В. Обручева, 52, 53), якраз і охоплює гірські пасма та високогір'я центральної Азії. Безпосередній контакт арктичної та степової смуги спостерігався також і протягом польодовикового ксеротермічного періоду (див. вище).

Згідно з картою зледеніння півн. Азії В. А. Обручева [52], значні

<sup>1</sup> За А. І. Толмачевим, „альпійські ландшафти, очевидно, старіші, ніж тундра“.

підвищення півд. Сибіру, навіть під час максимальної епохи зледеніння, залишилися невідкриті льодовиковим укриттям чи фірновими нагромадженнями. Такі вільні місця були по правобережжю Середньої Лени (по допливах її Алдан та почасти Олекма), по р. Ангарі, між саянською та алтайською пламми зледеніння, в Даурії, в північній Монголії тощо. Навряд чи в цих місцях клімат під час зледеніння був вогкий, особливо в тих вільних від зледеніння країнах, які були прикриті від впливу тихоокеанських мусонів гірськими пасмами. Так, про Середню Лену (вілюйсько-якутська котловина та ін.) А. А. Григор'єв [18] пише в останній своїй праці таке: „Поэтскому если на хребтах (східного Сибіру — Е. Л.) климат и в самом деле был несколько мягче и влажнее, то внизу на равнинах он оставался резко континентальным, будучи вместе с тем в летние месяцы и более холодным, что и вызвало максимальное развитие мерзлоты и сохранение льдов летом, тем более, что точные летние температурные инверсии здесь весьма выражены тогда реэче, чем сейчас (в связи с соседством оледенелых хребтов, где воздух остывал ночью сильнее, чем теперь“).

Отже в пригляціальній області східного Сибіру існували топопозиції для формування ксерофільних форм і під час зледеніння. При цьому, залежно від близькості до льодовиків, могли формуватися різні форми щодо термофільності. На ділянках, що зводувалися флювіогляціальними водами, могли розвиватися мезофільні форми тощо.

В польодовиковий період (і, мабуть, у міжльодовикові періоди) в межах східного Сибіру частина форм центрально-азійського походження поступово просувалася за льодовиком на північ. Крім того, в ксеротермічну фазу польодовикового періоду навіть типові ксерофільні степові форми з центрально-азійських центрів просувалися далеко на північ, поки не зімкнулося лісове тайгове кільце, яке тепер становить непрохідний бар'єр для центрально-азійських міграцій на північ в арктику.

Я, звичайно, ні в якому разі не хочу сказати, що вся арктична флора є дериват в основному степової флори центральної Азії. Звичайно, як це частково зазначено вище, арктична флора має глибокі генетичні зв'язки з стародавніми альпійськими флорами Євразії, з бореальними центрами тощо. Але намічається певний зв'язок її з степовими (вірніше гірсько-степовими, які в той самий час в тою чи тою мірою й альпійські) циклами форм центрально-азійського центру.

Контакт аркто-альпійських форм навіть з півпустельними можна знайти й тепер у позбавлених суцільного лісу горах північної Монголії. Напр., у районі Чуйських Альпів і Чуйського Степу (півд.-сх. Алтай) можна спостерігати безпосереднє прилягання півпустель на сухих каменястих бурих ґрунтах до високогірської тундри (В. І. Баранов, 2). Те саме наводить і А. Я. Тугарінов [81] для авіофауни Монголії, для верхньої смуги гір, де тваринне населення високогірського степу починає змінюватися формами гірсько-альпійських тундр з низкою арктичних елементів. Аналогічні явища, мабуть, були ще більше поширені в перигляціальній зоні під час зледеніння.

### **Зв'язок між арктичною та степовою фауною під час четвертинного періоду**

Аналогічні зв'язки між фауною арктики та степу вже констатували зоологи на підставі як палеонтологічного, так і фауністичного матеріалу. У зв'язку з цим зупинимося на відповідних зоологічних даних, яких не може обминати фітогеограф, що хоче з'ясувати характер рослинності наших сучасних степових рівнин під час зледеніння.

Спинімося спочатку на даних палеозоології, які документально констатують суміш арктичних та степових видів тварини у перигляціальній зоні протягом останнього льодовикового періоду та на початку польодовикового.

Цікаво, що цілком один тип суміші арктичних та степових форм констатовано в межах Союзу, як для палеоліту північного Криму, так і для палеоліту Афонтової гори в околицях Красноярську.

Особливе значення для міркування про характер рослинності рівнин півдня Європейської частини Союзу мають праці Г. Бонч-Осмоловського [6] та А. А. Бирулі [4,5] про палеоліт Криму.

Палеозоологічні дані дають досить певну картину зміни фауни Криму (північна частина гірського Криму) з кінця останнього міжльодовикового періоду. На підставі вивчення *Carnivora* кримського палеоліту, А. А. Бируля [5] так характеризує історію пізньо-четвертинної фауни Криму: „Степная фауна кінця межледникового періода по мере похолодання в зв'язи с наступлением ледника однако мало беднеет [исчезает (?) только корсак]; она даже обогащается рядом лесных и таежных хищников (рысь, бурый медведь, дикий кот, горноста́й), а во время наибольшего холода, в мустье и ориньяке, в Крыму появляется даже обитатель тундры песец<sup>1</sup>. Тем не менее в течение всего холодного периода палеолита в составе крымской фауны остаются и степняки, как например степной хорек, корсак, ушедший (?) из Крыма только на сравнительно короткое время, а также и лев, если предположить, что в палеолите он жил среди такого же степного ландшафта, как ныне в Африке“.

У другій праці про *Rodentia* кримського палеоліту А. А. Бируля [4] так характеризує історію кримської фауни гризунів наприкінці четвертинного періоду. „С кінця последнего межледникового периода в течении палеолита крымская фауна грызунов сохраняла в общем резко выраженный степной характер даже с пустынным оттенком (*Lagurus luteus*, *Criatus evermanni*); во время наибольшего оледенения (мустье) замечается примесь лесных обитателей (*Lepus timidus*, *Castor fiber*, *Evotyrax glareolus*); из них последний вид мог проникнуть в Крым только по лесным колкам, возникшим, вероятно, в то время в западной части степей и связавшим северные леса с крымскими горными лесами. Однако, одновременно с лесным, холодным ландшафтом в горах (*Betula*, *Sorbus*) внизу существовали обширные степные и даже пустынно-степные участки с соответствующей фауной“.

Крім решток тварин, з палеолітичних стоянок Криму А. Ф. Гаммерман [6, 14] дослідив також і рештки деревного вугілля. Решток степових та арктичних рослин не знайдено. Найцікавіша велика кількість березового вугілля протягом останнього льодовикового періоду; це вказує на реліктовий характер берези в Криму. Як відомо, тепер береза в Криму трапляється дуже рідко і в обмеженій кількості екземплярів.

З наведених палеозоологічних фактів можна зробити такі висновки. По-перше, арктична фауна, що в основному була поширена по периферії материкового льодовика, у вигляді своїх окремих представників (песець, північний олень) доходила навіть до північної частини кримських гір. Подруге, ці арктичні тварини в межах північного Криму (а, мабуть, і на південній Україні) стикалися з степовою й навіть пустельно-степовою фауною, що тут на цей час переважала. У сучасний геологічний момент між арктичною та степовою смугою простягається широка лісова смуга (тайга), що унеможливило безпосередні міграції арктичних елементів у степову смугу. Навпаки, протягом усього разі останнього льодовикового періоду (вюрм), як це показують вищевведені факти, арктична та степова смуга або безпосередньо стикалися на терені України, або у всякому разі розташовувалися настільки близько одна від одної, що взаємні міграції арктичних та степових елементів були цілковито можливі.

<sup>1</sup> У повному списку палеолітичної фауни Криму, що її, за визначенням А. А. Бирулі, опублікував Г. Бонч-Осмоловський [6] у нижньому ориньяку (початок льодовикового періоду) разом з *Vulpes lagopus* існував і північний олень *Bangifer tarandus*. Протягом усього ориньяка (льодовиковий період) разом з арктичним песцом існували такі степові тварини, як *Saiga tatarica*, *Vulpes corsac*, кінь та інші.

Аналогічні вказівки на певну домішку арктичних фауністичних елементів до основного степового ядра ми маємо й для України в останній праці І. Г. Підоплічки [59]. Він для палеолітичної стоянки біля Журавки (Лубенщина на Полтавщині), вік якої визначує (В. І. Крокос) за вюрмський інтерстадіал, наводить разом із степовими формами (*Marmota bobak* Müll., *Citellus rufescens* Keys et Blas, *Saiga tatarica* ?)<sup>1</sup> також північного оленя.

Цілком аналогічну фауну констатував В. І. Громов [20] у палеоліті Афонтової гори біля Красноярську. В. І. Громов залічує час цієї пізньопалеолітичної стоянки до післяльодовикового часу, „возможно, отвечающему самому концу второго оледенения в Сибири или вюрмского в европ. части СССР, а в культурно-хронологическом отношении позволяющему сблизить нашу стоянку с группой мадленских стоянок Русской равнины“. У цій стоянці констатовані (В. І. Громов, 20 і А. Я. Тугарінов, 81) такі степові форми, як *Saiga tatarica* (сайга), *Equus hemionus* (джигетай), гірські форми, як *Ovis ammon*, *Capra sibirica*, лісові форми, як *Cervus elaphus* (олень), козуля (*Careolus pygargus*), ведмідь (*Ursus* sp.), і такі арктичні форми, як північний олень (*Rangifer tarandus*) і навіть песець (*Vulpes lagopus*), біла куріпка (*Lagopus lagopus*) та тундряна куріпка (*Lagopus mutus*). Знайдено також рештки мамута.

В. І. Громов [20] так малює ландшафт околиць стоянки: „обширные безлесные пространства, горы, почти лишенные древесной растительности степи, а местами тундра, с типичными для нее северными оленями, песцами и зайцами, среди которых бродили стада мамонта, были характерными ландшафтами того времени“.

„В холодные снежные зимы северные животные далеко проникали на юг, а весной, когда степи покрывались сочной растительностью, среди них появлялись дикие лошади, сайгаки, быки. В болотных озерах и заводях, остатках усыхающего Енисея, в густых зарослях кустарника, окружающих их берега, ютилось, вероятно, немало болотных птиц. Безлесные участки изобиловали белой куропаткой, во множестве истреблявшейся охотниками. Голые скалы в горах оживлялись стройной фигурой козла (*Capra sibirica*) и аммона, а там, где горы покрывались уже древесной растительностью<sup>2</sup>, было не трудно найти росомаху, медведя, косялю, марала. Широкий Енисей был в то время могучей жизненной артерией, одинаково привлекавшей животных и человека“.

А. Я. Тугарінов [81] у сучасних ландшафтах знаходить аналоги цьому „копальному“ ландшафтові в горах Монголії, а В. І. Громов — почасти в ландшафтах норильських (69° п. ш.) гір, по нижньому Єнісею.

Фазу існування цієї стоянки В. І. Громов [20] в основному зв'язує з сухою епохою після другого зледеніння, з кліматом м'якшим, ніж під час самого зледеніння. „Все еще многочисленные в начале фазы мамонты, песцы, северные олени, а из птиц белые куропатки постепенно теснятся к северу степной фауны: лошади сайга, быки. Одновременно идет трансгрессия степей. Наличие обширных безлесных пространств делает возможным в это время общение между животными северных и южных зоологических станций“.

„В конце этой эпохи, в связи с ухудшением климата и развитием полос лесов, наступающих с востока, примерно между 60—70° с. ш., постепенно отшнуровываются значительные участки открытых пространств и, наконец,

<sup>1</sup> Прим. від Ред. І. Г. Підоплічка перевіркою остеологічного матеріалу з Журавки в Ленінграді встановив, що декілька фрагментів, які приписувано сайзі, — до цього виду не належать.

<sup>2</sup> В. І. Громов, маючи на увазі, що переважають рештки тварин відкритих просторів (віллістих ценозів), уважав, що ліси траплялися тільки окремими масивами в горах. А. Ф. Гаммерман [15] визначила для цієї стоянки по вуглях тільки *Salix* sp. та *Larix* sp. Верба утворювала зарості по берегах Єнісея, а модрина (*Larix* sp.) утворювала колки по схилах гір (В. І. Громов, 20).

связь между северными и южными частями окончательно прекращается. Проникшие далеко к северу мамонты и вместе с ними многие степные животные вымирают там под натиском северной тундры и холода. Сплошная полоса лесов является для них непреодолимой преградой для миграции к югу“.

„Одновременно наступающая к югу (от 60°) тайга теснит оставшуюся перед нею фауну степи, захватывая ее на пути и окружая сплошным кольцом леса. Отдельные пятна степей вместе с реликтовой флорой и фауной среди моря тайги сохранились до настоящего времени в бассейне Енисея (та в бассейне Лени, Колими — Е. Л.), как свидетели недавнего прошлого“.

„Интересно заметить, что близкая последовательность в изменениях фаунистических и культурных может быть констатирована и для Европейской части СССР“.

Як відомо, палеонтологічні дані показують, що в межах східного Сибіру степові тварини просунулися на північ включно до тундри новосибірських островів (И. Черский, 85; Е. Толь, 75. М. Павлова, 56, К. А. Волосович, 13, Вера Громова, 19; карта поширення печерного лева). У постпліоценових відкладах цих островів знайдено кістки таких степових тварин, як сайга, кінь, тигр, печерний лев (?), а також кістки носорога та мамута. Згідно з К. А. Волосовичем, ці знахідки носорога та мамута можна залічити до міжльодовикової епохи, а рештки коня та сайги — до польодовикового періоду (цитую за В. Н. Сукачевим, 69). До цієї думки Волосовича приєднується й В. Н. Сукачев [69].

Як зазначено далі, низка фаунистичних даних також potwierджує цю велику степову міграційну хвилю на крайній північний схід Сибіру наприкінці четвертинного періоду.

Згідно з авіофаунистичними даними, які опублікував В. В. Станчинський [66, 67], аналогічна степова (за В. Станчинським, пустельно-степова) міграція в польодовиковий час відбулася (у „пустельно-степовий період“, за В. В. Станчинським) і в Європейській частині Союзу і дійшла на півночі до лінії кол. Петербургська — Казанська губ.; отже не дійшла до межі сучасної арктики Європейської частини Союзу.

Перейдімо тепер до фаунистичних даних про зв'язки між арктичною та степовою фауною Євразії.

За останні роки опубліковано декілька праць про історію походження арктичної фауни, зокрема акад. М. Мензбіра [46] та А. Я. Тугарінова [79, 80].

Акад. М. Мензбір рішуче заперечує проти класичної схеми Нерінга — зміни фаун під час льодовикової та польодовикової епохи. Він вважає, що є „генетичний зв'язок фауни тундри та степу (переважно степів центральної Азії)“. Далі він висловлює таку тезу: „Тундра на півночі європейсько-азійсько-американського континенту ще не існувала до часу великого зледеніння Європи; тундра з її характерною флорою та фауною почала розвиватися в перигляціальній зоні (Randgebieten) колосального глетчера, який вкривав більшу частину Європи“.

А. Я. Тугарінов висловлюється не так категорично, але він теж визнає тісний генетичний зв'язок певної значної частини арктичної фауни з центрально-азійською фауною.

Далі цитуємо його останню працю — тези доповіді про походження арктичної фауни для II конференції в справі вивчення четвертинного періоду Європи (80). Треба сказати, що цей автор приєднується до основних тверджень А. Ф. Толмачева [74] щодо походження тундрового ландшафту.

А. Я. Тугарінов зазначає тут, поперше, що „частями суши, где шло формирование арктической фауны не оледеневших пространств, следует

считать также местности, расположенные к югу грани оледенения". Цю територію на південь від зледеніння він поділяє на західну (на схід до Єнісея) та східну частину. У західній частині формувалися арктичні тварини, що пристосувалися до більш гігрофільних умов західної частини перигляціальних просторів, і далі, після зникнення льодовика, відійшли на північ, у межі сучасної арктики Європи та західного Сибіру. Навпаки, на сході перигляціальних просторів формувалися арктичні тварини „пустынно-тундрового“ типу, що потім заселили арктику північного сходу Азії. А. Я. Тугарінов вважає, що північно-східний куток Сибіру не був укритий льодовиком і тут теж формувалися „пустынно-тундровые“ тварини. Але це не відповідає новим картам великого зледеніння Сибіру, що їх опублікував акад. В. А. Обручев [52]. За даними Обручева, весь північний Сибір, включаючи й Чукотський півострів та Камчатку, був укритий льодовиком, залишаючи вузьку незледенілу смужку на Охотському узбережжі. Таким чином усі пустельно-тундрові типи в усякому разі почали формуватися під час максимального зледеніння в південній частині Сибіру.

А. Я. Тугарінов [80] так характеризує умови формування східної та західної частини перигляціалу:

„6. Указанная территория (северо-восток и восток Сибири — Е. Л.), отличающаяся малым количеством осадков, что обусловило отсутствие материкового оледенения, характеризовалась холодным и сухим климатом, близким к климату пустыни. Поскольку на востоке Сибири и в более высоких широтах в то время уже определился холодно-континентальный климат, это повело к общению и обмену фаун экологически однородного пустынно-тундрового типа. Сказанным объясняется наличие в арктичной фауне элементов южно-азиатского происхождения“.

„7. В странах, граничащих с областями сплошного оледенения, как напр., Восточная Европа, Западная Сибирь, испытавших значительно большее увлажнение, мы должны представить себе развитие ландшафтов, соответствующих мохово-болотистой тундре, с многочисленными водоемами и кустарниковой растительностью. Здесь протекала жизнь тех форм, которые были оттеснены с севера, а также видов западного происхождения. И те и другие не распространялись к востоку (за Енисей), так как там они встречали не свойственные им условия континентальности“.

І далі:

„9. Развившаяся во время вюрма ксеротермность позволила обитателям востока Азии широко двинуться на запад и обогатила его фауну азиатскими элементами, чтобы вслед за наступившим потеплением и увлажнением снова исчезнуть“.

„10. Вслед за отступанием ледника, освобождавшиеся территории занимались животными, обитавшими на грани оледенения. Поскольку климатический режим востока Азии попрежнему оставался резко континентальным, сюда не проникли в сколько-нибудь значительном числе формы запада Палеарктики или Неарктики“.

Як показали дослідження палеозоології новосибірських островів (див. вище), ці міграції південних континентальних форм (як сайга, бізон, кінь) на північ (мабуть, як в останній міжльодовиковий період, так і в польодовиковий) досягали навіть зазначених островів, коли вони ще були частиною материка.

Всі ці флористичні, палеозоологічні та фауністичні факти дозволяють зробити такі висновки:

1) Протягом зледеніння по периферії материкового льодовика тепер типові арктичні тварини та, мабуть, і рослини змішувалися з типовими степовими формами (перигляціальні степи).

2) Протягом певних ксеротермічних моментів післяльодовикового періоду певні тепер типові степові форми (як сайга, кінь — з тварин, вищезазначені

осоки та ін. — з рослин) заходили в східному Сибіру на північ у сучасну арктику; при чому, виходячи з палеоботаничних даних, у межах новосибірських островів, ця арктика під час цих міграцій була типу „южної половини тундрової зони“ (А. І. Толмачов, 74). Степові та лісостепові ценози в цей час доходили, у всякому разі, до Середньої Якутії.

3) В Азії в перигляціалній зоні певна частина арктичних форм формувалася з гірсько-степових континентальних типів; тепер арктичні деривати їх, після таяння льодовика, піднялися на північ, у сучасну арктичну зону (де остаточно й сформувався).

31. XII 1932. Харків.

## ЛІТЕРАТУРА

1. Р. И. Аболін. Геоботаническое и почвенное описание Лено-вилюйской равнины. Труды Комиссии по изучению Якутской Автономной Советской Социалистической Республики. Академия Наук СССР. Том X. Ленинград, 1929 г.
2. В. И. Баранов. Вертикальная зональность растительности в горах юго-восточного Алтая. Дневник Всесоюзного съезда ботаников в Москве в январе 1926 г. Москва, 1926 г.
3. Л. С. Берг. Ландшафтно-географические зоны СССР. Сельхозгиз. М — Л, 1931.
4. А. А. Бируля. Предварительное сообщение о грызунах (Rodentia) из четвертичных отложений Крыма. Доклады Академии Наук СССР, 1930.
5. А. А. Бируля. Предварительное сообщение о хищниках (Carnivora) из четвертичных отложений Крыма. Доклады Академии Наук СССР, 1930.
6. G. Vence-Osmolovsky. La paléolithique de Crimée. Бюлетень Комиссии по изучению четвертичного периода. Ак. Наук СССР, 1929, № 1.
7. Britton and Brown. Illustrat. Flora of the Northern United States, Canada and the British Possessions.
8. A. Bunge. Generis Astragal species gerontogaeae. Pars prior. Claves diagnosticae. Мém. de l'Acad. Imp. d. sc. d. st. Petersb. Ser. VII. T. XI. № 16. 1869. Pars altera. Specierum enumeratio. Ibid., t. XV. № 1, 1869.
9. A. Bunge. Species generis Oxytropis D. C. Мém. de l'Acad. Imp. d. sc. d. st. Petersb., VII ser. T. XXII. 1874. № 1.
10. Н. А. Буш. Флора Сибири и Дальнего Востока. Вып. 1—4. С.-Петербург — Ленинград, 1913—1926.
11. В. Верещагин и К. Плятер-Плохацкий. Якутский суслик (*Citellus jacutusis* Br.) в опыты борьбы с ним в Амурском округе Д.-В. края. Изд. журн. „Путь Дальне-восточного крестьянина“. Благовещенск, 1930.
12. Д. Г. Виленский. Засоленные почвы, их происхождение, состав и способы улучшения. Изд. „Новая Деревня“. Москва, 1924.
13. К. А. Волосович. Мамонт острова Большого Ляховского (Ново-Сибирск. о.) Записки Минералогического Общества. 2 сер. 1914.
14. А. Ф. Гаммерман. Итоги изучения флоры палеолита по остаткам древесного угля. Тезисы к докладам на II конференции Ассоциации по изучению четвертичного периода Европы. Ленинград, 1932 г.
15. А. Ф. Гаммерман. Остатки угля из очажных слоев Афонтовой горы. Труды Комиссии по изучению четвертичного периода. Изд. Акад. Наук СССР. Ленинград, 1932.
16. К. Д. Глинка. О нарушении общей зональности почв Евразии в Зап. Забайкалье и Якутской области. Почвоведение, 1912, № 4.
17. К. Д. Глинка. Почвоведение. 4 (посм.) изд. Гос. с.-х. издат. Москва — Ленинград, 1931.
18. А. А. Григорьев. Об оледенении территории Якутии в четвертичный период. Труды Комиссии по изучению четвертичного периода. Том I. Изд. Акад. Наук СССР. Ленинград, 1932.
19. Вера Громова. Новое из истории четвертичной флоры млекопитающих СССР. „Природа“, 1932, № 8.
20. В. В. Громов. Геология и фауна палеолитической стоянки Афонтова гора II. Труды комиссии по изучению четвертичного периода. Том I. Издание Академии Наук СССР. Ленинград, 1932.
21. А. А. Гроссгейм. Флора Тальша. Тифлиси, 1926.
22. Г. И. Доленко. Долина р. Лены близ Якутска. Предварительный отчет по организации и исполнению работ по исследованию почв Азиатской России в 1912 г. Под ред. К. Д. Глинка. С.-Петербург, 1913.
23. Г. И. Доленко. Части Лено-вилюйского водораздела Якутской области. Предварительный отчет об организации и исполнении работ по исследованию почв Азиатской России в 1914 г. Петроград, 1916.

<sup>1</sup> Работы Г. И. Доленка та К. К. Нікіфорова цитую за Р. І. Аболіном [1].

24. Г. И. Д о х м а н. Фитосоциологический анализ растительного покрова Старобельск. целинных степей. Известия Ассоциации научно-исследоват. институтов при физико-математическом факультете 1-го Моск. гос. университета. Т. III, № 2—А, 1930.
25. Д Д р а н и ц ы н. Вторичные подзолы и перемещение подзолистой зоны на севере Обь-Иртышского водораздела. Изв. Докучаевского почвенного комитета. 1914 г., № 2.
26. В. П. Д р о б о в. Краткий очерк растительности в районе Якутско-Усть-Майского тракта. Предварительн. отч. о бот. исследовании в Сибири и Туркестане в 1912 г. С-Петербург, 1913.
27. В. П. Д р о б о в. Растительность в районе Якутско-Усть-Майского тракта Якутской области и окр. Труды Почв. бот. экспед. по исслед. кол. районов Аз. Р. Ч. II. Ботанические исследования до 1912 г. Под. ред. Б. А. Федченко. Вып. I. Петроград, 1914.
28. В. П. Д р о б о в. Представители секции *Ovinæ* Fr. рода *Festuca* L. в Якутской области. Труды Ботанического музея Академии Наук. Вып. XIV. Петроград, 1915.
29. В. П. Д р о б о в. Общий очерк растительности в бассейне рек Нижней Тунгуски и Вилюя. Предварит. отчет о бот. исследов. в Сибири и Туркестане в 1914 г. Под. ред. Б. А. Федченко. Петроград, 1916.
30. К. М. З а л е с с к и й. Материалы к познанию растительности Довских степей. Работа исполнена и издана на средства Сенного отдела Донского областного продовольственного комитета. Ростов на Дону, 1918.
31. Д. К. З е р о в. Декілька нових і рідких для флори Кременчуцької округи видів. Укр. ботаничний журнал, кн. III. Київ, 1926.
32. Ю. Д. К л о п о в. До історії рослинного вкриття України. ВУАН. Труды Природничо-технічного відділу, 1—2. № 10, 1930. „Четвертинний період“, вип. 1—2.
33. А. K o z ł o w s k a. La variabilité de *Festuca ovina* L. en rapport avec la succession des association steppiques du plateau de la Petite Pologne. Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences et de Lettres. Classe de Sc. Mathem. et Natur. Serie B. Sc. Natur. Cracovie, 1925.
34. Б. М. К о з о - П о л я н с к и й. В стране живых ископаемых. Госуд. учебно-педагогич. издат. Москва, 1931.
35. В. А. К о м а р о в. Флора Манчжурии. Томы: I, II, 1, 2; III, 1, 2. Труды С.-Петербургского ботанического сада. Томы: XX, 1901; XXII, 1, 1903; XXII, 2, 1904; XXV, 1, 1905; XXV, 2, 1907 г. С.-Петербург.
36. В. А. К о м а р о в. Введение в изучение растительности Якутии. Труды Комиссии по изучению Якутск. Автономной Советской Социалистической Республики. Академия Наук СССР. Том I Ленинград, 1926.
37. В. А. К о м а р о в. Флора Камчатки. I—III. Академия Наук СССР. Ленинград, 1927—1929—1930.
38. М. Ф. К о р о т к и й. Степные явления в Баргузинской тайге. Предварительный отчет о ботанических исследованиях в Сибири и в Туркестане в 1914 г. Петроград, 1916.
39. П. Н. К р ы л о в. Флора Алтая и Томской губернии. Томск.
40. П. Н. К р ы л о в. Флора западной Сибири, вып. I—VI. Томск, 1927—1931.
41. Н. И. К у з н е ц о в. Опыт деления Сибири на ботанико-географ. провинции. Изд. Акад. Наук. 1912, № 14.
42. G. K ü e n t h a l. Cyperaceae — Caricoideae. Das Pflanzenreich (Engler-s). IV, 20. Leipzig, 1909.
43. Д. И. Л и т в и н о в. Геоботанические заметки о флоре Европейской России. Bulletin de la Société des Naturalistes de Moscou. 1890.
44. П. М а е в с к и й. Флора Средней России. Издание 5-ое, исправленное и значительно дополненное Д. И. Литвиновым. Москва, 1917.
45. K. Fr. M e i n s h a u s e n. Cyperaceen der Flora Ruslandns. Труды С.-Петербургского ботанического сада. Том XVIII, в. III. С.-Петербург, 1901.
46. M. M e n z b i e r. Ueber die Entstehung der Fauna der Tundra (О происхождении фауны тундры). Bulletin de la Société de Naturalistes de Moscou. Section biol. Anné 1923—1924. Nouv. serie Tome XXXII, 1. 1—2. (Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отд. биол.; год 1923—1924. Новая серия).
47. К. К. Н и к и ф о р о в. Якутско-Усть-Мая (краткий почв.-географ. очерк Усть-Майского района Якутской обл.). Предварительн. отчет по организации и исп. работ по исследов. почв Азиатск. России в 1912 г. С. Петербург, 1913.
48. К. К. Н и к и ф о р о в. В верховьях Нижней Тунгуски и правых притоков среднего течения Вилюя. Предварит. отчет по организ. и исп. работ по иссл. почв Азиатской России в 1914 г. Петроград, 1916.
49. S. O b o l e n s k i j. Materials for the quaternary fauna of mammals in Siberia. Доклады Академии Наук. 1926.
50. S. O b o l e n s k i j. Aprelimianry review of the palaeartic sousliks (*Citellus* and *Spermophilops*). Доклады Академии Наук СССР. 1927.
51. С. И. О б о л е н с к и й. Руководство к определению сусликов палеарктики. Защита растений от вредителей (журнал). Т. IV, № 1. Ленинград, 1927.
52. В. А. О б р у ч е в. Оледенение Северной Азии. „Природа“. 1930, № 5.
53. В. А. О б р у ч е в. Признаки ледникового периода в Северной и Центральной Азии. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. Ак. Наук СССР. № 3, Ленинград, 1931.



54. С. И. Огнев. Млекопитающие северо-восточной Сибири. Изд. „Книжное дело“. Владивосток, 1926.
55. С. Н. Ostenfeld. Flora arctica. Copenhagen, 1902.
56. М. Павлова. Описание ископаемых млекопитающих, собранных русской полярной экспедицией. Записки Рос. Акад. Наук. VIII, сер. XXI, 1906.
57. И. К. Пачоский. Флора Херсонской губ., ч. I. Новороссийское общество естествоиспытателей. Херсон, 1914.
58. В. А. Петров. Флора Якутии, вып. 1. Папоротники-злаки. Академия Наук СССР. Комиссия по изучен. Якутской Автономной Социалистической Советской Республики. Ленинград, 1930 г.
59. I. G. Pidoplitshka. Die Fauna der quartären Säugetiere der Ukraine. Ukrainische Akademie der Wissenschaften quarterkommission an dem Katheder für dynamische Geologie. „Die Quartärperiode“. Lief. 4. Kyjiw, 1932.
60. М. Г. Попов. Экологические типы растительности пустынь южного Туркестана. Известия Главного ботанического сада. 1925.
61. А. И. Прасолов. Почвенная карта СССР. Составлена по материалам Почвенного ин-та Акад. Наук. Масштаб: 1:10. 400.000. Издание Госуд. картографич. ин-та НТУ В.С.Н.Х.
62. Р. Ю. Рожевиц. Злаки (Gramineae), чч. I—IV. Б. А. Федченко. Флора Азиатской России. Вып. 2, 6, 12. С.-Петербург—Ленинград, 1912—1924.
63. Р. Ю. Рожевиц. Перечень злаков Русского Туркестана. Труды Главного ботанического сада. Т. XXXVIII. Петроград, 1923.
64. П. А. Смирнов. Ковыли юго-востока. Отд. отд. из „Флоры юго-востока“, вып. 2. Ленинград, 1928.
65. В. Б. Сочева. О некоторых интересных растениях Анадырского края. Журнал Русского ботанического общества. Том 15, № 4. 1930, Гиз.
66. В. В. Станчинский. Последниково-ые изменения Европейской России по данным современного распространения птиц. Известия Географического ин-та. 1922, № 3.
67. В. В. Станчинский. Очерк фауны Смоленской губ. Сельское-хозяйство Смоленской губернии. Смоленск, 1924.
68. В. Н. Сукачев. Исследование растительных остатков из пищи мамонтов. Научные результаты экспедиц, снаряженной Акад. Наук для раскопки мамонта. Том III, 1914 г.
69. В. Н. Сукачев. К вопросу об изменении климата и растительности на севере Сибири в послетретичное время. „Метеорологический вестник“, XXXII, 1922.
70. Г. Н. Тауфилев. Доисторические степи Европ. России. Землеведение. 1896, кн. 2.
71. Г. Н. Тауфилев. Главнейшие черты растительности России. Дополнение к книге Е. Варлинга. Распределение растений. Изд. акц. общества Брокгауз—Эфрон. С.-Петербург, 1902.
72. P. Taubert. Leguminosae. A. Engler und K. Prantl. Die natürlichen Pflanzenfamilien. III. Teil. 3. Abt. Leipzig, 1894.
73. А. И. Толмачев. О происхождении тундрового ландшафта. „Природа“, 1927, №9.
74. А. И. Толмачев. Растительность эпохи мамонта в арктической Сибири. Дневник Всесоюзного съезда ботаников в Ленинграде в январе 1928 г. Ленинград, 1928 г.
75. Э. Толь. Очерк геологии Новосибирских островов. Записки Рос. Акад. Наук. VII, сер. XXI, 1899.
76. E. R. Trautvetter. Plantas Sibiriae borealis ab. A. Czekanowski et T. Mueller annis 1874 et 1875 lectas. Труды И. с.-петербургского ботанического сада (Acta Horti Petropolitani). Т. I, fasc. 1. С.-Петербург, 1877.
77. E. R. Trautvetter. Flora riparia Kolymensis. Acta Horti Petropolitani. V. 1878.
78. E. R. Trautvetter. Syllabus plantarum sibiriae boreali-orientalis a D-re Alex. a Bunge fil. lectarum. Acta Horti Petropolitani. X. 1887.
79. А. Я. Тугаринов. О происхождении арктической фауны. „Природа“, 1929, № 7—8.
80. А. Я. Тугаринов. История происхождения арктической фауны. Тезисы к докладам на 2-й Конференции по изучению четвертичного периода Европы. Ленинград, 1932.
81. А. Я. Тугаринов. К характеристике четвертичной орнитофауны Сибири. Труды Комиссии по изучению четвертичного периода. Том. I. Изд. Акад. Наук СССР. Ленинград, 1932 г.
82. О. Федченко. Флора Памира. Собственные исследования 1901 года и свод предыдущих. Acta Horti Petropolitani, t. XXI, СПб, 1903.
83. O. et V. Fedtschenko. Conspectus Florae Turkestanicae Beihefte zum Botan. Centralblatt. Bd. XXII. Abt. II. 1907.
84. Б. А. Федченко, Н. А. Базилевская и А. Г. Борисова. Leguminosae. Флора юго-востока Европейской части СССР, вып. V, Ботанический сад А. Н. СССР. Сельхозгиз, 1931.
85. И. Д. Черский. Описание коллекции послетретичных животных, собранных Новосибирской экспедицией 1885—1886 г. Приложение к XV тому „Записок И. Академии Наук“. № 1. С.-Петербург, 1891.
86. Т. О. Юринский. Материалы к изучению флоры Якутской области. Труды Юрьевского ботанического сада. Т. XII, вып. 3, 1911 г.

## ZUSAMMENFASSUNG

Der Verfasser behandelt zunächst die Frage über die Erscheinungen der arktisch-Steppendisjunktion, die sich darin äussert, dass eine Anzahl von Steppenpflanzen an von dem gesamten Steppenareal im arktischen Gebiet isolierten Orten, hauptsächlich im östlichen Sibirien vegetieren. Das gesamte Hauptareal dieser Steppenpflanzen liegt in dem Steppen- und teilweise im Wüstengebiet von Eurasia, beginnend vom Mitteleuropa und gegen Osten bis zum nördlichen China und der Mandchurei. Alle diese Steppenpflanzen werden gleichfalls, vom gesamten zentral-eurasiatischen Areal mehr oder minder isoliert, in der Jakutischen Taiga, hauptsächlich in den Grenzen des Lena-Wiluj Flachlandes angetroffen. In den Grenzen des erwähnten Flachlandes, vorwiegend auf den Terrassen des Lenaflusses und des seinen Nebenflüsse bilden diese Steppenpflanzen, vergemeinschaftet mit einer Anzahl sonstiger Steppen- und Galopitpflanzen, die in das arktische Gebiet nicht eindringen, ganze Zonen von Wiesensteppen, von Solontschak- und Solonetzboden.

Zu der Zahl solcher Steppen- und Wiesen-Steppenpflanzen, an welchen die arktisch-Taiga-Steppendisjunktion beobachtet wird, gehören im Osten Sibiriens folgende Arten:

*Agropyrum cristatum* (L.) P. B.<sup>1</sup>  
*Carex supina* Wahlenb.  
*C. stenophylla* Wahlenb.  
*Anemone silvestris* L.  
*Sisymbrium junceum* M. B.

*Astragalus Hypoglottis* L.  
*Linum perenne* L.  
*Senecio campestris* D. C.  
*Myosotis silvatica* Hoffm.  
*Pedicularis comosa* L.

Insbesondere kennzeichnend ist die Verbreitung von *Carex supina* Wahlenb. (siehe Karte). Dieses Steppenriedgras weist die folgende Arealsdifferentiation auf.

- 1) Das Haupt-, Steppen-, zentral-eurasiatisches Areal.
- 2) Das Steppenareal in Nord-Amerika.
- 3) Das isolierte Areal im Taigagebiet des mittleren Jakutenlandes (das Lena-Wiluj Flachland).
- 4) Isoliertes Vorkommen im arktischen Gebiet an der Mündung des Kolymaflusses.
- 5) Isoliertes kleines Areal ebenfalls im arktischen Gebiet, auf der Tschukotsky Halbinsel im Becken des Flusses Anadyr.
- 6) Isoliertes arktisches Areal am Süden von Grönland<sup>2</sup>.

In Übereinstimmung mit A. I. Tolmatschew und L. S. Berg ist der Verfasser der Ansicht, dass diese Formen in die arktischen Gebiete (vorwiegend des kontinentalen nordöstlichen Sibiriens, gegen Osten vom Enissej) während der trockenen xerothermischen postglazialen Periode eingedrungen sind, zu welcher Zeit einige Steppentiere (wie *Saiga tatarica*, zum Teil das Pferd) und solche im Allgemein südliche Faunavertreter wie der Tiger, selbst die Tundren der jetztzeitigen Neu-Sibirien Inseln erreichten.

Was das Vorhandensein einer Anzahl von Arten, die zu den Steppenzentralasiatischen Geschlechtern *Oxytropis* und *Astragalus* gehören, anbelangt, so meint der Autor, dass diese Arten sich in der periglazialen Vereisungszone Sibiriens zu bilden begannen, wenn die arktische Zone in das mittlere und sogar südliche Sibirien infolge der Vereisung rückte und hier mit der Wüsten-Steppenflora des zentralen Asiens in unmittelbare Berührung kam.

<sup>1</sup> Kam vor in arktischen Gebieten nur zur Zeit des Mammuts.

<sup>2</sup> Die übrigen von den obenerwähnten Steppenarten dringen in Grönland nicht ein.

# Четвертинна фауна з терас пониззя р. Псла

В. Г. Бондарчук

## Die Quartärfauna aus den Terrassen der Niederung des Flusses Psel

W. G. Bondartschuk

У пониззі р. Псла, як установлено на півночі від Богачки працями В. І. Крокоса, та від Устивиці до м. Манжолії, де до Псла доходить давня тераса р. Дніпра, — працями моїми, — поширені тераси: 1) Безлесова надпіймова тераса; подекуди на цій терасі трапляються великі ділянки, вкриті пісковими масивами, тоді її можна розглядати як піскову терасу. 2) Тераса з одним поверхом лесу. Ця тераса в пониззі р. Псла виявляє подвійний ступінь при однаковій будові. 3) Тераса з двома поверхами лесу. 4) Тераса з трьома поверхами лесу й мореною. Останньої тераси в пониззі р. Псла, як його витвору, немає, але в його долину з південного заходу заходить Дніпрова тераса; з відкладів цієї тераси в нашому розпорядженні є палеонтологічний матеріал. Для порівняння наводимо відомості про склад четвертинної серії плато.

### I. Безлесова тераса

Безлесова тераса поширена вздовж лівого берега р. Псла, особливо в районі сс. Федунка — Голтва, а на правому — вище с. Устивиці. По окремих місцях на безлесовій терасі поширені піскові ділянки, пісок навіяний у кучугури — тоді її можна розглядати як піскову терасу. Такі чималі піскові ділянки поширені вздовж правого берега р. Псла від м. В. Сорочинець до м. Яресьок, і на лівому в ок. м. Білоцерківки та частково с. Шилівки (детальніш — див. відслонення №№ 3—10). Геологічну будову тераси відко з відслонень, що в них зібрано фауну:

1. Хут. Запсілля (проти м. Остап'я); у схилі піскової тераси відслонення:

1. Сучасний темносірий ґрунт . . . . .	0,30 м
2. Яснополовий, лесуватий, злегка глинястий пісок з білими вапняними трубочками . . . . .	1,10 „
3. Ясносірий, тонковерстуватий, дрібнозернистий пісок . . . . .	3,80 „
4. Сіравополовий лесуватий пісок, злегка ущільнений; в ньому часто трапляються білі вапняні трубочки та манганові крапки. Дуже рідко трапляється фауна Planorbis planorbis, Succinea та ін. . . . .	0,60 „
5. Ясносірий з жовтими проверстками пісок . . . . .	0,70 „

2. Східний край с. Голтви (Запсільської); на лівому березі р. Псла, в гірлі р. Голтви, відслонення:

1. Сучасний темносірий чорноземельний ґрунт . . . . .	1,15 м
2. Возряно-жовтий, дрібнозернистий пісок . . . . .	0,65 „

- |  |        |
|--|--------|
| 3. Ясносірий, дрібнозернястий злегка гумусовий пісок . . . . .   | 1,80 м |
| 4. Жовтосірий, вохряно жовтий, дрібнозернястий пісок, у горішній частині ускісно верстуватий . . . . . | 1,20 " |
| 5. Такий же пісок в численню фауною, в горішній частині в Paludina, внизу з Unio . . . . .             | 0,30 " |
| 6. Ясносіра мулувата глина . . . . .   | 0,40 " |
| 7. Ясносірий, дрібнозернястий пісок, ховається під рівень води р. Голтви . . . . .                     | 0,80 " |

Безлесова тераса р. Псла підноситься над піймою від 4 до 6—7 м, але по тих місцях, де поширені піскові нагромадження, висота її сягає від 10 до 12 м. Для будови безлесової тераси найтипівіший розріз буде відслонення № 2, в № 5 якого знайдено численну фауну:

- |  |  |
|--|--|
| 1. Unio pictorum Lin.                            | 11. Lithoglyphus neymayri S abba.                      |
| 2. " crassus Retz.                               | 12. " naticoides Kal.                                  |
| 3. " tumidus Retz.                               | 13. Paludina sokolovi Pav. syn. fasciata m. u. Shadin. |
| 4. Cyclas rivicola Lam.                          | 14. " zickendrathi Pav. syn. P. fasciata m. d. Shadin. |
| 5. Pisidium jassiensis Cob.                      | 15. " fasciata Müll.                                   |
| 6. Planorbis planorbis Lin.                      | 16. " costae Held.                                     |
| 7. Limnophysa palustris Müll. m. taurica Shadin. | 17. " romaloi Cob.                                     |
| 8. " " v. turricula Held.                        | 18. " cretzestiensis Pav.                              |
| 9. " stagnalis Lin.                              | 19. Хребці Pisces sp.                                  |
| 10. Theodoxus fluviatilis Lin.                   |  |

## II. Тераса з одним поверхом лесу

Тераса поширена на правому березі р. Псла від м. В. Сорочинець до с. Устивиці і на лівому — від с. Федунки, вниз по річці, до Дніпрянської низини. Ця тераса підноситься над рівнем безлесової тераси на 4—6 м, подекуди виявляє подвійний ступінь нижчий і вищий, при чому будова тераси не різниться. Ширина тераси від 3 до 12 км. Крім Псла тераса поширена на його допливах Хоролі та Голтві.

Будову характеризують відслонення:

3. Південно-східний край с. Пашенної, в глиновищі біля могили. Відслонення:

- |                |   |   |        |
|----------------|---|---|--------|
| L <sup>1</sup> | { | 1. Темносірий чорноземельний ґрунт . . . . .  | 0,96 м |
|                |   | 2. Сіравополовий кротовинний лес . . . . .  | 0,40 " |
|                |   | 3. Жовтавополовий лес в численними білими вапняними трубочками . . . . .                  | 0,00 " |
|                |   | 4. Половий лес в гвіздами жовтого дрібнозернястого піску . . . . .                        | 0,40 " |
| Al             | { | 5. Жовтавополовий дрібнозернястий пісок, подекуди невиразно ускісно верстуватий . . . . . | 3,60 " |

4. Північний край с. Устивиці. Схил однолесової тераси правого берега р. Псла. В яру відслонення:

- |                 |   |   |        |
|-----------------|---|---|--------|
| L <sup>1a</sup> | { | 1. Сучасний чорноземельний ґрунт . . . . .  | 0,80 м |
|                 |   | 2. Темнобурий, переритий кротовинами лес . . . . .  | 0,10 " |
|                 |   | 3. Половий лес в численними білими вапняними трубочками . . . . .   | 2,10 " |
| Al              | { | 4. Ясносірий, дрібнозернястий, ускісно верстуватий пісок в нечисленню фауною Mollusca, рідко хребців риби та обкачених уламків кісток дрібних Mammalia. Смуги ускісної верстуватості спадають під $\angle 20-23^\circ$ . Погірна грубина до . . . . . | 4 "    |

Північно-східний край с. Устивиці близько 3 км, шляхом на м. В. Сорочинці. В яру відслонення:

- |                 |   |  |        |
|-----------------|---|--|--------|
| L <sup>1a</sup> | { | 1. Темносірий чорноземельний ґрунт . . . . .   | 0,60 м |
|                 |   | 2. Половий в рідкими білими вапняними трубочками лес . . . . .   | 1,40 " |
|                 |   | 3. Сірий, дрібнозернястий пісок в буравими ускісними проверстками . . . . .  | 0,80 " |
|                 |   | 4. Зеленавий лесуватий суглинок . . . . .  | 0,30 " |
| Al              | { | 5. Сіраво-зеленавий, дрібнозернястий пісок; подекуди спостерігається виразна ускісна верстуватість. У піску зрідка хребці риби та черепашки Mollusca . . . . . | 4,90 " |

5. Східний край с. Сухорабівки шляхом на с. Михнівку біля цегельні. В кар'єрі на високій однолесовій терасі р. Псла відслонення:

- |                  |   |        |
|------------------|---|--------|
| L <sub>a</sub> { | 1. Темносірий ґрунт . . . . .                                 | 0,90 ж |
|                  | 2. Половий, у довшній частині злегка піскуватий лес . . . . . | 3,00 „ |
| Al {             | 3. Жовтавополовий, дрібнозернистий пісок . . . . .            | 0,25 „ |

З числа черепашок молюсків, що зібрані з піску № 4 відслонення 2 та піску № 5 відслонення 3, визначено такі види:

1. *Bathyomphalus contortus* Lin.
2. *Bithynia leachi* Schep (syn. *ventricosa* Gray) var. *trodiell* Pav.
3. *Gyraulus albus* Müll. v. *limophilus* Wester.
4. *Succinea oblonga* Drapp. v. *elongata* Sand.
5. „ *pfeifferi* Rossm.
6. *Stagnicola palustris* Müll. v. *fusca* Pfeiff.
7. „ *septentrionalis* Cless.
8. *Sphaerium solidum* Norm.
9. *Galba truncatula* Müll. syn. *minuta* Drapp.
10. *Hyalinia hammonis* Ström.
11. *Leptolimnaea glabra* Müll. (syn. *elongata* Drapp.).
12. *Planorbis planorbis* Lin.
13. *Pisidium subtruncatum* Malm.
14. „ *obtusale* Pfeiff.
15. *Pupilla muscorum* Müll.
16. *Vertigo substriata* Jeffreys.
17. *Valvata piscinalis* Müll. v. *antiqua* Sowerdy.
18. *Zonitoides petronella* Auer.

Для порівняння цікаво навести список фауни з першої (однолесової) надлукової тераси правого берега р. Кальміуса на Маріупільщині (5):

1. *Bathyomphalus contortus* Lin.
2. *Planorbis planorbis* Lin.
3. *Coretus corneus* Lin.
4. *Pl. leucostoma* Mill.
5. „ *spirorbis* Lin.
6. *Bithynia leachi* Schopp.
7. *Suc. putris* Lin.
8. „ *oblonga* Drapp.
9. *Limnophysa palustris* Müll. v. *septentrionalis* Cless.
10. *Limn.*
11. *Galba truncatula* Müll.

### III. Надлукова тераса з двома поверхами лесу

Ця тераса не дуже поширена в системі р. Псла і збереглася тут по деяких тільки місцях останцями серед однолесової тераси. Такі невеликі останці тераси трапляються на схід від м. Білоцерківки та на північ від с. Шялівки. Особливо цікавий останець цієї тераси, що відділяє від плато Остап'євський горб.

Більше виявлена тераса з двома поверхами лесу в системі р. Голтви. Тут нижче м. Решетилівки плато прорізує широка, до 3 км, долина. Вона безпосередньо продовжує на південь долину р. Вільхової Голтви та з'єднує її системою з системою рр. Полузерів—Ворскла. На північ в околицях м. Решетилівки ця долина починається від гирла Грузької Голтви.

Треба відзначити, що вододільне плато між системою рр. Псла та Ворскла нижче Решетилівки взагалі прорізане низкою балок з терасами, які становлять типові „прохідні“ долини (10). Відзначають, що ці прохідні долини поширені тільки в районі східних меж поширення наметневого суглинку, тобто біля закраїн льодовика. Щодо походження, то ці долини треба розглядати як жолоби, розмиті талими льодовиковими водами, якими скористалися річки після розтавання льодовика.

Будову тераси видно з відслонень:

6. Північно-західний край м. Остап'я, проти церкви, на правому березі р. Псла має такі відслонення:

L <sup>1</sup> <sub>a</sub>	{	1. Сучасний чорноземельний ґрунт . . . . .	0,80 м
		2. Яснополовий, переритий угорі землерьями лес . . . . .	1,40 "
L <sup>2</sup> <sub>a</sub>	{	3. Буравополовий з сіривим відтінком гумусовий лес . . . . .	0,45 "
		4. Яснополовий, у горішній частині карбонатний лес . . . . .	0,70 "
Al	{	5. Темносірий, солодководяний суглинок з численними бурими та вохряними плямами; в суглинку зрідка трапляються дрібні манганові бобовини та рінячки кристалічних порід. Фауна Planorbis, Succinea та ін.	0,85 "

7. Тераса правого берега р. Вільхової Голтви, вище м. Решетилівки. В глинищі відслонення:

L <sup>1</sup> <sub>a</sub>	{	1. Темносірий чорноземельний ґрунт . . . . .	0,73 м
		2. Сіравополовий кротовинний лес . . . . .	0,52 "
		3. Яснополовий лес. У горішній частині трапляються гумусові ходи сучасних землеріїв. Скупчення білих вапняних трубочок часто, на відстані в вертикальному напрямі 8—9 см, в горизонтальному — 5—6 см. Зрідка бобовини мангану . . . . .	1,30 "
Al	{	4. Сіравополовий з буруватим відтінком гумусовий лес (похований ґрунт)	0,50 "
		5. Ясносірий карбонатний позем. У ньому зрідка білі вапняні та гумусові трубочки . . . . .	0,35 "
		6. Буравополовий, у долішній частині піскуватий лес. Часто вохрянні жилки, білі вапняні трубочки та в горішній частині гумусові давні кротовини . . . . .	1,62 "
Al	{	7. Половий, дрібнозернястий, сильно глинястий пісок. У піску спостерігаються зрідка ущільнені місця з білими вохряними та чорними гумусовими трубочками . . . . .	0,34 "
		8. Ясносірий, дрібнозернястий пісок. У піску темніші ділянки, ущільнених наверстовань не спостерігається. Зрідка рештки Mollusca . . . . .	0,74 "

8. Прохідна долина, що з'єднує системи рр. Вільхової Голтви та Полуєрів. Біля хутора Коби, в колодязі, відслонення:

L <sup>1</sup> <sub>a</sub>	{	1. Темносірий чорноземельний ґрунт . . . . .	1,20 м
		2. Сіравополовий кротовинний лес, ділянки міжкротовинного лесу дуже рідко . . . . .	0,25 "
		3. Половий з жовтавим відтінком лес з глибини 2,3 м. В лесі трапляються дрібні друзи гіпсу, що розташовані в породі приблизно на відстані близько 15 см . . . . .	1,35 "
L <sup>2</sup> <sub>a</sub>	{	4. Буравополовий гумусовий лес, просякнутий друзами гіпсу близько 3 см діаметром. Гумусових та білих вапняних трубочок немає . . . . .	0,67 "
		5. Половий з сіривим відтінком лес. У горішній частині порода перерита давніми землерьями, діаметр кротовин доходить 7 см. По щільних борошніста висипка SiO <sub>2</sub> . . . . .	0,85 "
Al	{	6. Жовтавполовий лесуватий суглинок, ущільнений розпадається на дрібні ріжкаті уламки. Піскуватий. У долішній частині трапляються зрідка дрібні наметячки кристалічних порід . . . . .	2,31 "
		7. Жовтавобурий, горизонтально-верстуватий суглинок, що переверстовується в дрібнозернястим сірим піском. Грубина шарів піску 1—1,5 см, суглинку — 1—2 см . . . . .	0,36 "
Al	{	8. Ясносірий дрібнозернястий, ускісно верстуватий пісок. Ускісна верстуватість на довжині близько 0,5 м, під $\angle 7 - 23^\circ$ (річкового типу). В піску зрідка бураві проверстки, суглинясті, з фауною солодководяних м'якунів . . . . .	3,08 "

9. Правий берег річки Богачки. На південно-західному краї м. Богачки біля цегельні на схилі тераси відслонення <sup>1</sup>:

<sup>1</sup> Спис фауни цього відслонення уміщено в моїй замітці: „Четвертинна фауна м. Богачки“.

L <sup>1a</sup>	{	1. Сучасний ґрунт . . . . .	1,00 м
		2. Половий, у долішній частині темнополовий, лес, з неясними блідогумусовими кротовинами . . . . .	0,60 „
		3. Темнополовий з бурим відтінком лес . . . . .	1,75 „
L <sup>2a</sup>	{	4. Сіравополовий гумусовий лес . . . . .	0,35 „
		5. Яснополовий лес . . . . .	0,30 „
Al	{	6. Яснополовий, злегка гумусовий суглинок, рідко з сбточевими уламками кісток Mammalia . . . . .	0,40 „
		7. Середньозернястий сірий пісок з уламками та наметнями кристалічних порід — продуктами перевідкладеної морени, що розміщені лінаами. Крім цього, в горішній частині піску спостерігається дрібні проверстки зеленого суглинку з фауною Bithynia, Valvata, Paludina, Planorbis, Unio і т. ін. . . . .	2,40 „

В алювіальних відкладах тераси, що позначені в описаних відслоненнях „Al“, зібрано чимало фауни. Список її подаємо.

		Відслонення			
		6	7	8	9
1	Unio sp.				+
2	Cyclas rivicola L a n.	+		+	
3	Pisidium hibernicum West.			+	+
4	„ subtruncatum Malm.			+	+
5	„ amnicum Müll.	+		+	
6	„ nitidum Pfeiff.	+			
7	„ obtusale Müll.			+	
8	„ planorbis Lin.			+	+
9	„ spirorbis Lin.			+	
10	Spiralina vortex Lin.	+		+	
11	Coretus corneus Lin.			+	
12	Paraspira leucostoma Müll.	+	+	+	
13	Segmentina nitida Müll.	+			
14	Bathymophalus contortus Lin.			+	
15	Limnophysa palustris v. septentrionalis Cless	+			
16	„ v. fusca Pfeiff.			+	+
17	Galba truncatula Müll.	+	+	+	+
18	Radix auricularia Lin. v. fluviatilis Schadin.				
19	„ ovata D. v. fontinalis Geyer.				+
20	Bithynia tentaculata Lin.	+		+	+
21	„ leachi Schapp.	+			+
22	Paludina zickendrathi Pav.				+
23	„ sokolovi Pav.				+
24	„ fasciata Müll. m. d. Schadin.				+
25	„ „ m. a.				+
26	„ mammata S abba.				+
27	„ aff. achatinoides Desch.				+
28	„ romaloi Cob.				+
29	Valvata pulchella Stud.	+			
30	„ piscinalis Müll.				+
31	„ „ v. antiqua Sow.				+
32	Succinea pfeifferi Rossm.				+
33	„ oblonga Drapp.	+	+	+	+
34	„ putris Lin.			+	+
35	Fruticicola nispida L. var. septentrionalis Cless.			+	+
36	Vallonia costata Müll.	+		+	
37	Pupilla muscorum Müll.		+		

#### IV. Тераса з трьома поверхами лесу й мореною

Тераса з трьома поверхами лесу в долині р. Псла не розвинута, але в долішній течії в долину Псла заходить висока тераса р. Дніпра. Межа її на

правому березі гостро виявлена в рельєфі вище м. Манжолії і на SSW в напрямку до мог. Товстої та Голтвянської, звідки йде на NNW до системи р. Хоролу. Підноситься вона над Пслоом щось до 30 м.

Будова Дніпрянської низини досить повно висвітлена в працях проф. Крокоса, акад. Рівниченка та проф. Чірвінського (9, 17, 18, 20). Для характеристики умов уложення фауни на Дніпрянській низині наведемо деякі характеристичні відслонення.

10. Північно-західний край с. Пузівки. В колодязі відслонення:

L <sup>1a</sup>	{	1. Темносірий черноземельний ґрунт . . . . .	1,20 м
		2. Сіравополовий кротовинний лес . . . . .	0,55 "
		3. Яснополовий, у долішній частині буравополовий лес. У лесі зрідка вохряні та білі вапняні трубочки, в долішній частині гумусові трубочки . . . . .	1,90 "
L <sup>2a</sup>	{	4. Темнобуравополовий похований ґрунт. Часто давні кротовини з висипкою білого борошанстого вапна . . . . .	0,87 "
		5. Яснополовий карбонатний лес, у горішній частині переритий давніми кротовинами; в долішній частині іпостерігаються спорадично дрібні рінячки кристалічних порід . . . . .	0,53 "
M	{	6. Сіравополовий з сизим, відтінком наметневий суглинок, карбонатний. Наметнів кристалічних порід рясно, розмір їх 2—3 см, подекуди гнізда дрібнозернистого сірого піску . . . . .	3,35 "
L <sup>3</sup>	{	7. Сіравополовий з жовтавим відтінком, дрібнокомкуватий суглинок. У ньому зрідка дрібні, на 2—3 мм, рінячки кристалічних порід. По щілинах окремостей манганова суга . . . . .	1,10 "
		8. Жовтавополовий, злегка оглешений лес . . . . .	0,85 "
Al	{	9. Салатово-сизий пухкий суглинок з вохряними плямами та трубочками. В суглинку зрідка дрібні манганові бобовини. Фауна Planorbis, Bithynia, Succinea, Limnophysa та ін., але її нерясно	1,25 "

11. Південний край м. Манжолії. У правому березі р. Псла відслонення:

L <sup>1a</sup>	{	1. Сучасний ґрунт . . . . .	1,10 м
		2. Яснополовий лес . . . . .	2,10 "
L <sup>2a</sup>	{	3. Буравополовий, гумусовий лес . . . . .	0,40 "
		4. Темнополовий лес . . . . .	2,05 "
L <sup>2a</sup>	{	5. Темносірий копальний ґрунт . . . . .	0,75 "
		6. Сіравополовий лес . . . . .	1,50 "
M	{	7. Буравополовий наметневий суглинок . . . . .	2,00 "
L <sup>3</sup>	{	8. Половий лес із сизуватим відтінком, в ньому зрідка жовта вапна . . . . .	5,00 "
M	{	9. Жовтавосірий, злегка піскуватий суглинок. У горішній частині він виявляє чітку межу з накривним поземом та має невиразну вертикальну плавствчатість . . . . .	15,50 "

Ближче до м. Манжолії, на правому березі р. Псла, у відслоненні проти церкви, у суглинку № 9 знайдено рясну фауну Planorbis, Cyclas, Limnophysa, Succinea та ін. Список її наводимо далі.

Фауністичний склад підморенових відкладів тераси з трьома поверхами лесу, як і їх літологічний характер, міняється ближче до р. Дніпра. Так, відоме відслонення гори Півихи біля Градизького, при аналогічному характері надморенових відкладів, що відзначають Гуров, Армашевський, Рівниченко та ін., має під мореною зеленаві середньо- і дрібнозернисті річкові піски з фауною текучих вод.



Список фауни з алювіальних відкладів IV тераси, вкритої 3 поверхами лесу

		Відслонення		Гра- дизьке
		10	11	
1	<i>Unio</i> sp. . . . .		+	
2	<i>Cyclas rivicola</i> Schepp. . . . .	+	+	+
3	<i>Pisidium obtusale</i> Pfeiff. . . . .	+	+	
4	" <i>subtruncatum</i> Malm. . . . .		+	
5	" <i>jassiensis</i> Pfeiff. . . . .			+
6	" sp. . . . .			
7	<i>Planorbis planorbis</i> Lin. . . . .	+	+	+
8	" <i>spirorbis</i> Lin. . . . .	+	+	+
9	<i>Segmentina nitida</i> Müll. . . . .	+	+	
10	<i>Coretus corneus</i> Lin. . . . .	+	+	
11	<i>Gyraulus albus</i> Müll. . . . .	+	+	+
12	" <i>laevis</i> Alg. . . . .		+	
13	<i>Bathyomphalus contortus</i> Lin. . . . .	+	+	+
14	<i>Limnophysa palustris</i> Müll. v. <i>septentrionalis</i> Cless. . . . .	+	+	+
15	<i>Galba truncatula</i> Müll. . . . .		+	+
16	" Müll. var. . . . .		+	
17	<i>Radix auricularia</i> Lin. . . . .	+	+	
18	<i>Bithynia leachi</i> Schepp. . . . .			+
19	<i>Leptolimnaea glabra</i> Müll. . . . .		+	+
20	<i>Theodoxus danubialis</i> Pfeiff. . . . .			+
21	<i>Lithoglyphus naticoides</i> Hal. . . . .			+
22	" <i>michaeli</i> Cob. . . . .			+
23	" <i>neumayri</i> Sabba. . . . .			+
24	<i>Melanopsis esperoides</i> Sabba . . . . .			+
25	" <i>acicularis</i> Ter. . . . .			+
26	<i>Paludina diluviana</i> v. <i>gracilis</i> Kunt. . . . .			+
27	" " v. <i>crassa</i> Kunt. . . . .			+
28	" <i>zickengrathi</i> Pav. . . . .			+
29	" <i>fasciata</i> Müll. . . . .			+
30	" <i>pseudo-achattinoides</i> Pav. . . . .			+
31	" sp. . . . .			+
32	<i>Valvata cristata</i> Müll. . . . .		+	
33	" <i>macrostoma</i> Steen. . . . .	+	+	
34	" <i>pulchella</i> Stud. . . . .			+
35	<i>Succinea pfeifferi</i> Rossm. . . . .	+	+	
36	" <i>oblonga</i> Drap. . . . .	+		+
37	<i>Fruticicola nispida</i> Lin. . . . .			+
38	<i>Vallonia pulchella</i> Müll. . . . .			+
39	<i>Monacha</i> sp. . . . .			+
40	<i>Columella columella</i> Mart. . . . .			+
41	" <i>edentula</i> Drap. . . . .			+
42	<i>Acanthinula lamellata</i> Jaff. . . . .			+

Наведений список значною мірою доповнює наші відомості про склад фауни з четвертинних пісків околиць Градизького. Характеристичним для них буде наявність *P. diluviana* та *Theodoxus danubialis*.

12. Високе плато біля хут. Циганського, на шляху Решетилівка — Полтава. У шурфі з свердловиною — відслонення:

L <sub>1-2a</sub>	1. Темносірй чорноземельний ґрунт . . . . .	1,05 м
	2. Сіравополовий кротовинний лес . . . . .	0,80 "
	3. Мотавополовий типовий лес, білі вапняні трубочки трапляються тільки в долішній частині . . . . .	1,40 "
L <sub>2a</sub>	4. Сіравополовий гумусовий лес (похований ґрунт) з гумусовими ходами та спальними комірками давніх черв'яків . . . . .	0,57 "
	5. Яскополовий карбонатний позем' з блідо-гумусовими давніми кротовинами . . . . .	0,23 "

M	{	6. Яснополовий типовий лес. Білі вапняні трубочки трапляються рідко, порожні ходи давніх корінців — часто . . . . .	1,35 м
Fg	{	7. Яснополовий вішній на полап (лесуватий суглинок) з численними білими вапняними трубочкам, що більш-менш рівномірно розсіяні по всій породі. Зрідка тут трапляється добре захована черепашка <i>Helix</i> . . . . .	0,90 „
L <sup>3</sup> <sub>a</sub>	{	8. Половий лес в білдо-вохряними плямами, з густими білими вапняними та гумусовими трубочками, що нерівномірно розкидані по всій породі Зрідка трапляються манганові бобовини. Перехід до накривного позему поступовий . . . . .	1,55 „
L <sup>4</sup> <sub>a</sub>	{	9. Буравополовий похований грунт . . . . .	2,15 „
		10. Темнополовий, нижче жовтавополовий лес. Білі вапняні трубочки не часто, трапляються манганові бобовини . . . . .	7,70 „
L <sup>5</sup> <sub>a</sub>	{	11. Темнобурий, чорноземельного типу похований грунт . . . . .	2,90 „
		12. Яснополовий лес з густими білими вапняними трубочками . . . . .	1,80 „
N	{	13. Червонобура глина . . . . .	7,60 „

13. Високе плато біля хут. Школьніки, по шляху Решетилівка — Білоцерківка; шурф із свердлуванням.

L <sup>1</sup> <sub>a</sub> - <sup>3</sup> <sub>a</sub>	{	1. Темносірий чорноземельний грунт . . . . .	1,05 м
		2. Сіравополовий кротовинний лес . . . . .	0,90 „
		3. Буравополовий, нижче половий лес . . . . .	1,55 „
L <sup>3</sup> <sub>a</sub>	{	4. Сіравобурий похований грунт . . . . .	0,42 „
		5. Яснополовий карбонатний лес, часто трапляються давні кротовини, подекуди кристалики гіпсу . . . . .	0,68 „
M	{	6. Буравополовий, лесуватий наметневий суглинок. Наметні кристалічних порід, діаметр близько 1 см часто, більшого розміру рідко . . . . .	0,88 „
Fg	{	7. Сірий з половим відтінком ущільнений суглинок. Дуже рідко трапляються дрібні наметняки кристалічних порід та жовта вапна . . . . .	1,72 „
L <sup>3</sup>	{	8. Половий з жовтавим відтінком типовий лес, нижче з жовтавими плямами . . . . .	3,65 „
L <sup>4</sup> <sub>a</sub>	{	9. Темносірий похований грунт . . . . .	3,15 „
		10. Половий з вохряними плямами лес . . . . .	7,40 „
L <sup>5</sup>	{	11. Темносірий похований грунт . . . . .	1,40 „
		12. Половий з жовтавим відтінком лес . . . . .	2,60 „
N	{	13. Темночервонобура глина з численними влученнями вапна . . . . .	4,50 „

14. Вододільне плато систем рр. Псьол—Хорол, на південь в хут. Орлеківщина. В шурфі з свердловиною відслонення:

L <sup>1</sup> <sub>a</sub>	{	1. Темносірий чорноземельний грунт . . . . .	0,96 м
		2. Сіравополовий кротовинний лес . . . . .	0,59 „
		3. Половий лес . . . . .	0,80 „
L <sup>2</sup> <sub>a</sub>	{	4. Темнополовий гумусовий лес (похований грунт) . . . . .	0,75 „
		5. Половий типовий лес . . . . .	0,80 „
L <sup>3</sup> <sub>a</sub>	{	6. Сіравополовий з буравим відтінком гумусовий лес . . . . .	0,80 „
		7. Половий з буравим відтінком лес . . . . .	0,65 „
M	{	8. Ясносірий наметневий суглинок . . . . .	0,75 „

Загальний вигляд стратиграфії четвертинних відкладів району видно з такої таблички:

		Т е р а с и (грубина в см.)										Плато		
		Однолесова				З двома повер- хами лесу				З трьома поверхами лесу				
		низька		висока										
		3	4	5	5 <sub>a</sub>	6	7	8	9	10	11	12	13	
1	I поверх лесу .	276	—	200	390	220	255	280	335	—	320	—	—	235
2	I копальн. грунт	—	—	—	—	45	50	67	35	365	40	325	350	75
3	II поверх лесу .	—	—	—	—	70	197	316	30	—	205	—	—	80
4	II копальн. грунт	—	—	—	—	—	—	—	—	87	75	57	42	80
5	III поверх лесу .	—	—	—	—	—	—	—	—	53	150	165	68	65
6	Морена . . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	335	200	—	88	75
7	Флювіальні сугл.	—	—	—	—	—	—	—	—	110	—	90	172	—
8	II поверх лесу .	—	—	—	—	—	—	—	—	085	500	155	365	—
9	III копальн. грунт	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	215	315	—
10	IV поверх лесу .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	770	740	—
11	IV копальн. грунт	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	90	140	—
12	V поверх лесу .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	180	260	—

З наведеної таблички видно, що пересічна грубина окремих поверхів лесу, плато та терас однакова, так само, як однакові літологічний склад, структура та вигляд, що характеризують цю породу як типовий лес.

Цікавий той факт, що першого поверху похованого ґрунту на плато та на четвертій терасі подекуди немає; по таких місцях межа між першим та другим поверхами лесу нечітка. На другій та на третій терасі перший похований ґрунт здебільшого чітко виступає і різко розмежовує перший та другий поверхи лесу.

Алювіальні терасові відклади з фауною завсіди лежать в основі типового лесу, що в долішній частині дає поступовий перехід до фауновмісних глинястих пісків. Тоді кількість черепашок гостро зменшується догори, а самі черепашки здебільшого недорозвинені; це править за ознаку гострого погіршення умов існування.

Загальний список молюсків з терас пониззя р. Псла охоплює такі види:

		Т е р а с и			
		I	II	III	IV
1	<i>Unio pictorum</i> Lin. . . . .	+			
2	" <i>crassus</i> Retz. . . . .	+			
3	" <i>tumidus</i> Retz . . . . .	+			
4	" <i>sp.</i> . . . . .	+			
5	<i>Cyclus rivicola</i> Schepp. . . . .	+			
6	<i>Pisidium hibernicum</i> West. . . . .				
7	" <i>subtruncatum</i> Malm. . . . .		+		+
8	" <i>amicum</i> Müll. . . . .				
9	" <i>nitidum</i> Jenins . . . . .				

		Т е р а с и			
		I	II	III	IV
10	<i>Pisidium obtusale</i> Pfeiff.		+	+	+
11	" <i>jassiensis</i> Pfeiff.	+			+
12	" <i>sp.</i>				+
13	<i>Planorbis planorbis</i> Lin.	+	+	+	+
14	" <i>spirorbis</i> Lin.			+	+
15	<i>Spiralina vortex</i> Lin.			+	+
16	<i>Coretus corneus</i> Lin.			+	+
17	<i>Paraspira leucostoma</i> Müll.			+	
18	<i>Segmentina nitida</i> Müll.			+	+
19	<i>Gyraulus albus</i> Müll.				+
20	" <i>laevis</i> Alg.				+
21	<i>Bathyomphalus contortus</i> Lin.				+
22	<i>Limnophysa palustris</i> Müll. var. <i>septentrionalis</i> Cless.			+	+
23	" v. <i>taurica</i> Schadin	+			
24	" v. <i>turricula</i> Held.	+			
25	" <i>stagnalis</i> Lin.	+		+	
26	" <i>palustris</i> Müll. v. <i>fusca</i> Pfeiff.		+	+	
27	<i>Galba truncatula</i> Müll.				+
28	" <i>var.</i>				+
29	<i>Radix auricularia</i> Lin.			+	
30	" <i>var. fluviat.</i> Schad.			+	
31	" <i>ovata</i> Drap. v. <i>fontinalis</i> Geyer			+	
32	<i>Leptolimnaea glabra</i> Müll.	+			+
33	<i>Bithynia tentaculata</i> Lin.			+	+
34	" <i>leachi</i> Schepp.			+	+
35	<i>Theodoxus danubialis</i> Pfeiff.				+
36	" <i>fluviatilis</i> Lin.	+			
37	<i>Lithoglyphus naticoides</i> Hal.	+			+
38	" <i>michaell</i> Cob.				+
39	" <i>neumayri</i> Sabba	+			+
40	<i>Melanopsis esperoides</i> Sabba				+
41	" <i>acicularis</i> Ter.				+
42	<i>Paludina diluviana</i> v. <i>gracilis</i> Kunt.				+
43	" v. <i>crassa</i> Kunt.				+
44	" <i>zickendrathi</i> Pav.	+		+	+
45	" <i>fasciata</i> Müll.	+		+	
46	" <i>sokolovi</i> Pav.	+		+	
47	" <i>pseudoachatinoides</i> Pav.				+
48	" <i>mammata</i> Sabba			+	
49	" aff. <i>achatinoides</i> Desch.			+	
50	" <i>romaloi</i> Cob.	+		+	
51	" <i>costae</i> Held.	+			
52	" <i>cretzeziensis</i> Pav.	+			
53	" <i>sp.</i>				+
54	<i>Valvata piscinalis</i> Müll.			+	
55	" <i>pulchella</i> Stud.			+	+
56	" <i>cristata</i> Müll.				+
57	" <i>macrostoma</i> Steen.				+
58	<i>Succinea pfeifferi</i> Rossm.			+	+
59	" <i>oblonga</i> Drapp.		+	+	+
60	" <i>putris</i> Lin.	+		+	
61	<i>Fruticicola nisipida</i> Lin.			+	+
62	<i>Vallonia pulchella</i> Müll.				+
63	" <i>costata</i> Müll.			+	
64	<i>Zonitoides petronella</i> Char.		+		
65	<i>Columella columella</i> Mart.				+
66	" <i>edentula</i> Drapp.				+
67	<i>Acontinula lamellata</i> Jaff.		+	+	
68	<i>Pupilla muscorum</i> Müll.		+		
69	<i>Vertigo substriata</i> Müll.		+		
70	<i>Hyalinia hammonis</i> Strom.		+		
71	<i>Sphaerium solidum</i> Norm.	+			+

Склад фауни з алювіальних відкладів терас пониззя р. Псла досить різноманітний і показаний звичайними, поширеними в сучасних неглибоких, з мінливим режимом води, басейнах.

Вияток становить фауна з відкладів лівого берега р. Дніпра у Градизькому (порівняльно з фауною м. Манжолії), де серед складу фауни спостерігаємо *Paludina diluviana* Kunt., що її в молодших терасових відкладах не знаходимо.

З інших палудин в алювіальних відкладах перша і головна роль щодо кількості зразків належить *Paludina fasciata* та її морфам, при чому рештки їх трапляються по таких місцях їх відкладення, що свідчать про наявність текучих вод.

Щодо розміщення інших відмін молюсків у фауновмісних породах спостерігаємо деяку закономірність. Ці породи становлять чистий пісок, бідний на фауну або й зовсім без неї; пісок цей догори поступово збагачується на глинясту субстанцію, аж поки не вкривається типовим лесом; цей останній на терасах всюди в долішній частині має лінзочки та включення піску.

Рештки фауни трапляються переважно в глинястому лесуватому піску, тоді як накривний лес цих покладів на фауну бідний.

Деякий вияток становить тераса з мореною, де фауновмісними покладами будуть сизополові лесуваті солодководянні суглинки; тут розподіл фауни більш-менш рівномірний, хоч скупчення решток спостерігається по окремих збагачених на гумус лінзах; розмір їх невеликий і вони спорадично трапляються в породі. У горизонтальному поширенні черепашок теж спостерігаємо деяку закономірність; зміст її полягає в тому, що ближче до давніх текучих артерій виступають екологічні ознаки жителів текучих вод — *Paludina*, *Lithoglyphus*, *Unio*, та ін.; збоку від них фауна набуває ознак жителів басейнів з мінливим режимом вод.

Наведені ознаки досить стійкі і повторюються для фауновмісних покладів усіх терас. Це зосередження фауни в певних поземах дає підставу зробити ймовірне реставрування умов відкладання фауновмісних порід.

Індивідуальний розвиток копальних, що характерний для відкладів усіх терас, нормальний; тут частенько трапляються індивіди, що мають всі ознаки розвитку в сприятливих умовах.

Отже, сукупність фактів приводить нас до таких висновків:

1) піскуваті терасові відклади відбулися в кліматичних умовах не гірших за сучасні;

2) акумуляція цих відкладів відбувалася перед епохою відкладання лесу і

3) під час відкладання лесу рівень річки знизився — очевидно, вирізалася тераса.

Остаточний висновок щодо часу відкладання підлесових порід на терасах дають дані відслонень ч. 10 — 11 де фауновмісні поклади лежать під комплексом — мореною й супровідними їй породами (флювіогляціальними відкладами й лесом), тобто це дозволяє розглядати цю її фауну як відклади міжльодовикові.

Не вдаючись до формального пов'язання утворення річкових терас з якимсь певним зледенінням, зауважимо, що до польодовикової доби, очевидно, треба зачислити вирізування й відкладання безлесової тераси та пійми; з початком останнього насування льодовикових мас (вюрм II) пов'язується утворення однолесових терас і т. ін.

Відзначимо, що визначення віку терас на підставі фауни заперечує Москвігін (14) тому, що, на думку автора, тут „могут встречаться и более древние формы“ (с. 184). А проте, вище автор досить вільно, без відповідного пояснення, вживає термінів „миндельская“, „рисская“ тераси, широко застосовуючи їх поруч з невиразними термінами, „нижняя“, „средняя“ і т. д., а це вносить плутанину, бо ж незрозуміло, про яку саме терасу автор говорить.

У цій таки праці (с. 184) Москвітін відзначає, як помилку Крокоса, визначення покрівних порід „средние“ тераси як лес, що автор уважав за „алювіальні“ суглинки, і далі заперечує проти застосування методи шурфів у геологічній практиці, оскільки вона „ведет к грубейшим ошибкам“.

На жаль, автор не наводить фактичних даних щодо стратиграфії лесового вкриття на терасах і оскільки дані, що на них він побудував свої міркування, надто обмежені, це, при необізнаності автора з літературою, робить його висновки дуже й дуже несерйозними.

Цікаві дані щодо фізично-географічних умов відкладання лесу подає Мельник (13). Вона каже (с. 230): „У всіх трьох поверхах лесу (I, II надморенові та перший підмореновий) спостерігається певна закономірність, низи серій кожного поверху представлені не типовими лесами, з лесуватими породами та солодководяними варіантами лесів. Скупчення солодководяної та вогколюбної фауни пристосовані виключно до низів кожного з цих поверхів; горішня ж частина — типовий лес — характеризується виключно суходільними м'якунами“.

Поруч відзначимо, що автор розглядає м'якунів двох поверхів лесу надморенових та одного підморенового, що до деякої міри не відповідає рівневі наших відомостей щодо стратиграфії четвертинних порід; але, оскільки копальні останки трапляються в певних стратиграфічних позомах і становлять біоценозу за умов відкладення цього літологічного типу, авторові висновки можна прийняти.

А висновки автор робить такі (с. 231): „Поміри всіх черепашок (за винятком молодих і поламаних) виявляють певну здрібнілість, порівнюючи з сучасними та копальними молюсками Зах. Європи (дані Geyer-a, Sandberger-a, Clessin-a, Rossmuessler-a).“

Усі м'якуни мають міцну товстостінну черепашку (це найменш стосується м'якунів II поверху). Помітно певне зменшення ротового отвору, особливо у *Succinea oblonga*; здрібнілість, товстостінність і м'якість черепашки свідчать про недостачу вогкості, а якраз товсті стінки черепашок показують на пристосування до сонячного випромінювання“.

Вище автор доводить, що фауна лесів складена переважно з дуже поширених форм із сталою домішкою теплолюбних і бореальних, і відзначає, що найменше число теплолюбних форм трапляється в другому надмореновому (в третьому за нашою розцінкою) поверсі лесу. З таблички вимірів черепашок бачимо, що цьому поверхові відповідають і найменші пересічні розміри черепашок.

З стратиграфічної таблички видно, що цей поверх лесу відкладався на морені зразу ж після відходу звідси льодовика, тобто за льодовикового режиму, і останнім якраз і пояснюється та гостра пригніченість фауни, що виявилася в здрібнілості, зменшенні ротової щілини, утовщенні черепашки тощо. А наявність в інших поверхах лесу сталої домішки теплолюбних форм (і вона конче мусить бути) пояснюється способом відкладання лесу та послідовністю зміни вогкого й теплого клімату міжльодовикового часу на холодний, епохи наступів льодовикових мас, що особливо яскраво виступає при діалектичному аналізі подій.

Отже і стратиграфічні, і палеонтологічні дані приводять нас до висновку, що утворення лесів супроводилося льодовиковим режимом; міжльодовиковим епохам відповідає утворення похованих ґрунтів та акумуляція головної маси алювіальних терасових відкладів.

ЛІТЕРАТУРА

1. Агафонов В. Ледниковые отложения Полтавской губ. Мат. к оценке земель Полт. губ., 1894 г.
2. Армашевский П. О распространении древних речных образований в некоторых местах бассейна Днепра. Зап. Киев. общ. ест., с. VIII, 1887.
3. Бондарчук В. 3-верстовые геологичне з'діймання в Білоцерківському районі 12 арк. XXIV р. Бюл. УРГРУ, ч. 7—8, 1931.
4. Бондарчук В. Четвертинна фавна м. Богачки на Полтавщині. „Четверт. період“, ч. 3.
5. Бондарчук В. Каспійські поклади північно-східнього узбережжя Озв'язького моря. Збірник пам'яті акад. Тутковського, т. II. 1931.
6. Даниловский И. Четвертинные моллюски из II тер. Днепра. Труды Ленингр. общ. ест.
7. Даниловский И. Материалы к изучению фауны четвертинных моллюсков из межречных и террасовых отложений Минского и Бобруйского округов БССР. Изв. Геол. ком., т. 47, № 1, 1928.
8. Крокос В. Материалы для характеристики четвертинных отложений восточной и южной Украины. „Мат. дослідж. ґрунтів Укр.“, в. 5, 1927.
9. Крокос В. Четвертинні поклади Лубенщини. Вісник УРГРУ, в. 14, 1929.
10. Крокос В. 3-верстовые геологичне з'діймання в Миргород-Зіньківському районі (арк. 12 р. XXIII) влітку 1930 р. Бюл. УРГРУ, ч. 7—8, 1931.
11. Личков Б. К вопросу о террасах Днепра. Вісник Укрґеоокому, ч. 9, 1926 р.
12. Личков Б. К вопросу о террасах Днепра. Вісник Укрґеоокому, в. 11, 1927.
13. Мельник М. До вивчення фавни м'якунів українських лесів. Збірник пам'яті акад. Тутковського, т. II. 1931 р.
14. Москвитин. Новое о Лихвинском обнажении. Бюл. Москов. общ. исп. прир., нов. сер., т. 39, 1931.
15. Оппоков Е. Речные долины Полтавской губ., 1904.
16. Оппоков Е. О левобережных террасах средн. Днепра. „Вісник в.-д. Інст. вод. господ.“, т. II, 1929.
17. Різниченко В. До питання про стратиграфію та тектоніку терас середнього Дніпра. Вісн. УРГРУ, в. 14, 1929.
18. Різниченко В. Про тераси й закони коливання рухів земної кори в Середній Наддніпрянщині. Вісник УРГРУ, в. 16, 1931.
19. Соболев Д. По поводу работы Б. Л. Личкова „К вопросу о террасах Днепра“. Вісник Укрґеоокому, в. 11, 1928.
20. Чирвинский В. К истории Днепровской долины. Вісник УРГРУ, в. 16, 1931.

ZUSAMMENFASSUNG

Im Unterlaufe des Flusses Psiol sind ausser dem Überschwemmungsgebiet folgende Terrassen verbreitet: 1) die I. überauige Terrasse ohne Löss, 2) die II. überauige Terrasse mit einer Lösstufe. Diese Terrasse weist an einigen Stellen bei gleicher Struktur zwei Absätze auf, — die niedrige und hohe Terrasse mit einer Lösstufe, 3) die III. überauige Terrasse mit zwei Lösstufen und einem zwischen ihnen gelagerten fossilen Boden, und 4) die IV. überauige Terrasse mit drei Lösstufen mit einer Moräne und mit zwei fossilen Böden im übermoränigen Löss. Unter der Moräne gelangen an einigen Stellen fluvio-glaziale lössartige Ablagerungen zur Beobachtung, die manchmal den erodierten untermoränigen Teil der dritten Lösstufe bedecken.

Im Unterlaufe des Flusses Psiol fehlt diese Terrasse, als dessen Formation; es erstreckt sich hier jedoch ungefähr bis zur Breite des Fleckens Manscholia die hohe Dniproterrasse.

Was die Struktur des Plateaus am unteren Laufe des Flusses Psiol anbelangt, so erweist sie sich als folgende: fünf Lösstufen mit vier Fossilböden und einer Moräne, die die dritte (von oben gerechnet) Lösstufe in zwei Teile trennt. Sowie auf der hohen Terrasse, sind hier ebenfalls an einigen Stellen unter der Moräne fluvio-glaziale Ablagerungen ermittelt worden.

Es sei erwähnt, dass an einigen Stellen sowohl auf dem Plateau als auch auf den Terrassen der erste fossile Boden nicht ganz gut ausgedrückt ist; in solchen Fällen fließen die erste und zweite Lösstufen ineinander.

In den alluvialen Ablagerungen sämtlicher Terrassen besteht eine schöne Fauna, hauptsächlich von süßwässrigen Mollusken; dabei gehört der faunahaltige Horizont dem Tonenteil deren oberen vom Löss unmittelbar bedeckten Teil. In den Terrassenablagerungen sind folgende Arten verbreitet:

		Terrassen			
			II	III	IV
1	<i>Unio pictorum</i> Lin. . . . .	+			
2	" <i>crassus</i> Retz . . . . .	+			
3	" <i>tumidus</i> " . . . . .	+		+	+
4	" <i>sp.</i> . . . . .	+		+	+
5	<i>Cyclas rivicola</i> Schupp. . . . .	+		+	+
6	<i>Pisidium hibernicum</i> West. . . . .			+	
7	" <i>subtruncatum</i> Malm. . . . .		+	+	+
8	" <i>amicum</i> Müll. . . . .			+	
9	" <i>nitidum</i> Jenins. . . . .			+	
10	" <i>obtusale</i> Pfe. . . . .		+	+	
11	" <i>jassiensis</i> Pfeiff. . . . .	+			+
12	" <i>sp.</i> . . . . .				+
13	<i>Planorbis planorbis</i> Lin. . . . .	+	+	+	+
14	" <i>spirorbis</i> Lin. . . . .			+	+
15	<i>Spiralina vortex</i> Lin. . . . .			+	
16	<i>Coretus corneus</i> Lin. . . . .			+	+
17	<i>Paraspira leucostoma</i> Müll. . . . .			+	
18	<i>Segmentina nitida</i> Müll. . . . .			+	+
19	<i>Gyraulus albus</i> Müll. . . . .				+
20	" <i>laevis</i> Alg. . . . .				+
21	<i>Bathyomphalus contortus</i> Lin. . . . .				+
22	<i>Limnophysa palustris</i> Müll. v. <i>septentrionalis</i> Cless. . . . .			+	+
23	" v. <i>taurica</i> Schadin . . . . .	+			
24	" v. <i>turricula</i> Held. . . . .	+			
25	" <i>stagnalis</i> Lin. . . . .	+		+	
26	" <i>palustris</i> Müll. v. <i>fusca</i> Pfeiff. . . . .		+	+	+
27	<i>Galba truncatula</i> Müll. . . . .				+
28	" var. . . . .				+
29	<i>Radix auricularia</i> Lin. . . . .			+	
30	" var. <i>fluviat.</i> Schad. . . . .			+	
31	" <i>ovata</i> Drap. v. <i>fontinalis</i> Geyer. . . . .			+	
32	<i>Leptolimnaea glabra</i> Müll. . . . .	+			+
33	<i>Bithynia tentaculata</i> Lin. . . . .			+	+
34	" <i>leachi</i> Schupp. . . . .				+
35	<i>Theodoxus danubialis</i> Pfeiff. . . . .				+
36	" <i>fluvialis</i> Lin. . . . .	+			
37	<i>Lithoglyphus naticoides</i> Hal. . . . .	+			+
38	" <i>michaeli</i> Cob. . . . .				+
39	" <i>neumayri</i> Sabba . . . . .	+			+
40	<i>Melanopsis esperoides</i> Sabba . . . . .				+
41	" <i>acicularis</i> Ter. . . . .				+
42	<i>Paludina diluviana</i> v. <i>gracilis</i> Kunt. . . . .				+
43	" v. <i>grassa</i> Kunt. . . . .				+
44	" <i>zickendrathi</i> Pav. . . . .	+		+	+
45	" <i>fasciata</i> Müll. . . . .	+		+	
46	" <i>sokolovi</i> Pav. . . . .	+		+	
47	" <i>pseudoachatinoides</i> Pav. . . . .				+
48	" <i>mammata</i> Sabba . . . . .			+	
49	" aff. <i>achatinoides</i> Desch. . . . .			+	
50	" <i>romaloi</i> Cob. . . . .	+		+	
51	" <i>costae</i> Held. . . . .	+			
52	" <i>cretzestiensis</i> Pav. . . . .	+			
53	" <i>sp.</i> . . . . .				+
54	<i>Valvata piscinalis</i> Müll. . . . .			+	+
55	" <i>pulchella</i> Stud. . . . .			+	
56	" <i>cristata</i> Müll. . . . .				+
57	" <i>macrostoma</i> Steen. . . . .				+
58	<i>Succinea pfeifferi</i> Rossm. . . . .			+	+
59	" <i>oblonga</i> Drapp. . . . .		+	+	+
60	" <i>putris</i> Lin. . . . .	+		+	
61	<i>Fruticicola hispida</i> Lin. v. . . . .				+



		Terrassen			
		I	II	III	IV
62	<i>Valonia pulchella</i> Müll. . . . .				+
63	" <i>costata</i> Müll. . . . .			+	
64	<i>Zonitoides petronella</i> Char. . . . .		+		
65	<i>Columella columella</i> Mart. . . . .				+
66	" <i>edentula</i> Drapp. . . . .				+
67	<i>Acantina lammellata</i> Jaff. . . . .		+	+	
68	<i>Pupilla muscorum</i> Müll. . . . .		+		
69	<i>Vertigo substriata</i> Müll. . . . .		+		
70	<i>Hyalina hammonis</i> Ström. . . . .		+		
71	<i>Sphaerium solidum</i> Norm . . . . .	+			+



## Четвертинний бабак з лесу заповідника „Чаплі“

I. Г. Підоплічка

## Quartäres Murmeltier aus dem Löss des Reservats „Tschapli“

I. G. Pidoplitschka

Довгий час питання про недавнє існування бабаків в умовах сучасного асканійського степу не викликало ніяких сумнівів, особливо через те, що цілина заповідника „Чаплі“ вкрита т. з. бабаковинами. Проте, цілком певних вказівок на те, що бабаки жили тут у XIX столітті і в близькі до нього історичні часи, ми не маємо. Останнього часу, в зв'язку з рядом спостережень та невдалими спробами реакліматизувати бабаків у Чаплях, І. С. Медведєв висловив думку, що умови сучасного асканійського степу несприятливі для життя бабака. Мої спостереження над походженням бабаковин на півдні України стверджують думку І. С. Медведєва<sup>1</sup>.

Недавно в Чаплях знайдено копальні останки бабака, але ці останки досить давні. На перший погляд кістки з деякими ознаками скам'янілості подібні, сказати б, до „третинних“.

### Умови знаходження

Бабаківі кістки знайдено 1932 р. під час копання криниці на участку Дорєнбурга (за 22 км від Асканії) на глибині 7—10 м. На жаль, цю цікаву знахідку своєчасно не дослідили геологічно, а тому не можна зробити всіх висновків про вік і характер цих останків. Спочатку останки бабака передані були О. О. Шуммерові, який додав до них по змові повну етикетку, але й ця етикетка, доки кістки дійшли до Києва, загубилася. На моє прохання В. П. Кавалерідзе, а також О. О. Шуммер знову зібрали відомості про цю знахідку і в їхніх даних я й скористувався.

Глибина залягання останків, навіть коли зважити глибокiсть бабачих нiр, дає змогу зв'язувати знахідку з другим поверхом лесу (ріс). Таку саму думку висловили В. І. Крокос та В. П. Кавалерідзе.

Пов'язавши знахідку з другим поверхом лесу і взявши на увагу те, що тепер бабаків у Чаплях немає, що вони, як гадають, вимерли в історичні часи, а може навіть ще до відкладання першого поверху лесу — можна припускати, що за часів відкладання ріського лесу та формування ґрунту на ньому (перший копальний ґрунт Чаплів) клімат півдня України був вогкіший за сучасний. Це давало сприятливі умови для розвитку різнотравної степової рослинності, до якої призвичаєні бабаки. Коли дніпрянський льодовик зовсім зник, можливо, вже тоді, коли сформувався перший поверх лесу, —

<sup>1</sup> І. Г. Підоплічка. Про потребу переглянути питання про бабаковини. Ж. Геол.-геогр. діялу ВУАН, № 1—2, 1932 р.

почалося посушіння причорноморської смуги<sup>1</sup> і теперішній степ Чаплів, де панує вузьколиста злакова рослинність, не сприятливий для життя бабаків.

### Опис останків

Як уже говорилося, останки щодо стану збереженості подібні до „третинних кісток“. Процес скам'яніння їх почався під впливом  $\text{CaCO}_3$  і  $\text{CaSO}_4$ , при чому дрібні кристалики цих солей помітні на око на свіжому зламі кісток.



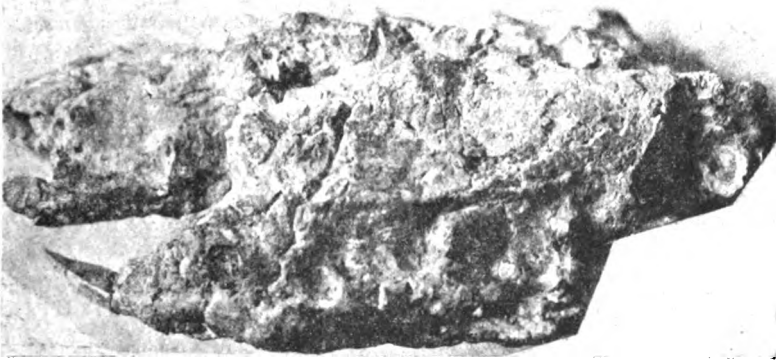
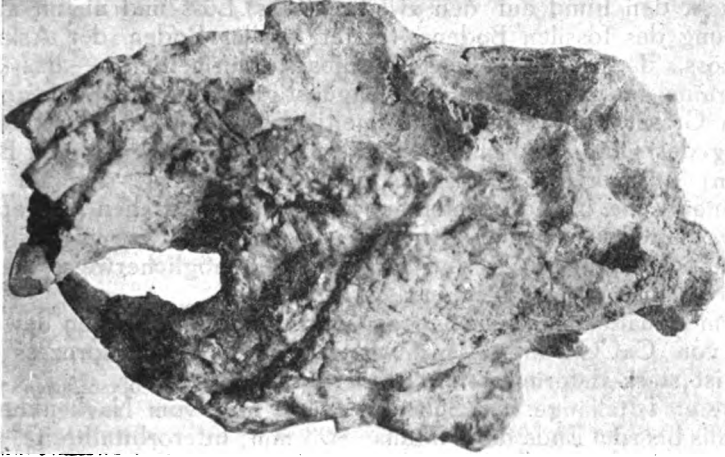
Крім черепа збереглися останки: *os coxae*, *tibia*, *ulna*, *digiti* та інші. Це свідчить про те, що ми маємо залишки цілої тварини, загинулої, як видно, в своїй норі.

З доданих фотографій видно, що череп зазнав великої деформації під впливом ущільнення лесу. Череп представлений повністю, тобто є і верхня

<sup>1</sup> Аналогічну думку ще раніше висловлював В. І. Крокос (Мат. для характ. почвогрунтів Одеської і Николаевської губ., ч. I. Морфологическая и геологическая характеристика почвогрунтов. 1922): „Не лишено вероятности допущение, что степной режим воцарился на значительной части территории б. Херсонской губ. не позднее момента отложения 4-го яруса лесса и продолжается непрерывно до наших дней. Судя по мощным древцам (3-я и 4-я) ископаемым почвам, степь была сначала более влажной, а начиная с момента образования 1-й ископаемой почвы, сменилась более засушливой“ (с. 34).

частина його, і спідні щелепи, що в процесі скам'яніння „скипілися“ із черепною коробкою. Коли здобували череп, його дуже пошкоджено: відбито ліву половину черепної коробки.

Мінеральна субстанція, тобто просякнутий солями лес, складає більшу частину черепа, ніж кісткова субстанція.



Розміри: загальна довжина черепа 100 мм; од потиличної кістки по сагітальному шву до кінця носових кісток 93 мм; межична ширина  $23 \pm$  мм; ширина носових кісток спереду 18 мм; вертикальний діаметр глазиці 23 мм; товщина спіднього різця 4 мм; висотний діаметр верхнього різця 5,5 мм; найбільший діаметр acetabulum (os coxae) 13,5 мм.

Ідучи за західноєвропейськими авторами, я провізорно називаю цього бабака — *Marmota primitgenius* Каур.

Наприкінці треба зазначити, що копальні бабаки з усіх поверхів лесу заслуговують на велику увагу та на обережне й уважне дослідження умов залягання. Треба пошкодувати, що цю першу знахідку ріського бабака не досліджено як слід на місці.

Описаний череп бабака подано на чотирьох малюнках різної експозиції: з боків, зверху і знизу.

## ZUSAMMENFASSUNG

Der Verfasser beschreibt die Reste eines Murmeltieres, — das von ihm provisorisch als *Marmota primigenius* Kaup. bestimmt wird, — welche 22 km von Askania Nova (Melitopolsker Bezirk) in einer Tiefe von 7—10 m gefunden worden sind.

Verf. bezieht den Fund auf den zweiten (Riss) Löss und nimmt an, dass zur Zeit der Bildung des fossilen Bodens (erster fossiler Boden der Askania Nova) auf diesem Löss, d. h. zur Lebenszeit dieses Murmeltieres, — das Klima der südlichen Ukraine feuchter war. Dies begünstigte die Steppenvegetation von verschiedenen Gräsern, mit der das Murmeltier verknüpft ist. Nach dem endgültigen Rückzug des Dniproglatschers, möglicherweise bereits nach der Bildung des ersten (Würm) Lösshorizont — erfolgte die Austrocknung der am Schwarzen Meere gelegenen Zone und die Entstehung der zeitgenössischen Tschapley-Steppe (Askania Nova) mit ihrer schmalblättrigen Grasvegetation, was ungünstige Lebensverhältnisse für das Murmeltier zur Folge hatte: möglicherweise starben diese Tiere noch in prähistorischer Zeit aus.

Ausser dem Schädel haben sich noch sonstige Skelettknochen bewahrt; unter dem Einfluss von  $\text{CaCO}_3$  und  $\text{CaSO}_4$  hat der Versteinerungsprozess eingesetzt. Der Schädel ist stark deformiert infolge der Lössverdichtung.

Ausmasse: Totallänge des Schädels — 100 mm; vom Nackenknochen längs Sutura sagittalis bis zum Ende der Nasalia — 93 mm; Interorbitalbreite —  $23 \pm$  mm; Durchmesser der Augengrube — 23 mm. Dicke des unteren Incisivum — 4 mm; Höhendurchmesser des oberen Incisivum — 5,5 mm; der grösste Durchmesser des acetabulum (os coxae) — 13 mm.

## ПРОТОКОЛ № 7

засідання Комісії вивчення Четвертинного періоду на Україні  
1. III 1932 р.

Присутні: Д. Г. Віленський, Ю. Д. Клеопов, В. В. Різниченко (молод.), О. П. Кришталь, І. Г. Підоплічка, К. М. Абрамович, П. Л. Осаулешко, О. К. Каптаренко, Д. К. Віленко, А. С. Фещенко, П. П. Молоків-Журський, М. Я. Рудинський, Р. І. Крокос, Р. Р. Виржиківський, Д. К. Зеров, О. П. Підоплічка.

Голова В. І. Крокос. Секретар І. Г. Підоплічка.

1. Слухали доповідь Д. К. Зерова — „Копальні торфовища Канівського району“.

Запитання на доповідь подали: Д. Г. Віленський, Д. К. Віленко, І. Г. Підоплічка Р. Р. Виржиківський.

Висловилися на доповідь:

Д. Г. Віленський. З доповіді не цілком ясна стратиграфія досліджених торфовищ, зокрема не ясно, чи маємо ми тут торфовище в природних не порушених умовах. Не з'ясувавши докладно цього, не можна робити висновків про кліматичні умови за часів створення торфовища.

Д. К. Віленко. У доповіді не висвітлена стратиграфія району. Літологічний склад торфового поєму вказує на вогкі умови відкладання породи. Це цілком пов'язується з відступанням ріського льодовика. До цієї доби й треба залічити утворення торфу. Зменшення сосни коштом водо- й теплолюбів не доведене, вважаючи на обмежний матеріал. Зменшення вогкості після доби торфу зв'язалося відкладанням лесу.

В. І. Крокос, залічуючи утворення торфу до ріс-вюрмського інтергляціалу і розбираючи ботанічний склад торфу, зазначає, що береза і верба характерні для остинної фази міжльодовикового періоду. На початку вюрму I був сухий клімат, подібний до теперішнього дніпропетровського.

Р. Р. Виржиківський цікавився питанням, чи немає новіших даних про замерзання Чорного моря.

Ю. Д. Клеопов відстоював, у зв'язку з даними дослідження торфовища, свою попередню позицію щодо фізично-географічних умов за льодовикової доби на Україні і заперечував акад. В. В. Різниченкові проти його виступу на попередньому засіданні комісії (див. протокол ч. 6 з 10. XII 1931 р).

2. Слухали: Про організацію виставки до Міжнародної конференції АВЧПЕ.

Ухвалили: Від комісії клопотатися про приміщення для виставки перед президією ВУАН, а членам комісії взяти активну участь у роботі щодо влаштування виставки.

ПРОТОКОЛ № 8

засідання Четвертинної комісії ВУАН 3. XI 1932 р.

Присутні: проф. В. І. Крокос, А. А. Лепікаш, І. Г. Підоплічка, Д. К. Біленко, Д. К. Зеров, Ю. Д. Клеопов, В. В. Різниченко, О. П. Кришталь, В. М. Гвоздецький, П. К. Заморій, П. А. Осауленко, Т. Ю. Лапчик, В. Г. Кривенко, П. Г. Демченко, М. О. Мельник, Ю. М. Абрамович, О. Г. Милай, П. П. Молоків-Журський.

Не члени комісії: В. Г. Конько, М. П. Капельгородський, П. В. Богданенко, В. А. Слободяник, Г. І. Молявко, М. І. Паскевич, Н. Є. Бражнікова, А. Б. Білорус, М. А. Риженко, С. К. Кучерук, С. Д. Яковець, А. К. Головка, П. А. Глазків, П. М. Береговий, Берегова, А. А. Пуцало.

Голова А. А. Лепікаш. Секретар І. Г. Підоплічка.

І Збори відкрив А. А. Лепікаш, надавши слово для доповіді — „Про наслідки екскурсії II Міжнародної конференції Асоціації вивчення четвертинних покладів Європи“ — проф. В. І. Крокосові.

Після доповіді В. І. Крокоса доповідає А. А. Лепікаш — „Про наслідки роботи II Міжнародної конференції АВЧПЕ“.

Після доповіді подано запитання, що стосувалися окремих моментів роботи конференції; тт. Крокос і Лепікаш подали вичерпні відповіді на ці запитання.

Ухвалили: 1) Відзначити задовільні наслідки роботи Комісії в справі готування до II Міжнародної конференції АВЧПЕ, які видно з виступів радянських та закордонних делегатів, про які говорив т. Лепікаш, та з подяки, висловленої українському Оргбюру готування до конференції та колективної ВУАН — від президента Асоціації вивчення четвертинних покладів Європи акад. Губкіна.

2) Зважаючи на велике науково-культурне значення й високу наукову цінність виставки, улаштованої ВУАН до II Міжнародної конференції АВЧПЕ, просити президію ВУАН залишити виставку як постійне ядро, з якого треба утворити галерею четвертинного періоду й копальної людини.

II. Слухали: Затвердження плану праці Комісії на 1933 рік.

Ухвалили: План праці затвердити.

ПРОТОКОЛ № 9

засідання Четвертинної комісії ВУАН 19. XII, 1932 р.

Присутні: В. І. Крокос, Є. М. Лавренко, Ю. Д. Клеопов, Д. К. Зеров, В. М. Гвоздецький, Д. К. Біленко, І. Г. Підоплічка, О. П. Кришталь, П. К. Заморій, А. Г. Ткачук, П. А. Осауленко.

Не члени комісії: Ф. О. Гринь, Р. І. Білик, І. М. Миколенко, М. А. Риженко, С. І. Крокос, Д. Я. Афанасьєв, Н. Є. Бражнікова, Г. А. Білецький, Є. М. Матвієнко, Г. І. Молявко, І. Н. Оксер, В. В. Різниченко, Пуцало, Ф. О. Лисенко.

Голова В. І. Крокос. Секретар І. Г. Підоплічка.

Збори відкрив В. І. Крокос.

Слухали доповідь проф. Є. М. Лавренка — „Про взаємовідношення між арктичною і степовою флорами протягом четвертинного періоду“.

Запитання надоповідь подали: Підоплічка, Білецький. Відповідаючи на запитання, Є. М. Лавренко сказав: „Не відкидаючи окремих рис самостійності тундрової флори, я гадаю, що багато сучасних видів тундрової рослинності є степового походження, що потрапили в тундру в основному через Забайкалля та басейн р. Лени. Щодо причин явищ насунення тундри на лісову зону, то їх треба вбачати в зміні клімату.“ Щодо пізньочетвертинного видоутворення, то Є. М. Лавренко його припускає; зокрема серед ксерофітів на піскових терасах — на це вказує також явище мікросамоендемізму.

Ю. Д. Клеопов, погодившись з основними твердженнями доповідача, торкнувся поширення на південь ряду північних рослин та тварин, спираючись на дані, що їх можна знайти у працях Желізка, Стоянова та інших дослідників південного заходу Європи.

Торкнувшись питання про шляхи міграції степово-гірської флори в тундру, Ю. Д. Клеопов зазначив, що важливим таким шляхом могло бути пасмо Уральських гір.

І. Г. Підоплічка відзначив, що доповідь проф. Лавренка на засіданні Комісії є значне досягнення з того погляду, що Є. М. Лавренко подав матеріали не вузько локального (українського) порядку, а, виходячи з явищ четвертинної історії України, підійшов до розгляду загальних проблем, взаємовідношень тундри й степу, що їх вивчають дослідники ССРСР

і закордону. Доповідь Є Лавренка в Комісії є п'ята доповідь з палеоботаніки. Отже, **щодо** роботи палеоботаніки Четвертинної комісії покищо зайняли перше місце. В наступні завдання Четвертинної комісії входить: розгорнути ширше комплексну методу вирішення геологічних проблем, притягаючи до цього, як про це говорив ще акад. В. В. Різниченко, насамперед ботаніки та зоологія, що вивчають минулу та сучасну флору й фауну, а також вимагаючи від геологів ширшого використання екологічно-флористичних та фауністичних даних для своїх висновків.

Торкнувшись далі безпосередніх питань доповіді, І. Г. Підоплічка зазначив, що **визначення** віку копальних решток утруднюється сучасною схемою стратиграфії четвертинних покладів, яка потребує корінного перегляду; що утворювання деяких видів тундрово-льодовикової фауни треба залічувати ще до пліоцену.

## ПРОТОКОЛ № 10

засідання Четвертинної комісії ВУАН 8. II 1933 р.

Присутні: В. І. Крокос, Л. А. Лепікаш, П. К. Заморій, І. Г. Підоплічка, В. В. Різниченко, П. Г. Демченко, О. К. Каптаренко, В. М. Гвоздецький, О. В. Красівський, Н. В. Піменова, Г. І. Молякко, А. С. Фещенко, Л. Ф. Люнгерсгаузен, Д. К. Біленко, Л. Г. Ткачук.

Не члени комісії: С. І. Крокос, В. Шепель, М. Я. Гетте, С. Поліщук, П. Комаров, С. З. Сайдаківський, В. Ткачук, Г. М. Самбур, Ф. А. Попов, К. Ф. Воздвиженський, О. Биченко, Н. Б. Вернандер, М. Кондратенко, Гейслер, Н. Є. Бражнікова, Білецький, І. Я. Плужник, Данилюк, М. І. Паскевич, А. К. Головка, В. Р. Конько, Безуглий, З. Філоненко та ін.

Голова Л. А. Лепікаш. Секретар І. Г. Підоплічка.

Засідання присвячене проблемі Великого Дніпра

І. Слухали доповідь Л. А. Лепікаша— „До проблеми четвертинних покладів у басейні Дніпра“.

Доповідач на початку доповіді зазначив, що раніше до вивчення четвертинних покладів України підходили як до проблеми, яка має найбільше значення для сільського господарства (Танфільєв, Тутковський, Різниченко). Розвиток соці. промисловості, перетворення Радянського Союзу в країну індустріальну по-новому ставить питання четвертинних покладів України, зважаючи на велику роль їх якраз в питаннях індустріалізації (промислове будівництво, транспортне, енергетичне тощо).

Далі доповідач дає геологічну характеристику району Дніпра і зупиняється на практичному значенні четвертинної серії покладів для наступного й теперішнього будівництва.

На доповідь подано так і запитання:

З. Філоненко. Чи можна використати карбонатний лес для клінкеру, усунувши карбонати? Н. Б. Вернандер. Якого віку тераса долинського Дніпра в районі „Асканія Нова“? П. Г. Демченко. До якого часу залічує доповідач утворення лесу — до льодовикової чи міжльодовикової доби? П. К. Заморій. У свердловині в районі Кам'янського знайдено 5 копальних ґрунтів і 6 поверхів лесу. Нам відомо далі України лише 4 копальних ґрунти і 5 поверхів лесу. Чи можна п'ятий копальний ґрунт вважати за стратиграфічну одиницю? В. М. Гвоздецький. Ви сказали, що геоморфологічно ріська та міндельська тераси майже не різняться між собою, також не різняться й тераси вюрму I та II. Чим пояснити, що в р-ні Золотоноші спостерігається, що ріська тераса нижче від міндельської на 30 м, в той час, як висотами тераси вюрму I та II подекуди дорівнюють ріській терасі? А. С. Фещенко. Чи можна встановити фазність епейрогенічних рухів за четвертинного періоду на території України і пов'язати їх (фази) з фазами зледеніння (гляціалами, інтергляціалами) за того часу?

На доповідь Л. А. Лепікаша висловився Л. Ф. Люнгерсгаузен: 1) факти, що набиралися, зовсім не дозволяють говорити про те, що борова (піскова) й однолесова тераси належать до одного ярусу; 2) безперечно два зовсім самостійні поверхи, що нагромадилися протягом зовсім різних епох. 3) Треба обережно вживати терміну „червонобурі глини“ для утворень, що лежать вище пісків в *Paludina diluviana*; крім того, тут саме визначення *P. diluviana* трохи сумнівне.

Після Л. Ф. Люнгерсгаузена висловився на доповідь В. І. Крокос.

В кінцевому слові Л. А. Лепікаш, відповідаючи на запитання, відзначив потребу ширше вивчати четвертинні поклади і критично оцінити деякі спостереження. Зокрема він зазначив, що для утворення копальних ґрунтів потрібен час зовсім невеликий, — всього декілька століть, а не такий, що дорівнює цілим епохам, як це часто вважають.

II. Слухали доповідь В. І. Крокоса— „Головні питання в стратиграфії четвертинних покладів басейну Дніпра“.

На доповідь подали запитання: А. С. Фещенко. В якому саме місці на півдні України (на Лівобережжі) ви спостерігали бурі піски під червонобурими глинами? В. М. Гвоздецький. Чи не можна пояснити епейрогенічними рухами вагвність лише двох чи трьох поверхів



лесу на Поділлі? Чим можна пояснити випадання другого поверху лесу та на якій саме території він випадає? П. К. Загорій. Ви зазначили, що треба обережно підходити до хитання клімату за четвертинної доби. Чим же пояснювати утворення копальних ґрунтів, особливо деградованих та надгрубих вилугуваних, як не хитанням клімату за четвертинної доби? Без у гн і. Як зв'язується колір лесу з поверхами і територією? (Відповідь — не зв'язується). О. В. Красівський — ставить доповідачowi низку запитань.

На доповідь висловилися: 1) Л. Ф. Люнгергаузен. Визнання за німецькими зведеннями Elster і Saale значення тільки стадіалів одного зведення (ріс) мало обґрунтоване. Так само й на Україні т. зв. міндельський лес відокремлений від ріського грубою корою звітрювання, що не вкладається в рамки інтерстадіалу. На Бірзудьському плато спостерігається спускання на схилах давніх балок навіть міндельського лесу. Виклинювання лесу W I на заході України, очевидно, пояснюється впливом Карпат. Для Білорусі доведено тільки два зведення (ріс і вюрм із стадіями). 2) О. В. Красівський. „Я поганий дипломат і тому перепрошую доповідача, коли скажу щось може надто гостро. Я бачу, що В. І. Крокос намагається простіше і не з заклопотаними очима підійти до з'ясування не таких уже складних питань, як, скажімо, походження лесу та його поверхів. Але В. І. Крокос все ж таки тримається старого і не хоче одмовитися від своєї схеми остаточно, щоб почати роботу наново. Тимто в мене склалося враження, що з часу, коли я чув доповідь небіжчика Набокіх, я ніби заснув, і от, прокинувшись, отут з уст В. І. Крокоса я почув ту ж саму пісню, якої співали за часів Набокіх. Я дозволю собі ще висловитися фігуально і скажу, що В. І. Крокос неначе стоїть з ключем коло дверей, але ніяк їх не одімкне, щоб увійти в хату геологічних питань. Я радий, що молодь трохи інакше ставить питання, вивчаючи четвертинні поклади. Але все ж таки на цьому засіданні я не чув того, що, як мені здається, треба ставити. Можливо, я матиму змогу на одному з наступних засідань ширше висловити свої думки“.

Після таких зауважень О. В. Красівський, посилаючися на свої праці і спостереження, навіть низку заперечень по суті доповіді. Зокрема він згадав про спостережене ним явище утворення тонельної півки лесу на бурих ґайнах (що виходять на денну поверхню — Чернішівка) після дощу. Виступ О. В. Красівського викликав живий інтерес серед присутніх.

## ЗМІСТ

Д. К. Біленко. Спроба розчленування лесової товщі для промислового використання на цегельні № 9-у Києві . . . . .	3
І. С. Педан. До тектоніки гори Калитви та її околиць . . . . .	17
А. Ф. Лунгерсгаузен. До геоморфології долини Західної Дніви . . . . .	31
Н. В. Піменова. Солодководні поклади с. Сорокопів Слобчанського району . . . . .	41
Д. К. Зеров. Копальні торфовища Наддніпрянщини . . . . .	63
Є. М. Лавренко. Про деякі взаємовідношення між арктичною та степовою флорою протягом четвертинного періоду . . . . .	77
В. Г. Бондарчук. Четвертинна фауна з терас пониззя р. Псла . . . . .	99
І. Г. Підоплічка. Четвертинний бабак з лесу заповідника „Чаплі“ . . . . .	115

## INHALT

D. K. Bilenko. Ein Versuch zum Urbarmachen der Lössschicht zwecks industrieller Utilisation auf der Ziegelei № 9 in Kyjiw . . . . .	3
I. S. Pedan. Zur Tektonik des Berges Kalitwa und seiner Umgegend . . . . .	17
L. F. Lungershausen. Zur Geomorphologie des Dünatales . . . . .	31
N. V. Pimenova. Fresh-water deposits of the village Sorokopen . . . . .	41
D. K. Zerow. Die fossilen Torflager des Dniproufergebiet . . . . .	63
E. M. Lawrenko. Über einige Wechselbeziehungen zwischen der arktischen und der Quartärperiode . . . . .	77
W. G. Bondartschuk. Die Quartärfauuna aus den Terrassen der Niederung des Flusses Psel . . . . .	99
I. G. Pidoplitschka. Quartäres Murmeltier aus dem Löss des Reservats „Tschapli“ . . . . .	115

EARTH SCIENCES LIBRARY

Ціна 6 крб. 50 коп.  
Р





Russ  
Et

*Chetvertinnii period*

**ВСЕУКРАЇНСЬКА АКАДЕМІЯ НАУК  
КОМІСІЯ ВИВЧАННЯ ЧЕТВЕРТИННОГО ПЕРІОДУ**

**ACADÉMIE DES SCIENCES D'UKRAINE  
COMMISSION POUR L'ÉTUDE DE LA PÉRIODE QUATERNAIRE**

UNIVERSITY OF CALIFORNIA  
AUG 27 1935  
LIBRARY

Пролетарі всіх країн, єднайтеся!  
Prolétaires des tous les pays, unissez-vous!

# ЧЕТВЕРТИННИЙ ПЕРІОД

**ВИП. 7**

**Відповідальний редактор Л. А. ЛЕПІКАШ**

## DIE QUARTÄRPERIODE

**LIEF. 7**

**Redigiert von L. A. LEPIKASCH**

**ВИДАВНИЦТВО ВСЕУКРАЇНСЬКОЇ АКАДЕМІЇ НАУК  
КИЇВ — 1934 — КИЇВ**







ВСЕУКРАЇНСЬКА АКАДЕМІЯ НАУК  
КОМІСІЯ ВИВЧАННЯ ЧЕТВЕРТИННОГО ПЕРІОДУ

ACADÉMIE DES SCIENCES D'UKRAINE  
COMMISSION POUR L'ÉTUDE DE LA PÉRIODE QUATERNAIRE

---

---

Пролетарі всіх країн, єднайтеся!  
*Prolétaires des tous les pays, unissez-vous!*

# ЧЕТВЕРТИННИЙ ПЕРІОД

ВИП. 7

Відповідальний редактор Л. А. ЛЕПКАШ

---

## DIE QUARTÄRPERIODE

LIEF. 7

Redigiert von L. A. LEPIKASCH

---

ВИДАВНИЦТВО ВСЕУКРАЇНСЬКОЇ АКАДЕМІЇ НАУК  
КИЇВ—1934—КУІУ

Бібліографічний опис цього видання вміщено в „Літопису Українського Друку“, „Картковому репертуарі“ та інших покажчиках Української Книжкової Палати.

Відповід. редактор Л. А. Лепікаш  
Літредактор Л. Д. Збрага  
Технічний редактор В. Г. Єгоров  
Коректор Є. І. Біганівська

Дозволяється випустити в світ.  
Голова Редакційно-видавничої ради ВУАН акад. *О. В. Палладін.*



**Про геологічну будову лівобережної тераси р. Дніпра в районі м. Ніжена**

*Акад. Є. В. Оппоков*

**Über die geologische Struktur der linksufrigen Dniproterrasse im Rayon der Stadt Nishin**

*E. W. Oppokow, Mitgl. d. Akad.*

Ще в першій частині наших „Речных долин Полтавской губ.“ 1901 р. (с. 198) ми відзначили, що „в басейні Середнього Дніпра, головних, найдовших і різко виявлених, як більше чи менше одноманітні щодо вишини приступки, терас, які супроводять, хоч і з перервами, річища річок на великому протязі, спостерігають у найзагальнішому випадку тільки три: надлукову, або другу, за А. В. Гуровим, середню алювіальну терасу, звичайно алювіального походження, яка щодо вишини дуже мало відрізняється від заплави; одну дилювіальну<sup>1)</sup> терасу,—третю, коли лукову частину долини (заливну заплави) вважати за першу терасу. Ця нижня дилювіальна тераса дуже невисока в середній течії Дніпра й нерідко прикро підвищується безпосередньо над заплавиною, становлячи в такому разі надлукову терасу; це надлукова дилювіальна тераса... Вище за неї міститься друга, горішня дилювіальна тераса, що на лівім березі р. Дніпра також ще далеко не досягає вишини правого берега; ця тераса найрозвиненіша на лівім березі середньої течії р. Дніпра й на великім протязі підходить безпосередньо до дилювіальної долини. Цю терасу вважають уже звичайно за стародавній берег долини. Це має свою підставу, коли взяти на увагу загальний нахил верств від правого до лівого берега долини р. Дніпра в середній частині його течії. Цю терасу, що складається з льодовикових покладів і дуже відрізняється вишиною від правого берега, можна назвати горішньою дилювіальною, як це прийнято далі. Над нею, іноді досить далеко, на кілька десятків верст, там, де спад (місцевості) замість північно-східного стає протилежним, тобто південно-західним, міститься ще один приступок, чи власне високе плато, яке майже досягає вишини правого берега долини р. Дніпра. Цей приступок плато відповідає краю широкої жолобини, яка існувала на місці теперішньої, мізерної, порівнюючи з нею, долини р. Дніпра, протягом цілої третинної епохи... Коли тільки це високе плато лівого берега уважати за край долини р. Дніпра, то дилювіальних терас, не рахуючи плато, буде дві: нижня, невисока й розвинена не скрізь, і горішня, дуже широка, що йде безперервно вздовж усієї течії р. Дніпра“ (с. 199).

У першій частині наших „Речных долин Полтавской губ.“ наведено й схематичний геологічний розріз місцевості вздовж Києво-Воронізької залізниці

<sup>1)</sup> Термін „дилювіальна“ автор вживає скрізь в розумінні „льодовикова“. Є. О.

від Києва до ст. Новосілки (Волфино, за ст. Ворожбою), що малює як рельєф, так і геологічну будову правого берега р. Дніпра коло Києва й цілого лівобережжя в межах поширення на Дніпровому лівобережжі льодовикового язика, який іде далеко на південь, геть аж до гирла р. Орелі. Цей язик являє собою ту широку горішню ділювіальну терасу, про яку сказано вище; на широті Києва ця тераса простягається до меридіана Прилуки; на цілому протязі від ст. Бровари до Ніжена й далі до ст. Пліски вона має одноманітну вишину від 128 до 134 м над рівнем моря. Геологічна будова цієї ділянки Середньої Наддніпряниці виглядає як виразно виявлена мульда, утворена київським еоценовим мергелем (київський поверх), з найзниженишими частинами мульди на віддалі 80 км на схід від Києва, коло ст. Носівки. Ця мульда вивірена покладами третинної системи (піски харківського поверху), уложені в районі ст. Носівки й Ніжена на рівні близько 68 м над рівнем моря.

Вище цих пісків, десь так до горизонту 89—90 м над рівнем моря, у найнижчій частині мульди Середньої Наддніпряниці, в районі ст. Носівки й Ніжена, уложені поклади, які ми залічили 1901 р. до полтавського поверху; вище них ідуть потретинні поклади, які досягають у найнижчій частині мульди до 40—43 м завгрубшки (ст. Носівка). Так ми уявляли геологічну будову лівобережжя р. Дніпра 1901 р. (див. геологічний розріз у „Речних долинах Полтавской губ.“, ч. I).

Але надруковані 1929 р. праця проф. Б. Л. Лічкова <sup>1)</sup> і 1931 р. праця проф. В. М. Чирвінського <sup>2)</sup> дають указівки про те, що на поверхні порід харківського поверху уложені породи не полтавського поверху, а стародавні алювіальні породи (Б. Л. Лічков) або моренові поклади ріського й міндельського зледенінь в проміжних міндель-ріських (В. М. Чирвінський). Останні В. М. Чирвінський вказує для двох пунктів: Н. Бикова (від 118 до 71,3 м над рівнем моря) і м. Яготина (від 115 до 70 м над рівнем моря), при чому В. М. Чирвінський проводить межу між безмореновою середньою терасою й мореновою горішньою терасою десь від пункту між ст. Заворичами й Бобровицею на південь, повз м. Березань, до м. Гельмязова; середня тераса, найближча до Дніпра, має позначки від 100 до 133, горішня—120—136 м.

Особливо інтересні вказівки проф. Чирвінського про геологічну будову лівобережної горішньої тераси на схід від лінії Бобровиця—Березань—Гельмязів, з двома горизонтами моренових покладів ріського й міндельського зледенінь в її складі, загальною грубиною близько 45—46 м, поділених товщею пісків і суглинків міндель-ріського часу в 27 м в м. Яготині і в 43 м в м. Н. Бикові. Ці останні поклади відповідають покладам, які вважали раніш за поклади полтавського поверху. Вони безпосередньо уложені і в Яготині, і в Н. Бикові на зелених глауконітових пісках харківського поверху, в Н. Бикові на вишині 71,3 м над рівнем моря, а в Яготині—на 70,0 м над рівнем моря. Алеж, це не виключає можливості того, що нижня частина пісків полтавського поверху збереглася під міндельськими флювіогляціальними покладами, в нижчих, ніж м. Н. Биків і м. Яготин, частинах мульди на схід і на північний схід від згаданих попереду пунктів, як це ми побачимо далі в районі м. Носівки й Ніжена.

Але слід зауважити, що флювіогляціальні піски середньої тераси В. М. Чирвінського, уложені тут на чималій глибині (42,67—48,77 м у м. Барішполі, 29—43 м в с. Скопцях, 46,5—52,75—в с. Старому, 38,77—48,63 м—в с. Рогозові), слід залічувати, за абсолютним рівнем їх уложення, не до ріських, а, на нашу думку, до міндельських флювіогляціальних покладів,

<sup>1)</sup> Б. Л. Лічков, Гидро-геологические условия г. Нежина. „Известия Государственного гидрологического института“, № 23, 1929, сс. 31—40.

<sup>2)</sup> В. М. Чирвінський, Про найдавніші лівобережні тераси Дніпра на ділянці між Києвом і Золотоношею. „Четвертинний період“, вип. 3, ВУАН, сс. 96—97.

бо горизонт їх уложення не відрізняється помітно абсолютною вишиною від горизонту уложення саме міндельських флювіогляціальних покладів горішньої тераси В. М. Чирвінського, і цей горизонт природно слід уважати не тільки однаковим, а й спільним для обох терас для цілого цього району.

Уводячи цю поправку до вказівок В. М. Чирвінського, тобто вважаючи, що горизонт міндельських флювіогляціальних покладів спільний і для середньої, і для горішньої тераси В. М. Чирвінського, ми пояснюємо відсутність ріської морени в межах поширення середньої тераси В. М. Чирвінського не так, як пояснює це В. М. Чирвінський<sup>1)</sup>, а змиванням її за пізнішого після відкладення періоду в межах звуженої, обсеквентної, за проф. Д. Н. Соболевим, долини вюрмського часу; можна гадати, що ця морена існувала давніш і відкладена підчас ріського зледеніння, але тільки згодом змита. Загальний похил місцевості й усіх верств гірських порід від високого правого берега долини р. Дніпра в напрямі до лівого берега й розташованої тут осі середньоруської мульди, віддаленої від р. Дніпра на 80 км на північний схід, свідчить про те, що всі поклади, і міндельського, і ріського зледеніння, на Дніпровому лівобережжі існували й були тільки частково розмиті згодом (ріські поклади) у найближчій до високого правого берега частині долини, але розташовані нижче від них міндельські поклади цілком збереглися в межах середньої тераси В. М. Чирвінського; вони знищені власне тільки у вузькій та глибокій річковій долині р. Дніпра польодовикового часу, ближче до правого берега, де, проте, спостерігають великі наметні поклади ріської морени, наприклад, у Дарниці.

Переходячи тепер після цих вступних зауважень до розгляду розрізів свердловин у центральній частині української тектонічної мульди коло її осі в районі ст. Носівки й Ніжена, ми наведемо ті з них, які показують, що тут, на певній глибині, можуть бути флювіогляціальні поклади міндельської морени, при чому нижче від цих останніх у цій найнижчій частині мульди можуть зберігатися, хоч тільки як залишки, піски нерозмитого цілком полтавського поверху, дуже розвиненого скрізь на Дніпровому правобережжі поверх гравітних пісків харківського поверху.

Відзначимо, насамперед, свердловину інж. Крушеля, на Носівській цукроварні<sup>2)</sup>.

**Свердловина на ст. Носівка, на цукроварні, за даними інж. Крушеля**

	Фути	Над рівнем моря
1. Грунтовий шар . . . . .	7	130,8—128,7 м
2. Білий пісок . . . . .	10	128,7—125,6 "
3. Глина темnobруватна . . . . .	5	125,6—124,1 "
4. Пісок темний, червонобурий . . . . .	4	124,1—122,9 "
5. Жовта піскувата глина з наметнями . . . . .	7	122,9—120,8 "
6. Пісок жовтий глинчастий . . . . .	4	120,8—119,5 "
7. " сірий . . . . .	6	119,5—117,7 "
8. " темносірий глинчастий . . . . .	6	117,7—115,9 "
9. " сірий, чистий, дрібний . . . . .	42	116,9—103,1 "
10. Глина темносіра . . . . .	5	103,1—101,5 "
11. Сірий пісок . . . . .	17	101,5—96,4 "
12. Чорна глина . . . . .	1	96,4—96,1 "
13. Пісок сірий . . . . .	20	96,1—90,0 "
14. " сірий грубий . . . . .	26	90,0—82,0 "
15. " " з камінцями (міндельська морена) . . . . .	6	82,0—80,2 "
16. " " . . . . .	13	80,2—76,2 "
	179	

<sup>1)</sup> Проф. В. М. Чирвінський пояснює відсутність ріської морени на середній Дніпрській терасі тим, що середньої тераси підчас зледеніння не існувало, а на її місці була долина Середнього Дніпра (с. 98).

<sup>2)</sup> Див. Е. В. Опіков, Речные долины Полтавской губ., ч. I, с. 109.

З цього розрізу можна зробити висновок, що шар № 15 сірого грубого піску з камінцями завглибшки 48,8—50,6 м від поверхні землі або на рівні 82,0—80,2 м над рівнем моря може належати до міндельської морени й відповідати аналогічним покладам м. Н. Бикова й м. Яготина, за В. М. Чирвінським.

В іншій свердловині (Пашковського) на тій самій цукроварні, описаній проф. П. Я. Армашевським, зелені главконітові піски починаються на глибині 63,4 м або на 67,4 м над рівнем моря; отже, міндельська морена уложена тут на  $80,2 - 67,4 = 12,8$  м вище поверху главконітових пісків (харківського поверху) і, можливо, що уложені вище сірі піски, в шарі 12,8 м в м. Носівці належать до полтавського поверху, звичайно уложеного вище харківського поверху; цілком можливо, що тут, в найглибшій частині української мульди, полтавський поверх, може бути, й не був розмитий до краю підчас міндельського зледеніння.

Те саме легко може бути і в районі Ніжена. Тут, як ми виявили <sup>1)</sup>, в свердловому колодязі 1899 р. в подвір'ї Ніженського інституту, з позначкою устя близько 123,32 м, на глибині 35,6—52,06 м від поверхні землі, або на рівні  $123,32 - 52,06 = 71,3$  м над рівнем моря, зустрінуто пісок, унизу грубозернистіший, з округлими зернами до 1 мм в діаметрі, з шматками й ріньку сірого пісковику й з залишками деревини. Можливо, що тут ми маємо справу в пісками не полтавського поверху, а з міндельською мореною.

У свердловині свердлового колодязя на Електричній станції в Ніжені <sup>2)</sup>, з позначкою устя 126,73 м, за даними С. Г. Кокліка, такий самий сірий пісковик, у вигляді платівок і ріні, зазначено на глибині 58,83—59,13 м, тобто на 67,6 м над рівнем моря, трохи тільки нижче, ніж у колодязі Інституту (усього на 3,7 м).

За двома розрізами свердловин на Електричній станції в Ніжені, які ми маємо, грубий водовмісний пісок з камінням показано в одному розрізі на глибині 39,6—46,3 м, а в іншому — на 49,8—50,4 м, тобто в першому випадку на позначці  $126,73 - 46,3 = 80,4$  м, а в другому — на  $126,7 - 50,4 = 76,3$  м над рівнем моря.

Тепер ми маємо так само дані свердління кількох свердловин на вокзальній території Ніжена. В одній із свердловин (№ 3) коло старого водопідіймального будинку на вокзалі, з позначкою устя свердловини 125,4 м, крім ріської морени на глибині 12,2—19,2 м від поверхні землі, є поклади сірого піску з камінням на глибинах від 39,2 до 47,0 від поверхні землі, тобто на горизонті  $125,4 - 47,0 = 78,4$  м і вище, до 86,2 м над рівнем моря.

Такий самий середньозернистий пісок з дрібними камінцями зазначено там таки і в свердловині № 4 на глибині 39,2—42,5 від поверхні землі, або на позначці близько 83 м над рівнем моря.

Недавно закладено кілька свердловин у Ніжені на коловокзальній території Ніжена поблизу озера Ніжен. Тут, у свердловині № 4 1933 р., з позначкою устя близькою до 125,6 м, нарінок (ріську морену) пройдено на глибині 12,7—15,1 м від поверхні землі, а пісок сірий середньозернистий, з прошарками ріні, зустрінуто на глибині 52,4—55,5 м від поверхні землі або на 70,15 м над рівнем моря.

У свердловині № 1 там таки, з позначкою 125,65 м пісок грубий з прошарками ріні зустрінуто на глибині 44,6—49,0 м, тобто на 76,65 м над рівнем моря.

Наведемо тут цілком ще розріз свердловини № 3 коло того самого озера, закладеної 1933 р.

<sup>1)</sup> Див. Е. В. Опкоков, Матеріали по исследованию болот Черниговской губ., 1905, сс. 22—23.

<sup>2)</sup> Див. Каталог свердловин Е. А. Лічкової, вип. 3, с. 97.

Свердловина № 3 в Ніжені коло озера Ніжен

	Фути	Над рівнем моря
1. Черноземля . . . . .	0 — 1,1	125,6—124,5
2. Глина жовта . . . . .	1,1 — 3,95	124,5—121,6
3. „ ясносіра . . . . .	3,95 — 8,0	121,6—117,6
4. „ темносіра . . . . .	8,0 — 11,2	117,6—114,4
5. „ бруватна . . . . .	11,2 — 15,4	114,4—110,2
6. „ сіра з черепашками . . . . .	15,4 — 23,3	110,2—102,3
7. „ зелена . . . . .	23,3 — 27,5	102,3— 98,1
8. Пісок синюватий, брудний . . . . .	27,5 — 30,0	98,1— 95,6
9. „ синюватий з камінцями . . . . .	30,0 — 31,3	95,6— 94,3
10. Глина чорна . . . . .	31,3 — 32,2	94,3— 93,4
11. Пісок зелений брудний . . . . .	32,2 — 36,9	93,4— 88,7
12. „ сірий з рінною . . . . .	36,9 — 39,9	88,7— 85,7
13. „ „ дрібний . . . . .	39,9 — 44,8	85,7— 80,8
14. „ „ грубий . . . . .	44,8 — 49,9	80,8— 75,7
15. „ „ дрібний . . . . .	49,9 — 50,4	75,7— 75,2

Тобто, в свердловині № 3 коло озера Ніжен пісок з рінною, що може відповідати міндельській морені, уложений на позначці 85,7 м над рівнем моря.

У свердловині на засолювальному пункті коло вокзалу в Ніжені сірий, грубий водовмісний пісок з камінцями пройдено на глибині 39,3 м—57,9 м або на 125,2—57,9 = 67,3 м над рівнем моря.

Отже, в різних свердловинах Ніжена, відомих тепер, піски з рінною, які можуть відповідати міндельській терасі, виявляються на рівні від 67,3 до 85,7 м над рівнем моря, або пересічно на позначці 76,5 м над рівнем моря, рахуючи низ морени.

Коли взяти на увагу, що зелені глауконітові піски в найглибшій тепер свердловині Ніжена, на Базарному майдані, зустрінуті на глибині 59,13 м або на 126,73—59,13 м = 67,6 м над рівнем моря, то можна гадати, що в кількох свердловинах Ніжена міндельська морена розташована безпосередньо на зелених глауконітових пісках харківського поверху, як, наприклад, у даному колодязі, на Електричній станції, а в інших свердловинах, як, наприклад, у свердловині № 3 коло озера Ніжен, під міндельською мореною виявляється шар підморенових, завгрушки до 85,7—67,6 м = 18,1 м, сірих пісків, які можуть належати, як і відповідні піски на ст. Носівка, і до нерозмитого полтавського поверху.

Пісок сірий грубий з камінцями, що може відповідати міндельській морені, відзначено і в свердловині інж. Крушеля на ст. Бахмач<sup>1)</sup>, з позначкою устя 144 м, на глибині 55—68,3 м або на рівні 75,7 м над рівнем моря, тобто на тому самому горизонті, як і пересічно в Ніжені.

Отже, на цілому протязі Дніпрового лівобережжя від ст. Бровари до ст. Бахмач ми маємо справу з міндельською терасою в межах стародавньої льодовикової жолобини (льодовикового язика), що йде на південь до гирла р. Орелі й Самари.

Цю терасу ми вважали, починаючи з 1901 р., за горішню ділювіальну, або льодовикову, за сучасною термінологією. У межах її поширення тепер констатують два горизонти моренових покладів, нижній, міндельського часу, на глибині до 60 м від поверхні, і горішній, ріського часу, на незначній глибині 12—19 м. Цю терасу ми позначали як третю, не рахуючи заплавіни, і гадаємо, що це позначення можна затримати й тепер, позначивши вік цієї тераси міндельським, а не ріським, на підставі найновіших вказівок акад. В. В. Різниченка й проф. В. М. Чирвінського<sup>2)</sup>.

<sup>1)</sup> Див. Е. В. Опіков, Речные долины Полтавской губ., ч. I, 1901, с. 111.

<sup>2)</sup> У численних статтях про Дніпрові тераси проф. Б. Лічко ва вона фігурує так само під ім'ям третьої тераси, але автор рахує тераси на одиницю більше, ніж ми; тут П називано так само ріською або тіренською терасою (за Де пер е).

Зв'язувати утворення цієї тераси з розмивною діяльністю сучасного Дніпра, коли його річище блукало, як у випадку тераси алювіальної (надлукової), де річище річки справді блукало в межах сучасної долини, — на нашу думку, немає жодних підстав; так само немає підстав і для того, щоб надзвичайно широку льодовикову жолобину між Києвом і ст. Бахмач, у межах поширення наддніпрянського льодовикового язика (міндельської тераси Середньої Наддніпрянщини), вважати за стародавню долину р. Дніпра. Ми гадаємо, що вузьку річкову долину Дніпра, завширшки до 10 км, не можна ототожнювати з передльодовиковою жолобиною, яка стала територією моренових покладів міндельського й далі ріського часу. Розташована на західному краї цієї жолобини сучасна річкова долина Дніпра аж надто мала, навіть порівнюючи з долиною передісторичного Прадніпра за вюрмського часу<sup>1)</sup>, не кажучи вже про льодовикову жолобину міндельського й ріського часу або про передльодовикову жолобину в районі Середньої Наддніпрянщини.

Надзвичайна рівнинність, що межує з цілковитою горизонтальністю поверхні великого льодовикового язика Середньої Наддніпрянщини, знов же й виразно виявлений похил материкових порід (київського й харківського поверхів) від високого правого берега Дніпрові долини до осі мульди на лівім березі, дають усі підстави для того, щоб уважати рівне плато цієї великої льодовикової тераси за стародавній берег сучасної річкової долини Дніпра, не ототожнюваної з передльодовиковою або льодовиковою жолобиною в межах поширення дніпрянського льодовикового язика. Так і розуміли сучасну річкову долину р. Дніпра в працях А. В. Гурова й у наших „Речных долинах Полтавской губ.“ 1901 р. Нема підстав, щоб змінювати це уявлення про неї й тепер. І коли ми говоримо в заголовку статті про плато лівобережної льодовикової тераси, як про льодовикову терасу р. Дніпра, то тільки умовно, для скорочення мови, в жодному разі не вважаючи, ніби велика площа поширення наддніпрянського льодовикового язика становить собою річкову терасу р. Дніпра (сучасного).

Так само трохи розмиту з поверхні, але загалом майже таку саму високу, як і горішня тераса, „середню терасу“ В. М. Чирвінського, розташовану ближче до Дніпра, на захід від лінії Бобринця — Березань — Гельмязів, яка має в основі своїй ту саму міндельську морену, як і горішня тераса, ми не відокремлюємо в особливу терасу, залишаючи за нею назву міндельської тераси, а за середню терасу ми вважаємо, як і А. В. Гуров, нижню діалювіальну, другу за нашим рахунком, терасу, ріську або тіренську, добре розвинену на великому протязі між Черкасами й Чигирином на правім березі р. Дніпра й між гирлами р. Орелі й р. Самари — на лівім березі Дніпра.

Київ  
19. XI 1933

## РЕЗЮМЕ

Еще в своей работе „Речные долины Полтавской губернии“, часть I, 1901, автор отметил, согласно с А. В. Гуровым, наличие на левобережьи Среднего Днепра, кроме поймы и надлуговой террасы, двух „дилювиальных“<sup>2)</sup>, т. е. связанных с ледниковой эпохой, террас, нижней, невысокой (17—25 м) и неповсеместной, и верхней, высотой 40—50 м, широко распространенной и представляющей равнинную поверхность того ледникового язика, который владеет клином с севера на юг по левобережью Среднего Днепра до устья реки Орели и Самары и на широте г. Киева простирается от реки Днепра до города Прилук, на 100 км.

<sup>1)</sup> Див. Е. В. Оппоков. О левобережных террасах Среднего Днепра. „Вісті Науково-дослідного інституту водного господарства України“, т. II, ч. 2, 1929, сс. 64 і 55 і Е. В. Оппоков. О речных террасах Приднепровья, 1933 (друкується).

<sup>2)</sup> Термин „дилювиальный“ автор употребляет везде в смысле „ледниковый“. Е. О.

Так как поверхность всех слоев коренных пород имеет уклон от правого высокого берега Днепра на северо-восток, в направлении к оси украинской тектонической мульды Среднего Приднепровья, проходящей примерно на 80 км к северо-востоку от Днепра по его Левобережью, параллельно с направлением течения р. Днепра между Киевом и Днепропетровском, то верхнюю левобережную террасу можно считать, вместе с А. В. Гуровым, окраиной или древним берегом речной долины современного Днепра. Эта терраса, начинаясь против Киева от местечка Броваров, а ниже Киева — от г. Золотоноши, простирается сплошь до Бахмача и Прилук и имеет более или менее равномерную высоту около 130 м над уровнем моря, или около 40 м над уровнем р. Днепра у г. Киева.

Автор дал в 1901 г. схематический геологический разрез местности от Киева до ст. Новоселки, вблизи ст. Ворожбы, вдоль Киево-Воронежской ж. д., который служит одновременно и поперечным разрезом, в несколько косом к оси мульды направлении, и этой последней мульды в районе Среднего Приднепровья. На этом разрезе ясно виден уклон всех слоев коренных пород от высокого правого берега у г. Киева по направлению к оси мульды, проходящей на разрезе в районе станции Носовки или города Нежина, а по другую сторону от этой оси коренные породы поднимаются от оси в направлении к северо-востоку до ст. Ворожбы и ст. Новоселки.

При составлении этого разреза допускалось, что под слоем до 40—43 м толщиной четвертичных отложений в центральной части мульды находится слой до 20 м песков, отнесенных тогда к полтавскому ярусу, а ниже их, на высоте 65—68 м над ур. м., залегают зеленовато-серые глауконитовые пески харьковского яруса. Основанием для отнесения верхних серых песков над харьковским ярусом к полтавскому ярусу были определения геологом Н. А. Соколовым образцов пород из буровых скважин на ст. Бобровице и в ур. Шпулярке, к северо-востоку от м. Яготина; здесь Н. А. Соколов предполагал наличие песков полтавского яруса.

В настоящее время появился однако ряд фактов, которые противоречат такому определению возраста этих песков и подтверждают мнение проф. П. Я. Армашевского 1887 г., считавшего пески в районе м. Носовки древними аллювиальными отложениями.

Некоторые указания по этому вопросу дал Г. С. Буренин, в последнее время проф. Б. Л. Личков (последний в отношении скважины г. Нежина), в особенности проф. В. Н. Чирвинский относительно скважин в районе Ново-Быкова и м. Яготина.

Новые исследования проф. В. Н. Чирвинского в Переяславском р-не и акад. В. В. Резниченка в районе г. Золотоноши, в связи с признанием межледникового возраста (миндель-рисского) отложений в р-не г. Градижска, в связи с прежними указаниями В. И. Вернадского для Кременчугского р-на, склоняют и автора к признанию того, что в составе верхней левобережной террасы Среднего Днепра выясняется два слоя морены, один, верхний, на глубине 12—19 м, рисского времени, и второй, нижний, на глубине 36—52 м — миндельского времени; последняя морена в м. Новом Быкове и м. Яготине лежит непосредственно на поверхности зеленых песков харьковского яруса, на высоте около 71 м над ур. моря.

Между миндельскими флювиогляциальными песками и рисскою мореною залегают межледниковые отложения, к которым относятся пресноводные мергеля (доледниковые) прежних исследователей и, повидимому, и те пески, которые раньше относились к полтавскому ярусу и залегают выше харьковского яруса.

Пересмотр разрезов старых скважин в м. Носовке, в г. Нежине и в м. Бахмаче и целой серии разрезов новых скважин в г. Нежине приводит к заключению, что на глубине 49—50,6 м, или на 80—82 м над ур. в м. Носовке,

на глубине от 30 до 55 м, или в среднем около 76 м над уровнем моря в г. Нежине (при колебаниях от 67 до 85 м в разных скважинах), а равно на глубине до 68 м в м. Бахмаче (около 76 м над ур. м.) в серых песках, которые принимали за полтавский ярус, залегают прослой гравия (камешков), которые можно отнести к миндельским флювиогляциальным отложениям, как и в м. Ново-Быкове и м. Яготине.

Возможно, что в более глубоких частях тектонической мульды, у м. Носовки и г. Нежина, где харьковский ярус залегают соответственно на отметках 67,4 и 67,3 м над ур. м., могли остаться, под слоем миндельской морены, частично и пески полтавского яруса, толщиной в 12—18 м, над песками харьковского яруса, что и допускает автор.

Принимая во внимание почти одинаковую абсолютную высоту залегания флювиогляциальных отложений, как на верхней, так и на средней террасе, какую проф. В. Н. Чирвинский предполагает к западу от линии Бобровица — Березань — Гельмязов до м. Броваров, с Вишенек и г. Перяслава, автор статьи считает эти отложения и в пределах средней террасы В. Н. Чирвинского миндельскими, а не рисскими; последние, ввиду крупных валунов, констатированы в пределах вюрмской террасы р. Днепра в м. Дарнице, на глубине 33 м ниже ур. Днепра, или на 58 м над ур. м., т. е. значительно ниже, чем залегают рисская морена, например, в г. Нежине (106 м над ур. м.), а равно ниже уровня залегания там же миндельской морены (76 м).

Рисская морена в пределах средней террасы проф. В. Н. Чирвинского, по мнению автора, была размывта во время вюрмского оледенения, когда сток талых вод ледника не ограничивался обсеквентною долиною нынешнего Днепра, с ее наддуговыми вюрмскими террасами, а возможно и вероятно захватывал также и ближайшую к Днепру широкую окраину рисской долины, результатом чего здесь и явились широкие долины р. Трубежа, р. Каратули и, возможно, Замглая (Г. Ф. Мирчинк).

Автор приводит несколько разрезов новейших скважин города Нежина на вокзальной территории, у озера Нежин и на городской электростанции.

Считая, как и в 1901 г., верхнюю террасу Левобережья Среднего Днепра террасой ледникового времени и допуская, по новейшим данным, в строении ее участие даже двух горизонтов моренных (флювиогляциальных) отложений миндельского и рисского оледенения, автор отмечает, что называть эту террасу, третью (миндельскую), или, по Делере, милацкую, речной террасой современного Днепра можно только условно, так как речную долину Днепра, шириной около 10 км, с ее вюрмскими песчаными наддуговыми террасами и с широкими, покрытыми лессом, рисскими террасами, отождествлять с широкой ложбиной ледникового языка миндельского времени, постиравшейся по ширине от г. Киева до г. Прилук на 100 км, абсолютно невозможно.

## ZUSAMMENFASSUNG

Noch im Jahre 1901, in der Arbeit „Die Flusstäler des Poltawer Gouvernements“ I. Teil, wies der Verfasser, in Übereinstimmung mit A. W. Gurow darauf hin, dass im Linksufergebiet des mittleren Dnipro, ausser der Aue und der überauigen Terrasse zwei „diluviale“<sup>1)</sup> d. h. mit der Eiszeit verbundene Terrassen vorhanden sind, und zwar, die untere hier nicht überall verbreitete Terrasse von unbeträchtlicher Höhe (17—25 m) und die obere verbreitete 40—50 m hohe Terrasse, die eine äusserst ebene Oberfläche der Gletscherzunge bildet, welche im Linksufergebiet des Dnipro keilartig vom Norden gegen Süden bis zur

<sup>1)</sup> Die Bezeichnung „diluvial“ wird vom Verfasser allenthalben im Sinne von „glazial“ gebraucht.



Mündung der Flüsse Orelj und Ssamara hineinragt und auf der Breite von Kyjiw, vom Dnipro bis zur Stadt Priluki, eine Breite von 100 km erreicht.

Inwiefern alle Schichten der Gesteine eine Neigung vom rechten hohen Dniproufer gegen Nordost in der Richtung zur Achse der Ukrainischen tektonischen Mulde des mittleren Dniproufergebiets aufweisen (die Achse verläuft durch das Linksufergebiet des Dnipro, etwa 80 km gegen Nordost von dem Dniprotrug parallel der Richtung des mittleren Laufes des Dnipro zwischen Kyjiw und Dnipropetriwsk), kann die obere linksufrige Terrasse, nach A. W. Gurow als das Randgebiet oder das alte Ufer des Flusstals des zeitgenössischen Dnipro angesprochen werden. Diese Terrasse, die gegenüber Kyjiw von dem Flecken Browary, und stromabwärts von Kyjiw von dem Flecken Solotonoscha ihren Anfang nimmt, dehnt sich bis zu den Städten Bachmatsch und Priluki aus, eine gleichmässige Höhe von ungefähr 130 m über dem Meeresspiegel oder von 40 m über dem Niveau des Dniproflusses gegenüber Kyjiw aufweisend.

Im Jahre 1901 wurde vom Verfasser ein schematischer geologischer Querschnitt der Gegend von Kyjiw bis zur Station Nowosselki, nächst der Station Woroschba, längs der Kyjiw—Woronesh Eisenbahn-Linie zusammengestellt, der zugleich das Querprofil der Ukrainischen tektonischen Mulde des mittleren Dniprogebiets darstellt. An diesem Querschnitt ist die Neigung sämtlicher Schichten der Gesteine vom rechten hohen Ufer des Dnipro nächst Kyjiw zur Muldenachse deutlich sichtbar. Letztere verläuft im Bereich der Station Nossiwka oder der Stadt Nischin und darauf folgt ein Anstieg der Gesteine in der Richtung von der Muldenachse gegen Nordost nach der Station Nowosselki.

Bei der Zusammenstellung dieses Querschnitts wurde es angenommen, dass unter einer 40—43 m mächtigen Schicht von Quartärlagerungen sich im zentralen Teil der Mulde eine 20 m mächtige Sandschicht lagert, welche der Poltawa-Stufe zugeordnet wurde; weiter nahm der Verfasser an, dass unterhalb dieser Sande auf einer Höhe von etwa 65—68 m über dem Meeresspiegel grünlich-graue Glaukonit-Sande der Charkow-Stufe gelagert sind. Die oberen grauen Sande oberhalb der Charkow-Stufe wurden zur Poltawa-Stufe auf Grund der Forschungen des Geologen N. A. Ssokolow zugerechnet, der Proben von Gesteinen aus den Bohrlöchern an der Station Bobrowitza und in Schpuljarka nordöstlich vom Flecken Jagotin bestimmte; hier wurde die Existenz der Poltawa-Stufe von dem obengenannten Geologen anerkannt.

Zurzeit ist jedoch eine Reihe von Tatsachen zu verzeichnen, die einer solchen Bestimmung entgegenprechen und die Ansicht von Prof. P. J. Armatschewski (1887), der im Bereich des Fleckens Nossowka das Vorhandensein von Sanden nicht der Poltawa-Stufe sondern der alten alluvialen Ablagerungen anerkannte, erhärten. Einige Hinweise darüber finden wir bei dem Geologen G. S. Burenin und in letzter Zeit bei Prof. B. L. Litschkow hinsichtlich des Bohrlochs im Flecken Nishin, und insbesondere bei Prof. W. N. Tschirwinski über die Bohrlöcher im Bereich des Fleckens Nowo-Bykow und Jagotin. Die neuen Forschungen sowohl von W. N. Tschirwinski als auch vom Mitglied der Akademie W. W. Risnytschenko im Zusammenhang mit der Feststellung des interglazialen (Riss-Mindel) Alters der Ablagerungen im Bereich des Fleckens Hradishsk, lassen auch uns zur Ansicht neigen, dass in der Zusammensetzung der oberen linksufrigen Terrasse des mittleren Dnipro zwei Moränenschichten zu verzeichnen sind, und zwar, die obere, die in einer Tiefe von 12—19 m gelagert ist, und die sich auf die Riss-Eiszeit bezieht, und die untere, in einer Tiefe von 36—52 m sich erstreckende Schicht der Mindel-Eiszeit; in Nowo-Bykow und in Jagotin lagert sich letztere Schicht unmittelbar an der Oberfläche der grünen Sande der Charkow-Stufe auf einer Höhe von etwa 71 m über dem Meeresspiegel.

Zwischen den fluvioglazialen Sanden der Mindel-Eiszeit und der Riss-Moräne liegen die Ablagerungen der (Mindel-Riss) Zwischeneiszeit, zu welchen die (prä-

glazialen) Süsswassermergel der früheren Forscher, und vielleicht auch die Sande gehören, die früher der Poltawa-Stufe zugeordnet wurden und normalerweise die Charkow-Stufe überlagern.

Eine Nachprüfung der Profile alter Bohrlöcher in den Flecken Nossiwka und den Städten Nishin und Bachmatsch, sowie der Querschnitte einer ganzen Reihe neuer Bohrungen in Nishin lässt uns schliessen, dass in der Tiefe von 49—50,6 m (oder 80—82 m über dem Meeresspiegel) in Nossiwka, in der Tiefe von 30 bis 55 m oder von etwa 76 m im Durchschnitt über dem Meeresspiegel in Nishin (bei Schwankungen von 67,3 bis 85 m über d. Meeresspiegel in verschiedenen Bohrlöchern), und in der Tiefe von ungefähr 68 m (etwa 76 m über d. Meeresspiegel) in Bachmatsch sich in den grauen Sanden, welche der Poltawa-Stufe zugerechnet wurden, Zwischenschichten von Steinen-Geröllen lagern, welche, wie auch in den Flecken Nowo-Bykow und Jagotin, gleichfalls den fluvioglazialen Ablagerungen der Mindel-Eiszeit zugeordnet werden können.

Es ist möglich, dass in den tiefern Teilen der tektonischen Mulde bei Nossiwka und in Nishin, wo sich die Charkow-Stufe auf einer Kote von 67,4 und 67,3 m über dem Meeresspiegel lagert, sich unter der Schicht der Mindel-Moräne auch 12—18 mächtige Sandreste der Poltawa-Stufe über den Sanden der Charkow-Stufe erhalten konnten, wie dies auch der Verfasser annimmt.

Die gleiche absolute Höhe der fluvioglazialen Ablagerungen in den Grenzen sowohl der oberen als auch der mittleren Terrasse,—die Prof. Tschirwinski westlich von der Linie Bobrowitza-Beresanj-Helmjasiw bis zum Flecken Brovary, dem Dorfe Wischenki und der Stadt Perejaslaw voraussetzt,—in Betracht ziehend, bestimmt der Verfasser diese Ablagerungen, auch in den Grenzen der mittleren Terrassen von Prof. Tschirwinski, nicht als Riss, sondern als Mindel-Ablagerungen; letztere wurden in Form von grossen Geschieben in den Grenzen der Würm Dnipro-Terrasse im Flecken Darnitza in der Tiefe von 33 m unter dem Dnipro-Niveau oder 58 m über dem Meeresspiegel festgestellt, d. h. bedeutend niedriger als sich die Riss-Moräne z. B. in Nishin (106 m über dem Meeresspiegel) lagert, und niedriger als sich die Ablagerungen der Mindel-Moräne (76 m) erstrecken.

Der Meinung des Verfassers nach wurde die Riss-Moräne in den Grenzen der mittleren Terrasse von Prof. Tschirwinski im Laufe der Würm-Vereisung ausgewaschen, als der Abfluss der Schmelzwässer sich nicht nur auf das obsequente Tal des zeitgenössischen Dnipro mit dessen überauigen Würm-Terrassen beschränkte, sondern möglicherweise und auch wahrscheinlich das dem Dnipro näher gelegene weite Randgebiet des Riss-Tals umfasste, was die Bildung der breiten Täler der Flüsse Trubesch, Karatulj und Samglaj (nach Prof. G. Mirtschink) usw. zur Folge hatte.

Verfasser führt die Angaben über einige Querschnitte der neuesten Bohrungen in der Stadt Nishin, im Bahnhofterritorium, beim Nishin-See, sowie auf dem Stadt-Kraftwerk an.

Indem der Verfasser, wie schon im Jahre 1901, die obere Terrasse des linken Dniprofers als eine Terrasse der Eiszeit bestimmt, und den neuesten Angaben nach, selbst zwei Stufen von Moränen—(fluvioglazialen) Ablagerungen der Mindel- und Riss-Vereisungen—in ihrer Struktur annimmt, weist er darauf hin, dass diese Terrasse, die dritte Mindel- oder nach Déperé Milatzsche Terrasse nur bedingungsweise als Flussterrasse des jetztzeitigen Dnipro bezeichnet werden könne, da es absolut unmöglich ist das etwa 10 km breite Flusstal des Dnipro mit seinen Sand-, Würm- und überauigen Terrassen und sogar mit seinen breiten von Löss bedeckten Riss-Terrassen mit der breiten Vertiefung der Gletscherzunge der Mindeleiszeit, welche sich von Kyjiw bis Priluki breit 100 km erstreckte, zu identifizieren.

**Четвертинна серія Чернігівського району**

*Проф. д-р В. І. Крокос*

**On the quaternary series of the Chernigov region**

*Prof. Dr. W. I. Krokos*

За постановою Президії ВУАН було організовано комплексну експедицію для дослідження частини Чернігівської області, так званого Задесення, що обмежене на заході Дніпром, а на півдні р. Десною. В цій експедиції мені довелося взяти участь як консультантові в геологічній частині. Перебуваючи протягом серпня місяця в Чернігові, я зробив декілька екскурсій по місту та його околицях і зібрав деякий новий матеріал щодо геологічної характеристики Чернігівського району.

ОПИС ВІДСЛОНЕНЬ<sup>1)</sup>

1. Глинище цегельного заводу № 1 на Вокзальній вулиці в Чернігові: правий берег Десни. Верх схилу (рис. 1):

L1a	{	1. Жовтуватий, верстуватий, дрібнозернистий пісок, згорі з ортандовими проверстками та злегка ущільнений. На ньому сформувався сучасний лісовий ґрунт . . . . .	0— 2.50 м
L2a	{	2. Сірий з брунатним відтінком гумусовий лесуватий суглинок. Донизу гумусове забарвлення поступово яснішає. В підґрунті трапляються давні бідогумусові кротовини . . . . .	2.50— 3.15 м
		3. Половий з землястим відтінком, з гумусовими трубочками, легкосуглинястий лес. У долішній його частині проходить білосірий гумусовий просмужок завгубки 8—10 см . . . . .	3.15— 4.90 м
L3a	{	В горизонті № 2 та горішній частині горизонту № 3 по вертикальних щілинах виступили жили білого поруватого мергелю.	
		4. Сірий з кавовим відтінком, піскуватий, лесуватий, гумусовий дрібноплатівчастий суглинок. Вапняні жилки. Бобовинки манганово-залізястих солей. Донизу гумусове забарвлення поступово яснішає . . . . .	4.90— 5.65 м
M	{	5. Темнуватополовий лесуватий, піскуватий верстуватий суглинок. Донизу стає ще більш піскуватий . . . . .	5.65— 6.25 м
		6. Жовтуватий з сизуватим відтінком піскуватий наметневий суглинок з буруватими плямочками та жилками вапна. Наметні сягають до 80 см довжини. Деякі з них звітрілі . . . . .	6.25— 9.25 м

<sup>1)</sup> Для визначення віку окремих поверхів прийнято такі умовні знаки: морена позначена літерою М; флювіогляціальні поклади — літерами Fg; надморенова серія, яка складена трьома поверхами, літерами L<sup>1</sup>, L<sup>2</sup> та L<sup>3</sup>, при чому лічти починаємо згори. Ґрунт копальний або сучасний позначає літера а, у вигляді покажчика до L; Al — алювій; D — еолові піски; T — третинні поклади.

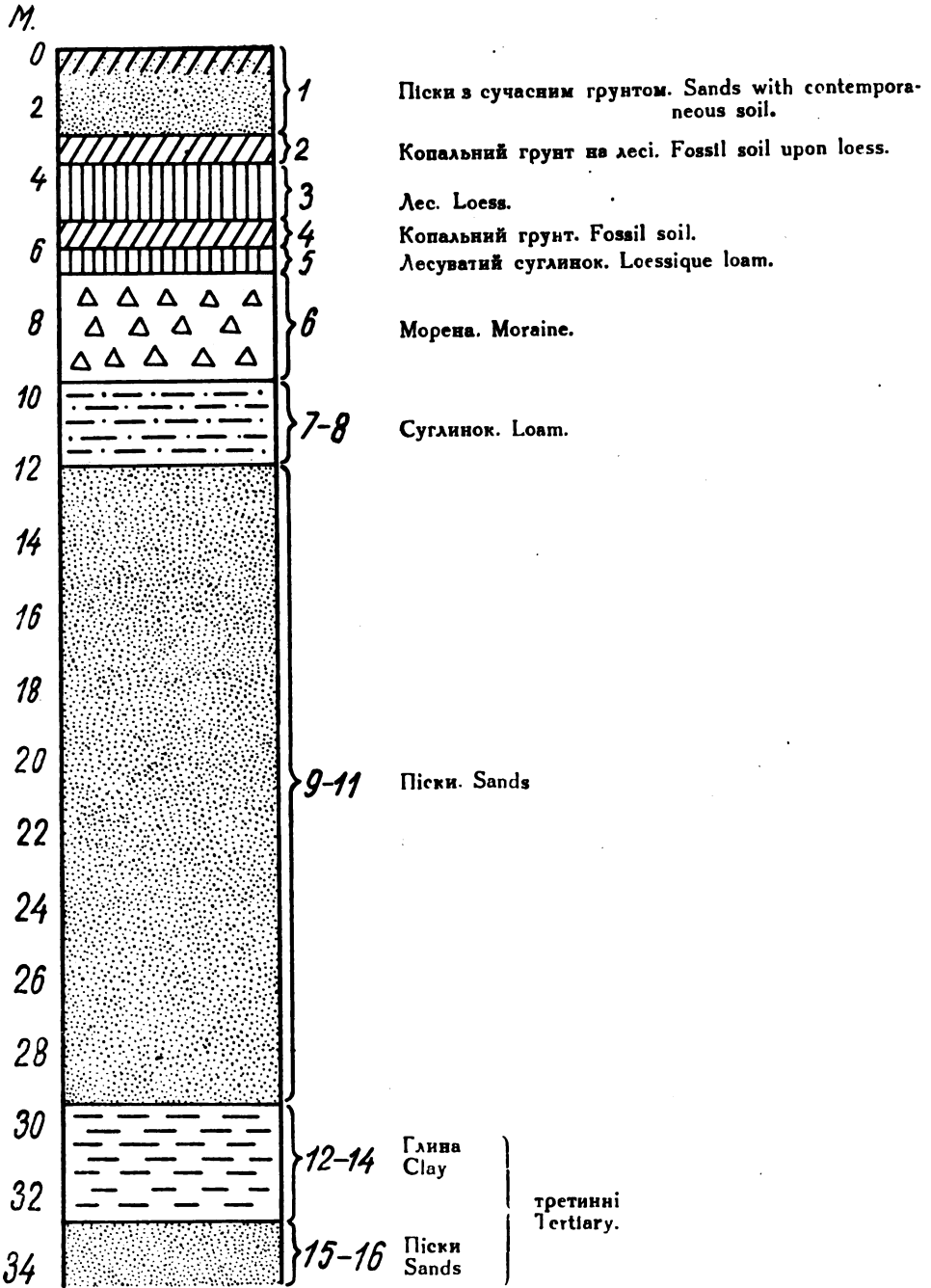


Рис. 1. Глинище цегельні № 1 в Чернігові з глибини 10—35 м — свердловина.

Fig. 1. Clay-plt of the brick-yard at Chernigov. From a depth of 10—25 metres —bore-hole.

Fg?	}	7. Білдзеленкуватий з жовтуватим відтінком тонковерстуватий, з жилами манганових солей, рідкими дрібними червононогими суглинок. Зерна кварцу до 3 мм діаметром. Вапняні конкреції діаметром 2—3 см. Вохряні плями. Вгорі сиві плямочки. Донизу верстуватість виявлена слабше. Видно . . . . .	9.25—10.25 м
		Свердлування на дні глинища.	
		8. Білдожовтий пілуватий суглинок з блищачками лосняку . . . . .	10.25—11.45 м
Al	}	9. Жовтий, дрібнозернистий, мало чіпкий пісок . . . . .	11.45—12.49 м
		10. Жовтуватий з буруватими плямами глинястий пісок. Окремі зерна кварцу діаметром до 2 мм . . . . .	12.49—13.95 м
		11. Білдожовтуватий дрібнозернистий пісок з проверстком середньозернистого . . . . .	13.95—29.05 м
T	}	12. Зеленкувата глина . . . . .	29.05—31.03 м
		13. Темносіра глина . . . . .	31.03—31.76 м
		14. Сіра глина . . . . .	31.76—32.33 м
		15. Ясносірий з рідкими глауконітовими зернами пісок . . . . .	32.33—33.88 м
		16. Темносірий глинястий пісок . . . . .	33.88—34.58 м

2. Цементний завод № 2 на вул. Урицького в Чернігові. Горішня частина схилу. В південно-західній стінці глинища відслонюється:

M	{	1. Жовтий з буруватим відтінком та бобовинками наметневий супісок. Деякі наметні звітрілі. Лінзи сіруватого сипкого та брунатного ущільненого піску . . . . .	0—4.0 м
Fg	{	2. Білдзеленкуватий з вохряними та іржавими прожилками, жилами та жовними вапна верстуватий супісок. Зерна кварцу. Бобовинки та лінзочки піску. Рідкі наметні кристалічних порід. Видно . . . . .	4.0—5.60 м

3. В східній стінці глинища заводу № 2 відслонюється:

L <sup>1a</sup>	{	1. Жовтуватий дрібнозернистий вгорі з ортзандовими просмушками пісок, на якому сформувався сучасний ґрунт . . . . .	0—2.25 м
L <sup>2</sup>	{	2. Половий з сизуватим відтінком, рідкими вапняними трубочками, вохряними та іржавими жилами піскуватий лесуватий суглинок . . . . .	2.25—8.25 м
L <sup>3a</sup>	{	3. Сіро-брунатний гумусовий поруватий піскуватий суглинок. Внизу — горизонтальні бідогумусові просмужки . . . . .	8.25—8.85 м
		4. Бідополовий з землистим відтінком супісок. Вгорі — бідогумусові просмужки. Видно . . . . .	8.85—9.35 м

В глинищі видно, що поверхня морени знижується до сходу, до р. Стрижені. Ось чому морена не відслонюється в східній стінці глинища.

4. В південній стінці цього ж глинища відслонюється делювіальна, суглино-піскувата, гумусова, верстувата лінза з рідкими наметнячками кристалічних порід. Лінза являє поклад давньої балочки, що йшла в північно-південному напрямку. Грубина лінзи до 4.0 м. Впоперек сягає до 12 м.

5. Урвище в горішній частині правого берега Десни в Чернігові на вул Толстого № 45:

L <sup>2</sup>	{	1. Сучасний ґрунт . . . . .	0—0.90 м
		2. Половий піскуватий лес з рідкими вапняними трубочками . . . . .	0.90—2.70 м
L <sup>3a</sup>	{	3. Сірий, гумусовий, лесуватий, злегка піскуватий вертикальноплатівчастий суглинок. Гумусове забарвлення донизу яснішає . . . . .	2.70—3.35 м
M	{	4. Жовтий з буруватим відтінком, піскуватий наметневий суглинок. Подібано наметень завдовжки до 1 м . . . . .	3.35—7.50 м
Fg	{	5. Білдожовтуваті, середньо- та грубозернисті піски з зернятками польового скалинцю. Видно . . . . .	7.50—8.0 м

**6. Відслонення в горішній частині схилу правого берега Десни в Чернігові на вул. Толстого № 63:**

L <sup>1a</sup>	{	1. Рештки сучасного деградованого ґрунту . . . . .	0—0.66 м
		2. Половий, лесуватий з вапняними трубочками супісок. Корінці трав . . . . .	0.66—0.88 м
		3. Половий, лесуватий, карбонатний супісок з вохряними та іржавими прожилками дрібно- та середньозернястого піску . . . . .	0.88—2.10 м
		4. Білополовий, дрібнозернястий з іржавими та вохряними жилками пісок . . . . .	2.10—2.40 м
		5. Кавовий, тонкоплатівчастий, поруватий легкий суглинок. Жилки вапна, іржаві жилочки . . . . .	2.40—2.65 м
L <sup>2a</sup>	{	6. Темнокавовий, гумусовий, лесуватий суглинок. Іржаві вертикально орієнтовані трубочки з рештками напіврозкладених рослин. Горішня поверхня нерівна . . . . .	2.65—3.20 м
		Поступово переходить у	
		7. Половобуруватий лесуватий легкий суглинок. Рідкі вапняні трубочки. Вапно, очевидно, вторинного походження . . . . .	3.20—3.35 м
L <sup>3a</sup>	{	8. Яснополовий легкосуглинястий з рідкими вапняними трубочками лес. Рідкі бідогумусові кротовини діаметром 6 см . . . . .	3.35—3.75 м
		9. Половий з вапняними трубочками лес. Видно . . . . .	3.75—4.25 м
L <sup>3a</sup>	{	10. Нижче по схилу закрито . . . . .	1.5—2.0 м
M	{	11. Наметневий, темножовтуватий супісок.	

**7. В 100 метрах від попереднього відслонення, трохи нижче по схилу, відслонюється:**

L <sup>2</sup>	{	1. Темнуватополовий, легкосуглинястий лес . . . . .	0—0.95 м
L <sup>3a</sup>	{	2. Кавовий, гумусовий, вертикально-платівчастий лес . . . . .	0.95—1.65 м
		3. Темнуватополовий, вертикально-платівчастий лес з рідкими вапняними трубочками . . . . .	1.65—2.75 м
		4. Брунатний, платівчастий з рясними висипками борошнуватої крем'янки та бобовинками діаметром до 1 мм піскуватий безкарбонатний суглинок . . . . .	2.05—2.55 м
M	{	5. Наметневий темножовтий супісок з лінзами буруватого, грубо- та середньозернястого піску. Видно . . . . .	2.55—3.95 м

**8. В північній частині Чернігова проходить балка в напрямку NO 75°. В середній частині її лівого схилу в ярку відслонюється:**

A1	{	1. Рештки піщового ґрунту з ортзандами . . . . .	0—0.40 м
		2. Жовтуватополовий, дрібнозернястий пісок . . . . .	0.40—1.10 м
		3. Половий лесуватий з вапняними трубочками супісок . . . . .	1.10—1.95 м
		4. Половий, з сіруватим відтінком верстуватий дрібнозернястий пісок . . . . .	1.95—2.55 м
		5. Ясносірий середньозернястий пісок з рідким ріжачним граніту, кременю та кварцу . . . . .	2.55—2.60 м
		6. Ясносірий з вохряними та іржавими жилками, сизуватими поверстками пісок . . . . .	2.60—3.70 м
		7. Теж, але в ньому проходять горизонтальні поверстки ясносірого та жовтуватого піску. Видно . . . . .	3.70—4.60 м

**9. Правобережна тераса р. Стрижені в Чернігові підноситься на 6—8 м над річкою і складена з ясносірого середньозернястого піску з лінзами землястої вохри.**

**10. В горішній частині лівого схилу р. Стрижені над вулицею Нероновича відслонюється:**

M	{	1. Темножовтуватий з землястим відтінком наметневий суглинок . . . . .	0—1.0 м
Fg	{	2. Ясносірий з вохряними та іржавими просмушками середньозернястий пісок . . . . .	1.0—1.85 м
		3. Ясносірий дрібнозернястий пісок. Видно . . . . .	1.85—4.0 м

11. Півкілометра вище попереднього відслонення в яру, що прорізає лівий берег Стрижені, видно:

L1a {	1. Ясносірі піски з ортзандами . . . . .	0—15 м
M {	2. Темножовтий з буруватим відтінком наметневий супісок. Наметні сягають до 0.65 м довжини. Видно . . . . .	1.5—6.0 м
	Надморенові піски місцями зібрані в кучугури.	

12. Лівий стрімкий берег Стрижені безпосередньо підходить до річки. Відслонюється.

Fg {	1. Ясносірі з проверстками жовтих з вохряними та іржавими смугами ускісно-верстуваті піски. Видно до . . . . .	6 м
	В них є проверсток грубоверхнястих наметневих пісків ґрубиною до 0.90 м. Трапляються наметні до 0.80 м завдовжки.	
Q {	2. Оспища . . . . .	1.5 м
	3. Блакитна слабо карбонатна глина, що ховається під рівень річки. Відслонено . . . . .	1.5 м

13. Три кілометри до NNW від Чернігова по шосе на Ріпки. Глинище кінкерного заводу в с. Коти (рис. 2):

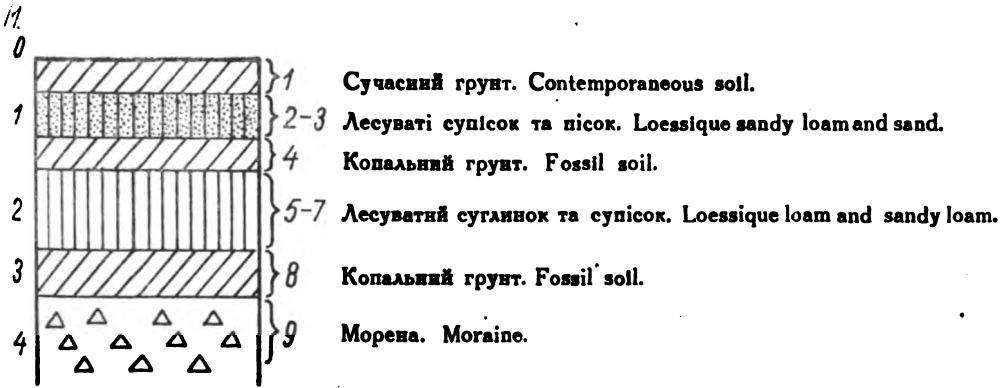


Рис. 2. Глинище біля с. Коти.

Fig. 2. Clay pit near Koty.

L1a {	1. Сірий, гумусовий, грубоплатівчастий супісок з дрібними зернами кварцу, гумусовими екскрементами хробаків, корінцями трав . . . . .	0—0.45 м
	2. Переходовий по гумусовому забарвленню супісок з присипкою борошнуватої крем'янки . . . . .	0.45—0.75 м
	3. Темнуватополовий лесуватий супісок; донизу переходить у глинистий лесуватий пісок . . . . .	0.75—1.00 м
L2a {	4. Брунатний гумусовий супісок. Гумусове забарвлення поступово бліднішає . . . . .	1.00—1.44 м
	5. Темнуватополовий, стовпчастий, вилугуваний, лесуватий супісок . . . . .	1.44—1.65 м
	6. Половий, лесуватий, безкарбонатний супісок . . . . .	1.65—2.45 м
	7. Темнуватополовий з білдогумусовими та вохряними трубочками, безкарбонатний, лесуватий, піскуватий суглинок . . . . .	2.45—3.0 м
L3a {	8. Поступово переходить у темнобрунатний гумусовий, лесуватий, піскуватий суглинок. В ньому знайдено гострокутний уламок польового скалінця, завдовжки 3—4 см . . . . .	3.0—3.60 м
M {	9. Лесуватий, половий з буруватим відтінком піскуватий суглинок з жилками вапна та рідкими наметничками.	
	В L2 трапляються жовна вапна до 12 см завдовжки.	

14. Шурф на плато з невеликим схилом біля с. Коти. Абсолютна висота 124.62 м:

L1a {	1. Темносірий гумусовий суглинок (чорноземля) . . . . .	0—0.45 м
	2. Половий з сизуватим відтінком та вохряними плямочками лесуватий суглинок. Рідкі вапняні трубочки . . . . .	0.45—0.90 м
	3. Сизуватополовий з сіруватим відтінком лесуватий суглинок. Рідкі вапняні трубочки . . . . .	0.90—2.17 м

З глибини 2.17 м подибано ґрунтову воду.

15. На 11 версті (11.74 км) від Чернігова на шосе на Ріпки в дорожній канаві видно:

L1a {	1. Сіруватий з жовтуватим відтінком гумусовий пісок . . . . .	0—0.21 м
	2. Жовтуватий з буруватим відтінком злегка чіпкий пісок . . . . .	0.21—0.45 м
	3. Бурий ортвандовий чіпкий пісок . . . . .	0.45—0.55 м
	4. Ясносірий з жовтуватим відтінком верстуватий пісок. Проверстки бурого ортванда . . . . .	0.55—1.80 м
	5. Жовтий з темножовтими проверстками пухкий верстуватий пісок . . . . .	1.80—2.20 м
	6. Т е ж . . . . .	2.20—5.50 м

16. На 20 версті від Чернігова по шосе на Ріпки починається схил до тераси Дніпра. На ній лежить с. Вербичі. У відслоненні в цьому селі спостерігається (рис. 3):

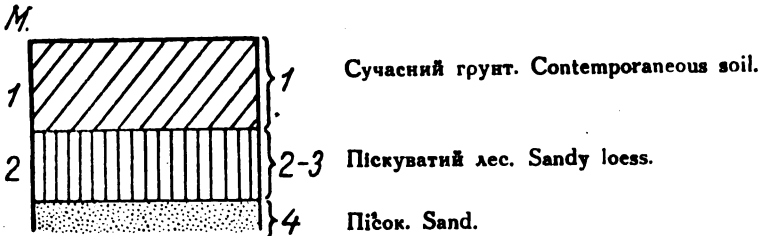


Рис. 3. Відслонення в с. Вербичі; тераса Дніпра.  
Fig. 3. Outcrops at Verbichi; Dniπρο-terrace.

L1a {	1. Супіскувата чорноземля . . . . .	0—1.30 м
	2. Половий піскуватий лес; вгорі кротовина, ходи комах . . . . .	1.30—1.90 м
	3. Яснополовий збагачений на карбонати піскуватий лес . . . . .	1.90—2.20 м
Al {	4. Поступово переходить у половий з сіруватим відтінком з рідкими вапняними трубочками дрібнозернястий пісок. Видно . . . . .	2.20—2.60 м

17. Борова тераса на північній закраїні с. Ріпки. Розчистка стрімкого схилу еолового горба (кучугура) (рис. 4):

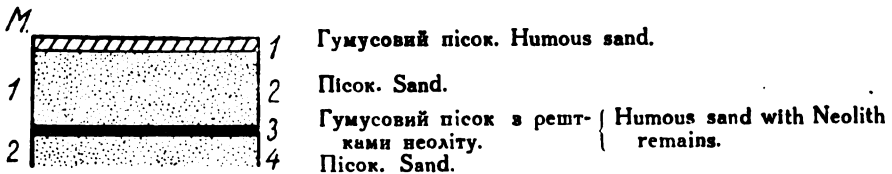


Рис. 4. Кучугура на боровій терасі Дніпра біля с. Ріпки.  
Fig. 4. Sand hillocks (Koochoogoora) upon the pine forest soil terrace near Ripki.

D1a {	1. Білосіруватий гумусовий пісок, укритий з поверхні дерном . . . . .	0—0.15 м
	2. Жовтий середньо- та дрібнозернястий дюнный пісок. Унизу білосіруваті гумусові просмужки . . . . .	0.15—1.40 м



D <sub>2a</sub> {	3. Сірий гумусовий пісок з рештками пізнього неоліту.	
	Має горизонтальне уложення . . . . .	1.40—1.48 м
	4. Жовтий середньо- та дрібнозернястий пісок. Видно . . . . .	1.48—1.70 м

Горизонт № 3, сірий гумусовий пісок, відслонюється на дні видм, де також трапляються рештки пізнього неоліту.

18. Тераса Дніпра між болотами Замглаем та Паристим. В глинищі Чудової гори відслонюється:

T {	1. Сіро-зеленкувата з іржавими плямочками глина . . . . .	0—0.8) м
	2. Сіро-фіалкувата з іржавими та вохряними плямочками глина . . . . .	0.80—2.0) м
	3. Ясносіра глина з вохряними та іржавими плямочками . . . . .	2.00—3.20 м
	4. Білястий з каоліновою домішкою борошнуватий дрібнозернястий пісок. Видно . . . . .	3.20—3.70 м

Ці поклади вкриті ясносірими пісками, поверхня яких перероблена вітром.

19. Рівнина правого берега р. Білоуса. На захід від с. Павлівки. У виїмі спостерігається:

L <sub>1a</sub> {	1. Сіруватий гумусовий пісок . . . . .	0—0.52 м
	2. Жовтуватий дрібнозернястий з ортзандовими просмужками пісок. Видно . . . . .	0.52—1.50 м

20. Лівобережна тераса р. Білоуса в с. Павлівка; відслонення на краю тераси під кладовищем:

Al {	1. Білдожовтуваті з ортзандовими просмужками верстуваті дрібнозернясті піски . . . . .	0—0.95 м
	2. Білдожовтуваті дрібнозернясті піски. Видно . . . . .	0.95—1.5 м

До основи схилу залишається ще 2,5—3 м.

### Загальні висновки

Вищеподані перетини свідчать, що на дослідженій території відслонюються третинні та четвертинні поклади.

#### I. Третинні поклади

1923 р. Г. Ф. Мірчінк описав свердловину клінкерного заводу в Чернігові, де під четвертинною серією були подібані палеогенові піски, що підносяться на 6—8 м вище пійми р. Десни (1, с. 38—39). Але в відслоненнях правого берега Десни до річки спостерігаються лише четвертинні поклади. Це дає авторові підставу стверджувати давній вік жолобуватого зниження на місці сучасної долини Десни (1, с. 39).

Г. Буренін відзначив, що в свердловині Чернігівського клінкерного заводу палеогенові поклади у вигляді зеленої глини харківського поверху подібано на абсол. висоті 100.2 м. В інших свердловинах Чернігова харківський поверх спостережено на абсолютній висоті 61 м (Електрична станція), 81.9 м (біля водогону) (2, табл. 6). На профілі 2 автор вказує, що вище р. Десни підносяться тільки піски полтавського поверху, а поклади харківського поверху починаються з рівня Десни.

В природному відслоненні третинні поклади спостерігаються в Чудовій горі, що міститься на терасі Дніпра між болотами Замглай та Паристе (відслон. № 18). Декілька років тому глини цієї гори досліджувала розвідкова партія Укргеолтресту. Третинні породи вкриті терасовими пісками і починаються глинами сіро-зеленкуватого, сіро-фіалкуватого та ясносірого кольорів, загальною грубністю до 3.2 м. Нижче йде білястий з домішкою лусочок каоліну дрібнозернястий пісок, який слід залічити до полтавського поверху.

Свердловина на дні глинища в цегельні № 1 на глибині 29,05 м зустріла зеленкуваті, а нижче сірі глини, грубиною 2.28 м, під якими почався пісок в рідкими зернами глауконіту. Очевидно, в даному разі маємо серію третинних покладів.

## II. Четвертинні поклади

З геоморфологічного погляду правобережжя Чернігівського району являє собою знижену рівнину. Але це не є тераса р. Десни, як гадає Г. Ф. Мірчінк (3, с. 155), а обшира знижена рівнина, що лежить між Десною та Дніпром. Цю низину можна умовно назвати Чернігівською низиною. Її абсолютна висота в Чернігові сягає 138.73 м (на цегельному заводі № 1). Абсолютний рівень р. Десни в Чернігові сягає 106.09 м. Тому низина підноситься на 32.64 м над рівнем річки. За 4 км на NW від Чернігова, біля с. Коти, вона знижується до 124.62 м. Але між 8 та 9 км по шосе на Ріпки знову помічається піднесення. Чернігівська низина добре розчленована балками та долинами невеличких річок (Стрижень, Білоус). На 20 км по шосе на Ріпки починається спуск до тераси Дніпра, де розташоване с. Осняки. В західному від Чернігова напрямку низина прослідковується до с. Андріївки, а далі на захід простягається тераса р. Дніпра.

Праві допливи Десни, р. Білоус та р. Стрижень мають безлесові надлукові тераси. Тераса р. Білоуса підноситься метрів на 8—10 над рівнем річки, а відповідна висота тераси Стрижені дорівнює 6—8 м.

Деякі балки, що прорізають Чернігівську низину, мають чітко виявлену двофазність. З цього погляду можна відзначити балку, що проходить у північній частині Чернігова. Нижче містка ширина її сягає 45—50 м. На дні вирізається яр (молода балка), завглибшки до 3 м, що таким способом моделював балкову тераску. Остання складена з пісків ярного походження.

У склад четвертинних покладів дослідженого району входять такі співчлени:

1. Морена.
2. Флювіогляціальні поклади.
3. Лес та однакові з ним щодо віку породи.
4. Копальні ґрунти.
5. Алювіальні поклади.
6. Дюнні піски.

1°. Морена. Морен Дніпрянського зледеніння подибано №№ 1, 2, 5, 6, 7, 10, 11 та 13. Вона складена з жовтуватого з сизуватим відтінком піскуватого суглинку. Іноді в ній трапляються жилки вапна (№ 1) та лінзи буруватого грубо- та середньозернистого піску. Наметні кристалічних порід досить часті, здебільшого розміром 10—15 см, але трапляються також і розміром до 1 м.

Недостатність фактичного матеріалу не дає змоги виявити залежність умов уложення морени від сучасного рельєфу. Деякі спостереження вказують, що морена підноситься досить високо над рівнем Десни. Так, у відслоненні № 5 (по вул. Толстого № 45) її горішня поверхня має 127.13 м, на цегельному заводі № 1 сягає 129.27 м, при рівні Десни 106.06 м. В глинищі біля с. Коти (№ 13) горішня поверхня морени має абсолютну позначку тільки 120.01 м, що вказує на деяке западання морени в NW напрямку. Тому до думки Г. Ф. Мірчінка про давній вік жолобуватого зниження, що займає тепер Десна, слід ставитися обережно. Навпаки, не виключена можливість пізнішого віку долини Десни.

2°. Флювіогляціальні поклади. До флювіогляціальних покладів слід залічити дві серії нашаровань, що різняться між собою віком. Перша серія зв'язана з мореною Дніпрянського зледеніння, друга—значно молодша.

Флювіогляціальні поклади Дніпрянського зледеніння зустрінули перетини №№ 2, 5, 10 та 12. Вони підстелюють морену та виявлені дрібно-, середньо- та грубозернистими пісками й супісками. У відслоненні лівого берега р. Стрижені (№ 12) в ускісноверстуватих пісках подибано наметні кристалічних порід, до 80 см завдовжки. Останнє свідчить про те, що наметні принесено на кригах. Грубина флювіогляціальних покладів перевищує 6 м (№ 12).

В глинищі цегельного заводу № 1 під мореною лежить блідовзеленкуватий, дрібноверстуватий суглинок з рідкими дрібними солодководяними червоногими, грубиною 2.20 м (№ 1, горизонти 7 та 8). Його слід розглядати як водний витвір останніх моментів наступу дніпрянського льодовика. Дрібні червоноги вказують на знижену температуру води.

Отже в Чернігівському районі підморенова четвертинна серія зв'язана з дніпрянським зледенінням; це відрізняє її від поверхової підморенової серії плато Лубенсько-Миргородського району.

Друга, молодша серія покладів, частково, можливо, флювіогляціального походження, відокремлена від морени лесовою поволокою. Про її вік скажемо окремо.

3<sup>2</sup>. Лес та синхронічні з ним породи. Досить цікава серія порід укриває морену дніпрянського зледеніння.

Вже 1925 р. Г. Ф. Мірчінк відзначив, що на морені лежать послідовно: а) суглинок, забарвлений угорі гумусом (копальний ґрунт) та б) половий лес. На розмитій поверхні останнього лежать алювіальні піски та суглинки. Вік копального ґрунту він визначає кінцем третьої льодовикової епохи; лес залічує до останнього інтергляціалу (між третьою та четвертою льодовиковою епохами, за автором), а алювіальні поклади — до четвертої льодовикової епохи.

Наші профілі вказують на ще більшу складність надморенової серії. Два різновікові копальні ґрунти поділяють її на три поверхи, що при описі відслонень позначені символами  $L^{1a}$ ,  $L^{2a}$  та  $L^{3a}$ . Мої дослідження на території Лубенщини виявили, що тамтешня надморенова серія складена з трьох поверхів лесу, відокремлених один від одного двома горизонтами копальних ґрунтів (4, с. 6).

Розгляньмо кожний поверх надморенової серії окремо, починаючи з найдавнішого — третього.

Третій поверх,  $L^{3a}$ , виявлений відслоненнями №№ 1, 3, 5, 7 та 13. В глинищі цегельні № 1 він має грубину 1.35 м та складений з лесуватого темнуватополового кольору піскуватого, верстуватого суглинку. В глинищі цегельного заводу № 2 він виявлений блідополовим супіском грубиною 1.10 м та містить блідогумусові просмужки. У відслоненні № 5 лесуватий, вертикально-платівчастий, трохи піскуватий суглинок, грубиною 0.65 м. В глинищі клінкерного заводу с. Коти в цьому лесуватому піскуватому суглинку знайдено гострокутний уламочок польового скалинцю завдовжки  $\frac{3}{4}$  см. В усіх вище перелічених випадках лесуватий суглинок безпосередньо зв'язується з мореною. Тому він утворився при відступанні дніпрянського льодовика, отже є аналог надморенової серії третього поверху лесу Лубенсько-Миргородського району (4, с. 6; 5, с. 53). Трохи осторонь стоїть тільки відслонення № 7. Тут третій поверх є темнуватополовий вертикально-платівчастий з вапняними трубочками лес, грубиною 1.10 м, відокремлений від морени брунатним, з рясними висипками борошнуватої крем'янки та бобовинками, піскуватим безкарбонатним суглинком. Коли розглядати даний горизонт як спопільнений копальний ґрунт, то  $L^{3a}$  буде відірваний від морени. Але на це припущення не можна цілком пристати, бо немає повної серії потрібних генетичних горизонтів спопільненого ґрунту. А наявність борошнуватої крем'янки та бобовинок до 1 мм діаметром, на нашу думку, свідчить про постання його під впливом ґрунтових вод. У такому разі даний горизонт слід залічити до  $L^3$ , пов'язавши останній з мореною.

Другий поверх,  $L^2$ , виявили відслонення №№ 1, 3, 5, 6, 7 та 13. Здебільшого він виявлений половим з вапняними трубочками, легкосуглинястим лесом. В глинищі цегельні № 1 в його долішній частині проходить блідосірий гумусовий просмужок глибиною 8—10 см. В глинищі цегельні № 2 він має сизуватий відтінок, вохряні трубочки та іржаві жилки. В глинищі заводу с. Коти він виявлений лесуватим супіском, що донизу переходить у піскуватий лесуватий суглинок. Глибина цього поверху хитається в межах 2.00—6.00 м. Умови уложення дають можливість паралелізувати його з другим поверхом лесу Лубенсько-Миргородського району (5, с. 53, 60) та розглядати його як супіскувату відміну лесу.

Перший поверх,  $L^1$ , як показують відслонення, №№ 1, 3, 6, 11, 13 та 15, являє жовтуватий дрібнозернистий верстуватий пісок. У його верхніх горизонтах, у наслідок сучасних ґрунтоутворних процесів, проходять ортзандові просмужки. У відслоненні на вул. Толстого № 63 (№ 6) він являє половий лесуватий з вапняними трубочками супісок, що донизу містить проверстки дрібно-та середньозернистого піску і, нарешті, переходить у дрібнозернистий пісок, що знову таки підстелюється тонкоплатівчастим легким суглинком.

В глинищі с. Коти він репрезентований угорі лесуватим супіском, що донизу поступово переходить у лесуватий пісок. Нарешті, в шурфі (№ 14) на плато біля Котів він складений з лесуватого суглинку.

Глибина поверху  $L^1$  хитається від 1.0 м (№ 13) до 5.5 м (№ 14). Стратиграфічно він відповідає першому поверхові лесу льодовикового та позальодовикового районів і, очевидно, являє флювіогляціальні та алювіальні поклади, синхронічні останньому наступові льодовикових мас Східної Європи.

4°. Копальні ґрунти. В надмореновій серії подибано два копальні ґрунти. Перший, рахуючи згори, сформувався на другому поверхсі ( $L^2$ ) та відокремлює його від першого ( $L^1$ ). Другий копальний ґрунт сформований на третьому поверхсі надморенової серії ( $L^3$ ) і відокремлює цей поверх від другого.

Другий копальний ґрунт (3а) констатований відслоненнями №№ 1, 3, 5, 7 та 13. Він являє сірий з кавовим відтінком, темnobрунатний або кавовий гумусовий лесуватий піскуватий суглинок. Глибина його хитається від 0.60 м до 0.75 м. Іноді в ньому трапляються вапняні трубочки. У відслоненні цегельні № 1 гумусове забарвлення поступово яснішає, що свідчить про чорноземельний характер копального ґрунту. Вік його слід визначити перервою між третім (дніпрянським) та четвертим наступом льодовикових мас, коли на дослідженій ділянці панували степові умови життя.

Перший копальний ґрунт констатують відслонення №№ 1, 6 та 13. Його репрезентує сірий з брунатним відтінком, темнокавовий або брунатний гумусовий суглинок глибиною 0.44—0.65 м. Донизу гумусове забарвлення поступово яснішає, а в глинищі заводу № 1 в його підґрунті трапляються давні сіруваті (гумусові) кротовини. Ці ознаки свідчать про чорноземельний характер копального ґрунту. В глинищі заводу № 1 його горішня поверхня нерівна — це, очевидно, є ознака слабого розмиву пісками серії  $L^1$ . Вік даного копального ґрунту визначається останньою перервою в наступі льодовикових мас, коли встановилися степові фізично-географічні умови існування.

5°. Алювіальні поклади. Ці поклади виявлені трьома різного віку поверхами. Давніший поверх зустрінuto свердловиною в глинищі заводу № 1. Він лежить під мореною та виявлений жовтуватими дрібно- та середньозернистими пісками. Вони сягають 17.60 м глибини і лежать на глинястих третинних породах. Тому їх вік визначається перервою між другим та третім наступом льодовикових мас.

Другий, молодший алювіальний поверх розвинений на лесовій терасі Дніпра. У відслоненні пологого схилу в с. Вербичі, що лежить на шляху Чернігів — Ріпки (№ 16), алювіальні поклади виявлені дрібнозернистим з рідкими вапняними трубочками піском. На жаль, пісок відслонюється тільки

на 0.4 м. Догори він поступово переходить у піскуватий лес грубиною 2.20 м. Оскільки відслонення міститься на схилі, не виключена можливість змиву верхніх горизонтів. Тому вік піскуватого лесу можна визначити умовно як перший поверх. Через незначну грубину останнього, а саме 2.20 м, можна припустити, що він відповідає горішній частині першого поверху лесу плато льодовикового та позальодовикового районів. У такому разі вік алювіяльних пісків визначається початком наступу останнього льодовика.

Нарешті, третій, молодший алювіальний поверх розвинений на безлесовій терасі Дніпра, Стрижені та Білоуса. Безлесова (борова) тераса Дніпра являє вододіл між болотами Замглай та Паристим. Алювіальні поклади виявлені ясносірими пісками.

Безлесова тераса р. Стрижені в Чернігові підноситься метрів на 6—8 над рівнем річки, складена з ясносірих середньозернястих пісків і розвинена по обох берегах.

Вдовж правого берега р. Білоуса також розвинена безлесова тераса, що біля с. Павлівки складена з жовтуватих пісків. Вона підноситься метрів на 6—8 над рівнем річки.

Вік безлесових терас визначається як польодовиковий.

**ГРУБИНА ОКРЕМИХ ГОРИЗОНТІВ У МЕТРАХ**

	L1a	2a	L2a	3a	L3a	M	Fg	A1	L3
1 Цегельний зав. № 1. Чернігів . . . . .	2,50	0,65	2,40	0,75	1,35	3,00	—	17,60	2,00
2 Теж № 2 . . . . .	—	-	—	—	—	4,00	1,60	—	—
3 „ „ . . . . .	2,25	—	6,00	0, 0	1,10	—	—	—	—
4 Вул. Толстого Чернігів . .	—	—	2,70	0,65	0,65	4,15	0,50	—	—
5 „ „ . . . . .	2,65	0,55	1,60	—	—	0,50	—	—	—
6 „ „ . . . . .	—	—	0,95	0,70	1,60	1,40	—	—	—
7 Балка. Чернігів . . . . .	—	—	—	—	—	—	—	4,60	—
8 Тераса Стрижені. Чернігів	—	—	—	—	—	—	—	4,00	—
9 Лівий схил Стрижені. Чернігів	—	—	—	—	—	1,00	3,00	—	—
10 Теж . . . . .	1,50	—	—	—	—	4,50	—	—	—
11 „ „ . . . . .	—	—	—	—	—	—	>6,00	—	—
12 Глиннище в Котах . . . . .	1,00	0,44	2,00	0,60	0,60	0,40	—	—	—
13 11 км від Чернігова . . . . .	5,50	—	—	—	—	—	—	—	—
14 20 км від Чернігова. Тераса Дніпра . . . . .	>5,5	—	—	—	—	—	—	—	—
15 Тераса Дніпра. Ріпки . . . . .	2,20	—	—	—	—	—	—	>0,40	—
16 На захід від Павлівки. Рівнина . . . . .	1,50	—	—	—	—	—	—	—	—
17 Лівобер. тераса Білоуса. Павлівка . . . . .	—	—	—	—	—	—	—	1,50	—

6°. Дюнні піски. Північний край с. Ріпки оточує смуга еолових пісків. Останні виявлені кучугурами заввишки від 2 до 4 м, а між ними видми. В урвищі однієї кучугури спостерігалось два поверхи пісків, поділених копальним ґрунтом (№ 17). В копальному ґрунті С. Г. Баран-Бутович знайшов культуру пізнього неоліту, а саме, ретушовані відщепки з старанно обробленими краями, шкребаки, а також фрагменти кераміки без ганчарського кругу тощо (6, с. 238—239). Копальний ґрунт, вік якого в такий спосіб визначається горішнім неолітом, йде горизонтально і відслонюється на дні видмів. Останні орієнтовані в NO напрямку. За даними Укргеолтресту, що декілька років тому провадив розвідки на глини, піски, на яких сформувався копальний ґрунт, мають близько 4 м глибини і лежать на глинах.

Копальний ґрунт свідчить, що за час його формування поверхня терас була більш рівнинна і вкрита рослинністю степового характеру. Згодом, у наслідок діяльності людини, рослинність була знищена і вітри західних румбів почали розвіювати поверхню та утворили видми.

#### ЛІТЕРАТУРА

1. Г. Ф. Мирчинк. Послетретичные отложения Черниговской губернии. — Приложение № 1 к журналу Вестник Московской Горной Академии. Т. II. 1923, с. 1—67. Москва.
2. Г. Буренин. Гидрогеологическая карта Черниговской губернии. — Вісник Укр. Відд. Геолог. Комітету. Вип. 8, с. 101—115. Київ. 1926.
3. Г. Ф. Мирчинк. Послетретичные отложения Черниговской губ. — Мемуары Геологического Отделения Общ. Любителей Ест., Антр. и Этнограф. Вып. 4. Стр. 1—187. Москва. 1925.
4. В. І. Крокос. Четвертинні поклади Лубенщини. — Вісник Укр. Геолого-Розвідк. Управи. № 14, с. 1—14. Київ. 1929.
5. В. І. Крокос. Четвертинна серія по лінії Гребінка — Лубні — Миргород. Труды Укр. Науково-Досл. Инст. Геології. Том V, в. 1, с. 51—64. Київ. 1933.

#### РЕЗЮМЕ

Исследованная территория расположена между р. Десною и Днепром. В геоморфологическом отношении она представляет равнину, которую можно называть Черниговской низменностью. Абсолютные высоты низменности в Чернигове достигают 138.73 м. Уровень реки Десны в Чернигове равен 105.09 м. Таким образом, Черниговская низменность на 32.64 м подымается над уровнем Десны.

К северу от Чернигова низменность прослеживается до с. Осняки, где начинается покрытая лессом левобережная терраса Днепра.

Правые притоки Десны, р. Белоус и р. Стрижень имеют безлессовые надлуговые террасы, которые на 6—10 м подымаются над рекой.

Балки, которые прорезывают Черниговскую низменность, имеют резко выраженную двуфазность.

Местность сложена главным образом четвертичными отложениями.

Третичные отложения наблюдаются в глинище Чудовой горы, которая находится на безлессовой террасе Днепра в 50 км к ССЗ от Чернигова. В данном месте обнажаются глины, мощность 3.2 м, под которыми следуют белые с чешуйками каолина пески полтавского яруса.

В состав четвертичных отложений входят:

1. Морена.
2. Флювиогляциальные отложения.
3. Лесс и одновременные ему породы.
4. Ископаемые почвы.
5. Аллювиальные отложения.
6. Дюнные пески.

1°. Морена Днепровского оледенения представлена желтоватым с сизоватым или буроватым оттенком песковатым суглинком. Иногда в ней встречаются жилки извести и линзы буроватого грубо- и среднезернистого песка. Валуну кристаллических пород довольно часты и в большинстве случаев размером 10—15 см. Изредка встречаются валуны до 1 м.

Недостаточность фактического материала не дает возможности решить вопрос о связи морены с рельефом. Некоторые наблюдения указывают, что морена подымается довольно высоко над уровнем р. Десны. Так, в Чернигове, на кирпичном заводе она залегает на высоте 129.27 м, при уровне р. Десны 106.06 м. В глинище около с. Коты верхняя поверхность морены имеет абсолютную отметку только 120.01 м, что указывает на некоторое понижение ее уровня в ССЗ направлении. Поэтому мнение Г. Ф. Мирчика о древнем возрасте желобообразного понижения, которое в настоящее время занимает Десна, можно принимать с значительной оговоркой.

2°. Флювиогляциальные отложения. К флювиогляциальным отложениям следует отнести две серии напластований различного возраста. Первая серия связана с мореной днепровского оледенения, вторая — значительно моложе.

Флювиогляциальные отложения днепровского оледенения подстилают морену и представлены мелко, средне- и грубозернистыми песками, а также супесями.

В обнажении левого берега р. Стрижня в косвеннослоистых песках встречаются валуны кристаллических пород до 80 см диаметром, что свидетельствует о приносе валунов на льдинах. Мощность флювиогляциальных отложений превышает 6 м.

В глинище кирпичного завода Чернигова под мореною залегает бледно-зеленоватый, тонкослойный суглинок с редкими мелкими пресноводными брюхоногими и достигает мощности 2.2 м. Его следует рассматривать как водное образование последних моментов наступания днепровского ледника. Мелкие брюхоногие указывают на пониженную температуру воды.

Таким образом, в Черниговском районе подморенная четвертичная серия связана с днепровским оледенением. Это обстоятельство отличает ее от ярусной подморенной серии плато Лубенско-Миргородского района.

Вторая, более молодая серия отложений, частично флювиогляциального происхождения, отделена от морены лессовым покровом. Относительно ее возраста будет сказано ниже.

3°. Лесс и синхроничные с ним породы. Очень интересная серия пород покрывает морену днепровского оледенения. Еще Г. Ф. Мирчик отметил, что на морене лежат последовательно: а) суглинок, сверху окрашенный гумусом (ископаемая почва), и палевый лесс. На розмытой поверхности последнего лежат аллювиальные пески и суглинки. Возраст ископаемой почвы автор определяет концом третьей ледниковой эпохи, лесс относит к последнему интергляциалу (между третьей и четвертой ледниковой эпохами), а аллювиальные отложения к четвертой ледниковой эпохе.

Наши профили указывают на еще большую сложность надморенной серии. Две разновозрастных ископаемых почвы разделяют ее на три яруса, которые при описании обнажений обозначены символами L<sup>1a</sup>, L<sup>2a</sup> и L<sup>3a</sup>. Мои исследования на территории Лубенского округа выяснили, что тамошняя надморенная серия сложена тремя ярусами лесса, которые отделены один от другого двумя горизонтами ископаемых почв (4, стр. 6).

Рассмотрим каждый ярус надморенной серии отдельно, начиная с наиболее древнего, третьего яруса.

Третий ярус, L<sup>3a</sup>, обнажается в глинище кирпичного завода Чернигова, достигает 1.35 м мощности и выражен лессовидным, темноватопалевым, песчаным, слоистым суглинком. В глинище другого кирпичного завода

он представлен бледнопалевой супесью, мощностью 1.1 м и содержит бледно-гумусовые прослоечки. В глинище клинкерного завода с. Коты в нем, лессовидном песчанистом суглинке, найден остроугольный обломок полевого шпата, длиной 0.75 см. Во всех вышеуказанных случаях лессовидный суглинок непосредственно связан с мореной. Поэтому, он образовался при отступании днепровского ледника и таким образом является аналогом надморенной части третьего яруса лесса Лубенско-Миргородского района (4, стр. 6; 5, стр. 53).

Второй ярус,  $L^2$ , в большинстве случаев выражен палевым с известковыми трубочками легкосуглинистым лессом. В глинище первого кирпичного завода Чернигова в его нижней части проходит бледносерая гумусовая прослоечка, мощностью 8—10 см. В глинище второго кирпичного завода он имеет сизоватый оттенок, охристые трубочки и ржавые жиаки. В глинище завода с. Коты он представлен лессовидною супесью, которая ниже переходит в песчанистый лессовидный суглинок. Мощность данного яруса колеблется от 2 до 6 м. Условия залегания дают основание параллелизовать его со вторым ярусом лесса Лубенско-Миргородского района (5, стр. 53, 60) и рассматривать его как песчанистую (северную) разновидность лесса. Возраст его определяется предпоследним наступанием ледниковых масс.

Первый ярус,  $L^1$ , представляет желтоватый, мелкозернистый, слоистый песок. В его верхних горизонтах наблюдаются ортзандовые прослойки, образовавшиеся благодаря современным почвообразовательным процессам. В обнажении верхней части склона в Чернигове он представлен палевым, лессовидным с известковыми трубочками супеском, который в нижних горизонтах содержит прослоечки мелко- и среднезернистого песка и, наконец, переходит в мелкозернистый песок. Последний в свою очередь подстилается тонкопластинчатым песчанистым суглинком. В глинище с. Коты он представлен лессовидным суглинком, который к низу постепенно переходит в лессовидный песок. Мощность яруса  $L^1$  колеблется от 1 до 5.5 м. Стратиграфически он отвечает первому ярусу лесса ледникового и внеледникового района и очевидно представляет флювиогляциальные и аллювиальные отложения, синхроничные последнему наступанию ледниковых масс восточной Европы.

4°. Ископаемые почвы. В надморенной серии встречено две ископаемые почвы. Первая, считая сверху, ископаемая почва сформировалась на втором ярусе ( $L^2$ ) и отделяет его от первого яруса ( $L^1$ ). Вторая ископаемая почва сформировалась на третьем ярусе надморенной серии ( $L^3$ ) и отделяет этот ярус от второго яруса.

Вторая, считая сверху, ископаемая почва представляет серый с кофейным оттенком, темнокоричневый или кофейный, лессовидный, гумусовый, песчанистый суглинок. Его мощность колеблется от 0.60 м до 0.75 м. Иногда в нем встречаются известковые трубочки. В обнажении кирпичного завода в Чернигове гумусовая окраска постепенно светлеет, что указывает на черноземный характер ископаемой почвы. Возраст его определяется перерывом между третьим (Днепровским) и четвертым (предпоследним) наступанием ледниковых масс, когда на исследованной территории господствовали степные условия.

Первая ископаемая почва представлена серым с коричневым оттенком, темнокофейным или коричневым гумусовым суглинком мощностью 0.44—0.65 м. Книзу гумусовая окраска постепенно светлеет, а в глинище кирпичного завода в Чернигове в его подпочве встречены древние сероватые (гумусовые) кротовины. Эти признаки свидетельствуют о черноземном характере ископаемой почвы. В последнем обнажении верхняя поверхность ископаемой почвы слабо размыта песками серии  $L^1$ . Возраст данной ископаемой почвы определяется последним перерывом в наступании ледниковых масс, когда установились степные условия.



5°. Аллювиальные отложения. Эти отложения представлены тремя разновозрастными ярусами. Более древний ярус встречен в буровой скважине в глинище кирпичного завода в Чернигове. Он лежит под мореной и представлен желтоватыми мелко и среднезернистыми песками. Последние достигают мощности 17.60 м и лежат на глинистых третичных породах. Поэтому их возраст может быть определен перерывом между вторым и третьим наступанием ледниковых масс.

Второй, более молодой аллювиальный ярус развит на лессовой террасе Днепра. В обнажении пологого склона в с. Вербичи, которое находится на дороге Чернигов—Рипки, аллювиальные отложения выражены мелкозернистым песком с редкими известковыми трубочками. К сожалению, песок обнажается только на 0.4 м. Кверху песок постепенно переходит в песчанистый лесс, мощностью 2.20 м. Ввиду незначительной мощности последнего, а именно 2.20 м, возможно, что он отвечает верхней части первого яруса лесса плато ледникового и внеледникового районов. В таком случае возраст аллювиальных песков определяется началом наступания последнего оледенения.

Наконец третий, еще более молодой аллювиальный ярус развит на безлессовой террасе Днепра, Стрижня и Белоуса. Безлессовая терраса Днепра образует водораздел между болотами Замглай и Паристое. Аллювиальные отложения выражены светлосерыми песками.

Безлессовая терраса р. Стрижня в Чернигове подымается на 6—8 м над уровнем речки и сложена светлосерыми среднезернистыми песками. Она развита вдоль обоих берегов.

Вдоль правого берега р. Белоуса также развита безлессовая терраса, которая около с. Павловки сложена желтоватыми песками, которые подымаются над уровнем реки метров на 8—10.

6°. Золотые пески. Северный край с. Рипки (безлессовая терраса Днепра) окружает полоса золотых песков. Последние выражены кучугурами, высотой до 2—4 м, между которыми находятся выдуи.

В обнажении одной кучугуры, которое было расчищено, наблюдалось два яруса песков, разделенных ископаемой почвой. В ископаемой почве С. Г. Баран-Бутович нашел культуру позднего неолита, а именно ретушированные осколки с тщательной обработкой краев, скребки, а также обломки керамики без гончарного круга и т. д. (6, стр. 238—239). Ископаемая почва, возраст которой определяется таким образом верхним неолитом, следует горизонтально и обнажается на дне выдуев. Последние ориентированы в западно-восточном направлении. По данным украинского геологического треста, который производил несколько лет назад разведки на глины, пески, на которых сформировалась ископаемая почва, достигают около 4 м мощности и лежат на глинах.

Ископаемая почва свидетельствует, что во время ее формирования поверхность террасы была более равнинна и покрыта растительностью степного характера. Современем, благодаря деятельности человека, растительность была уничтожена и ветры западных (со стороны Днепра) румбов начали развевать поверхность и образовали выдуи.

## SUMMARY

The territory under investigation is situated in the intermediate space enclosed by the Desna and Dnipro rivers. Geomorphologically it is an extensive plain, the so-called Chernigov lowland. The absolute altitudes thereof approach 138.73 metres at Chernigov, where the level of the Desna amounts to 106.09 metres. Thus the altitude of the Chernigov lowland above the water level of the Desna equals 32.64 metres.

North of Chernigov the lowland can be traced as far as the village Osniaki, where the left-bank loess-terrace of the Dnipro is starting.

The right-side tributaries of the Desna i. e. the Belous and Strizhen have loessless terraces, the latter rising from six to ten metres above the river.

The steppe ravines (balkas) intersecting the Chernigov lowland show a distinctly pronounced two-phase system.

Components of the stratifications are, in the main, quaternary deposits.

Tertiary deposits come under observation within the clay pit of Mount Choo-dovo on the loessless Dnipro terrace, 50 km NNW from Chernigov. In this case clays, 3.2 metres in thickness, are outcropping, these being underlain by whitish sands of the Poltava formation with kaolin scales.

The quaternary deposits are composed of:

1. The moraine.
2. Fluvioglacial deposits.
3. Loess and its contemporaneous rocks.
4. Fossil soils.
5. Alluvial deposits.
6. Dune sands.

### 1. Moraine

The moraine of the Dnipro glaciation is composed of loam with a more considerable ratio of sand, yellowish in colour, with a dove coloured or red-brownish cast. Sometimes within it there are encountered lime veins or lentils of red-brownish, coarse, medium-, or coarse-grained sand. Boulders of crystalline rocks are rather frequent, their dimensions being mostly from ten to fifteen cm, whereas those as much as one metre in size are being met with too. In thickness the moraine reaches 4 m and more.

A deficiency in actual data makes it impossible to find out the interrelationship between the lodgment conditions of the moraine and the contemporaneous relief. Some observations point out that the moraine ascends to a rather considerable altitude above the Desna level. Thus the moraine reaches an altitude of 129.27 metres in the Chernigov brick-yard, the Desna level being here at 106.06 m. Then, in the clay-pit near the village Koty (5 km NNW from Chernigov) the uppermost surface of the moraine possesses an absolute levelling of 120.01 metres only, which fact is indicative of a certain subsidence of the moraine along the north-western direction. Therefore the view voiced by Mirchink as to an old age of the canaliculate depression, which at present is occupied by the Desna river, should be met with utmost caution. On the other hand, the possibility of a younger age of the Desna-river valley is not to be altogether disclaimed.

### 2. Fluvioglacial Deposits

Among the fluvioglacial deposits there are to be grouped two formations differing in age. One of them is correlated in time with the moraine of the Dnipro glaciation, whereas the other is appreciably younger.

The fluvioglacial deposits of the Dnipro glaciation are underlying the moraine. They are represented by fine-, medium- and coarse-grained sands and sandy loams. At the outcrop of the left bank of the Strizhen river, in obliquely stratified layers of sand, there were found boulders of crystalline rocks, as much as 80 cm in length, testifying to their having been transported by ice blocks. In thickness the fluvioglacial deposits exceed six metres.

In the clay-pit of the Chernigov brickyard pale greenish, finely laminated loam, 2.20 metres in thickness, with scarce small fresh-water gastropods, was

observed under the moraine. This loam should be regarded as an aqueous product pertaining to the last moments in the advance of the Dnipro glacier. The small gastropods point out lowness of temperature.

The submorainic fluvioglacial deposits are underlain by the tertiary series.

Hence, in the Chernigov province the submorainic quaternary series is connected with the Dnipro glaciation, which fact draws a sharp line between the echelon- or step-like submorainic series of the plateau in the Lubny-Mirgorod region.

The second younger series of the deposits is partly of fluvioglacial origin, being separated from the moraine by a loess mantle.

Its age will be discussed separately.

### 3. Loess and its Synchronous Rocks

A rather interesting series of rocks is overlying the moraine of the Dnipro glaciation.

As far back as 1925 Mirchink stated that upon the moraine there are lying in sequence: (a) loam coloured at top by humus (fossil soil); (b) loess, yellowish in colour. On the eroded surface of the latter there are alluvial sands and loams. Mirchink determined the age of this fossil soil as that of the end of the third glacial epoch. The loess was synchronized by this author with the last Interglacial (within the intervening time between the third and the fourth glacial periods), and the alluvial deposits—with the fourth glacial epoch.

Our profiles are, however, indicative of the supermorainic series being more complex yet. Two fossil soils differently aged divide it into three stages which, in describing the outcrops, are designated by the symbols  $L^{1a}$ ,  $L^{2a}$ , and  $L^{3a}$ . The present writer's investigations within the Lubny province showed that the local supermorainic series was composed of three loess stages, separated from one another by two horizons of fossil soil (4; page 6).

Now, we shall proceed to examining separately each sheet, starting from the oldest one, i. e. the third one.

The third stage ( $L^{3a}$ ) in the clay pit of the Chernigov brick-yard is 1.35 metres in thickness; it consists of loessique, darkish yellow stratified loam with a considerable ratio of sand. In the clay-pit of the second brick-yard at Chernigov it is exhibited as pale yellow sandy loam, 1.10 metres in thickness, comprising pale-humous small interbeds. In the clay-pit of the Dutch-brick (clinker) factory at the village Koty in this loessial sandy loam there was found a sharp-edged fragment of feldspar, three quarters of a centimetre in length. In all cases referred to, the loessique loam is immediately associated with the moraine. Hence it was formed when the Dnipro glacier retreated; it is consequently an analogon to the supermorainic series of the third loess stage in the Lubny—Mirgorod region (4, p. 6; 5, p. 53).

The second stage ( $L^{2a}$ ) is in the majority of cases represented by yellow, slightly loamy loess, with limestone pipe stems. Within the clay-pit of the first brick yard at Chernigov through the lower portion thereof there runs a small pale gray interbed, eight or ten centimetres in thickness. In the clay-pit of the second brick-yard of Chernigov it is of a dove coloured cast comprising small ochre pipes and rust veins. In the clay-pit of the village Koty this stage is represented by loessique sandy loam that downward changes gradually into loessial loam with considerable sand content. The thickness of this stage varies within the range of from 2.00 to 6.00 metres. In this instance the conditions of interbedding make it possible to parallelize the above formation with another second loess stage, viz. that of the Lubny-Mirgorod region (5, p. 33, 60), it being regarded as a sandy loamy variety of loess. Its age is being assigned as that of the penultimate ice invasion.

The first stage (L<sup>1a</sup>) represents sand, yellowish, fine-grained, and stratified. Due to contemporaneous soil-forming processes its upper horizons are interbedded with ortsand. It presents a yellow loessique sandy loam with pipes of lime at the outcrop of the upper portion of the escarpment at Chernigov; this sandy loam containing, downward, interbeds of fine and medium-grained sand, and shading off finally into fine-grained sand. The latter is in its turn, underlain by finely laminated, light sandy loam. In the clay-pit of the village Koty it is represented, at the top, by loessique sandy loam that, downward, is passing into loessique sand. The thickness of the stage L<sup>1a</sup> varies from 1.0 metres to 5.5 metres. Stratigraphically, it is corresponding to the first loess stage of the glacial region, as well as of the extraglacial one. It appears to represent fluvioglacial and alluvial sediments, which are synchronous with the last ice invasion of Eastern Europe.

#### 4. Fossil Soils

Within the supermorainic series two fossil soils occur. The first one (from the top downward) is formed on the second stage (L<sup>2</sup>) and separates the latter from the first stage (L<sup>1a</sup>). The second fossil soil is developed upon the third stage (L<sup>3</sup>) of the supermorainic series, which is, in this way, separated from the second stage.

The second fossil soil presents humous loessial loam with a more considerable sand ratio, either gray with a coffee-like cast, or dark red-brown or else coffee-like in colour; from 0.60 to 0.75 metres in thickness; sometimes in it pipes of lime are to be met with. At the outcrop of the Chernigov brick-yard the humous hue brightens gradually, which fact testifies the chernozem character of the fossil soil. In time it is to be correlated with the interval between the third Dnipro ice invasion and the fourth (last but one) ice invasion when steppe-life conditions were dominant in the plot under investigation.

The first fossil soil is represented by humus loam, which happens to be in colour either gray with a red brown cast, or dark coffee-like or else red brown and which in thickness ranges from 0.44 to 0.65 metres. Downward, the humous colouring gradually grows brighter. In the subsoil of the Chernigov brick-yard there occur ancient grayish (humous) „Krotovinas“ (burrows of rodents). These characters reveal the chernozem nature of the fossil soil. Here its uppermost surface is unequal, which fact is apparently indicative of a slight erosion. The age of this fossil soil is to be ranked into the last interspace in the invasion of the ice masses, when physico-geographical steppe life conditions were being established.

#### 5. Alluvial Sediments

These are represented by three horizons differing in time. The more ancient one has been exposed by means of well-boring in the clay pit of the Chernigov brick-yard. It is underlying the moraine, being represented by yellowish, fine or medium-grained sands, which reach 17.60 metres in thickness, and which, in their turn, overlie clayey tertiary rocks. For this reason their age is to be related to the interval between the second ice invasion and the third one. The second younger alluvial horizon is developed on the Dnipro loess terrace. At a gentle slope along the Chernigov-Ripki highway, within the area of the village Verbichi, alluvial deposits are outcropping in the shape of fine-grained sand with sparse lime pipes. There is room for regret that this sand is exposed 0.4 metres in length only. Upward, the sand is shading off gradually into sandy loess, 2.20 metres in thickness. In view of the slight thickness of the last mentioned soil, viz. 2.20 metres, there is a possibility that this soil corresponds to the upper portion of the first loess stage of the plateau in the glacial and extraglacial regions. This being so, the age of the alluvial sands may be correlated with the commencement of the invasion of the last glacier.

Finally, the still younger third alluvial horizon is developed on the loessless terrace of the Dnipro, Strizhen, and Bilõus. The loessless (pine forest soil) terrace of the Dnipro constitutes a watershed between the bogs Zamglai and Pariste. The alluvial deposits are represented by light-gray sands.

The loessless terrace of the Strizhen rises at Chernigov as high as about six or ten metres above the river level, its composition consisting of light-gray medium-grained sands, which are developed on both of the river banks.

Along the right bank of the Bilõus river a loessless terrace is developed too, which in the vicinity of the village Pavlovka is composed of yellowish sands. It rises about six to eight metres above the river level. The age of the loessless terraces is being determined as postglacial.

## 6. Dune Sands

The northern extremity of the village Ripki is encompassed by a belt of eolian sands. The latter are represented by dune-sand hills („Koochoogora“) from two to four metres in height, with wind-blown interstices.

At the abrupt slope of a „Koochoogora“ that had been cleared off, two horizons of sand separated by a fossil soil came under observation. S. G. Baran-Butovich found a culture of the Late Neolith in the fossil soil, viz. retouched chips with elaborate working up the rims; scrapers (grattoirs), and fragments of ceramics, made without a potter's wheel etc. (6, p. 238—239). This fossil soil, the age of which, accordingly, is to be settled as that of the Upper Neolith, runs horizontally, being exposed at the bottom of the wind blown spaces. The latter are orientated towards W and E. The clay reconnaissance survey which some years ago was run by the Ukrainian Geological Trust, has evidenced the fact, that sands upon which the fossil soil had been formed were about four metres in thickness and that they overlay clays.

The fossil soil is testifying to the fact that the terrace surface, during its formation, was more of a lowland, covered with vegetation of steppe character. Later on, owing to man's activities, the vegetation was destroyed, whereas winds of western rhumbs began to blow asunder the surface, thus creating wind blown spaces.



**Четвертинні туфи с. Песець на Поділлі**

*Н. В. Пименова*

**Quaternary travertine in the village Pessets in Podolia**

*N. V. Pimenova*

Четвертинні туфи на Поділлі констатовано по багатьох місцевостях, зокрема по допливах р. Дністра — Ушиці, Данилівці та Студениці. В цих туфах часто трапляються відбитки рослин, що констатував ще Ласкарев в 1914 р. Здебільшого флора збереглася погано, проте з туфів с. Песець зібрано відбитки рослин та почасти черепашки м'якунів, що їх можна було визначити. С. Песець розташоване в верхів'ї р. Данилівки та її доплива — Глубочка. Р. Данилівка тече в Дністер, перетинаючи поклади Подільського плато, себто сарматські вапняки, подільські піски та глини, переверстовані з роговиками та кременем сеноманські глинкоітові піски і, нарешті, силурські глинясті лупки. Води сарматського поверху дають часом дуже джерела, насичені солями кальцію, що при виході джерела на поверхню відкладаються у вигляді вапняного туфу. Це утворення туфів можна спостерігати й тепер на Поділлі, напр., у с. Требухівці на р. Студениці. Туфові скелі, окремі брили тощо можна спостерігати по долинах допливів Дністра на рівні і сарматських і силурських покладів. Так, у зазначеному селі Требухівці величезна скеля туфу висить на урвищі сеноманських покладів, а по ній спадає з висоти метрів 25 струм води спід сарматських вапняків. В інших місцях можна бачити ці скелі в стані руйнації і т. ін. Туфова скеля с. Песець лежить на рівні сарматських вапняків на схилі правого берега р. Данилівки. За кілька метрів від неї спід вапняків тече джерело. Велику цю скелю почасти зруйновано розробленням туфу на випалювання вапна. Вона здебільшого являє собою пухкий вапняк і лише в деяких частинах щільніша.

У масі туфу збереглася багато відбитків рослин, що іноді досить добре збереглися. У зібраній звідти колекції визначено такі форми:

- |   |    |     |
|---|----|-----|
| 1) <i>Vaucheria</i> sp. . . . .                   | 10 | sp. |
| 2) <i>Fegatella conica</i> Corda . . . . .        | 5  | "   |
| 3) <i>Scolopendrium vulgare</i> Sm. . . . .       | 17 | "   |
| 4) <i>Populus nigra</i> L. . . . .                | 1  | "   |
| 5) <i>Salix caprea</i> L. . . . .                 | 2  | "   |
| 6) <i>Alnus glutinosa</i> Gaertn. . . . .         | 2  | "   |
| 7) <i>Corylus Avellana</i> L. . . . .             | 3  | "   |
| 8) <i>Ulmus effusa</i> Willd . . . . .            | 2  | "   |
| 9) <i>Ulmus montana</i> Sm. . . . .               | 9  | "   |
| 10) <i>Tilia conf. platyphyllos</i> Scop. . . . . | 4  | "   |
| 11) <i>Tilia cordata</i> Müll. . . . .            | 20 | "   |
| 12) <i>Acer platanoides</i> L. . . . .            | 16 | "   |
| 13) <i>Labiatae</i> sp.? . . . . .                | 1  | "   |

### *Vaucheria* sp. <sup>1)</sup>

*Vaucheria* sp. виявлена у великій кількості, утворюючи суцільні маси найтонших вапняних трубочок. Разом із нею трапляються відбитки *Fegatella conica*, *Salix carpea*, *Acer* та інших рослин.

### *Fegatella conica* Corda

Відбитки її також трапляються дуже часто і добре виявлені. Талом витягнутий, розгалужений, має завширшки до 1,5 мм. На поверхні помітні тонесенькі жилки. Поширена по всій Європі. Подибується на Кавказі та в Сибіру. Зокрема трапляється на вапняках, по вогких місцях, коло джерел тощо.

### *Scolopendrium vulgare* Sm.

Відбитки верхніх частин та середини платівок. Ширина уламків сягає 8 см. Край платівки хвилястий. Середня жилка міцна, бічні тонкі, паралельні, численні, відходять під кутом 50° і більше. На бічних нервах видовжені заглиблення від спорангіїв, часом рідші, часом щільніші. Довжина спорангіїв від 7 до 13 мм. Відбитків досить багато — в колекції є п'ять кращик та шість дрібних уламків відбитків.

*Scolopendrium vulgare* трапляється тепер дуже рідко на Поділлі в розколинах вапняних скель. Він поширений у Західній Європі.

### *Salix carpea* L.

Два невеличких уламки з характерним жилкуванням. Вторинні жилки утворюють петлі коло країв листа. Сітка жилок дуже виразна. Край листа слабо зубчастий. Звичайна форма середньої та південної Європи.

### *Populus nigra* L.

Лише один відбиток неповного листа з нижньої поверхні з стиснутою з боків ніжкою. Довжина ніжки 3,4 см. Відбиток листа має 5 см завдовжки та 6 завширшки. Основа листа почасти серцювата. З лівого боку по краю листа чіткі дрібні зубчики, що починаються на віддалі 2,1 см від ніжки. Жилкування виявлене чітко. Від ніжки відходять три рівномірні жилки. Від середньої відгалужуються дві пари бічних жилок під кутом 50—53°, на віддалі 14—12 см. Від двох нижніх також ідуть відгалуження вторинних жилок, числом 5, з лівого боку. Третинні жилки виличасті, помітні також і найдрібніші анастомози.

Трапляється часом на лукових терасах річок Поділля.

### *Alnus glutinosa* Gaertn.

На одному штафі туфу є два відбитки вільхи — один з верхньої, другий з нижньої поверхні листів. Краї листа не збереглися. Лише в одному місці помітно два зубчики. Жилкування дуже чітке. Міцна середня жилка, від якої відходять 6—7 пар вторинних жилок, з яких нижні протистійні, верхні трохи відступають одна від одної. Кути відгалуження збільшуються згори вниз — 35—50°; таким чином жилки розходяться в напрямку до країв листка. Майже всі вторинні жилки, крім верхніх, ближче до країв листа дають відгалуження. Третинні жилки прямі, рідко виличасті.

*Alnus glutinosa* трапляється на других терасах річок.

<sup>1)</sup> Визначення д-ра Гамса.



### *Corylus Avellana* L.

Дрібні уламки трапляються часто, але більш-менш великих є тільки два: один великий покручений лист і другий менший, майже цілий. Міцна середня жилка на більшому уламку має 6 бічних на віддалі 2—1,7, 1,5 см одна від одної. Вони відходять під кутом 40°. До країв листа жилки розходяться. Гретьні жилки прямі й вилчасті. Ширина уламка 8 см. Край листа поламавий. Менший відбиток являє нижню частину листа. На ній яскраво видно розходження жилок, відгалуження на вторинних жилках і зокрема характерні дві нижні протистійні жилки.

На інших, менших уламках відбитки можна визначати лише з характеристичної сітки третинних жилок.

Звичайна рослина підліску.

### *Ulmus effusa* Willd.

В колекції є лише два зразки, з них один менший разом з *Alnus glutinosa*. Більший являє собою відбиток більшої частини досить великого листа — щось із 10 см завдовжки з горішньої поверхні. Ширина листа була близько 8 см. Добре виявлена середня жилка кінчається короткою (7 мм) грубою, зігнутою вліво ніжною. Лист різко асиметричний. Край листа гостро-чотиризубчастий. Особливо виразно видно зубці на меншому відбитку. Жилок на короткому боці 12, на довгому 14. Внизу вони майже супротивні, вгорі розходяться. З вторинних жилок відгалуження мають лише нижні. Кут виходу жилок 40—50°.

Трапляється на Поділлі рідше ніж інші відміни *Ulmus*-ів.

### *Ulmus montana* Sm.

Відбитки *Ulmus montana* гірше збережені, проте їх значно більше, ніж *Ulmus effusa*. Крім чотирьох більших відбитків, є ще ряд невеличких уламків серед інших відбитків. Всі вони тендітніші за *Ulmus effusa*. Розташовані жилки загалом як у *Ulmus effusa*, проте характерне утворення розгалужень кінців вторинних жилок. Ці відгалуження заходять у зубчики листа. Край листа дво- або тризубчастий. Зубці зігнуті наперед. Вершок листа раптом спичастий.

### *Tilia conf. platyphyllos* Scop.

Серед відбитків лип, яких взагалі є багато, виділяються чотири, що їхні виміри більші за звичайну липу. Всі вони лише частини листів; цілого, на жаль, немає жодного. Два уламки на рівні нижніх бічних жилок мають завширшки 66—64 мм, два інші на рівні другої пари бічних (вторинних) жилок — 65 і 69 мм. Довжина цього останнього уламка 65 мм. Відповідно цілі листи були від 70 до 100 мм завширшки. Жилкування загалом таке, як у *Tilia cordata*, але середній нерв має більше бічних жилок. У країв листа видно подекуди петельки жилок, що взагалі характеризують *Tilia platyphyllos*. Зубці горбкуваті з насадженням кінчиком.

*Tilia platyphyllos* тепер на Поділлі не трапляється, а росте в Західній Європі.

### *Tilia cordata* Müll.

Всі відбитки — лише уламки липових листів, що загалом мають такі ознаки: ширина платівок від 40 мм до 1 см; довжина більш-менш відповідає ширині, як це можна спостерегти на уламках. Край листа горбкувато-зубчастий. Від основи відходять 5—7 базальних жилок під кутом 30—40°. Від серед-

ньої жилки відходять бічні, числом 5—7. Від бічних базальних також відходять вторинні жилки. Уламків листків близько 20.

*Tilia cordata* Müll. є звичайна рослина лісів Поділля.

### *Acer platanoides* L.

Відбитків *Acer* також багато. Це уламки великих листів, груболапчастих з рідкими гострими зубцями. Від ніжки відходять 7 дуже грубих жилок. Вторинні жилки значно тонші. Трапляються разом із відбитками липи. Крім листків, є також один відбиток „крилатки“.

Поширений по всій європейській частині Союзу.

### Labiatae sp.

Відбиток двох супротивних листків на чотирикутному стеблі. Листки сидячі, овальні, видовжені, з загостреним кінчиком, цільнокраї. Середня жилка міцна. Від неї відходять три пари бічних дугастих жилок, що загинаються вдовж країв листа.

Разом із відбитками флори в туфах трапляються черепашки м'якунів, а саме:

- |                                 |                                       |
|---------------------------------|---------------------------------------|
| 1) <i>Eulota fruticum</i> Müll. | 3) <i>Lacinaria plicata</i> Drap.     |
| 2) <i>Helix pomatia</i> Linné   | 4) <i>Succinea</i> Pfeiff. Rossm. (?) |

*Eulota fruticum* є поширена форма, що трапляється в лісах, садках, на кущах, по берегах водоймищ у траві. Континентальна. Поширена від Кавказу до Ленінграду.  $Q_{u_1}$ ,  $Q_{u_2}$ — часто. Мінлива залежно від умов оточення. В вапнякових туфах Тюрингії трапляється карликова, цілком біла відміна. Нормальні розміри: висота 14—15 мм, ширина 18—20 мм. У нашого зразка висота 12 мм, ширина 14 мм.

*Helix pomatia* поширена в ясних лісах, на кущах, живих огорожах тощо. Поширена на схід до Києва, Менська та Ріги.  $Q_{u_1}$ ; у вапнякових туфах  $Q_{u_1}$  трапляється частіше. В Данії, Швеції її немає. Висота 40 мм, ширина 40—43 мм.

*Lacinaria plicatula* поширена в Середній Європі до Москви й Криму. Живе на деревах, полях або на кам'яних стінах. Характерна рядом зубів на внутрішньому краї апертури. Висота 16, ширина 3—4.  $Q_{u_1}$  та  $Q_{u_2}$  дуже рідко.

*Succinea Pfefferi* є форма, що живе на водяних рослинах. Дуже поширена тепер і в  $Q_{u_1}$  та  $Q_{u_2}$  по всій палеарктичній області.

Отже з зазначених чотирьох форм маємо три лісових та одну зв'язану з водою. Всі поширені тепер на нашій території, а також трапляються в  $Q_{u_1}$  та  $Q_{u_2}$ , з них *Laminaria plicata* найрідше і має трохи більш південний характер.

Щодо рослинних решток, то, порівнюючи їх з сучасною рослинністю Поділля, треба відзначити, що ми в районі допливів Дністра маємо виявлені так звані коридорні ліси, тобто ліс, що тягнеться по долинах уздовж річок. Типова рослинність для таких лісів є:

*Quercus pedunculata*, *Fraxinus excelsior*, *Acer platanoides*, *Tilia cordata*, *Carpinus betulus*, *Ulmus montana*, *Ulmus effusa*, *Ulmus glabra*, *Acer campestre*, *Corylus Avellana* та інші.

Крім того, на вогких місцях трапляється *Alnus glutinosa*, *Populus alba* та *nigra* і *Salix caprea*, *cinerea*, *aurita*, *alba*.

З папоротів тут подибано *Asplenium trichomanes*, *septentrionale*, *Polypodium vulgare* та дуже рідко *Scolopendrium vulgare* (4, 6).

Порівнюючи склад сучасної флори долин Дністрових допливів з реестром копальної флори, бачимо повну схожість між ними. Флора туфів свідчить про існування лісової рослинності того ж типу, що й тепер існує на Поділлі.

Деякі форми, яких немає в одному місці, трапляються в суміжних, даючи повну картину минулого. Навіть співвідношення між найпоширенішими формами відбитися в копаальній флорі. Кленн та липи виявлені найбільшою кількістю відбитків (16 та 29); в'язу гірського в 10 відбитків, ліщини 11. Інші, рідші, форми виявлені відповідно меншою кількістю зразків.

Треба відзначити, що *Scolopendrium vulgare* виявлений відносно великою кількістю зразків (17 зр.), що не відповідає його сучасному поширенню. Можливо, звичайно, що це в випадкове явище, проте, пов'язуючи його з наявністю *Tilia conf. platyphyllos*, правдивіше припустити відмінні кліматичні умови, які сприяли поширенню на Поділлі цих двох форм.

Отже утворення туфу, очевидно, відбувалося серед лісу. Стік джерел, що відкладав туф, не був дужий, бо коло нього утворювалися калюжі або ставок, де могли буйно розвиватися водорості і навколо — печінкові мохи. У теплі та вогкості розвивався *Scolopendrium vulgare*.

Про флору інших четвертинних туфів у ближчих місцевостях в такі відомості: А. Н. Криштофович 1912 р. (3) визначив з села Мушкотинців, на р. Студениці, тобто в одному районі з с. Песець, таку флору:

- |                                 |                                    |
|---------------------------------|------------------------------------|
| 1) <i>Scolopendrium vulgare</i> | 4) <i>Acer platanoides</i>         |
| 2) <i>Corylus Avellana</i>      | 5) <i>Tilia conf. platyphyllos</i> |
| 3) <i>Quercus robur</i>         |                                    |

З села Дарабан Хотинського району визначено такі форми:

- |                            |                                    |
|----------------------------|------------------------------------|
| 1) <i>Corylus Avellana</i> | 4) <i>Acer platanoides</i>         |
| 2) <i>Quercus robur</i>    | 5) <i>Tilia conf. platyphyllos</i> |
| 3) <i>Ulmus sp.</i>        |                                    |

Ці флори А. Н. Криштофович залічує до часу другого карпатського зледеніння або до польодовикового часу. Після видання зазначеної роботи до останнього часу про відбитки флори в туфах згаданих районів не було жодних нових даних. 1927 р. вийшла робота І. В. Палібіна про четвертинні туфи Грузії (5). Хоч зазначена місцевість дуже далека від описуваного району, проте флора її містить почасти такі самі форми, як і наша, а головне, що час утворення згаданих туфів, за Рейнгартеном, на якого посилається автор, теж в постгляціальний — в одній місцевості трохи старший, у другій — молодший. 1928 р. в роботі І. В. Давіловського (2) подано визначення рослинних решток з вапнякових туфів з правого берега р. Луги, зроблене проф. Ганешиним, а саме:

- |                            |                            |
|----------------------------|----------------------------|
| 1) <i>Fegatella conica</i> | 5) <i>Betula alba</i>      |
| 2) <i>Populus tremula</i>  | 6) <i>Alnus glutinosa</i>  |
| 3) <i>Salix nigricans</i>  | 7) <i>Corylus Avellana</i> |
| 4) <i>Salix caprea</i>     | 8) <i>Ulmus effusa</i>     |

Крім того, окремо подано реєстр плодів, що, на думку автора, могли потрапити до туфів останніми часами, підчас розроблення їх.

Утворення туфів на р. Лузі І. В. Давіловський, на підставі палеозоологічних даних, залічує до літоринового часу.

В роботі Галіцького та Лільпопа (8) 1931 р. дослідження четвертинних туфів Поділля в Татрах виявило в нижчих верствах:

- |                           |                               |
|---------------------------|-------------------------------|
| 1) <i>Betula nana L.</i>  | 3) <i>Ericaceae sp.</i>       |
| 2) <i>Salix repens L.</i> | 4) <i>Pinus montana Müll.</i> |

В горішній верстві відзначено наявність уламків деревних листків, на жаль, не визначених; проте, в ній констатовано повну відсутність *Betula nana*. Автори припускають, що утворення нижньої верстви відбулося за гляціального часу; щодо горішньої верстви, то її утворення могло припасти також на гляціальний час, але могло бути й постгляціальним, коли взяти на увагу сучасне утворення туфів у зазначеній місцевості.

З усіх зазначених місцевостей флора туфів с. Песець в однотипова з флорою с. Мушкотинців. Проте, вона має в собі більше видів. Карпатські флори

також споріднені з флорою с. Песець. Рослинність Поділля має більш арктичний характер, принаймні в нижніх горизонтах. Щодо флори туфів р. Луги, то хоч багато форм спільні з флорою с. Песець, проте, в ній немає теплолюбних форм і склад її цілком відповідає сьогочасній рослинності округи: це можна пояснити більш північним положенням. Оскільки флора с. Песець, безперечно, зв'язана з флорою с. Мушкотинців, отже і з флорою Карпатських туфів, очевидно, що час утворення їх той самий. Беручи на увагу існування пустинного клімату в зазначеній частині Поділля, — про це свідчать численні приклади рівноманітного еолового оброблення порід, що складають схили долин Дністрових допливів, — трудно припускати існування в цих долинах у згаданий час листвяних лісів, зокрема вогколюбних дерев, хіба що в окремих виключних випадках. Оскільки ж туфи в цьому районі Поділля широко розвинені і містять хоч і погані рештки деревних листків та подекуди утворюються і в даний час, треба гадати, що час утворення туфів припадає взагалі на голоцен, можливо, на середню його частину, зв'язану з теплішим та вогким кліматом.

#### ЛІТЕРАТУРА

1. Алексин В. В. Третичная флора южной России. Журнал I отд. Моск. Ботанического Общ., т. I, 1922 г.
2. Даниловский И. В. Фауна и возраст наветковых туфов на правом берегу р. Луги близ дер. Вяз. Изв. Геол. Ком., т. 47, № 6, 1928 г.
3. Криштофович А. Н. Новые находки молодой третичной и послетретичной флоры на юге России. Записки Новороссийского Общ. Естеств., т. XXXIX, 1912 г.
4. Лавренко Е. Флора Украины.
5. Палибин И. В. Флора послеледниковых травертинов Душенского уезда (Грузия). Изв. Геол. Ком., т. 46, № 5, 1927 г.
6. Савастьянов О. Дика рослинність Поділля. (Схематичний нарис). Вінницька філія Всен. Бібл. Укр. при ВУАН. Кабінет Виучув. Поділля, вип. 2, Вінниця, 1925 р.
7. Шмальгаузен И. Растительность центральной и южной России. Киев, 1895, 1897 г.
8. Halicki B. i Lilpor I. Czwartorzędowe travertyny w Glicharowie na Podhalu. Повідомлення на засід. Польського Держ. Геол. Інституту 22. IV 1932 р.

#### РЕЗЮМЕ

На Подолии, в районе развития сарматских известняков чрезвычайно распространены известковые туфы, которые часто содержат в себе отпечатки растений. Таковыми являются туфы с. Песець, расположенного на берегу р. Даниловки, левого притока Днестра между рр. Ушицей и Студеницей. Туфы, образующие здесь значительный массив, содержат отпечатки листьев и раковины моллюсков, таких как: 1) *Eulota fruticum* Müll., 2) *Helix pomatia* L., 3) *Lacinaria plicata* Drap., 4) *Succinea Pfeiff. Ross m. (?)* Между растительными остатками определено 13 видов, а именно: 1) *Vauheria* sp., 2) *Fegatella conica* Cor., 3) *Scolopendrium vulgare* Sm., 4) *Populus nigra* L., 5) *Salix caprea* L., 6) *Alnus glutinosa* Gaertn., 7) *Corylus Avellana* L., 8) *Ulmus effusa* Will., 9) *Ulmus montana* Sm., 10) *Tilia cordata* Müll., 11) *Tilia conf. platyphyllos* Scop., 12) *Acer platanoides* L., 13) *Labiatae* sp. Вышеуказанные растения вполне отвечают современной флоре Подолии, кроме *Tilia platyphyllos*, теперь на Подолии отсутствующей и распространенной в Западной Европе. Из остальных форм — *Scolopendrium vulgare* теперь встречается на Подолии редко, а в туфах найден в значительном количестве экземпляров.

Флора с. Песець по своему составу чрезвычайно сходна с формами с. Мушкотинцев, Дарабав, Ганоша и т. д. Отложение туфов Песеца и Мушкотинцев очевидно было одновременным.

Принимая во внимание состав флоры и фауны, а также климатические условия, необходимые для существования вышеуказанной растительности, — время образования туфов с. Песец следует отнести к середине голоцена.

---

### SUMMARY

The author gives a description of the flora from the quaternary travertine of the village Pessets in Podolia. The banks of the river Danilovka, the left tributary of the Dniestr, where Pessets is situated, are formed of Silurian shale, Senomanian greensand with flintstones, Podolian clay sand and Sarmatian limestone. Numerous springs flow from below the limestone. In the valley of the river Danilovka as well as in the valleys of the other tributaries of the Dniestr calcareous travertine is to be observed at the level of all the said strata. At Pessets a large travertine rock is deposited at the level of sarmatian limestone. Travertine contains imprints of leaves and shells of land mollusca, among which the following have been determined: 1) *Eulota fruticum* Müll., 2) *Helix pomatia* L., 3) *Lacinaria plicata* Drap., 4) *Succinea* Pfeiff. Rossm.(?).

Among the vegetative remains there have been determined 13 species, namely: 1) *Vaucheria* sp., 2) *Fegatella conica* Cor., 3) *Scolopendrium vulgare* Sm., 4) *Populus nigra* L., 5) *Salix caprea* L., 6) *Alnus glutinosa* Gaertn., 7) *Corylus Avelana* L., 8) *Ulmus effusa* Willd., 9) *Ulmus montana* Sm., 10) *Tilia conf. platyphyllos* Scop., 11) *Tilia cordata* Müll., 12) *Acer platanoides* L., 13) *Labiatae* sp.

The above mentioned plants wholly correspond to the present vegetation of Podolia, except *Tilia platyphyllos* which is not to be found at present in Podolia. It inhabits western Europe. As regards *Scolopendrium vulgare* it is very rare now in Podolia. When comparing the flora of Pessets with that of the adjacent localities as Ganosh, Moushkotintsy, Darabany etc., the writer ascertains a considerable likeness in the said floras; especially those of Pessets and Moushkotintsy belong to the same period of time.

Considering the conditions of a desert climate during the postglacial times in Podolia and the contemporaneous forming of travertine limestone the author relates the formation of Podolian travertine to the middle of the postglacial epoch (holocene).



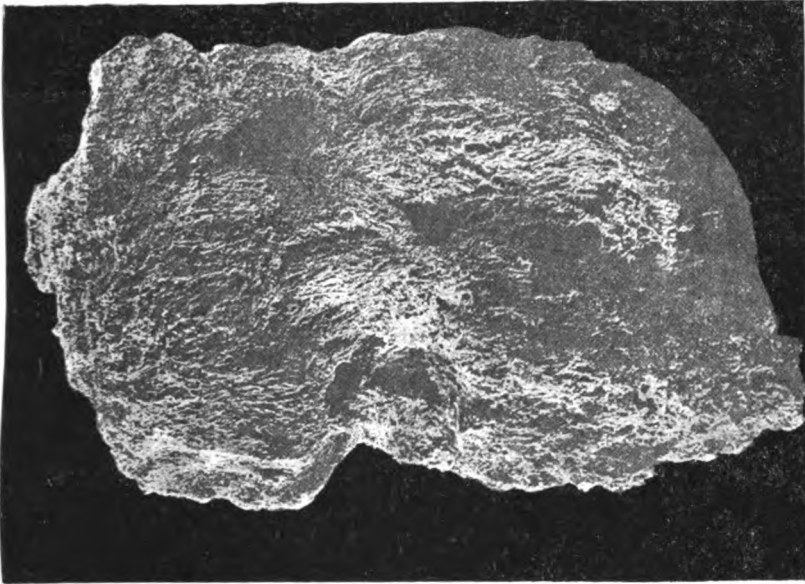


Рис. 1. *Vaucheria* Sp.

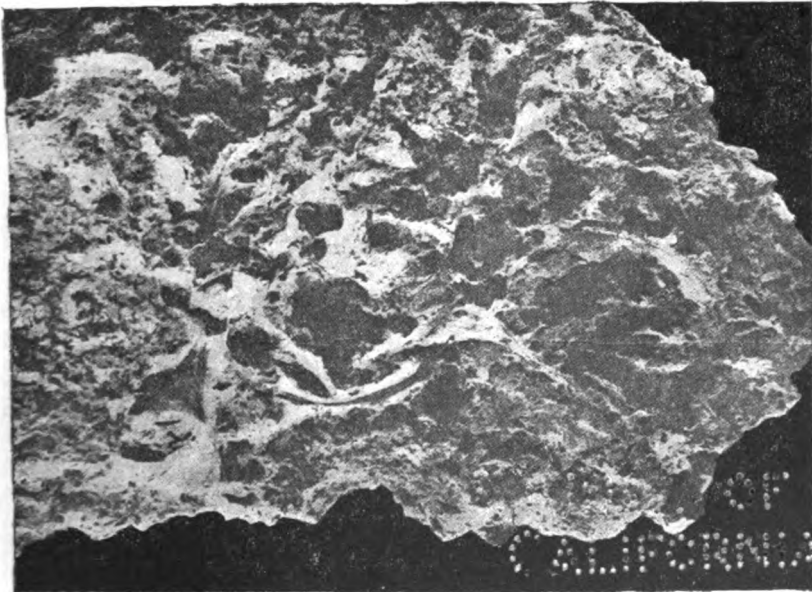
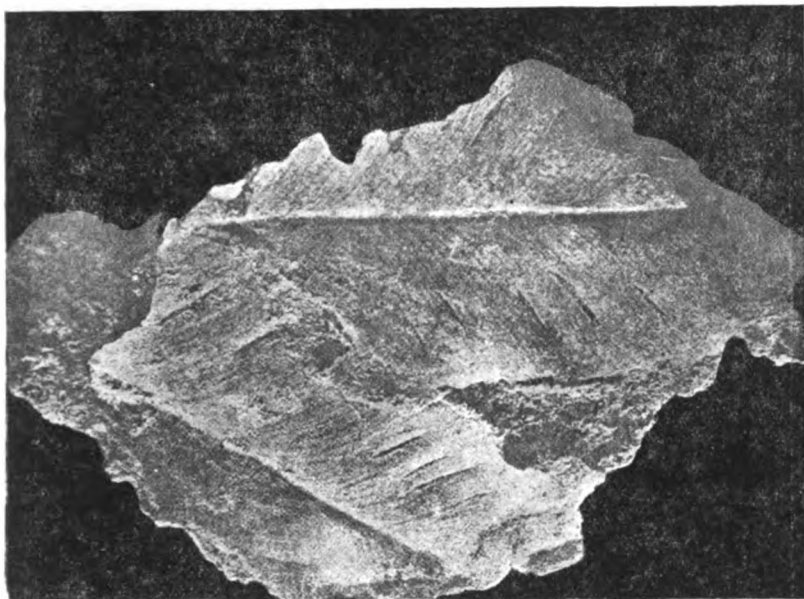


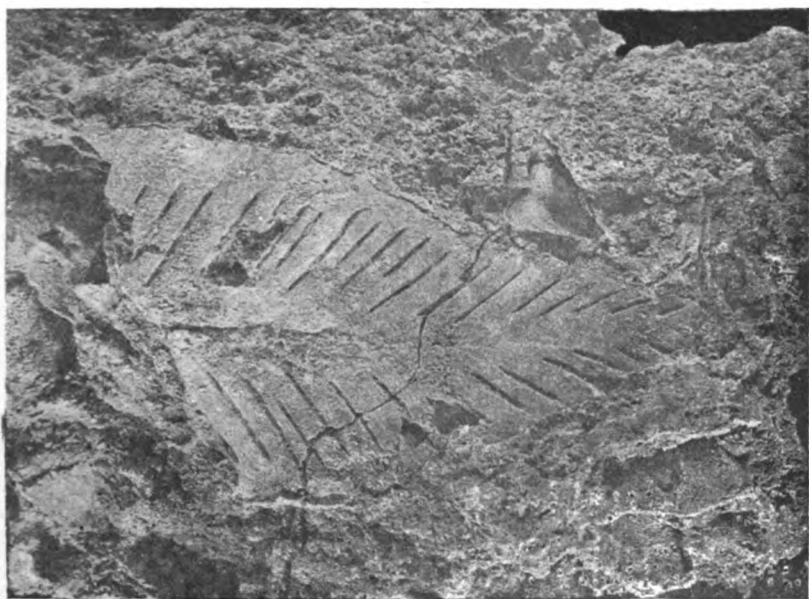
Рис. 2. *Fegatella conica* Corda.

Digitized by Google





**Рис. 3. *Scolopendrium vulgare* Sm.**



**Рис. 4. *Scolopendrium vulgare* Sm.**

1000  
1000  
1000

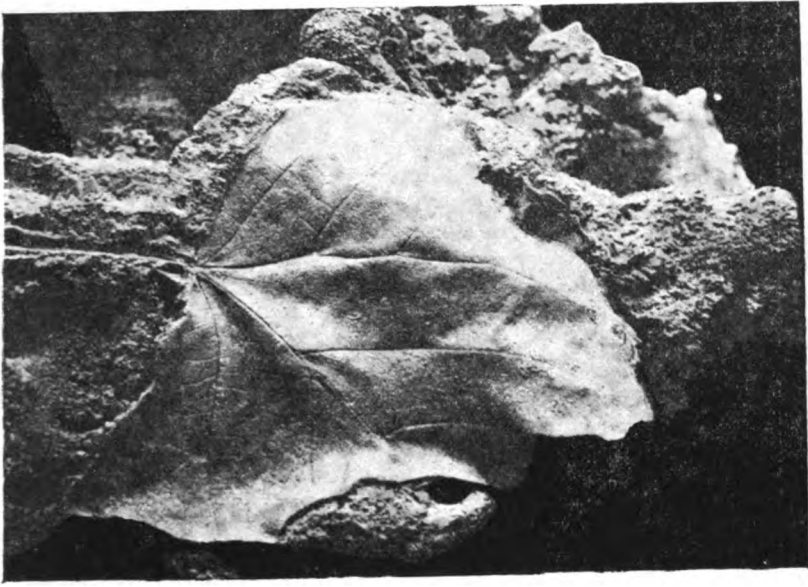


Рис. 5. *Populus nigra* L.

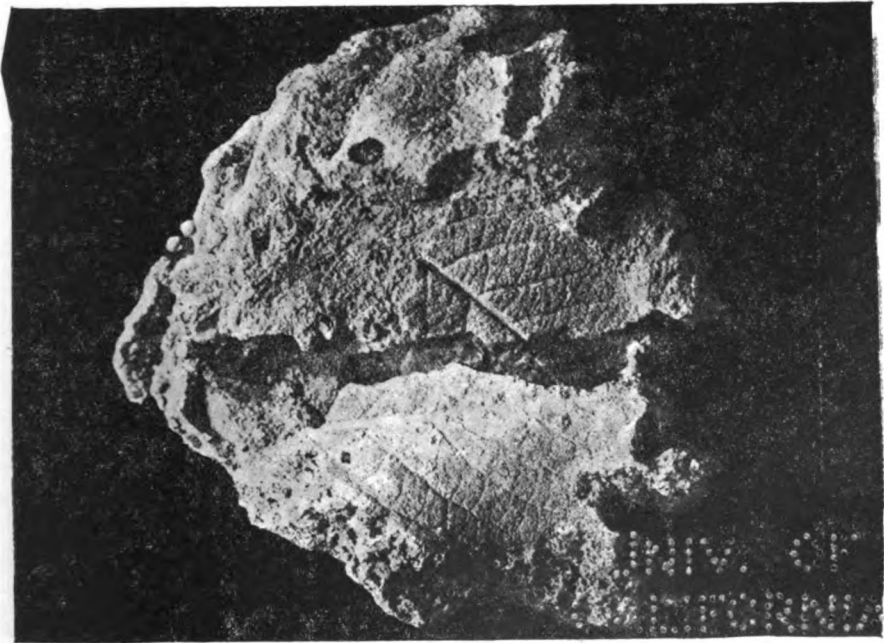


Рис. 6. *Salix caprea* L.

NO. 1000  
SERIALS

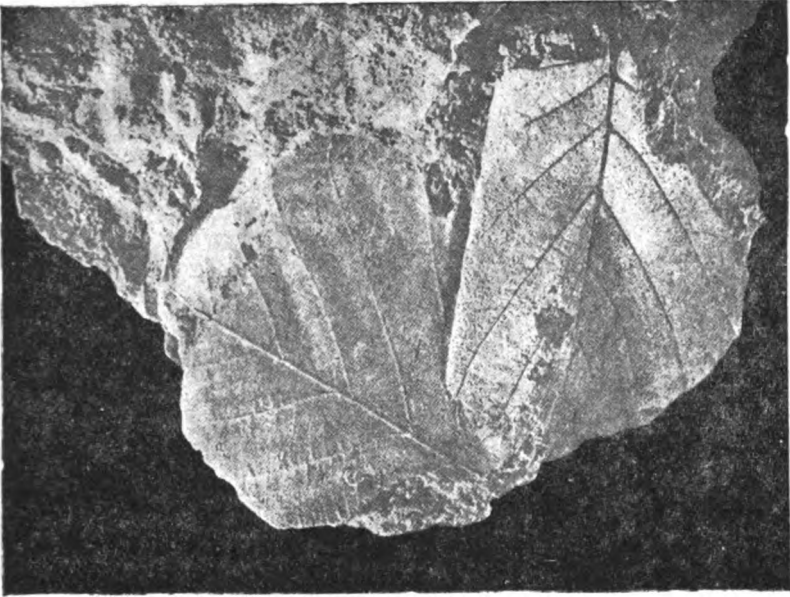


Рис. 7. *Alnus glutinosa* Gaertn.

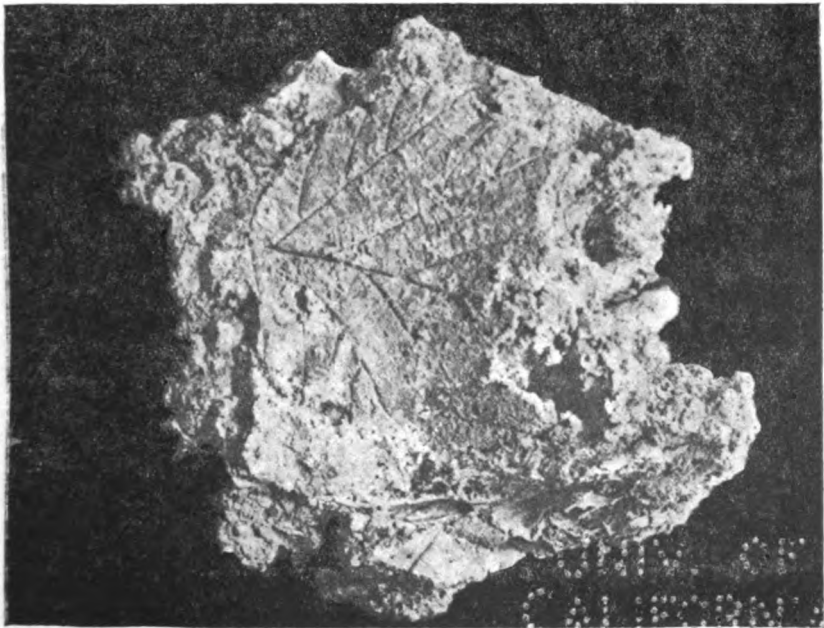


Рис. 8. *Corylus Avellana* L..

TO THE  
LIBRARY OF THE  
UNIVERSITY OF TORONTO

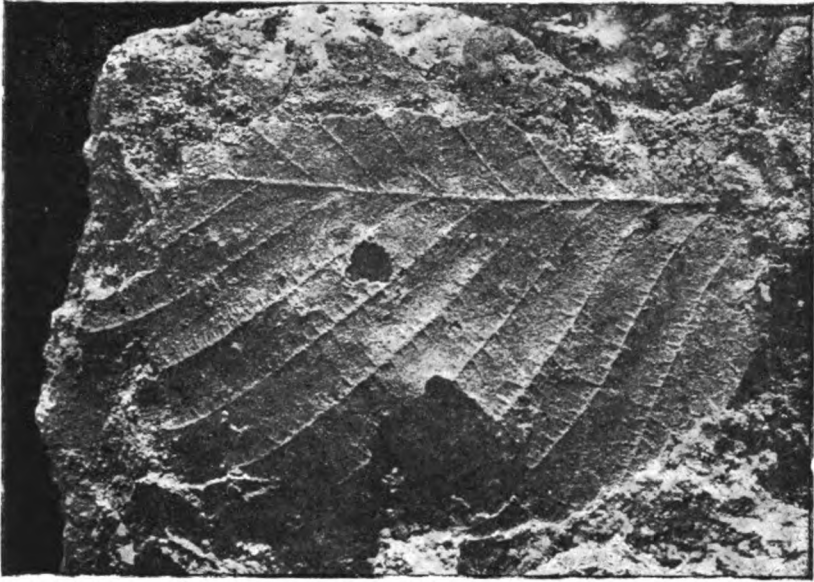


Рис 9. *Ulmus effusa* Willd.

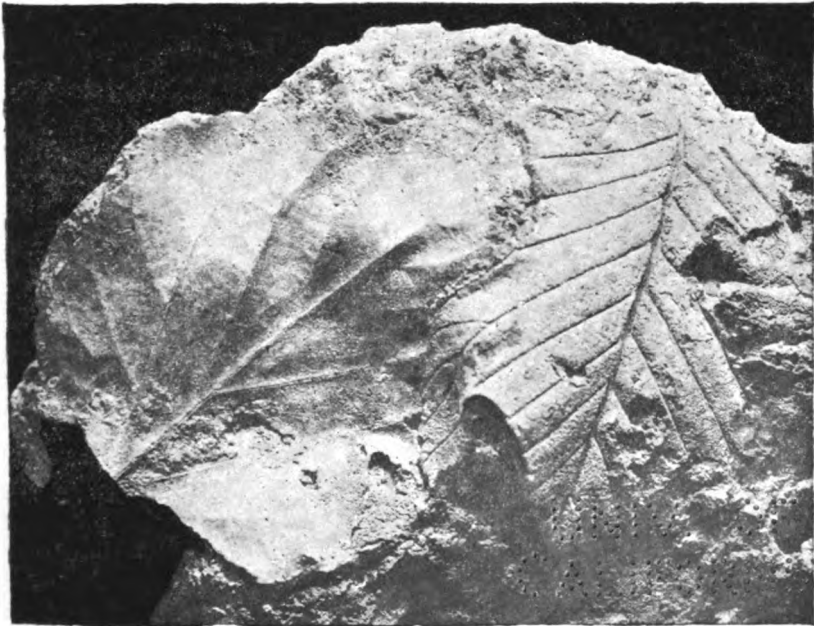


Рис. 10. *Ulmus montana* Sm. *Tilia cordata* Müll.

TO THE  
AMERICAN



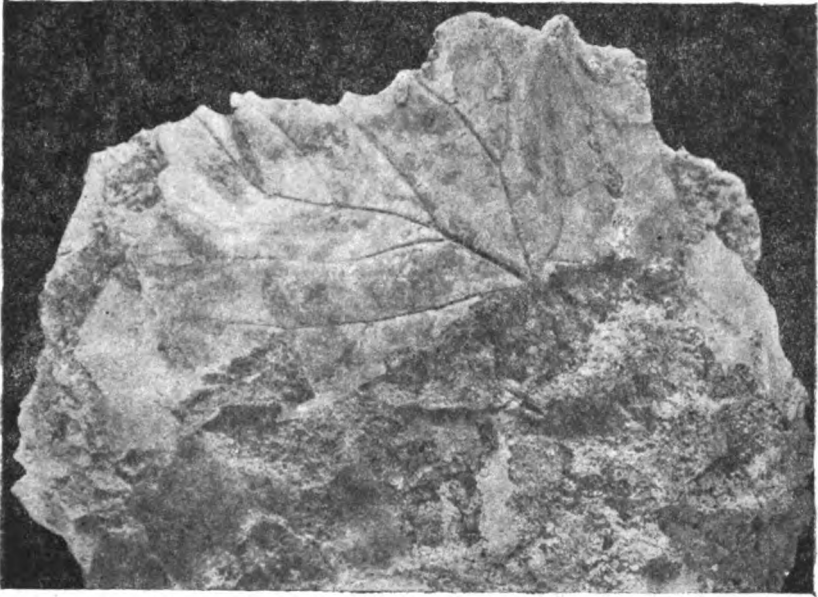


Рис. 11. *Tilia conf. platyphyllos* Scop.

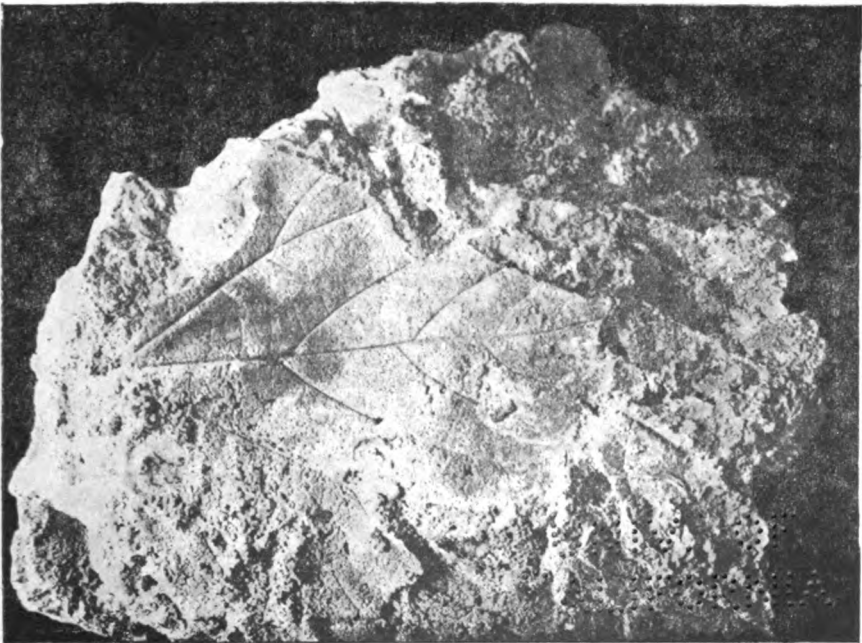


Рис. 12. *Tilia conf. platyphyllos* Scop.

to vnu  
ANBOSTUAO

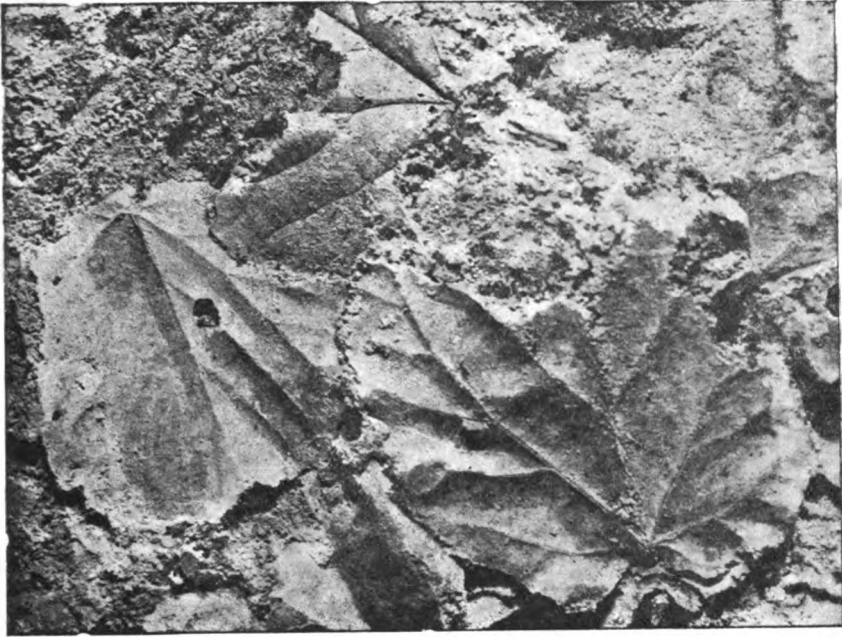


Рис. 13. *Tilia cordata* Müll.

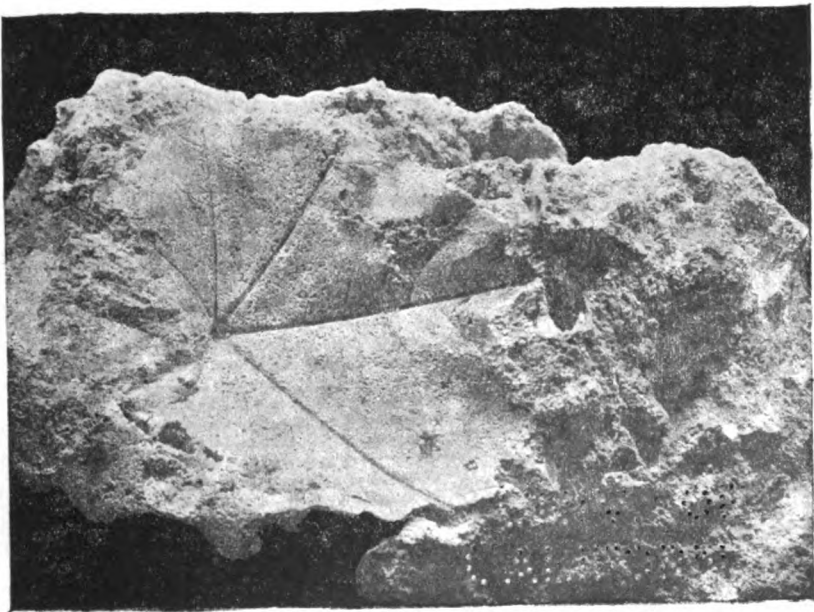


Рис. 14. *Acer platanoides* L.

70 1911  
ABRIGLIAD

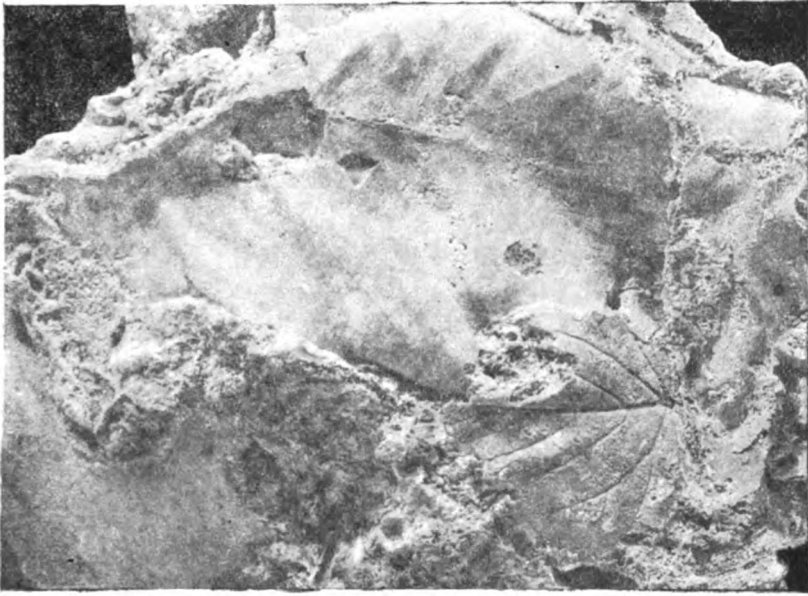


Рис. 15. *Tilia cordata* Müll. *Acer platanoides* L.

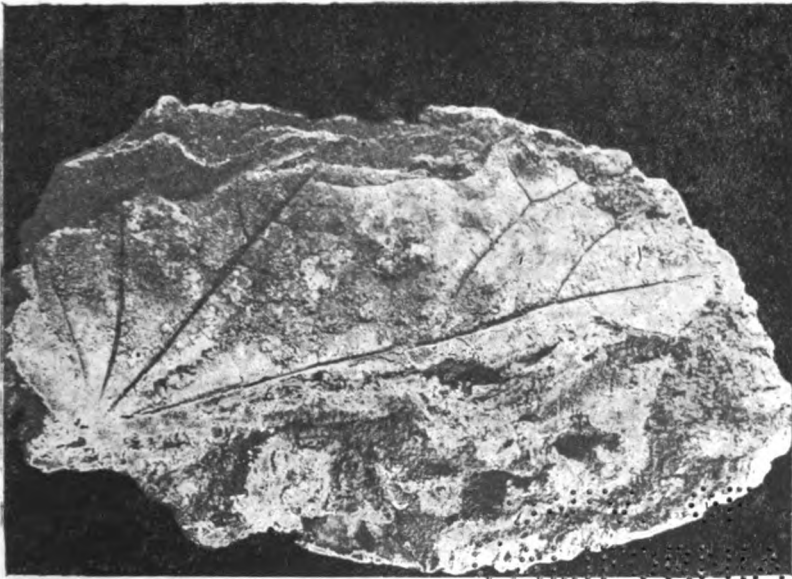


Рис. 16. *Acer platanoides* L.

THE NEW  
AMERICAN

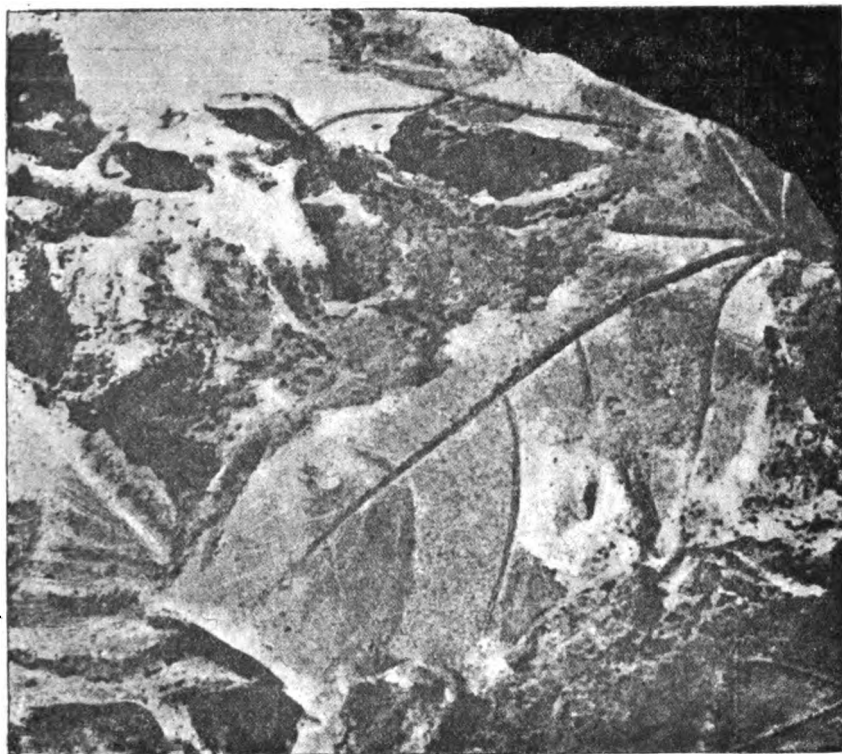


Рис. 17. *Acer platanoides* L.

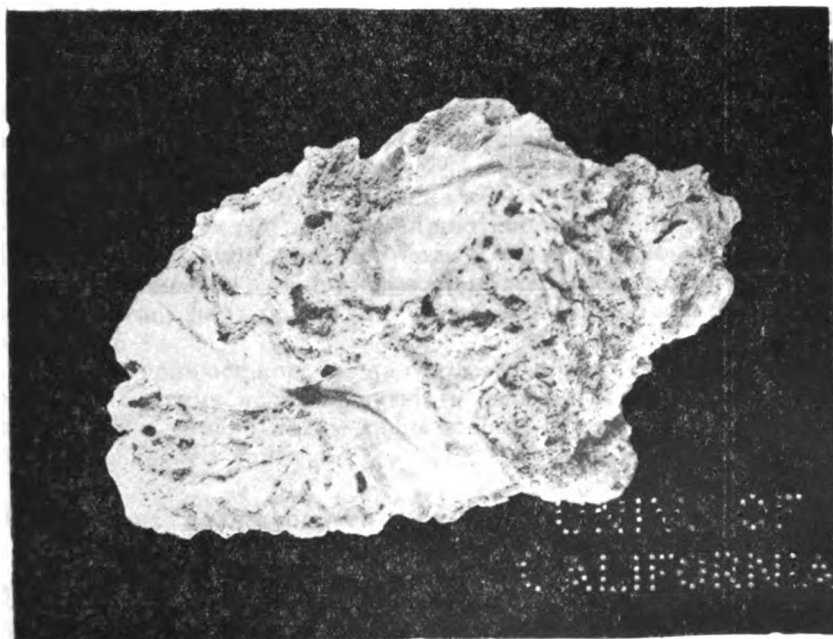


Рис. 18. *Labiatae* Sp.

TO THE  
LIBRARY OF THE  
CONGRESS



**Копальні поди лівобережжя Низо-Дніпрянського району**

*П. К. Заморій*

**Fossile Teller (Depressionen) im linksufrigen Gebiet  
des unteren Dnipro**

*P. K. Samorij*

Влітку 1932 року під час гідрогеологічного дослідження лівобережжя Низо-Дніпрянського району гідрогеологічною партією Укр. н.-д. геологічного інституту ВУАН я зібрав деякий матеріал, що дає можливість порушити питання про існування „копальних подів“ на зазначеній території. Це питання до останнього часу в літературі не висвітлювалося, але безперечно наявність „копальних подів“ на дослідженій ділянці дає нам змогу коли не розв'язати, то щільно підійти до розв'язання питання про генезу та вік сучасних подів. Отже вивчення „копальних“ та сучасних подів, а також з'ясування їх генези, надто тепер, у добу розгортання великого соціалістичного хліборобства в умовах сухого степу, будування могутніх гідроелектростанцій у районі Долишнього Дніпра та запроєктованого зрошування степових рівнин лівобережжя Низо-Дніпрянського району набуває не лише теоретичного, а й величезного господарчого значення — особливо з погляду використання сучасних подів як природних водосховищ для каптажу весняних повневих вод Дніпра і для зрошення в посушливе літо ланів степових рівнин півдня УСРР. Не менше значення має вивчення сучасних і копальних подів для будівництва іригаційних споруджень, як проведення каналів тощо та можливого при цьому осідання лесів, що зможе деякою мірою пошкодити будівництву.

Перш ніж описувати „копальні поди“, я коротко, оскільки це потрібно для з'ясування поставленого мною завдання, зупинюся на географічному положенні дослідженої партією УНДГ території, на її орографії, гідрографії та геоморфології.

Крім того, зупинюся коротко на гіпотезах походження подів; цього питання я широко не братиму через відсутність фактичних матеріалів для інших районів України, а стисло подам лише основні гіпотези щодо походження подів відповідно до даного району.

**Географічне положення та геоморфологічний нарис району робіт  
Гідрогеологічної партії УНДГ ВУАН <sup>1)</sup>**

Досліджена територія розташована на лівобережній степовій рівнині між Дніпром, Сивашем і Чорним морем <sup>2)</sup>.

<sup>1)</sup> Детальну характеристику оро- та гідрографії в геоморфологію дослідженого району див. у повному звіті партії Гідроводу Укр. н.-д. геологічного інституту.

<sup>2)</sup> Межі дослідженої території див. на схематичній карті поширення сучасних та „копальних“ подів.

До її складу входять частини таких адміністративних районів: Каховського, Ново-Троїцького, Цюрупинського і майже цілком Хорлівський район.

З орографічного погляду досліджену територію можна поділити на такі райони:

1. Північний безстоковий район, що не має стоку до моря.

2. Південний, Присивашсько-Надчорноморський, що має стік до моря і характеризується найбільшим розвитком подів-долин в його Надчорноморській частині.

3. Район давніх терас Дніпра, в якому, знову таки, можна виділити: а) одноступову терасу; б) безлесову терасу, вкриту лесуватими суглинками та сипками, й в) піскову терасу.

В перших двох районах (північному безстоковому і південному Присивашському) можна виділити з геоморфологічного погляду два райони: район плато і горішньопліоценової тераси. Це стверджується й стратиграфічними даними, а саме: в районі плато чотириповерхова лесово-суглинчаста серія підстелюється червоно-бурими глинами, які залягають на понтичних вапняках, а в районі горішньопліоценової тераси на N від х. Чуйки зазначені породи підстелюються горішньопліоценовими пісками; останні трансгресивно залягають на понтичних вапняках і на межі з районом плато виклинюються.

В районі х. Чуйки і на S від нього червоно-бурих глин немає і суглинки підстелюються безпосередньо горішньопліоценовими пісками. На підставі геологічної будови та стратиграфічних даних можна виділити дві тераси: першу давнішу, власне горішньопліоценову, на якій спостерігаємо червоно-бурі глини, і другу, молодшу, де червоно-бурих глин немає і утворення якої (тераси) припадає на кінець горішньопліоценової епохи й на початок четвертинного періоду. Зазначені тераси утворилися в наслідок регресії горішньопліоценового моря <sup>1)</sup>.

### 1. Північний безстоковий район

Північний безстоковий район займає площу від північної межі дослідженої території до нерівної, показаної на карті лінії, яка проходить на віддалі 1,5 км на NW від х. Громовського в напрямку до х. Надєждівки.

З орографічного погляду цей район являє собою одноманітну, майже горизонтальну, з ледве помітним похилом на південь, степову рівнину, яка не має стоку до моря і підноситься від 45,80 м (в північній частині) до 21,80 м (у південній) над рівнем моря.

На цій степовій рівнині трапляються численні плоскодонні замкнені западини, які зветься подами.

Поди мають різні розміри (від 0,2 до кількох кілометрів у діаметрі) й глибину (від 0,5 до 10—15 м).

Крім того, трапляються дрібніші, майже непомітні на око, депресії, де весною після танення снігу, а також після великих злив на недовгий час застоюються води; але часу цього досить для того, щоб тут утворилися неглибоко оглеєні ґрунти, нижче яких залягають неоглеєні леси.

Найбільші розмірами поди такі: Зелений Под, урочище Кругле, Великі Чаплі, Малі Чаплі, Томаклі і Великий Под.

Зелений Под, крім значної величини, має й велику глибину (до 10—15 м), а також має досить круті й короткі схили.

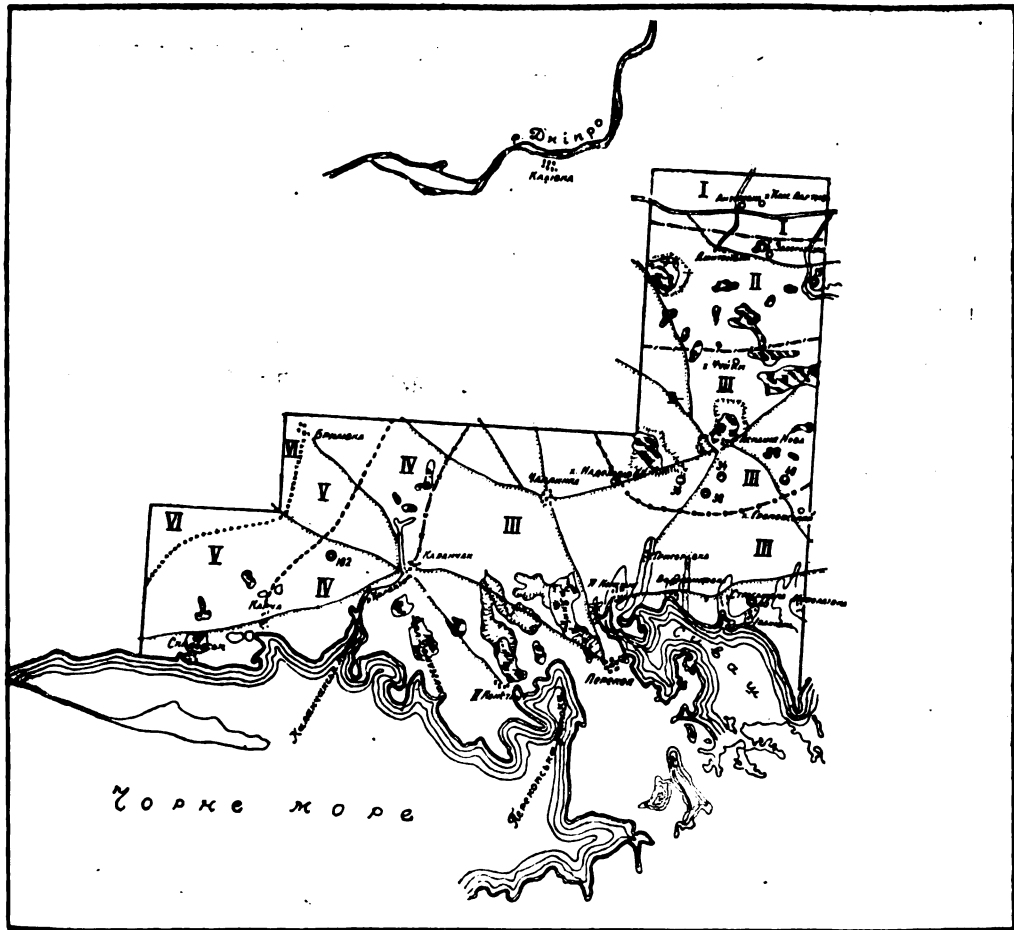
В рельєфі цього поду злегка виявлена так звана „подова тераса“, що підноситься над забагненою частиною поду на 1—1,5 м.

Крім Зеленого Поду, подові тераси спостерігаються окремими ділянками в подах Великі Чаплі, Малі Чаплі, Великий Под і Томаклі.

<sup>1)</sup> Межі району плато та горішньопліоценових терас див. на схематичній карті поширення сучасних та копальних подів.

Більшість подів мають невеличку глибину — від 0,5 до 3—4 м і зрідка до 7 м. Такі неглибокі поди мають дуже поступові схили, які непомітно переходять в степову рівнину. Деякі з них настільки слабо виявлені в рельєфі, що їх важко вразу встановити серед одноманітної степової рівнини.

Перелічені вище поди здебільшого забагнені, але трапляються й сухі. Деякі поди на триверстовій карті позначені як сухі, а насправді вони забагнені.



Схематична карта поширення подів.

Поди являють собою величезні басейни для стоку опадів з навколишніх водозбірних площ. Через дуже малу водопроникливість порід, що складають днаща подів, їх можна використати під водосховища, якщо буде потреба зрошувати суміжні площі степової рівнини.

Цікаво відзначити, що при огляді триверстової карти яскраво вимальовується групування подів у витягнені з північного заходу на південний схід смуги. Таке розміщення подів спостерігаємо і далі на схід (арк. 13 XXX ряду). Це наводить на думку, що ці поди є залишки горішньотретинного моря (можливо, горішньопліоценового), яке, відступаючи, залишило зазначені смуги подів. Цю думку стверджує також і те, що на дослідженій території поди спостерігаються в районі поширення надпонтичної товщі пісків, які ми умовно приймаємо за горішньопліоценові. Далі на північ, де немає зазначених пісків, подів також не спостерігаємо.

Крім подів, у північному безстоковому районі спостерігаємо дві досить невеликі й неглибокі балки: б. Каштанак, що впадає в Зелений Под, і Чітіпчі, що називається на карті річкою і впадає за межами дослідженої території у великий Агайманський Под.

## 2. Південний Присивашсько-Надчорноморський район

Південний Присивашсько-Надчорноморський район лежить на південь, південний захід і захід від південної межі північного безстокового району<sup>1)</sup>.

В цьому районі з орографічного погляду можна виділити два підрайони:

Перший, північносхідний, рівнинний, з численними балками в Присивашській його частині і системою балок б. Каланчак.

Другий, південнозахідний, власне Надчорноморський підрайон, з найбільшою кількістю подів, що називаються тут долинами.

Орографічно перший підрайон є начебто продовження степової рівнини північного безстокового району з помітним похилом на південь і південний захід, з крутими схилами, що уриваються до Сиваша. Висоти його поступово спадають з півночі на південь і хитаються від 31,52 до 15,12 м над рівнем моря. Цей підрайон відрізняється від попереднього тим, що в ньому не спостерігаємо великих і глибоких подів, а лише невеликі й мілкі западини. Крім того, він має стік до Сиваша й Чорного моря, і через це, особливо в Присивашській смузі, спостерігаємо досить розвинену систему балок, найбільші з яких є балки Тарама, Байчур і Терендж-Єлога. Перелічені балки мають добре виявлені в рельєфі балкові лесові тераси.

Треба відзначити, що берегова лінія Сиваша дуже хвиляста, розчленована і утворює цілий ряд півостровів, мисів та заток найрізноманітнішої форми.

Другий, південнозахідний (власне Надчорноморський) підрайон орографічно характеризується найбільшим проти останньої дослідженої території розвитком подів. Майже 75% площі цього підрайону припадає на глибокі, здебільшого замкнені, плоскодонні западини, які звать тут долинами. Ці долини мають досить різноманітну форму і доходять величезних розмірів. Вони відокремлені одна від одної вузькими перешийками горішньопліоценової тераси з досить крутими схилами. Деякі з них (Великий Кременчуг) справді мають характер долин і сполучаються з морем. У відміну від подів північного безстокового району ці „поди-долини“ мають значну глибину, до 15—20 м і крутуваті високі схили.

Треба сказати, що замкнені й відкриті долини згруповані в чотири видожені з північного заходу на південний схід смуги, подібно до того, як північно-західна затока Сиваша вдається в суходіл.

1-у смугу складають долини Домузгла й Горяжева; 2-у—Великий Кременчуг і Кременчуг, 3-ю—под Ставки і Черногрей і 4-у—ур. Ягнис-Агач і Мала Ягниса.

Деякі автори, наприклад, Двойченко (4), Крокос і Луцький (5), Махов (13) і А. І. Левенгаупт (11) геоморфологічно залічують перші два описані райони до плато. Інші, як Лічков (12), а за ним і Вернадер (1) вважають ці райони за третю терасу Дніпра і зазначають, що надпонтична товща пісків є річкові піски, а зеленувато-сірі глини й червоно-бурі суглинки, що вкривають їх, є породи алювіального походження. Ми в цих суглинках фауни не знайшли і ясных ознак верстуватості червоно-бурих суглинків теж не виявили. Можливо, що ці породи субаерального походження.

Як уже зазначалося, з геоморфологічного погляду в північній частині дослідженої території мавмо плато; це стверджується й стратиграфічними даними, а саме—чотирьповерхова лесово-суглинна серія підстелюється червоно-бурими глинами, які залягають на понтичних вапняках. Досліджена нами ділянка плато підноситься над рівнем моря на 55,81 м.

<sup>1)</sup> Див. схематичну карту поширення подів.

Останню територію перших двох описаних районів ми приймаємо (умовно) за горішньопліоценову терасу. Це стверджується петрографічним характером пісково-глинястої надпонтичної товщі та умовами залягання її.

Петрографічні дослідження Л. Г. Ткачука показали, що надпонтичні піски мають у собі чимало ясних зерен глауконіту, кількість якого дуже збільшується в прошарках зеленувато-сірих глин, що часто спостерігаються в згаданій пісковій товщі. Ці дані дозволяють уважати зазначену пісково-глинясту товщу за поклади узбережної фації мілководного морського басейну. Це стверджується й тим, що надпонтична товща пісків залягає на понтичних вапняках трансгресивно і зовсім виклинюється на північ від паралелі с. Дмитрівки. Так, у шурфі № 16 в х. Запоріжжя ми спостерігаємо надпонтичну товщу пісків до 8 м, а 7 км на північ у х. Червоний Партизан надпонтичних пісків немає і червоно-бурі глини підстелюються безпосередньо понтичними вапняками. Топографічно виявлених слідів відступання горішньопліоценового моря у вигляді терасових приступків тут не спостерігається тому, що відступання, очевидно, відбувалося дуже поступово. На підставі геологічної будови можна з певністю говорити про переміщення берегової лінії з півночі на південь.

Перша північна берегова лінія горішньопліоценового моря фіксується межею поширення горішньопліоценових покладів. Друга берегова лінія регресуючого горішньопліоценового моря приблизно збігається з паралеллю х. Чуйки, на північ від якої надпонтичні піски вкриті червоно-бурою глиною, грубиною до шести і більше метрів; на південь від цієї лінії червоно-бурих глин немає. Очевидно, в той час, коли північна ділянка звільнялася від вод горішньопліоценового моря й на корінному його березі утворювалися червоно-бурі глини в умовах теплого й вологого клімату, південна ділянка дослідженої території була ще затоплена водами; цим і пояснюється відсутність у цьому районі червоно-бурих глин. Очевидно, ця частина тераси молодша, ніж частина північна.

Третя берегова лінія є сучасна берегова лінія Озівського та Чорного морів.

Цікаво, що Л. А. Лепікаш (8) відкрив у долині Дніпра, між м. Запоріжжям і м. Нікополем, пісково-глинясті поклади з горішньопліоценовою фауною<sup>1)</sup>. Він попередньо визначає їх вік як горішньопліоценовий, зараховуючи їх до Куяльницького поверху осолодженої довгої затоки, що доходила до межі кристалічного масиву м. Запоріжжя.

Можливо, що це була видовжена затока горішньопліоценового моря, північна межа якого на дослідженій території проходила біля паралелі с. Антонівки.

В геологічній будові частини північного безстокового району горішньопліоценової тераси беруть участь (зверху вниз):

- 1) двоповерхова лесова товща;
- 2) двоповерхова товща червоно-бурих суглинків;
- 3) цегляно-червоні або червоно-бурі глини, іноді дуже піскуваті, що нерідко підстелюються суглинками й супісками того ж кольору;
- 4) зеленувато-сірі глини;
- 5) ясні, іноді діагональноверстуваті піски, нерідко з прошарками зеленувато-сірих глин і суглинків;
- 6) вапняки понтичного та меотичного поверхів.

Для повнішої характеристики порід, що входять у склад геологічної будови горішньопліоценової тераси, подаємо опис шурфу-шахти № 17 у х. Запоріжжя.

Рельєф — рівна горішньопліоценова тераса.

<sup>1)</sup> Л. А. Лепікаш вказує на два пункти покладів з горішньопліоценовою фауною: перший — на лівому березі Дніпра в усті р. Конки і другий — на правому березі між рр. Томаківкою й Кам'яною, трохи вище с. Красногоровська, по балці Буряківій.

	1. Сучасний ґрунт темносірого кольору, донизу в брузгатиннім відтінком (тип — південна чорноземля) . . . . .	0,0 — 0,48 м
W	2. Лес темнополовий, глинястий, призматичної структури. В ньому трапляється багато конкрецій (вічок) $\text{CaCO}_3$ (горизонт білозірки) та зрідка кротовини . . . . .	0,48 — 1,00 м
	3. Лес темнополового в брузгатиннім відтінком кольору, глинястий, стовпчасто-призматичної структури. З глибини 1,80 м в ньому з'являються друзи гіпсу до 4 см діаметром; найбільшу кількість їх спостерігаємо на глибині 1,80—2,30 м. Помітні $\text{FeMn}$ крапочки й бобовинки. Перехід у копальний ґрунт поступовий, але виявлений добре . . . . .	1,00 — 2,45 м
	4. Копальний ґрунт сірувато-темнополовий, слабо гумусний, невярвано стовпчастої структури. За механічним складом він легший, ніж лес, що вкриває його. В ньому трапляється середня кількість друзів гіпсу до 5 см діаметром і в долішній частині — кротовини до 6—7 см розміром. Червоточни мало . . . . .	2,45 — 3,00 м
R(R--W)	5. Лес жовтувато-полового в сірватиннім відтінком кольору, середньоглинястий, м'який, ніжний на дотик, шпаристий, в частини трубочками. В ньому є багато давніх гумусових кротовини до 7 см діаметром. Цей лес змінений ґрунтоутворчними процесами . . . . .	3,00 — 3,50 м
	6. Лес половий, донизу в брузгатиннім відтінком, середньоглинястий, м'який, ніжний на дотик, тонкошпаристий в частини гумусовими трубочками, стовпчастої структури; стовпчини в закруглених ребрами. В ньому помітні $\text{FeMn}$ — пунктація й бобовинки. Давні кротовини трапляються до глибини 4,00 м. Нижче їх не видно . . . . .	3,50 — 4,40 м
	7. Контакт пологового лесу з червоно-бурий суглинком. Половий лес заходить видовженими язиками й клинами в червоно-бурий суглинок. Межа між зазначеними суглинками чітка; одну породу можна відокремити від другої. Рідко трапляються дрібні конкреції гіпсу та $\text{FeMn}$ пунктація . . . . .	4,40 — 5,00 м
M(M-R)	8. Червоно-бурий суглинок, трохи ущільнений, неясно стовпчастої структури. З глибини 7,00 м трапляється більше друз гіпсу і густа $\text{Fe}$ і $\text{Mn}$ пунктація. На глибині 8,70 м помітні кротовини до 7 см діаметром . . . . .	5,00 — 8,70 м
	9. Жовтувато-половий суглинок, злегка ущільнений, неясно стовпчасто-призматичної структури. Зрідка в ньому трапляються слабо виявлені вічка $\text{CaCO}_3$ . . . . .	8,70 — 9,20 м
G —M)	10. Копальний ґрунт червонувато-буро-сірого кольору, пухкий, з великою кількістю давніх гумусових кротовин і спальною камерою розміром 18—15 см. Перехід в суглинок, що підстилає його, поступовий (копальний ґрунт досить слабо виявлений, але гумусові кротовини й спальні камери прекрасно збереглися) . . . . .	9,20 — 9,70 м
	11. Глинястий суглинок червонувато-бурого кольору, в горішній частині в сірватиннім відтінком. В ньому трапляються гумусові кротовини (переходовий горизонт копального ґрунту) . . . . .	9,70 — 10,00 м
	12. Червоно-бурий глинястий суглинок, ущільнений, слабо поруватий, призматичної структури. По всьому горизонту в суглинку трапляються друзи гіпсу, найбільше скупчення яких спостерігаємо на глибині 15,16—16,50 м; нижче кількість їх зменшується. Трапляється багато дрібних $\text{FeMn}$ бобовинок і густа $\text{FeMn}$ пунктація . . . . .	10,00 — 17,70 м
Q	13. Глина темнувато-цегляно-червоного кольору, щільна, клинцувато-призматичної структури. На поверхні структурних окремістей спостерігаємо гляндовий блиск. В глині багато друз гіпсу. Донизу вона стає злегка піскувата. Перехід у підстилюючу породу поступовий . . . . .	17,70 — 18,50 м
	14. Піскуватий суглинок, донизу більш глинястий, цегляно-червоного кольору (багато ясніший від глини, що вкриває його), неясно виявленої структури. На глибині 18,50—19,80 м багато дрібних „глазків“ $\text{CaCO}_3$ (горизонт білозірки) . . . . .	18,50 — 20,00 м

Q	}	15. Глина червоно-бурого кольору, клинцуватої структури, з глянцевим блиском по площинах структурних окреможностей. На глибині 20,30 м в ній з'являються конкреції $\text{CaCO}_3$ у вигляді скрем'янілих жовен. На глибині 22,00 м глина трохи яснішає, набуває темнопологого з червонуватим відтінком кольору і донизу стає злегка піскувата. В ній трапляються сизуваті плями. Перехід виявлений добре . . . . .	20,00—23,40 м
		16. Піскуватий суглинок оливково-сизо-сірий з дрібними кристаличками гіпсу . . . . .	23,40—23,80 м
N	}	17. Зруб. У розколинах його видно сизувато-сіру піскувату глину, яка донизу горизонту переходить у сизувато-сірий супісок з прошарками білого дрібнозернистого піску та зеленувато-сірої глини . . . . .	23,80—24,80 м
		18. Під зрубом видно шар дрібнозернистого піску ясножовтуватого кольору . . . . .	24,30—25,10 м
		19. Дерев'яний зруб . . . . .	24,30—25,10 м
		20. Глина зеленувато-сірого кольору з великою кількістю іржаво-вохристих плям від окисів. В ній трапляються конкреції $\text{CaCO}_3$ . . . . .	27,50—28,00 м
		21. Дрібнозернистий пісок білого кольору з прошарком жовтувато-вохристого піску . . . . .	28,00—32,00 м

З наведеного опису видно, що в геологічну будову горішньопліоценової тераси входять два поверхи лесу загальною глибиною 5 м (I пов.—2,45 м, II пов.—2,55 м), два поверхи червоно-бурих суглинків загальної глибини 12,70 м (I пов. суглинків—4,20 м і II пов.—8,50 м), червоно-бурі глини глибиною 5,70 м та надпонтична піськово-глиняста товща.

Вік чотириповерхової товщі порід дослідженого району, що підстелюється червоно-бурими глинами, під якими залягає надпонтична піськово-глиняста товща, ми умовно параєлізуємо з віком відповідних поверхів лесу середньої України. Більшість дослідників-четвертинників приймають вік поверхів лесу (зверху вниз) за W, R, M і G.

Так:

I	поверх лесу віком відповідає	W
II	" " " " "	R
I	поверх червоно-бурих суглинків відповідає	M
II	" " " " "	G

Утворення червоно-бурих глин, що генетично зв'язані з другим поверхом червоно-бурих суглинків, ми залічуємо до початку гюнцської епохи, або, можливо, й до кінця третинного періоду (горішньопліоценової епохи).

Можливо, що два поверхи червоно-бурих суглинків, які вкриваються лесовою серією та підстелюються червоно-бурими глинами, є еквіваленти давніших поверхів лесової серії на плато середньої України; але остаточне розв'язання цього питання залежить від дальших польових робіт, що намічаються влітку 1934 р. на схід від дослідженого району.

У відмінні від геологічної будови горішньопліоценової тераси, геологічна будова днищ подів північного безстокового району аналогічна геологічній будові горішньопліоценової тераси, але різниться від неї тим, що 1) двоверхова лесова товща й двоверхова товща червоно-бурих суглинків, яка підстелює II, в наслідок процесів вилугування та оглеєння перетворена в чотириповерхову товщу зеленувато-сірих суглинків („глей ґрунтознавців“) і 2) тим, що тут немає товщі червоно-бурих глин, які вкривають піски.

Для характеристики порід днищ подів подаємо опис шуфру № 15, закладеного майже в центрі поду (біля тренгуляційного пункту), що лежить 5 км на схід від с. Дмитрівки Каховського району.

W

- 1. Дуже сполівнений горизонт сучасного ґрунту, до 0,21 м, ясносірий, а нижче попільясто-сірий, ясніший від верхнього через більшу кількість присипки SiO<sub>2</sub>. Структура неясно плитчаста, донизу неясно зерниста. Структурні окремісті, пухкі, розсипчасті; а загалом порода горизонту щільна. На всій ґрубині породи багато залізясто-марганцевих бобовин . . . . . 0,00 — 0,35 м
- 2. Стовпчасто-призматичний горизонт сучасного ґрунту, оглешений, щільний, у горішній частині невразно зернистої структури. Донизу він набуває легкого оливкового відтінку. Багато бобовинок FeMn. Включень CaCO<sub>3</sub> немає. Перехід поступовий . . . . . 0,35 — 0,50 м
- 3. Бруднувато-оливковий суглинок („глай ґрунтознавців“), щільний, безструктурний. Включень CaCO<sub>3</sub> немає. Лінія скляння на глибині 0,82 м. . . . . 0,50 — 0,82 м
- 4. Суглинок темнооливковий, дуже глинчастий, щільний, з численними ровколинами, по яких добре виявлені чорнуваті наміви гумусу; з глибини 1,60 м суглинок ясніший і став ще щільніший. Зрідка в ньому трапляються карбонатні конкреції до 3 см діаметром і багато карбонатних трубочок. CaCO<sub>3</sub> заповнює ходи кореневої системи й обгортає іноді бобовинки. В суглинку багато бобовинок FeMn до 3—4 мм діаметром; поверхня їх глянцова. На глибині 2,00 м кротовина, заповнена оливково-сірим суглинком, розміром до 6 см; тут же спостерігається нора землеря, нічим не заповнена, до 7 см діаметром. З глибини 2,40 м трапляються кротовини, заповнені сумішшю суглинку й ґрунту . . . . . 0,82 — 2,80 м

R(R W)

- 5. Намічається копальний ґрунт темнооливкового з сірватим відтінком кольору. В ньому трапляється багато кротовин, заповнених матеріалом пухким і темнішим, ніж основна порода, але тем оглешеним. Гумус копального ґрунту так дуже мінералізований, що майже не виявлений (дуже й дуже слабо помітний); але наявність значної кількості кротовин є незаперечний доказ існування тут копального ґрунту чорновомельного типу. Крім того, ґрунт сформований на менш щільному, оглешеному суглинку, ніж викриваючий його суглинок . . . . . 2,80 — 3,55 м
- 6. Суглинок яснооливковий, донизу з слабким жовтуватополовим відтінком, нижній на дотик, не такий щільний як той, що викриває його. До глибини 4,20 м помітні вертикальні ровколини, заповнені щільнішим глинчастим суглинком. Помітна пунктація FeMn. В довшій частині суглинок неоднорідний: в ньому менше глинчастих і більше ясних ділянок, більш глинчасті й темніші, у вигляді неясно виявлених кланнів заходять один у другий. Зрідка помітні дрібні включення CaCO<sub>3</sub>; дрібні бобовинки FeMn досить часті . . . . . 3,55 — 5,80 м

M(M-R?)

- 7. Суглинок оливкового з зеленуватим відтінком кольору, оглешений („глай ґрунтознавців“), глинчастий, дуже щільний, однорідний з пунктацією FeMn й зрідка помітними дрібними бобовинками FeMn. До глибини 7,40 м зрідка помітні конкреції CaCO<sub>3</sub> до 6 см діаметром; донизу в глибині 7,70 м вони досить часті й великі, іноді сягають до 15 см у діаметрі. . . . . 5,80 — 8,40 м
- 8. Той самий суглинок, але без конкрецій CaCO<sub>3</sub> в довшій його частині. Гіпсу в описаному суглинку не спостерігали. Переходи між окремими горизонтами (крім сучасного ґрунту, де вони різко виявлені) невразні. Копальний ґрунт ледве помітний, майже невиявлений, але наявність значної кількості кротовин свідчать про те, що тут був копальний ґрунт чорновомельного типу. Шар суглинку („глею“) різняться між собою відтінком, неоднаковою щільністю, рівним ступенем оглешення, а також кількістю й розміром конкрецій CaCO<sub>3</sub> . . . . . 8,40 — 8,80 м

Треба відзначити, що геологічна будова „подових терас“ аналогічна будові подів, з тою відмінною, що подекуди лесова серія і почасті суглинки, які підстеляють її, перетворені процесами оглеювання в зеленувато-сірі суглинки, переважно в горішній частині. За приклад цього може бути шурф № 32 у садбі Асканії Нової. Рельєф — рівна тераса поду Чаплі.



W	}	1. Сучасний ґрунт чорнувато-сірого кольору, донизу з сивуватим відтінком від оглеєння . . . . .	0,00— 0,60 м
		2. Суглинок сірувато-оливкового кольору, стовпчастої структури. В ньому трапляються вічка $\text{CaCO}_3$ , гумусові наміви по розколинах і пухкі бобовинки $\text{FeMn}$ . . . . .	0,60— 1,50 м
R(?)	}	3. Сірувато-оливковий глинястий суглинок з плямами бурого неоглеєного суглинку (кількість останніх донизу збільшується). Структура суглинку стовпчасто-призматична. В ньому добре виявлена $\text{FeMn}$ пунктація і $\text{FeMn}$ бобовинки до 3 мм діаметром . . . . .	1,50— 2,55 м
		4. Контакт сірувато-оливкового суглинку з червувато-бурим. Оливково-сивий суглинок по розколинах і клинами заходить у червувато-бурий; оливкове забарвлення переважає. Помітні бобовинки $\text{FeMn}$ . . . . .	2,55— 2,90 м
M(?)	}	5. Червоно-бурий глинястий суглинок, ущільнений, з найбільшою кількістю $\text{FeMn}$ бобовинок до 3 мм діаметром. По всій товщі червоно-бурого суглинку зрідка трапляються розколини до 1—1,5 см завширшки, заповнені сірувато-оливковим суглинком . . . . .	2,90— 3,70 м
		6. Порода горизонту 5, але з мало виявленими плямами $\text{CaCO}_3$ . . . . .	3,70— 4,20 м
M(?)	}	7. Суглинки темнополого з червувато-бурим відтінком, червувато-бурого й сірувато-темнополого кольору, стовпчасто-призматичної структури. В них помітні $\text{FeMn}$ бобовинки і $\text{FeMn}$ наміви по площинах структурних окремостей . . . . .	4,20— 6,90 м
		8. Суглинки червувато-бурого кольору з конкреціями $\text{CaCO}_3$ , які помітні на глибині 7,55—7,80 м . . . . .	6,90— 8,10 м
N	}	9. Піскуватий суглинок червувато-бурого й цеглясто-червоного кольору з рідко помітними сірувато-половими прожилками, численними конкреціями $\text{CaCO}_3$ на глибині 9,10—10,40 м та середньою кількістю $\text{FeMn}$ бобовинок . . . . .	8,10—10,40 м
		10. Супісок іржаво-жовтого й жовтуватого кольору з плямами цеглясто-червоного супіску . . . . .	10,40—11,00 м
N	}	11. Пісок жовтуватого кольору з плямами брунатного глинястого піску. Вогкий. Перехід різкий . . . . .	11,00—12,10 м
		12. Суглинок яснозеленувато-сірого кольору, стовпчасто-призматичної структури. В ньому багато іржаво-бурих прожилків від 3 до 5 мм завгрубшки та зрідка зернятка $\text{CaCO}_3$ . Суглинок поступово переходить у пісок . . . . .	12,10—12,60 м
		13. Дрібнозернистий пісок сивого і ясножовтого кольору з плямами й прошарками іржавоохристого піску до 1,5 см завгрубшки; прошарки ці паралельні і містяться на віддалі 6—7 см один від одного . . . . .	12,60—14,00 м

Отже в цьому перетині порода оглеєна до глибини 2,90 м, а нижче червоно-бурі суглинки не оглеєні; крім того, на глибині 10,40 м вже знаходимо горішньопліоценові піски.

Треба сказати, що на південь від х. Чуйки, на горішньопліоценовій терасі, червоно-бурих глин немає і червоно-бурі суглинки безпосередньо залягають на суглинках зеленувато-сірих, які підстеляються надпонтичною товщею пісків. За приклад цього може бути шурф-колодязь № 34 у х. Молочному, 4 км на S від Асканії Нової. Рельєф — рівна горішньопліоценова тераса.

W	}	1. Сучасний ґрунт, тип — барняста чорноземля . . . . .	0,00— 0,50 м
		2. Лес темнополого з брунатним відтінком кольору, в горішній частині трохи забруднений гумусом, глинястий, щільний. До 1,20 м призматичної структури, нижче — стовпчасто-призматичної; на глибині 0,70—1,20 м багато дрібних вічок $\text{CaCO}_3$ (горизонт біловірки). По площинах структурних окремостей помітні невеликі $\text{FeMn}$ нальоти, пунктація й бобовинки до 2—2,5 мм діаметром. Кількість $\text{FeMn}$ бобовинок донизу збільшується. До глибини 1,95 м зустрічаються дрібні корінці степової рослинності, нижче їх не видно. До глибини	

W	1,65 м спостерігаємо невелику кількість кротовин і ходів черв'яків та комах. Перехід до підстилюючого копального ґрунту виявляється невеликими язиками. . . . .	0,50— 2,65
R(R—W)	3. Копальний ґрунт сірватато-темнопологого кольору, середньоглинястий, стовпчасто-призматичної структури. З глибини 2,70 м з'являються дрібні друзи кристалічного гіпсу й багато FeMn бобовинок, розміром до 3 мм діаметром; бобовинки пухкі. В довшій частині копального ґрунту помітні давні гумусові кротовини, розміром до 7—9 см у діаметрі. Перехід до лесу, що підстилює його, поступовий, але добре виявлений . . . . .	2,65— 3,18
	4. Лес пологого з жовтуватим відтінком кольору, середньоглинястий, м'який, ніжний на дотик, тонкошаристий, стовпчастої структури. На глибині 4,50 м з'являються друзи гіпсу, розміром до 4 см у діаметрі, й дуже багато FeMn бобовинок; найбільше накупчення їх спостерігаємо до глибини 3,60 м, донизу горизонту кількість їх зменшується. Давні кротовини помітні до глибини 4,40 м . . . . .	3,18— 4,90
M <sub>1</sub> M—R?	5. Суглинок темнопологого з сірватим відтінком кольору, глинястий, трохи ущільнений, стовпчасто-призматичної структури. В ньому трапляється середня кількість друз гіпсу й дуже багато пухких FeMn бобовинок до 3—4 мм діаметром. . . . .	4,90— 6,20
	6. Суглинок того ж кольору із слабо виявленим сірватим відтінком від незначного оглеєння, глинястий, грубостовпчасто-призматичної структури. З глибини 6,20 м донизу спостерігаємо накупчення конкрецій CaCO <sub>3</sub> у вигляді гнізд до 3—4 см діаметром, гнізда розташовані разками по вертикальних розколинах до 30 і навіть 40 см завдовжки. Бобовинок FeMn трапляється багато . . . . .	6,20— 7,20
	7. Копальний ґрунт сірватато-сірого кольору, щільний, дуже оглеєний, з великою кількістю FeMn бобовинок (тип ґрунту, характерний для забагнених понижених місць поду). Перехід у підстилюючий лес поступовий. Подескуди копальний ґрунт утворює затьоки у вигляді видовжених язиків у суглинок, що підстилює його . . . . .	7,20— 7,92
G(G—M)	8. Червоно-бурий суглинок, глинястий, ущільнений дрібнопризматичної структури. В ньому багато конкрецій CaCO <sub>3</sub> у формі гнізд та наливів по розколинах (до 3 см завширшки й 35 см завдовжки). Конкреції CaCO <sub>3</sub> помітні до глибини 10,60 м, нижче їх не видно. З глибини 10,30 м з'являються друзи гіпсу до 3 см діаметром, які зрідка розкидані по всій товщі суглинку. Рідко помітні FeMn бобовинки. На глибині 8,80 м спостерігаємо гумусові кротовини до 7—8 см у діаметрі, кольору копального ґрунту. На глибині 9,20—9,90 м зустрінуто спальну камеру, розміром 20×10 см, від камери відгалужується вертикальний хід землерія ввєрх до 9 м. Діаметр ходу 7 см. На глибині 11,60 м знайдено другу спальну камеру 18×10 см, кольору копального ґрунту з друзами гіпсу. Друзи гіпсу переважно сконцентровані на периферії камери. Давні кротовини сягають до глибини 14,90 м. . . . .	7,92—14,00
	9. Суглинок цегляно-червоного кольору, щільний, неясно клинцюватої структури. По площинах структурних окреможостей спостерігаємо FeMn наливи й глянцовий диск; трапляються бобовинки FeMn. Донизу суглинок механічним складом став легкий і поступово переходить у слабо піскуватий суглинок, що підстилює його . . . . .	14,00—16,40
	10. Суглинок цегляно-червоного кольору, пухкий, злегка піскуватий. В ньому трапляються невеликі плями CaCO <sub>3</sub> і бобовинки FeMn. Перехід у підстилюючий горизонт поступовий . . . . .	16,40—17,30
	11. Піскуватий суглинок червоного з жовтуватим відтінком кольору. Механічним складом він легший ніж суглинок, що вкриває його. Межа з підстилюючою його породою різко виявлена . . . . .	17,30—17,60

N

12. Злегка піскуватий суглинок, оливково-сірого кольору, пухкий. В ньому трапляються слабо виявлені карбонатні трубочки, а також середня кількість бобовинок  $FeMn$  до 2 мм діаметром. У суглинку трапляються кротовини до 6 см діаметром, які заповнені цегляно-червоним суглинком. Нижче шурф закріплений дерев'яним зрубом. . . . . 17,60—18,00 м

Як видно з опису перетину, глибина першого поверху лесу дорівнює 2,65 м, другого поверху — 2,25 м, першого поверху суглинків — 2,30 м, другого поверху — 10,40 м; щодко червоно-бурих глин, то їх тут зовсім немає.

Слід відзначити, що геологічна будова Присивашсько-Надчорноморського району горішньопліоценової тераси різниться від геологічної будови північної частини північного безстокового району тим, що тут немає червоно-бурих глин, а також копальні ґрунти на деяких ділянках зовсім не трапляються, — вони, очевидно, не збереглися (змиті), — і, нарешті, в геологічній будові „долин“ Надчорноморського району беруть участь легкі оглеєні зеленувато-сірі суглинки, що підстелюються пісками, а в будові терас-долин бере участь один поверх лесу, нерідко відокремлений копальним ґрунтом від підстилаючих його зеленувато-сірих суглинків.

### 3. Район давніх терас Дніпра

Район давніх терас Дніпра міститься на захід від району горішньопліоценової тераси. В цьому районі, як уже сказано, можна виділити:

- 1) однолесову терасу, вкриту одним поверхом лесу, що підстелюється давніми річковими піськово-глинястими покладами;
- 2) безлесову терасу, вкриту лесуватими суглинками та супісками, нижче яких залягають давні річкові піськово-глинясті поклади, та
- 3) піскову терасу, вкриту з поверхні чорноземястими глинястими пісками, які підстелюються давніми річковими піськово-глинястими покладами.

Літологічним складом поверхневих утворень ці тераси відмінні між собою. На зазначених терасах Дніпра теж окремими ділянками трапляються численні невеликі поди, крім Французького, Хрищеватого та Безіменного, який лежить між двома першими подами, які мають досить значні розміри, глибину та круті схили. Днища цих подів забагнені; вони складені з попелясто-оливково-сірих та зеленувато-сірих солевмісних суглинків, у горішній частині яких сформовані сучасні солончакові ґрунти.

### Гіпотези про походження подів дослідженого району

Перш ніж подавати фактичний матеріал, що стверджує існування на дослідній території копальних подів, зупинімося на гіпотезах про походження подів. Не розбираючи детально питання про походження подів взагалі, дуже широкого й складного, ми вважаємо за потрібне зупинитися на головних гіпотезах, що їх висунули дослідники щодо дослідженого нами та суміжних районів.

Треба сказати, що різні автори розв'язують це питання неоднаково.

Деякі з них, наприклад, проф. Двойченко (4, с. 38), допускає, що „поди являють собою улоговини видування, в яких специфічний водяний режим викликає процеси корозії (в товщі вапняків Понту), ілювіального вмивання глинястих часток в глибину, кольматажу днищ ґрунту, що змивається з схилів“, і т. д. („Підчас копання колодязя в Агаймманському Поді подибано велику порожнечу, заповнену водою, при чому цей колодязь поглинав у себе весняні води“).

В другому місці цієї ж роботи проф. Двойченко (4) зв'язує походження подів з явищами карстового порядку. Він пише, що „наслідки діяльності підземних вод (подів) у межах Північної Таврії виявляються переважно в прихованій формі тому, що вапняки неогену, в яких явно могли б розви-

ватися карстові явища, скрізь укриті грубим шаром (20—50 м) лесуватих суглинків постпліоцену, а також різних глин і пісків горішнього й середнього пліоцену. Але через те, що з вапняками зв'язані найбільш постійні горизонти підземних вод, карстові явища в захованій формі дуже поширені тут скрізь, де ці вапняки залягають вище бази ерозії. Район захованого карсту захоплює майже всю площу кол. Мелітопільського району й східну половину кол. Дніпрівського району до горішньої річкової тераси Дніпра“.

Другі, напр. акад. Тутковський, утворення подів зв'язують з давнім рельєфом місцевості до відкладання лесу і вважають їх за котловини видування, які утворилися в польодовикових пустелях (17, с. 140—150).

Треті, як проф. Б. Л. Лічков (12, с. 55), а за ним і Вернандер (1, с. 50—51) приймають досліджений нами район за терасу р. Дніпра, а поди цього району вважають за залишки високих русел стариць.

Четверті, як В. В. Чіков (18, с. 43—44) вважають, що поди в південній частині кол. Таврійської губернії утворилися з заливів Сиваша, а поди більш північної частини залишилися від Понтійського моря при його відступанні.

Г. Яната вважає, що поди утворилися в наслідок вилугування підлеглих порід та опускання їх (19).

Савінов і Францесон зв'язують походження асканійських подів з діяльністю землеріїв на окраїнах первинних западин, які періодично затоплювали води і викликали процеси, що приводили до осідання породи й заглиблення депресій. Вони вважають, що осідання ґрунтів, зв'язане з ґрунто-творними процесами, грало більшу роль у розвитку подів, ніж явища геологічного порядку (15, с. 108).

Проф. Лісіцин утворення степових блюдець пов'язує з давнім осіданням, поширеним у зоні чорноземельного й барнястого степу, а також у сучасній зоні, що приблизно збігається з зоною сіроземлів і з межами барнястої чорноземлі (9).

Приблизно такого ж погляду на утворення подів Л. А. Лепікаш (7) і деякі інші автори.

І. Г. Підоплічка на підставі даних дослідників, що працювали в районах постійної мерзлоти в межах СРСР, намагається зв'язати утворення степових блюдець з мерзлотним карстом на плато, тобто з існуванням за четвертинної доби постійної мерзлоти в межах УСРР (14).

А. І. Левенгаупт вважає, що поди корінного берега в або давні котловини видування на поверхні цегляно-червоних суглинків у пустельних умовах міндель-ріської міжльодовикової епохи (умовно), або виникли в наслідок карстових явищ у горішньотретинних вапняках, які були в міндель-ріську епоху або до неї і викликали осідання цегляно-червоних суглинків, що вкривають вапняки (11).

П. І. Луцький вважає поди Присивашся за залишки своєрідної гідрографічної сітки (річки й протоки), що була розвинена тут у нижньочетвертинну епоху (6, с. 65).

І, нарешті, ми на підставі своїх досліджень і аналізу літературних матеріалів приходимо до висновку, що в підстави розглядати перші два описані в геоморфологічному нарисі райони, як горішньопліоценову терасу, а великі поди на цій території, як залишки видовжених заток горішньопліоценового моря, що відступало.

Ця думка стверджується ще й тим, що поди трапляються тільки в районі поширення горішньопліоценових пісків, які залягають на понтичних вапняках трансресивно, а коли цих останніх немає, то й подів не спостерігаємо. Крім того, як уже згадувалося, на підставі геологічної будови району в основному намічається три берегових лінії мілководного горішньопліоценового моря, яке регресувало, при цьому на перших двох берегових лініях можливе існування видовжених заток горішньопліоценового моря, які з часом (на початку четвер-

тинного періоду) відокремилися від морського басейну й утворили сучасні великі поди. Те саме можна сказати і про третю берегову лінію горішньопліоценового моря, що відступало, яка являє собою сучасну берегову лінію Озівського моря. Останнє — це є найглибші місця (залишки) горішньопліоценового моря, що регресувало. Тут спостерігаємо численні видовжені затоки, які глибоко вдаються в судохіл і при дальшій регресії моря, як би вона тривала далі, вони дали б цілий ряд нових подів. Нез'ясуванням залишається утворення перемичок між окремими великими подами; з'ясувати його треба дальшими дослідженнями способом закладання шурфів та свердловин на перемичках великих подів.

Цікаво, що А. І. Левенгаупт (11, с. 61) зазначає, що в геологічній будові днища Зеленого Поду, його схилів та суміжного плато<sup>1)</sup> до вапняків ніяких прошарків піску або інших алювіальних покладів не було знайдено. Спираючись на подану геологічну будову, він відкидає припущення, що поди є залишки стариць Дніпра або морських заток. Погоджуючись з автором у тому, що поди не є залишки стариць Дніпра, ми заперечуємо проти думки, що „отпадает предположение, что поды есть остатки морских заливов“. Річ у тому, що автор, говорячи про геологічну будову плато й подів (11, с. 61), пропустив десятиметрову товщу надвапнякових пісків (шурф № 10), які добувають у шахтах зернорадгоспу Червоний Перекоп; ми знайшли їх також у колодязі того ж радгоспу і вони, напевно, є у Зеленому Поді<sup>2)</sup>; умовно ми залічуємо їх до горішньопліоценових.

Допустившись цієї помилки, автор також прийшов і до помилкових висновків, наче „отпадает предположение, что поды есть остатки морских заливов“.

Звичайно помилково було б розглядати утворення подів усього дослідженого нами району, навіть усі поди лише горішньопліоценової тераси, як залишки видовжених заток моря, — це стосується тільки до великих подів горішньопліоценової тераси, видовжених у певні смуги<sup>3)</sup>. Взагалі ж утворення всіх подів, навіть лише горішньопліоценової тераси, однаково пояснити не можна; їх походження гетерогенне. Наприклад, дрібні поди на горішньопліоценовій терасі утворилися в наслідок осідання лесів; те саме можна сказати й про походження дрібних подів однолесової тераси. Це припущення блискуче стверджується працями проф. Лісіцина (9) для Північного Кавказу та Л. А. Лепікаша для терас Дніпра, в околицях Никопіль—Запоріжжя (7). Вони доводять, що поди, в наслідок осідання лесуватих суглинків та лесів, утворюються і тепер. Досить цікаві замітки до цього питання знаходимо в праці Гвоздьова, де він про утворення подів у районі Малої Кабарди подає такі відомості: „Степные блюдца образуются только там, где стекающие атмосферные воды, в силу каких либо причин, задерживаются в определенном пункте более или менее продолжительное время. Естественно при этом, что чем меньше уклон местности, а стало быть и коэффициент стока, тем больше данных для образования блюдца“ (3, с. 20). Приблизно так само пояснює утворення подів найдавнішої тераси Дніпра в Золотоніському районі В. М. Гвоздецький (2, с. 11—12). Утворення невеликих подів та блюдць на терасах Дніпра (однолесовій та безлесовій, вкритих лесуватими суглинками та супісками), на нашу думку, пояснюється відсутністю стоку на поверхні зазначених терас, застоюванням атмосферних вод;

<sup>1)</sup> Район плато А. І. Левенгаупта ми рахуємо за горішньопліоценову терасу.

<sup>2)</sup> Крім пісків, А. І. Левенгаупт в геологічній будові горішньопліоценової тераси пропустив зеленувато-сірі глини, які підстиляють червоно-бурі глини і залягають на надпонтичних пісках.

<sup>3)</sup> Можливо, що утворення деяких великих подів можна почасти зв'язати і з явищами давнього „захованого карсту“ в товщі третинних порід (вапняків), як це робить проф. Двойченко.

в наслідок просочування до підгрунтя поверхневих вод, карбонати вилугувувалися, а в наслідок вилугування карбонатів через осідання вилугуваного лесу та суглинків утворювалися депресії чи поди.

Річ у тому, що в виполіскуванні карбонатів у глибші горизонти руйнуються мікроструктурні агрегати породи, при чому колоїди, що входять до її складу, стають рухливіші й порода набуває більшої глинястості та щільності; в наслідок цього депресії ще більше заглиблюються і через надмірне зводження залізоIII-оксиду перетворюються в залізоII-оксид; через це порода набуває характерного для подових суглинків зеленкуватого кольору.

Ця думка стверджується і легким, навіть піскуватим механічним складом лесу та суглинків терас Дніпра, що спричиняється до великої водопроникливості цих порід і до великого коефіцієнту їх фільтрації, в той час, як у подах на цих самих терасах оглеєні суглинки більш глинясті і важкі.

Легкий механічний склад порід, що входять до геологічної будови зазначених терас Дніпра, та відсутність стоку і зумовляють перерозподіл поверхневих вод на цих терасах, при чому чимала частина останніх залишається на місці й просочується до підгрунтя і лише частина їх збігає по мало помітних схилах до депресій. Досить невеликій депресії з'являється на території цих терас, де неглибоко від поверхні залягають річкові піски, щоб там утворилося блюдце, яке згодом може перетворитися на більшу западину чи под.

Що більша водозбірна площа депресії, то швидше вона (депресія) перетворюватиметься в блюдце чи под. Тим то в умовах безстокових рівнин, на центральних їх частинах, спостерігається найбільше подів та дрібних степових блюдець. За приклад цього можуть бути поди терас Дніпра (однолесової та безлесової, вкритої лесуватими суглинками й супісками), а також північний безстоковий район горішньопліщенової тераси, де в наслідок осідання утворилися незначні депресії, в яких через процеси зболотніння утворилися „висячі глейові ґрунти“.

З наведених міркувань випливають і деякі практичні висновки щодо боротьби з розвитком блюдець та процесами перерозподілу поверхневих вод. Для цього насамперед треба подбати про зменшення водозбірних площ знижених рівнин (подів), а також цілих груп невеликих подів, блюдець та різноманітних депресій, які трапляються на терасах. Зменшити водозбірні площі можна різними способами, затримавши рух поверхневих вод до депресій. Ці способи такі:

1. Обсипання валами та оборювання глибокими борознами депресій (котловин, блюдець, подів).

2. Посіви просапних культур — кукурудзи на силос, проса, конопель та деяких нових технічних культур (кенаф).

Зазначеними способами можна досягти, поперше, припинення процесу росту депресій, а, подруге, рівномірнішого розподілу поверхневих вод, бо в звичайних умовах депресії сприяють інтенсивному перерозподілові поверхневих вод.

Крім того, при застосуванні вказаних заходів чимало зменшиться процес перерозподілу мулястої фракції орного горизонту, а також розчинних споживних речовин, що в звичайних умовах разом з поверхневими водами потрапляють до депресій (подів та блюдець).

Треба відзначити, що своєрідними умовами руху поверхневих вод на безстокових рівнинах пояснюється майже цілковита відсутність балкової системи, — за приклад цього може бути північний безстоковий район та NO частина однолесової тераси, де найбільше (з терас Дніпра дослідженого району) розвинені дрібні поди. Характерно, що балки найбільше розвинені в південному Присивашському районі, де сприятливіші умови поверхневого стоку.

„Копальні поди“

Крім сучасних подів. на території дослідженої ділянки я, а потім наукові співробітники УНДГІ ВУАН Г. В. Закревська та Л. Г. Ткачук поді-  
бали „давні депресії“, або „копальні поди“, які тепер не виявлені в рельєфі.

Подаємо опис перетинів з деяких пунктів горішньоплюденової тераси, геологічна будова яких стверджує існування в цьому районі „давніх депресій“, або „копальних подів“.

Шурф-колодязь № 19 у невеликому перебалку з незначним похилом на південь та південний захід.

W	{	1. Зруб . . . . .	0,00— 2,07 м
		2. Лес темноголового з брунатним відтінком кольору, середньоглинястий, стовпчастий. В ньому трапляються друзи гіпсу до 3 см діаметром, зосереджені на глибині 2,10—2,60 м. Перехід поступовий . . . . .	2,07— 3,05 м
R(R-W)	{	3. Копальний грунт сірувато-темноголового кольору. В ньому зрідка трапляються слабо виявлені карбонатні трубочки, середня кількість бобовинок FeMn і давні кротовин та червоточини . . . . .	3,05— 3,60 м
		4 Лес половий, середньоглинястий, м'який і нижній на дотик, стовпчастої структури. Зрідка дрібні друзи гіпсу. Кротовин багато . . . . .	3,60— 3,95 м
		5. Лес жовтувато-половий, м'який, нижній на дотик, тонкошаристий, з частими гумусовими трубочками стовпчастої структури. З глибини 4,31 м намічається структура плитчаста. По площинах плиток добре виявлені гумусові трубочки, які місцями трохи нагадують дендрити. До глибини 4,80 м трапляються друзи гіпсу й кротовини . . . . .	3,95— 4,90 м
		6. Суглинок темноголового кольору з легким брунатним відтінком, глинястий, ущільнений, дрібнопризматичної структури. З глибини 5,70 м зрідка друзи гіпсу. По площинах призмочок помітні наміви FeMn. На глибині 6,10—7,00 м багато червоточин . . . . .	4,90— 7,40 м
G(G-M)	{	7. Контакт копального ґрунту з суглинком. Суглинок заходять кишеньями в копальний ґрунт . . . . .	7,40— 7,90 м
		8. Копальний ґрунт темносірого кольору, добре виявленої плитчастої структури . . . . .	7,90— 8,85 м
		9. Оливково-сірий суглинок, глинястий, ущільнений, стовпчастої структури. Структурні окремість розшичасті. По розколинах трапляються наміви CaCO <sub>3</sub> до 3 см завгубшки і до 20 см завдовжки, а з глибини 11,00 м грубі стверділі конкреції CaCO <sub>3</sub> до 8—10 см діаметром. По всьому горизонту друзи гіпсу, найбільше скупчення яких спостерігаємо на глибині 9,20 м. В долішній частині суглинку в середня кількість бобовинок FeMn до 5 мм діаметром, кількість і розмір яких до верху горизонту зменшується . . . . .	8,85—11,30 м
N	{	10. Оливково-сірий суглинок, глинястий, розбитий вертикальними та горизонтальними розколинами на грубі призми; по площинах призм добре виявлений глянцевий лиск. Трапляються великі скамянілі конкреції CaCO <sub>3</sub> розміром 20×8 см і великі бобовинки FeMn . . . . .	11,30—13,10 м
		11. Пісок, закритий дерев'яним зрубом . . . . .	13,10—24,00 м
		12. Вапняк жовтуватоого кольору, міцний, коміркуватий . . . . .	24,00—34,00 м

Шурф-колодязь № 40 в х. Ясна Поляна в садібі П. О. Пелюшенка. Рельєф—стєпова рівнина.

W	{	1. Сучасний ґрунт; тип — південна чорноземля . . . . .	0,00— 0,42 м
		2. Темноголовий з буруватим відтінком глинястий лес, стовпчасто-призматичної структури. В ньому помітні дрібні вічка CaCO <sub>3</sub> , а з глибини 1,66 м часті друзи гіпсу й пункція FeMn . . . . .	0,42— 2,30 м

R(R-W)	}	3. Копальний ґрунт ясносірого з легким буруватим відтінком кольору, з друзами гіпсу до 3 см діаметром та давніми кротовинами . . . . .	2,30— 2,70 м
		4. Лес темнополового кольору, стовпчастопризматичної структури. Помітні плями $\text{CaCO}_3$ , слабо виявлені карбонатні трубочки, багато друз гіпсу та бобовинки $\text{FeMn}$ . . . . .	2,70— 5,50 м
M(H-R?)	}	5. Суглинок темнополового з сірватим відтінком кольору, з борошнуватими конкреціями $\text{CaCO}_3$ і $\text{FeMn}$ пунктацією	5,50— 6,40 м
		6. Порода горизонту 5 — щільніша і з великою кількістю конкрецій $\text{CaCO}_3$ , розміщених по вертикальних розколинах . .	6,40— 7,60 м
		7. Суглинок темнополового кольору, донизу з сірватим сірим відтінком від оглеєння, пухкий, з великою кількістю борошнуватих конкрецій $\text{CaCO}_3$ та бобовинками $\text{FeMn}$ . В цьому горизонті добре виявлені кротовини та спальна камера землерія; це свідчить про те, що тут був копальний ґрунт, гумус якого так мінералізований, що на око не помітний . .	7,60— 8,20 м
G(G-M?)	}	8. Зеленкувато-оливковий щільний суглинок з плямами червокувато-бурого суглинку. Це— червоно-бурий суглинок, оглеєний і змінений оксидативними процесами. Структура його призматична. Помітні конкреції $\text{CaCO}_3$ й бобовинки $\text{FeMn}$ до 3 мм діаметром. Порода горизонту 7, але більш оглеєна. Плями червоно-бурого суглинку, не змінені оксидативними процесами, трапляються рідше. Конкреції $\text{CaCO}_3$ твердіші й дуже цементовані . . . . .	8,20— 9,60 м

Шурф-колодязь № 38 в х. Весінній Поток. Рельф — край невеликого поду на рівнині.

W	{	1. Закріпленний зрубом бурувато-темнополовий глинястий лес . . . . .	0,00— 2,30 м
R(R-W)	{	2. Половий лес, поруватий, призматичний, в численними бобовинками $\text{FeMn}$ і друзами гіпсу, які на глибині 4,00—4,40 м утворюють майже суцільний шар лесу з гіпсом . . . . .	2,30— 4,80 м
M(M-R?)	}	3. Типовий подовий суглинок, ледве половий з оливковим відтінком, з частими бобовинками $\text{FeMn}$ та зрідка друзами гіпсу. З глибини 5,70 м з'являються дрібні конкреції $\text{CaCO}_3$ , які розміщені по тріщинах і донизу горизонту збільшуються як кількісно, так і розміром. Вся порода розбита розколинами	4,80— 8,00 м
		4. Суглинок темнополового з червокуватим відтінком кольору, в горішній частині з намивами оливкового вищеуложенного суглинку. Структура його призматична. Багато конкрецій $\text{CaCO}_3$ та плямочок $\text{FeMn}$ . З глибини 8,20 м з'являється багато друз гіпсу і особливо багато конкрецій $\text{CaCO}_3$	8,00— 9,20 м
		5. Червоно-бурий суглинок без гіпсу і конкрецій $\text{CaCO}_3$ ; розбитий розколинами і обвалюється . . . . .	9,20—14,40 м
		6. Суглинок червоно-бурий, дуже щільний, розбитий розколинами з конкреціями $\text{CaCO}_3$ й гіпсом. По розколинах намиви $\text{FeMn}$ . Донизу інтенсивніше забарвлений і щільніший .	14,40—18,00 м

Шурф № 38а в х. Весінній Поток. Рельф — дно невеликого поду.

W	{	1. Половий лес донизу з червокуватим відтінком, стовпчасто-призматичної та призматичної структури. В ньому помітні конкреції (вічка) $\text{CaCO}_3$ , друзи гіпсу з глибини 2,05 м до 7—8 см діаметром та багато $\text{FeMn}$ бобовинок, пунктації та намиви по площинах структурних окремоостей . . . . .	0,00— 2,40 м
R(R-W)	}	2. Копальний ґрунт пологого з сірватим відтінком кольору, пухкий, з невеликою кількістю дрібних конкрецій $\text{CaCO}_3$ та друз гіпсу, а також з помітною кількістю пунктації та бобовинок $\text{FeMn}$ до 4 мм діаметром. Копальний ґрунт заходить невеликими язиками в підстилаючу породу . . . . .	2,40— 3,20 м
		3. Сірий з зеленкуватим відтінком подовий суглинок, злегка ущільнений, ніжний на дотик, з помітною кількістю бобовинок $\text{FeMn}$ до 5 мм діаметром та невеликою кількістю друз гіпсу. На глибині 3,30—3,80 м багато давніх кротовин та спалених комірків великих землеріїв . . . . .	3,20— 5,00 м



З наведеного опису видно, що в перетинах № 19 та № 40 два поверхи лесу та поверх суглинків, що підстелює їх, не оглеєні, в той час, як другий поверх суглинків (стратиграфічно четвертий), на якому сформований другий копальний ґрунт (рахуючи від поверхні), перетворений процесами оглеювання (донизу) в подові суглинки.

У відміну від перших двох пунктів, у перетині № 38 два поверхи лесу (до 4,80 м) не оглеєні, а перший поверх червоно-бурих суглинків, що підстелює їх, метаморфозований процесами вилуговування та оглеювання в подові суглиняки до глибини 8 м; нижче їх знову підстелюють неоглеєні суглинки і, нарешті, в перетині № 38а перший поверх лесу не оглеєний, а другий поверх перетворений процесами оглеювання в сірий з зеленуватим відтінком подовий суглинок.

Це оглеєння різних стратиграфічних поверхів у деяких пунктах на горішньопліоценовій терасі, вкритих зверху неоглеєними породами, в той час, як навкруги вся товща четвертинних порід від поверхні донизу не оглеєна, свідчить про існування „давніх подів“ і незначних депресій у різні часи четвертинного періоду; це були водозбірні площі для вод атмосферних опадів навколишніх степових просторів <sup>1)</sup>, де застоювалася вода, і через це окремі стратиграфічні поверхи четвертинних порід були цілком або частково оглеєні; пізніше ці поди були знівельовані суглинками та лесом, що вкривали їх, вода в них майже не застоювалася, і тому породи, що їх укривають, не оглеєні. Проте, в долішній частині цих порід нерідко спостерігаємо ще ознаки оглеєння у вигляді злегка виявленого сизуватого відтінку і більшого накопчення бобовинки FeMn. Надалі ці давні поди та депресії ми будемо називати „копальними подами“. Ми називаємо їх так тому, що вони не виявлені в рельєфі, як сучасні поди, серед степової рівнини горішньопліоценової тераси, а знівельовані, є в захованому стані і ми знаходимо їх лише роблячи штучні перетини (шурфи та свердловини). Утворення „копальних подів“ ми пояснюємо явищами деформацій (осідання) лесів та суглинків, до яких спричинилося застоювання атмосферних вод у тих „копальних депресіях“ чи западинах, що були на поверхні різних стратиграфічних поверхів.

Що більшого розміру була „копальна депресія“, чи „под“, тим більше і на довший час її заливали поверхневі води, отже тим швидше й глибше відбувалося оглеєння породи, нерідко захоплюючи всю її товщу; і навпаки, в дрібних „копальних подах“, де збиралось води порівнюючи небагато, процеси оглеювання не встигали захопити всю грубину того чи того стратиграфічного поверху, і в наслідок цього утворювалися „копальні висячі глеєві ґрунти“ (шурф № 34), подібні до сучасних „висячих глеєвих ґрунтів“ незначних депресій горішньопліоценової тераси, що їх описав А. І. Левенгаупт (11).

Отже для міжльодовикових епох четвертинного періоду характерне не тільки повогчення клімату та формування копальних ґрунтів, а й утворення різних розмірів „копальних депресій“, чи „копальних подів“, які виникли в наслідок осідання порід цих стратиграфічних поверхів, викликане діяльністю поверхневих вод. Звідси виходить, що в міжльодовикові епохи четвертинного періоду відбувалися в основному аналогічні процеси ґрунтотворення та формування депресій, як і тепер, лише з різними кількісними та якісними показниками. Наведені міркування стверджуються й фактичними даними, а саме: в деяких пунктах горішньопліоценової тераси перший поверх суглинків, що підстелює лесову товщу, оглеєний не на всю товщу (шурф № 38); подібне явище спостерігаємо і в другому поверсі суглинків; за приклад цього може бути перетин № 36<sup>2)</sup>, розташований на ледве помітному зниженні серед

<sup>1)</sup> Існування степових рівнин, у минулі міжльодовикові епохи четвертинного періоду стверджуються поширенням у цьому районі копальних ґрунтів чорноземельного типу.

<sup>2)</sup> Опис перетинів №№ 36, 45 та 20 дивись у повному звіті партії Гіпроводу УНДГІ ВУАН. Випуск I.

степової рівнини. Тут перші два поверхи лесу (від поверхні) і один поверх червоно-бурих суглинків не оглеєні, а другий поверх суглинків оглеєний, але не на всю товщу: з глибини 8 м до 12,50 м він перетворений процесами оглеювання в яснооливковий подовий суглинок, нижче якого до глибини 21 м залягає червоно-бурий суглинок.

Те саме спостерігаємо і в перетинах № 45 і 20. В першому (45) до 10,60 м оглеєння немає, а з глибини 10,60 м до 12,70 м суглинок другого поверху перетворений процесами оглеювання в подовий суглинок; нижче до 15,40 м суглинок знову не оглеєний (червоно-бурий). В другому перетині (№ 20) до глибини 7,30 м оглеєння не спостерігається, а на глибині 7,20—16,00 м суглинок другого поверху оглеєний цілком; нижче знову залягають неоглеєні породи червоно-бурого кольору.

З цього випливає, що в цих пунктах горішньопліоценової тераси „копальні поди“ існували недовгий період, протягом якого оглеєнням була охоплена лише частина другого поверху суглинків.

А. І. Левенгаупт вказує на сучасні неглибокі поди, в яких оглеєний тільки сучасний ґрунт і горішня частина першого поверху лесу, і називає їх „висячими глеевими ґрунтами“ (11).

Вищеописане неповне оглеєння другого поверху свідчить про існування копальних, так званих „висячих глеевих ґрунтів“, подібних до сучасних. За особливо яскравий приклад копальних „висячих глеевих ґрунтів“ може бути другий копальний ґрунт (рахуючи від поверхні) в шурфі № 34 в х. Молочному (оглеєний ґрунт дна поду), нижче якого залягає неоглеєний суглинок.

У відміну від малих „копальних подів“, де ми подибуємо „висячі глееві ґрунти“ (шурф № 34), нижче яких залягають неоглеєні породи, у великих „копальних подах“ оглеєння порід четвертого стратиграфічного поверху спостерігаємо на всю товщу до горішньопліоценових пісків, що підстеляють четвертинні породи (шурф № 19).

Так само в донних частинах великих сучасних подів маємо повне оглеєння лесової товщі та лесуватих суглинків; за приклад цього може бути перетин № 15<sup>1)</sup>, а також свердловина на дніщі поду Великі Чаплі, що її подають у своїй роботі Савінов і Францессон (15).

Як уже згадувалося, дрібні й неглибокі поди досить часто подибуємо не лише на горішньопліоценовій терасі, а й на терасах Дніпра — і однолесовій, і на вкритій лесуватими суглинками. В цих подах (шурфи №№ 144, 147) повне оглеєння спостерігаємо лише до глибини 1,60—1,70 м; нижче до глибини 2,10—2,20 м воно загасає і долішні горизонти суглинків зовсім не оглеєні, в той час, як у більших подах суглинки оглеєні на всю товщу.

Ці факти свідчать про те, що дані поди утворилися після відкладання першого поверху лесу, який відкладався в умовах сухого клімату. Це стверджується тим, що долішня частина першого поверху лесу в невеликих подах не оглеєна. Очевидно, ці поди виникали в наслідок осідання лесів від пізнішого застоювання води в незначних депресіях на поверхні сучасних терас.

Цікаво відмітити, що проф. Ф. В. Лунгерсгаузен для БСРР пояснює утворення депресій у лесах та лесуватих суглинках явищами „лесового карсту“ (10).

Крім сучасних подів, на однолесовій терасі подибуємо й „копальні поди“; за приклад цього є перетин № 102, описаний у с. Ново-Київці, в садібі К. П. Кернавського. Рельєф — рівна однолесова тераса.

W	{	1. Темнополовий лес з жовтуватим відтінком, у долішній частині супісковий, з напів-виділками вічками СаСО <sub>3</sub> , безпосередньо під сучасним ґрунтом. . . . .	0,00— 2,30 м
---	---	--	--------------

<sup>1)</sup> В шурфі № 15 повне оглеєння порід констатовано до глибини 9,80 м, нижче породи ні шурфом, ні свердловиною не пройдено, але в Зеленому Поді дослідники спостерігали повне оглеювання порід до надпонтичних пісків.

W(AI)	{	2. Жовтуватий супісок з конкреціями CaCO <sub>3</sub> . . . . .	2,30— 4,05 м
		3. Глинястий дрібнозернистий пісок жовтувато-сірого та жовтого кольору . . . . .	4,05— 5,23 м
R(R-W?)	{	4. Зеленувато-оливковий суглинок з помітною кількістю великих конкрецій CaCO <sub>3</sub> і частими бобовинками FeMn . . . . .	5,23—13,60 м

Отже в цьому перетині лес першого поверху, супіски та глинясті піски не оглеєні, а підстилаючі їх суглинки метаморфозовані процесами оглеювання в зеленувато-сірі суглинки, в той час, як навкруги на цій самій терасі ці суглинки не оглеєні. За приклад цього може бути перетин № 103 теж у с. Ново-Київці в садибі Тарновського. Рельєф — рівна тераса з невеличким похилом на N до невеликого поду.

W	{	1. Темнополювий, злегка піскуватий лес, з конкреціями CaCO <sub>3</sub> безпосередньо під сучасним ґрунтом та жирними трубочками солей. З глибини 1,50 м з'являються друзи гіпсу . . . . .	0,00 — 1,85 м
W(AI)	{	2. Темнополювий з жовтуватим відтінком супісок . . . . .	1,85 — 2,30 м
		3. Глинястий дрібнозернистий пісок жовтого та жовтувато-бурого кольору. . . . .	2,30 — 4,70 м
R(R-W?)	{	4. Середній суглинок червонувато-бурого, буруватого і темнополювального кольору (окремими горизонтами) . . . . .	4,70 — 14,70 м

Наведений опис останніх двох перетинів яскраво стверджує існування „копальних подів“ і на однолесовій терасі Дніпра.

### Загальні висновки

1. Пояснити походження всіх подів (дослідженої території) як горішньопліоценової тераси, так і терас Дніпра одною якоюсь гіпотезою неможливо. Походження їх гетерогенне, а саме:

а) Можна припустити, що сучасні великі поди горішньопліоценової тераси, які розміщені видовженими з NW на SO смугами, є рештки видовжених у цьому ж напрямі заток горішньопліоценового моря; нез'ясованим залишається утворення перемичок між окремими великими подами. Воно потребує дальшого дослідження способом закладання шурфів та свердловин на перемичках великих подів.

б) Можливо, що утворення деяких великих сучасних подів можна почасти зв'язати і з явищами давнього „захованого карсту“ в товщі третинних порід (вапняків), як це робить проф. Двойченко. Дрібні поди цієї ж тераси, напевно, виникли в наслідок осідання лесу, виполіскування з нього легко розчинних солей, а також ушільнення та опускання його.

в) Дрібні поди однолесової тераси Дніпра як сучасні, так і копальні, очевидно, теж виникли в наслідок осідання лесів, через застоювання поверхневих вод на незначних зниженнях, що вже існували.

2 Існування окремими ділянками на горішньопліоценовій терасі оглеєних окремих стратиграфічних поверхів порід, укритих породами неоглеєними, в той час як навкруги на цій рівнині вони не оглеєні, є незаперечний доказ існування на території лівобережжя Низо-Дніпрянського району „копальних подів“.

3. Той факт, що оглеєні стратиграфічні горизонти порід горішньопліоценової тераси вкриті одним, двома й трьома стратиграфічними поверхами неоглеєних порід, які щодо часу утворення ми умовно паралелізуємо з трьома поверхами лесу плато середньої України (першим, другим і третім поверхом, рахуючи від поверхні), вік яких більшість геологів четвертинників УСРР зв'язують умовно в W, R та M, свідчить, що „копальні поди“ за четвертинної доби утворювалися до відкладання цих поверхів порід, а саме вони існували до M, R і W, тобто в міжльодовикові епохи, при чому утворення депресій припадає на ці епохи, коли був вогкіший клімат.

4. Для міжльодовикових епох четвертинного періоду на півдні УСРР характерне не лише більше повогчення клімату та формування копальних ґрунтів чорноземельного типу на поверхні окремих стратиграфічних поверхів, а й утворення різного розміру „копальних депресій“ чи „копальних подів“ (подібних до сучасних), які виникли в наслідок осідання порід цих стратиграфічних поверхів через діяльність поверхневих вод. Звідси виходить, що за минулих міжльодовикових епох четвертинного періоду відбувалися в основному аналогічні теперішнім процеси ґрунтоутворення та формування депресій, лише з різними кількісними та якісними показниками.

5. Крім „копальних подів“, що являли собою великі депресії, де на довгий час збиралися та застоювалися води атмосферних опадів і в наслідок чого в них відбувалося повне оглеєння порід, в міжльодовикові епохи були ще й незначні „копальні депресії“; ці останні, очевидно, утворилися в наслідок осідання лесів та суглинків і спричинилися до тимчасового застоювання тут атмосферних вод, до процесів оглеювання та утворення „копальних висячих глеевих ґрунтів“, подібних до сучасних „висячих глеевих ґрунтів“, незначних розмірами депресій цієї ж тераси, що їх описав А. І. Левенгаупт.

6. Деякі з сучасних великих подів, після проведення каналів від Дніпра, можна буде використати як велетенські природні водосховища для каптажу весняних повневих вод долішнього Дніпра, щоб зрошувати в посушливі пори року навколишні степові рівнини.

7. Практичні засоби боротьби з розвитком депресій (подів та блюдець) є боротьба з процесами перерозподілу поверхневих вод, а саме — треба подбати про зменшення водозбірних площ знижених рівнин (подів), а також цілих груп невеликих подів, блюдець та різноманітних депресій на терасах. Зменшити водозбірні площі, тобто затримати рух поверхневих вод до депресій можна так:

а) обсіпаючи валами та оборюючи глибокими борознами депресії (котловини, блюдця, поди) та

б) роблячи кільцеві посівні просапних культур: кукурудзи на силос, проса, конопель та деяких нових технічних культур (кенаф).

Зазначеними засобами можна припинити процес росту депресій.

8. Треба поставити питання про дальше дослідження подів з різних геоморфологічних районів як горішньопліоценової тераси та терас Дніпра, так і з району плато, закладаючи глибокі шурфи та свердловини як у великих, так і в малих подах, а також відбираючи знахідки фауни. Це дасть можливість прийти до цінних теоретичних і практичних висновків.

## ЛІТЕРАТУРА

1. Н. Вернандер, Деякі дані про ґрунти Першого Держзаповідника „Чапал“ (кол. Аскавія-Нова), „Труди Н.-д. кафедри ґрунтознавства“, т. I, 1930, с. 47—69.

2. В. М. Гвоздецький, Ґрунти Золотоніського району Київської області. Текст до карти ґрунтів району в масштабі 1:25 000, складеної на підставі досліджень 1932 р., с. 1—41 (Рукопис).

3. Гвоздьов, Просадки на Мало-Кабардинской оросительной системе.

4. П. А. Двойченко, Гидрогеологический очерк Северной Таврии. (Восточной части Причерноморской впадины), „Труды южной областной мелиоративной организации“ (ЮОМО), в. XV, Одесса, 1930.

5. В. Крокос і П. Луцький, Геологічний та гідрологічний нарис Низо-Дніпрянського району, „Труди Укр. н.-д. геологічного інституту“, т. III, 1929.

6. П. Луцький, Гідрологічний нарис ділянки № 64. Матеріали дослідження земель меліофонду на Мелітопільщині, в. I, 1928, в. 60—68.

7. А. А. Лепікаш, До проблеми четвертинних покладів у басейні Дніпра (Доп. на I конференції по проблемі В. Дніпра, рукопис).

8. А. А. Лепікаш, Горішньопліоценові поклади в районі Никопіль—Запоріжжя, „Журнал Геолого-географічного циклу ВУАН“, № 4 (8), 1934, с. 79—83.

9. К. И. Лещинян, О деформациях суглинистых грунтов Предкавказья, в связи с вопросом об образовании степных блюдц, „Материалы Северо-Кавказского геолого-разведочного треста“, в. 1, 1932.
10. А. Люнггьрсгаузен, „Лёссовым карсьце“ і аб асобным тыпе равочкаў, Інстытут Беларускай Культуры, 1926.
11. А. И. Левенгаупт, Почвенный очерк Левобережного Нижнеднепровья, „Материалы к проекту Нижнего Днепра“, в. 5, Гипровод, 1932.
12. Б. А. Личков, К вопросу о террасах Днепра. Статья вторая (с приложением карты), „Вісник Українського відділу Геологічного комітету“, 1928, в. 11, с. 51—84.
13. Г. Г. Махов, Грунти Нижне-Дніпрянських піскових масивів та лесового степу, що з ним межує, „Матеріали дослідження ґрунтів України“, т. I, в. 3, X., 1926.
14. І. Г. Підоплічка, Про походження степових блюдц, „Журнал Геолого-географічного циклу“ № 3, ВУАН, 1932.
15. Н. И. Савинов и В. А. Францессон, Материалы к познанию почв и лессовой толщи степи госзаповедника „Чапли“ (б. Аскания Нова), „Вісті Державного степового заповідника Чапли“, т. VI, 1928.
16. М. И. Сумгин, Вечная мерзлота.
17. П. Тутковський, Природна районізація України, К., 1922.
18. Чиков, Орошение материковых уездов Таврической губернии водами р. Днепра в связи со шлозованием и утилизацией его энергии порогов, в. 1, 1916.
19. А. А. Явата, Флора степи Мелитопольского и юго-западной части Днепровского уездов Таврической губ., „Труды естественно-исторического музея Таврич. губ. земства“, т. II, 1913.

## РЕЗЮМЕ

Во время работы в районе левобережья нижнего Днепра летом 1932 г. автору удалось отметить существование ископаемых подов на ряду с современными.

Исследованный район геоморфологически разделяется на: 1) плато, 2) широкую морскую (?) верхнеплиоценовую террасу и 3) террасы р. Днепра. Плато занимает северную часть района и складывается из 2-х горизонтов лесса, 2-х горизонтов красно-бурых суглинков, красно-бурых глин и нижнеплиоценовых известняков понтического яруса. Верхнеплиоценовая терраса состоит из тех же горизонтов пород четвертичного возраста, подстилаемых верхнеплиоценовыми песками. Северная часть террасы более древняя, южная — более молодая. В геологическом строении более молодой террасы красно-бурые глины отсутствуют. Северная часть не имеет стока к морю и покрыта многочисленными подами. Размеры подов колеблются от 0,2 до нескольких километров в диаметре. Глубина от 0,5 до 10—15 м. В некоторых подах (например, Зеленый Под) заметны по их склонам террасы до 1—1,5 м над дном пода.

Поды сгруппированы в направлениях с NW на SO и, возможно, являются заливами верхнеплиоценового моря, что подтверждается также распространением подов в районе развития надпонтических песков, условно принимаемых за верхнеплиоценовые.

Дальше к северу, где нет песков, отсутствуют и поды.

На более молодой части террасы в восточной половине отмечены многочисленные балки и небольшие поды. В западной части распространены длинные и глубокие поды-долины. Они характеризуются значительной глубиной и крутыми склонами. Общее геологическое строение дна подов более древней части террасы аналогично геологическому строению всей террасы и отличается от него только тем, что лессы и краснобурые суглинки превращены процессами оглеения в четырехярусную толщу зеленовато-серых суглинков с отсутствием красно-бурых глин. В строении подов-долин участвуют легкие оглеенные зеленовато-серые суглинки с подстилающими их песками, а террасы подов-долин покрыты одним горизонтом лесса, отделяющимся ископаемой почвой от серо-зеленых суглинков.

В районе террас Днепра, расположенном на запад от верхнеплиоценовой террасы, можно выделить: 1) террасу с одним горизонтом лесса на древних речных песчано-глинистых отложениях, 2) террасу, покрытую лессовидными суглинками и супесками, также на песчано-глинистых речных отложениях и 3) террасу, покрытую черноземельными песками, залегающими на таких же отложениях. На первых двух террасах встречены многочисленные неглубокие поды.

Автор считает, что происхождение всех видов указанных подов одною гипотезою объяснить нельзя. Происхождение подов, вытянутых на верхнеплиоценовой террасе с NW на SO, возможно, объясняется когда то бывшими здесь заливами моря, а мелкие поды этой же террасы очевидно образовались в результате просадки лессов, выщелачивания их и опускания.

Мелкие поды террасы Днепра с одним горизонтом лесса очевидно такого же происхождения.

Кроме современных подов в указанном районе встречаются „ископаемые“ поды.

К таковым относятся не выраженные в современном рельефе, но заметные при постановке шурфов и скважин поды. На верхнеплиоценовой террасе присутствие оглеенных пород подов среди пород неоглеенных указывает на существовавшие тут древние депрессии, в которых собиралась и застаивалась вода, вследствие чего и получилось оглеение некоторых стратиграфических горизонтов. Перекрытие ископаемых подов одним, двумя и тремя горизонтами указанных неоглеенных пород, которые мы условно параллелизуем с тремя горизонтами лесса на плато средней Украины (W, R, M), указывает, что ископаемые поды образовались в интергляциальные эпохи (M—R и R—W), когда климат был более влажным.

Для межледниковых эпох четвертичного периода юга УССР характерным является не только образование почв черноземного типа, но также и развитие ископаемых подов, возникших благодаря деятельности поверхностных вод и последующей просадки лессов. Отсюда вытекает, что в прошедшие межледниковые эпохи происходили в основном аналогичные процессы почвообразования и формирования депрессий, как и в современную эпоху.

В результате образования ископаемых подов образовались „ископаемые“ висячие оглеенные почвы, похожие на современные „висячие глеевые почвы“, описанные А. И. Левенгауптом для той же террасы.

## ZUSAMMENFASSUNG

Im Laufe der hydrogeologischen Erforschung der Region zwischen dem unteren Dnipro und der Krim-Halbinsel die im Sommer des Jahres 1932 von der Partei des Ukrainischen Wissenschaftlichen Geologischen Forschungsinstituts ausgeführt wurde, sammelte ich als Geolog der Partei einiges faktisches Material, welches es ermöglicht eine neue Frage in der Quartärgeologie der Ukr. SSR anzuregen, und zwar von dem Vorhandensein von „fossilen Tellern“ (Depressionen) in dieser-Region.

Auf dem erforschten Territorium gibt es „zeitgenössische Teller“, die deutlich im Relief ausgedrückt sind, sowie „fossile Teller“, welche zurzeit im Relief nicht zum Vorschein kommen. Letztere sind von mir während der geologischen Forschungen beim Graben von Schürfen und Bohrlöchern entdeckt worden.

Unter „Tellern“ bezeichnen wir abgeschlossene Bodensenkungen auf der Steppenebene meistens von runder oder ovaler Form, die keinen Abfluss zum Meer haben. Bisweilen münden in diese Teller kleine Schluchten (Balki) ein.

Die Frage nach dem „fossilen Tellern“ ist bisher in der Literatur nicht beleuchtet worden; das unbestreitbare Vorhandensein dieser „Teller“ in der erforschten Region erlaubt uns jedoch, wenn auch nicht die Frage nach der Genesis und dem Alter der zeitgenössischen Teller zu entscheiden, so doch der Lösung dieser Frage unmittelbar nahe zu treten. In diesem Zusammenhang ist die Erforschung der „fossilen“ und zeitgenössischen Teller sowie die Klärung deren Genesis zurzeit nicht nur vom theoretischen, sondern auch vom wirtschaftlichen Standpunkt als sehr wichtig anzusprechen, insbesondere im Hinblick auf die Ausnutzung der zeitgenössischen Teller als natürliche Wasserbehälter für die Aufspeicherung der Inondationsgewässer des Dnipro und deren Anwendung zur Bewässerung der Steppenebenen, jetzt, — zur Zeit der Entfaltung der grossen sozialistischen Landwirtschaft in den Verhältnissen der trockenen Steppe im Süden der Ukr. SSR, zur Zeit, wo mächtige Hydroelektrostationen im Gebiet des unteren Dnipro gebaut werden und die Irrigation der Steppenebenen im Süden der Ukr. SSR bereits projektiert worden ist. Von nicht geringerer Bedeutung ist das Studium sowohl der zeitgenössischen, als auch der fossilen Teller für das Bauwesen, die Irrigationsvorrichtungen, den Kanalbau usw.

Das erforschte Territorium ist in der Steppenebene zwischen dem Dnipro, dem Siwasch-See und dem Schwarzen Meere gelegen. Vom geomorphologischen Standpunkt bildet sich das erforschte Territorium aus 1) einem Plateau, 2) einer breiten Meeres-(?) Oberpliozän-Terrasse und 3) den Terrassen des Dnipro.

Das Plateau erhebt sich bis auf 55,80 m über dem Meeresspiegel, hat eine ebene Oberfläche und nimmt den nördlichen Teil der erforschten Region ein. Die geologische Struktur des Plateaus ist folgende; 1) zwei Lösstufen, 2) zwei Stufen rotbrauner Lehme und Unterpliozän-Kalksteine der pentischen Stufe. Die Meeres-(?) Oberpliozän — Terrasse ist südlich von der Plateau-Region gelegen. Ihre Höhen schwanken zwischen 46,75 und 11,29 m. Auch den westlichen Teil dieser Region nehmen die Dniproterrassen ein.

Die Oberpliozän-Meeres-(?) Terrasse kann vom Standpunkt ihrer geologischen Struktur in zwei Teile gesondert werden: den ersteren älteren und den zweiten jüngeren. Der nördliche ältere Teil der Oberpliozän-Terrasse wird gebildet aus: zwei Lösstufen, zwei Stufen rotbrauner Lehme, rotbraunen Tone, Terrassen-Oberpliozän-Sänden (?) und Unterpliozänpontischem Kalkstein.

Den südlichen jüngeren Teil der Oberpliozän-Terrasse bilden: zwei Lösstufen, zwei Stufen rotbrauner Lehme unterhalb deren Terrassen-(Oberpliozän)-Sände lagern, denen unterpliozän pontischer Kalkstein unterlagert ist.

Das Alter der vierstufigen Löss-Lehm-Serie von Gesteinen der erforschten Region, denen rotbraune Tone unterlagert sind, unterhalb deren sich die oberpliozän-sandig-tonige Serie lagert — parallelisieren wir bedingungsweise mit dem Alter der entsprechenden Stufen der Mittleren Ukraine, wo die meisten Forscher des Quartärs das Alter der Lösstufen als W, R, M und G annehmen. Diesem Schema nach wird die Löss-Lehm-Serie unserer Region sich dem Alter nach folgenderweise einteilen lassen.

I Lösstufe entspricht ihrem Alter nach	W
II       "       "       "       "       "	R
I Stufe rotbrauner Lehme       "       "	M
II       "       "       "       "       "	G

Die Zeit der Bildung der rotbraunen Tone beziehen wir auf den Beginn der Günz-Eiszeit und teilweise auf das Ende der Oberpliozän-Zeit.

Die nördliche ältere Terrasse (die eigentliche Oberpliozän-Terrasse) sowie der nördliche Teil der jüngeren Oberpliozän-Terrasse hat keinen Abfluss zum Meer und ihre Oberfläche ist von zahlreichen geschlossenen Depressionen von runder und ovaler Form bedeckt, welche als „Teller“ bezeichnet werden. Die Ausmasse der „Teller“ schwanken zwischen 0,2 km und einigen Kilometern im

Durchmesser. Ihre Tiefe erreicht von 0,5 bis 10—15 m. Ausserdem werden dem Auge beinahe nicht auffallende Depressionen angetroffen, wo im Frühjahr die Schmelzwasser sich stauen. Die beträchtlichsten Ausmasse weist die Depression „Selenyj Pod“ „Grüner Teller“ auf, die sich durch eine bedeutende Tiefe (10—15) und ziemlich kurze und steile Gehänge sowie durch eine um 1—1,5 m sich über die Tellersole erhebende Terrasse auszeichnet. Analogische Terrassen sind auch in sonstigen Tellern zu verzeichnen. In einige Teller münden Schluchten (Balki) von unbedeutender Grösse Erwähnte Teller bilden Gruppen welche sich in Streifen von NW gegen SO erstrecken, was vermuten lässt, dass diese Teller die Reste von Buchten des Oberpliozän-Meeres darstellen, welches bei seinem Rückzug Streifen von Tellern hinterlassen hat. Diese Annahme wird auch noch dadurch bestärkt, dass die Teller im erforschten Territorium, in der Region der Verbreitung der süperpontischen Serie von Sänden beobachtet werden, welche wir bedingungsweise als Oberpliozän bezeichnen. Weiter gegen Norden, wo die erwähnten Sände fehlen, sind Teller auch nicht konstatiert worden. Ungeklärt bleibt die Frage von der Bildung von Landengen zwischen den einzelnen grossen Tellern; der Lösung dieser Frage werden weitere Forschungen mittels Anlegen von Schüren und Bohrlöchern an den Landengen der grossen Teller gewidmet.

Auf der jüngeren Oberpliozän-Terrasse, in deren östlichen Teil (Hälfte), sind zahlreiche Schluchten(Balki) in dem am Siwasch gelegenen Teil, sowie kleinere Depressionen (Teller) von geringer Tiefe festgestellt worden. Im westlichen Teil dieser Terrasse, ausser der Kalantschak-Schlucht, sind grosse „Teller“ sehr verbreitet, welche hier als „Täler“ bezeichnet werden. Die „Teller-Täler“ sind von verschiedenartiger Form und sind voneinander durch schmale Landengen der Oberpliozän-Terrasse mit ziemlich steilen Gehängen getrennt. Einige darunter (wie z. B. Welykij Kremenschug) sind in der Tat Tälern ähnlich, welche einen Ausgang zum Meer besitzen. Diese „Teller-Täler“ unterscheiden sich von den Tellern der nördlichen abflusslosen Region durch eine bedeutende Tiefe und ziemlich steile und hohe Gehänge. Sowohl die geschlossenen, als auch die offenen „Teller-Täler“ bilden Gruppen, die sich in Streifen von NW gegen SO erstrecken. Die geologische Struktur der Sohlen der Teller der älteren Oberpliozän-Terrasse ist der geologischen Struktur der Terrasse selbst analog, unterscheidet sich jedoch von ihr dadurch, dass die zweistufige Lösserie, sowie die zweistufige Serie der rotbraunen Lehme infolge der Auslaugungs- und Leimungsprozesse in eine vierstufige Serie grünlichgrauer Lehme, „Leim“ der Bodenkundler, verwandelt worden ist; zweitens ist noch ein Unterschied zu verzeichnen, und zwar, das Nichtvorhandensein der Serie rotbrauner Tone, welche die Oberpliozän-Sände bedecken. Die „Teller-Terrassen“ weisen eine geologische Struktur auf, die derjenigen der Teller analog ist, mit dem Unterschied jedoch, dass die Lösserie und zum Teil die ihr unterlagerten rotbraunen Lehme infolge von Leimungsprozessen an einigen Stellen und hauptsächlich in deren oberem Teil in grünlichgraue Lehme verwandelt worden sind.

Letzten Endes sind in der geologischen Struktur der auf der jüngeren Oberpliozän-Terrasse gelegenen „Teller-Täler“, noch leicht verleimte grünlich graue, von Sänden unterlagerte Lehme, zu verzeichnen, während in der Struktur der Terrassen der „Teller-Täler“ eine Lössstufe, die mitunter von den grünlich-grauen ihr unterlagerten Lehmen durch fossilen Boden abgetrennt wird, erwähnt werden soll.

Region der alten Dniproterrassen. Diese Region erstreckt sich westlich von derjenigen der Oberpliozän-Terrasse und hier können ausgesondert werden: 1) Terrasse, welche von einer Lössstufe bedeckt ist, der alte Flussand-tonige Ablagerungen unterlagert sind; 2) Terrasse die von Lösslehmen und sandigen Lehmen bedeckt ist, unterhalb deren alte Flussand-tonige Ablagerungen sich lagern, und 3) Terrasse, die an der Oberfläche von tchernosemähnli-



chen Sänden bedeckt ist, denen alte Flussand-tonige Ablagerungen sich unterlagern. Auf den ersten zwei obenerwähnten Terrassen des Dniπρο kommen gleichfalls (als vereinzelte Gruppen) zahlreiche Teller von unbedeutender Grösse und Tiefe vor.

Die Frage nach der Bildung zeitgenössischer Teller sowohl im Bereich der Oberpliozän-Terrassen, als auch in demjenigen der Dniπροterrassen wird von verschiedenen Forschern verschieden gelöst. Einige unter ihnen bringen die Bildung der Teller mit dem alten Karst in Zusammenhang, andere — mit den Vorgängen der Auslaugung von Salzen aus den Gesteinen und deren Senkungen, noch andere betrachten die Teller als die Reste von Buchten des Tertiärmeeres, die vierten sehen in den Tellern die Überbleibsel von Flussbetten alter Flüsse. Auf Grund meiner Forschungen gelangte ich zur Schlussfolgerung, dass es unmöglich sei, die Entstehung der Teller mittels einer einzigen Hypothese zu erklären, da sie von heterogener Herkunft sind, und zwar:

a) Man kann annehmen, dass die zeitgenössischen grossen Teller der Oberpliozän-Terrassen, die sich in Streifen von NW gegen SO ziehen, Reste von in derselben Richtung sich ausdehnenden Buchten des Oberpliozän-Meeress darstellen, während die kleinen Teller derselben Terrasse (sowohl die zeitgenössischen als auch die fossilen) wahrscheinlich infolge der Lössenkungen, der Auslaugung leicht löslicher Salze aus dem Löss, sowie infolge dessen Verdichtung entstanden sind.

b) Die kleinen sowohl zeitgenössischen als auch „fossilen“ Teller der von einer Lössstufe bedeckten Dniপ্রoterrasse, sind offenbar auch infolge der Lössenkungen im Zusammenhang mit der Stauung von Taugewässern in den unbedeutenden bereits bestehenden Depressionen entstanden.

Ausser den zeitgenössischen kommen in der erforschten Region auch „fossile Teller“ vor. Als „fossile Teller“ bezeichne ich solche Teller, die zurzeit im Relief nicht zum Ausdruck kommen, und welche wir beim Graben der Schürfe und Bohrlöcher finden. Von dem Vorhandensein der „fossilen Teller“ auf der Oberpliozän-Terrasse zeugen verleimte, einzelne stratigraphische Stufen von Gesteinen (Teller-Löhme) die von unverleimten Gesteinen überlagert sind, während sie ringsumher auf derselben Ebene unverleimt sind (von der Oberfläche bis zum Boden der quartären Gesteinsreihe). Das Vorhandensein von einzelnen verleimten Stufen von Gesteinen auf der Oberpliozän-Terrasse beweist die Existenz alter Depressionen, sogenannter „fossiler Teller“, in welchen sich die Taugewässer ansammelten und stauten, was die Verleimung einzelner stratigraphischer Stufen von Gesteinen zur Folge hatte. Die Tatsache, dass die einzelnen verleimten stratigraphischen Stufen von Gesteinen der Oberpliozän-Terrasse von einer, zwei und drei stratigraphischen Stufen von nicht verleimten Gesteinen bedeckt sind, welche wir der Zeit ihrer Bildung nach mit den drei Lössstufen des Plateaus in der Mittleren Ukraine (der ersten, zweiten und dritten Stufe, von der Oberfläche gerechnet) bedingungsweise parallelisieren, und deren Alter von den meisten Geologen des Quartärs auf die W, R und M Eiszeiten (bedingungsweise) bezogen wird, zeugt davon, dass die „fossilen Teller“ sich während der Quartärperiode vor der Ablagerung dieser Stufen von Gesteinen bildeten, und zwar bestanden sie nämlich vor M, R und W, d. h. in den Interglazial-Zeiten (Mindel-Riss und Riss-Würm Interglaziale). Die Bildung der Depressionen entfällt dabei auf die Zwischeneiszeiten, als das Klima feuchter war.

Für die Zwischeneiszeiten der Quartärperiode im Süden der Ukr. SSR ist nicht nur das Feuchterwerden des Klimas und die Formation von fossilen Böden des Tschernosemtypus an der Oberfläche einzelner stratigraphischer Stufen kennzeichnend, sondern auch die Bildung von „fossilen Depressionen“ oder „fossilen Tellern“ von verschiedener Grösse (den zeitgenössischen Tellern ähnlich), deren Entstehung auf die Senkung der Gesteine dieser stratigraphischen Stufen infolge der Tätigkeit von Taugewässern, welche später von den sie überdeckenden Gesteinen nivelliert wurden, zurückzuführen ist.

Daraus folgt, dass während der vergangenen Zwischeneiszeiten der Quartärperiode solche Vorgänge in der Bodenbildung und der Formation von Depressionen zu verzeichnen sind, die denjenigen, die auch zurzeit stattfinden, im wesentlichen analog sind, bloss mit verschiedenen quantitativen und qualitativen Indikatoren. Ausser der „fossilen Teller“, die grosse Depressionen darstellten, in welchen sich das Wasser der Niederschläge ansammelte und während einer langen Zeit staute, was eine gänzliche Verleimung der Gesteine zur Folge hatte,— existierten während der Zwischeneiszeiten auch „fossile Depressionen“ von unbedeutender Grösse, welche offenbar gleichfalls infolge des Senkens der Löss- und Lehme entstanden sind. Letztere bewirkten die zeitweilige Stauung von atmosphärischen Gewässern, sowie Vorgänge der Verleimung und der Bildung von „fossilen hängenden Leimböden“ die den zeitgenössischen von A. J. Löwenhaupt beschriebenen „hängenden Leimböden“ der Depressionen von unbedeutender Grösse an derselben Terrasse, ähneln. Im weiteren ist es nötig die Frage nach einer eingehenden Erforschung der Teller in verschiedenen geomorphologischen Regionen anzuregen, sowohl in der Oberpliozän-Terrasse und den Dniproterrasse als auch in der Plateau-Region,— mittels Anlegung tiefer Schürfe und Bohrlöcher wie in den grossen so auch in den kleinen Tellern und mittels Studium von Faunabefunden, was es ermöglichen wird, zu wertvollen theoretischen und praktischen Schlussfolgerungen zu gelangen.

---

**Геоморфологія, четвертинні поклади й ґрунтові води долини  
р. Самари Дніпрянської**

(До проблеми Великого Дніпра)

*С. С. Соболев* (Харків)

**Geomorphology, quaternary deposits and ground waters of the valley  
of the river Samara Dniprovskia**

(On the problem of the Great Dniipro)

*S. S. Sobolev*

За дорученням від Всеукраїнської лісової управи (нині Укрлісгосп) я організував дослідження ґрунтів і гідрогеології долини р. Самари Дніпрянської<sup>1)</sup>, де розташовані лісові дачі Укрлісгоспу, загальною площею до 22 000 га.

Завданням цих досліджень було вивчення ґрунтового вкриття долини в зв'язку з ґрунтовими водами, щоб на підставі цих досліджень можна було б передбачити ті зміни в ґрунтовому вкритті долини (заболочування, засолення), які можуть постати в наслідок підпору вод р. Самари (а в зв'язку з цим і ґрунтових вод долини) греблею Дніпробуду.

До складу експедиції, крім автора (що керував роботою й описав усі глибокі шурфи, 27% свердловин і 37% ґрунтових розрізів), увіходили: ґрунтознавець Семенова-Забродіна С. П. (описала 73% свердловин і 50% ґрунтових розрізів) і геоботанік Зоз І. Г., що брав участь у ґрунтовому зйманні (описав 13% ґрунтових розрізів).

Нівеляційні роботи перевели інженер В. І. Савон та його помічник інженер В. С. Бородин.

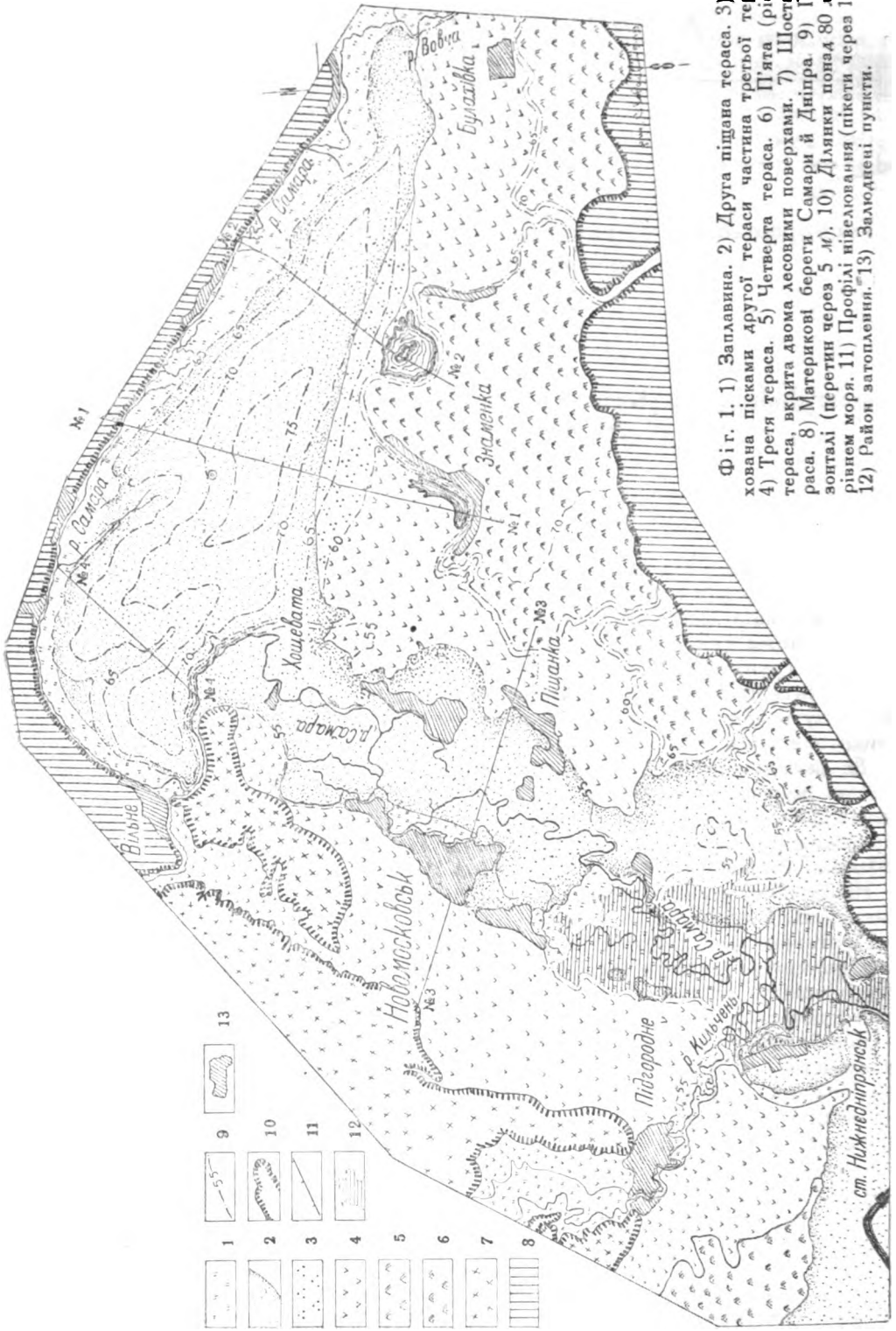
Протягом часу з 1 жовтня по 20 листопада 1929 р. дослідженнями охоплено долину р. Самари від гирла р. Вовчої (с. Булахівка кол. Павлоградського повіту) до гирла р. Кільчені (колонія Кронсгартен кол. Новомосковського повіту), загальною площею близько 70 000 га.

Дослідження проваджено, закладаючи профілі. Упоперек долини р. Самари прокладено три профілі (див. фіг. 1) загальною довжиною 42 км. Ці профілі пронівельовано й на них вивчено гідрогеологію, четвертинні поклади, ґрунти й рослинність.

Усього на трьох профілях закладено 35 зондувальних свердловин, загальною глибиною 123 м, описано чотири глибокі шурфи-колядязі, описано й замальовано кольоровими олівцями 195 ґрунтових 2 м розрізів.

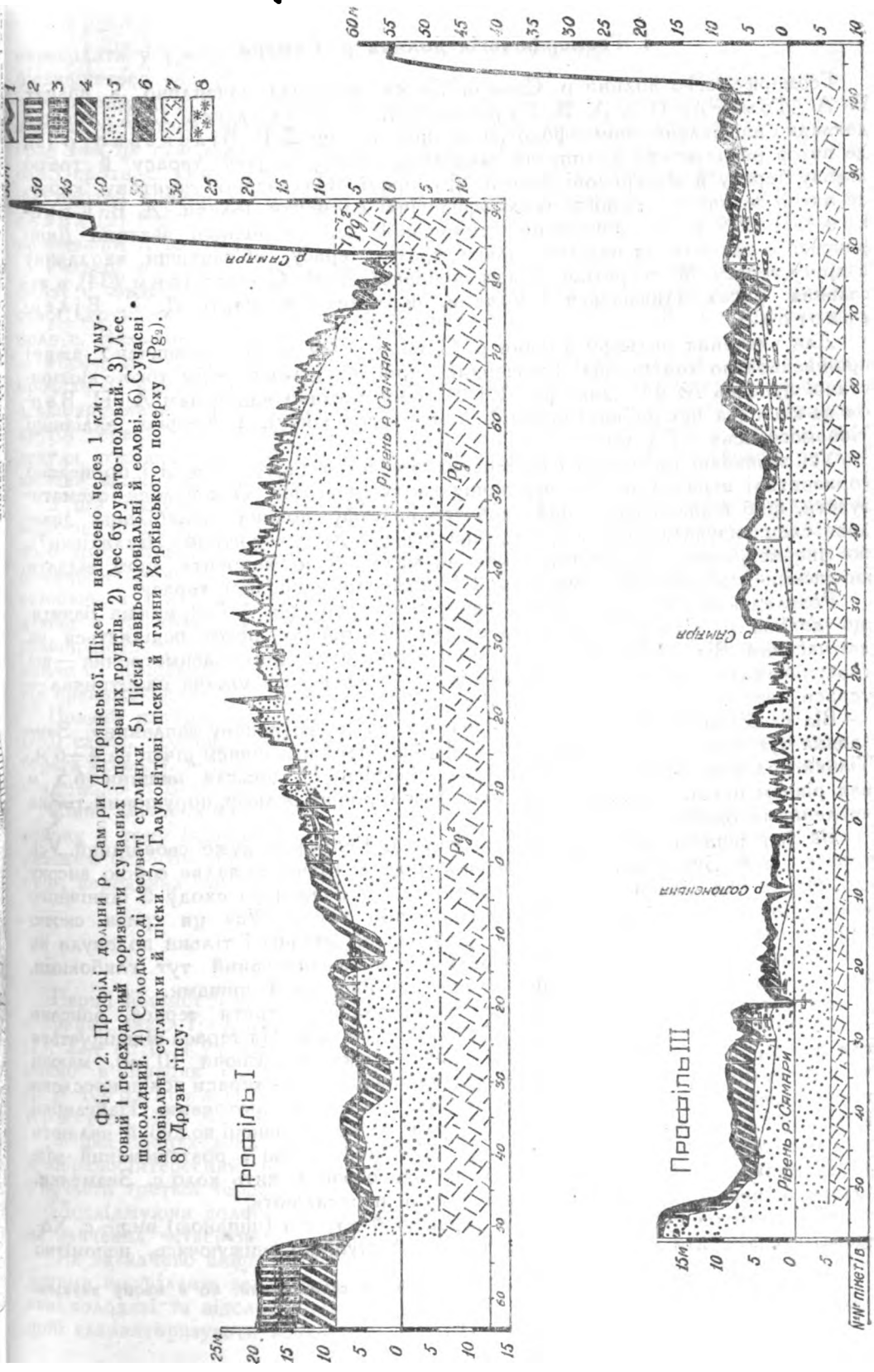
Міжпрофільні простори вивчали під час об'їздів, закладаючи ґрунтові шурфи й прикопуючи та описуючи наявні відслонення.

<sup>1)</sup> Доповіді про результати досліджень зачитано 1930 р.: 1) на 8 Всесоюзному з'їзді ґрунтознавців у Москві, 2) на засіданні Харківської філії Науково-дослідного геологічного інституту й 3) на засіданні Науково-дослідного інституту лісового господарства й лісової промисловості.



Фіг. 1. 1) Заплавина. 2) Друга піщана тераса. 3) Похована пісками другої тераси частина третьої тераса. 4) Третя тераса. 5) Четверта тераса. 6) П'ята (ріська) тераса, вкрита двома лесовими поверхнями. 7) Шоста тераса. 8) Материкові береги Самари й Дніпра. 9) Горизонталі (перетини через 5 м). 10) Ділянки понад 80 м над рівнем моря. 11) Профілі нівелювання (пікети через 1 км). 12) Район затоплення. 13) Залюднені пункти.

Фіг. 2. Профілі долини р. Сам ри Дніпрянської. Пікети нанесено через 1 км. 1) Гумусовий і перехідний горизонти сучасних і похованих ґрунтів. 2) Лес бурувато-половий. 3) Лес шоколадний. 4) Солодководі лесуваті суглинки. 5) Піски давньоловиальні й солові. 6) Сучасні алювіальні суглинки й піски. 7) Глауконітові піски й глинни Харківського поверху (Pg). 8) Друзи гіпсу.



## I. Геоморфологія долини р. Самари

Геоморфологію долини р. Самари тільки частково зачеплено в працях В. А. Домгера (13), А. В. Гурова (12), Н. Соколова (38). Уперше докладно висвітлено геоморфологію долини в праці Д. Г. Віленського (2), де автор розчленовує долину на заплавіну, другу піщану терасу й третю лесову терасу й материкові береги. До праці прикладено ґрунтову карту, де автор зазначив і основні геоморфологічні елементи долини. Д. В. Соколов (34) 1929 р. на 3-верстній геологічній карті горішньої частини Дніпрянського затоплення виділив тільки третю терасу, об'єднавши заплавіну й другу терасу. Межі третьої тераси, виділеної Д. В. Соколовим (34), в загальних рисах зливаються з межами, виділеними на карті Д. Ф. Віленського (2).

Для вивчення рельєфу долини р. Самари 1929 р. (як зазначено вище) провільовано три профілі (перпендикулярні до долини), крім того, використано: профіль № 4<sup>1)</sup> (див. фіг. 1 і 2), який ласкаво надав нам Л. Н. Вербицький (за що ми висловлюємо йому тут подяку), і профіль залізниці Новомосковськ — Павлоград.

Усі зазначені матеріали нанесено на 3-верстну карту, на якій і проведено горизонталі через 5 м. Гіпсометричну карту (див. фіг. 1) довелося схематизувати, щоб віддати загальний характер рельєфу долини. Найбільше довелося схематизувати рельєф другої тераси від с. Хощеватого до с. Булахівки<sup>2)</sup>, бо гіпсометричного матеріалу, який ми мали, було недостатньо, щоб віддати ізогіпсами горбкуватий („кучугурний“) мезорельєф піщаної тераси.

Розглядаючи геоморфологічну карту й профілі (фіг. 1 і 2), можна бачити, що долина р. Самари в межах дослідженого району різко поділяється на дві частини. Від с. Булахівки до с. Хощеватого долина асиметрична — всі тераси лежать ліворуч річки; нижче від с. Хощеватого долина симетрична — тераси лежать і по той, і по той бік річки.

Від с. Вільного й вище р. Самара має добре розвинену заплавіну. Заплавіна тут має 1—2 км завширшки й підвищується над рівнем річки на 4—6 м. Тільки колоричний вал Самари (див. профіль 1) досягав вишини 6,5 м над рівнем річки. Заплавіна тут має доволі рівний рельєф, порушений тільки численними охабами.

За заплавіною йде друга піщана тераса. Рельєф її дуже своєрідний. Уся тераса від с. Булахівки (Дмитріївського) до с. Вільного являє собою високу (до 24,3 м над рівнем р. Самари) витягнену з південного сходу й північного заходу (вздовж течії річки) піщану гриву або гряди. Уся ця грива своєю чергою має дуже розчленований горбкуватий рельєф і тільки подекуди на ній зберігся давній заплавінний рельєф, репрезентований тут глибокими, витягненими паралельно з течією річки, жолобинами й гривами. \*

За другою піщаною терасою йде рівна, глиниста третя тераса, описана Д. Г. Віленським (2) і Д. В. Соколовим (34). Ця тераса підвищується над рівнем р. Самари на 8—9 м (тільки зрідка досягаючи 10 м), маючи абсолютну позначку 59—60 м. Гладенька поверхня цієї тераси вся покреслена мікрорельєфними западинками, мисочками, високими протоками. Найглибші западини, де виклинюються ґрунтові води, тепер заповнені водою й являють собою солоні озера. Найбільше з них „Солоний Лиман“, розташований між с. Знаменкою й Карабинівкою; інше солоне озеро лежить коло с. Знаменки. Озера ці неглибокі й посушливими роками пересихають.

Межу між описуваною третьою терасою й другою (піщаною) вище с. Хощеватого, помітити важко. Піщана тераса, поступинно знижуючись, непомітно

<sup>1)</sup> Цей профіль можна було використати тільки як схематичний, бо в ньому виявлено великі неув'язки.

<sup>2)</sup> Залюднені пункти нанесено на карті фіг. 1.

переходить у третю терасу. За третьою терасою розташована четверта, що підвищується над рівнем р. Самари на 19—20 м і відокремлюється від третьої тераси добре виявленим приступком. Абсолютна вишина четвертої тераси хитається між 69—72 м (профіль залізниці Новомосковськ—Павлоград теж це стверджує). Позначки 3-верстної карти Ген. штабу 128,2 м (60,1 саж.) проти с. Піщанки, 123,9 м (58,1 саж.) коло с. Булахівки та ін. для цієї тераси невірні. Очевидно, через ці невірні позначки Д. Г. Віленський (2) і Д. В. Соколов (34) не виділили четвертої тераси р. Самари, прийнявши її за лівий материковий берег.

Рельєф четвертої тераси дуже рівний; поди, які тут трапляються (по-близу с. Знаменки), наглибокі й невеликі. Четверта тераса, судячи з триверстної карти, тягнеться від с. Павлограда до с. Одинківки, розширюючись коло с. Знаменки до 7—8 км.

Нижче від с. Хощеватого картина різко змінюється. Друга тераса (див. профіль 3) уже не підвищується над третьою, ба навіть четвертою терасою, а відокремлена тут від останньої різким приступком 4 м заввишки. Вишина другої тераси над рівнем р. Самари тут дуже невелика: 4—5 м і тільки подекуди доходить до 8 м. На такій підвищеній ділянці другої тераси розташоване місто Новомосковськ.

У цій частині долини, як зазначено вище, тераси розташовані симетрично відносно річки (це відзначав цілий ряд дослідників). Заплавина від с. Вільного до с. Животилівки розвинена дуже слабо, тільки подекуди спостерігаємо розширені ділянки (наприклад, коло Новомосковська). Під час поводи Самара затоплює тут заплавинні ділянки своєї другої тераси, розмиваючи й відкладаючи в протоках сучасний алювій. Нижче від с. Животилівки заплавина розширюється, досягаючи тут 3 км завширшки. Третя й четверта тераси нижче с. Хощеватого такі самі заввишки, як і в розташованій вище ділянці. На правому березі р. Самари четвертої тераси немає.

Правий материковий берег р. Самари має абсолютну висоту 162,1 м (76,0 саж.), підвищуючись над рівнем річки на 109 м. Схили материкового берега урвисті, порізані ярами й укриті зсувами, які утворюють тут (наприклад, коло с. Вільного) своєрідні зсувові тераси.

Лівий материковий берег р. Самари лежить поза межами дослідженого району й тому його не вивчено. Межу між четвертою терасою й лівим материковим берегом ми провели на підставі 3-верстної карти й позначок залізниці, переданих нам Українською геодезичною управою.

## III. Геологічна будова долини

Перші відомості про геологічну будову р. Самари Дніпрянської ми маємо в працях акад. Гельмерсена (9), Носових (29), І. Леваковського (21, 22), А. В. Гурова (11, 12), В. А. Домгера (13). Докладні описи ми маємо в працях Н. Соколова (35, 38), В. А. Вознесенського (5), В. В. Курилова (19), А. К. Каргіна (15), Д. Г. Віленського (2), В. І. Крокоса (17), А. Фааса й Н. Соколова (40) і Д. В. Соколова (34).

У цих працях докладно висвітлено будову материкового берега р. Самари й зібрано інтересний матеріал про будову заплавини (2), другої тераси (5) і почасти третьої тераси (2).

Досліджуючи долину р. Самари влітку 1929 р., головну увагу звернено на вивчення четвертинних покладів, переважно на терасах р. Самари.

Як зазначено вище, четвертинні поклади вивчали за спеціально прокладеними профілями, закладаючи свердловини, шурфи й використовуючи наявні колодязі та відслонення. Наведемо описи окремих шурфів і свердловин, щоб схарактеризувати геологічну будову четвертої тераси р. Самари.

Шурф № 1, південно-західна частина с. Знаменки, Новомосковського району. Четверта тераса р. Самари. Позначка над рівнем р. Самари 19,8 м. Свіжо викопаний колодязь. Зруб ще не встановлено (описав С. С. Соболев).

- 0 — 90 см Гумусовий і перехідний горизонт звичайної слабсолонцюватої чорноземлі.
- 90 — 230 см Бурувато-половий суглинястий лес. Багато кротовищ. Карбонати до 120 см, у вигляді білоочки, нижче у вигляді погано виявленого псевдоміцелія.
- 230 — 390 см Шоколадний суглинястий лес з лакуванням по розколинах. Багато зростків гіпсу. Дуже багато порожнин, з яких гіпс вилугуваний (абож залишилися окремі кристали).
- 390 — 430 см Трохи темніший шоколадний лес з бурими кротовищами й ходами черв'яків (похований ґрунт).
- 430 — 580 см Шоколадний суглинястий лес. Багато кротовищ і ходів черв'яків.
- 580 — 620 см Шоколадний лес з зеленкуватим відтінком. Багато кротовищ і ходів черв'яків.
- 620 — 680 см Сірувато-зелений (оливковий) лесуватий суглинок, плитчастий. На плитках чорна пунктація (оглеений солодков. лес).
- 680 — 740 см Білий пісок з вохристими плямами, оглеений.
- 740 — 923 см Плитчастий, легкосуглинястий, бурувато-половий з зеленкуватим відтінком (оглеений), лесуватий суглинок. Карбонати у вигляді ледве помітних жилок. Від 780—790 см прошарок білого піску.
- 923 — 1 000 см Зеленкувато-буруватий суглинок з домішкою піску. Багато прошарків піску завгрубшки від 2 до 20 см. Багато іржавих плям.
- 1 000 — 1 050 см Зеленкувато-жовта шарувата оглеена суглино-пісковина з прошарками піску. Багато іржавих плям.
- 1 050 — 1 065 см Зеленкуватий оглеений важкий лесуватий суглинок з численними іржавими плямами.

Ґрунтові води на глибині 1 065 см.

У цьому шурфі зібрано черепашки таких молюсків<sup>1)</sup>:

На глибині 570 см знайдено:

*Coretus corneus* Linné  
*Succinea putris* Linné  
*Paraspira spirorbis* Linné

На глибині 590 см знайдено:

*Valvata piscinalis* Müll. var. *alpestris* Küster  
*Gyraulus laevis* Alder

На глибині 700 см:

Уламки *Planorbis* sp.  
*Valvata piscinalis* Müll. var. *antiqua* Sowerby  
*Bythynia Aentaculata* Linné  
*Pisidium* sp. (6 екз.)  
*Gyraulus laevis* Alder (5 екз.)

Шурф № 2 розташований там таки, в 40 м від шурфа № 1. Колодязь викопано років п'ять тому. Описав С. С. Соболев.

- 0 — 130 см Колодязний зруб.
- 130 — 345 см Шоколадний лес з друзами гіпсу.

<sup>1)</sup> Усіх молюсків визначив проф. Н. І. Криштафович. Користуюсь з нагоди складати йому щирю подяку.



- 345 — 530 см Шоколадний суглинястий солодководий лес. Багато кротовищ. Трапляються уламки черепашок молюсків.
- 530 — 670 см Оливковий, невиразно-плитчастий лесуватий суглинок з уламками черепашок. Багато іржавих плям (солодководий лес).
- 670 — 700 см Прошарок зеленкуватого піску з іржавими плямами оглеєння.
- 700 — 725 см Оливковий пілуватий плитчастий лесуватий суглинок. Дуже багато іржавих плям.
- 725 — 735 см Прошарок білого піску.
- 735 — 930 см Зеленкувато-буруватий, оглеєний плитчастий лесуватий суглинок. Багато іржавих плям.
- 930 — 1035 см Колодязний зруб.

Грунтові води на 1035 см.

У цьому шурфі, на глибині 600 см, знайдено *Gyraulus gredleri* Gredler (1 екз.); на 820 см:

*Planorbis planorbis* Linné (2 екз.)  
*Gyraulus gredleri* Gredler (3 екз.)  
*Valvata cristata* Müll. (2 екз.)  
*Bythynia leachi* Sheppard (6 екз.)  
*Stagnicola palustris* Müll. (2 екз.)

На четвертій же терасі в 3 км на схід від с. Піщанки (профіль 3, пікет 54) закладено шурф завглибшки 207 см, що на його дні переведено свердловину. (Описала С. П. Семенова-Забродіна).

- 0 — 59 см Гумусовий і переходовий горизонти звичайної чорноземлі.
- 59 — 122 см Бурувато-половий лесуватий суглинок. З 86 см суглинок стає дуже піскуватим і набуває рудуватого відтінку.
- 122 — 200 см Бурувато-рудувата суглино-пісковина.
- 200 — 256 см Рудуватий карбонатний глинястий пісок.
- 256 — 412 см Рудуватий глинястий пісок, не скипає. Трапляється ринь. З 385 см переходить у суглинясту пісковину.
- 412 — 450 см Рудувато-бурий, піщаний суглинок з карбонатними конкреціями. Трапляються скупчення гіпсу.

З наведених описів видно, що четверта тераса р. Самари вкрита одним поверхом лесу, що донизу переходить у солодководі поклади, репрезентовані тут шарами лесуватого суглинку й піску, які чергуються. Тільки в шурфі № 1 на глибині 390—430 см спостерігають у лесі потемніння з кротовищами, які, з деякою натяжкою, можна було б прийняти за погано виявлений похований ґрунт.

Днища подів четвертої тераси, як виявив шурф № 184, вислані оглеєним солодководим суглинком.

Щоб схарактеризувати геологічну будову третьої тераси р. Самари, наведемо описи таких свердловин і шурфів.

Свердловина № 6 розташована на пікеті 16+74 м першого профіля, в 3 $\frac{1}{2}$  км на північ від с. Знаменки (описала С. П. Семенова-Забродіна).

- 0 — 50 см Гумусовий, алювіальний і переходовий горизонти солонця.
- 50 — 200 см Яснобурий з зеленкуватим відтінком лесуватий суглинок. Скипає.
- 200 — 231 см Іржаво-бура пісковина. Скипає.
- 231 — 334 см Вологий буруватий глинястий пісок. Не скипає. З 260 см стає мокрим. З 280—300 см трапляється багато конкрецій карбонатів, доволі пухких, що бурхливо скипають.
- 334 — 336 см Буруватий великий пісок-пливун. Свердловина запливає.

Ця свердловина характеризує будову підвищених ділянок третьої тераси, які звичайно вкриті неглубоким шаром лесуватого суглинку.

Щоб схарактеризувати геологічну будову підвищених ділянок третьої тераси р. Самари нижче від с. Хощеватого, наводимо такі описи.

Шурф № 24 (старий колодязь) в с. Піщанці (профіль № 3, пікет 31), підвищена ділянка третьої тераси (описав С. С. Соболев).

- 0 — 110 см Колодязний зруб.
- 110 — 180 см Бурувато-половий лесуватий суглинок. По вертикальних розколинах на гранях чорна залізово-манганова пунктація. Багато чоткувато розташованих журавчиків і дутиків.
- 180 — 310 см Шоколадний лесуватий суглинок, донизу піщаний. Карбонати у вигляді дрібних білястих скупчень і трубочок.
- 310 — 584 см Жовтий слабо глинястий пісок.

Грунтові води на глибині 584 см.

Шурф № 25 розташований там таки на пікеті № 27 (описав С. С. Соболев).

- 0 — 90 см Колодязний зруб.
- 90 — 225 см Бурувато-половий лесуватий суглинок з білими вапняними жовнами, розміщеними чоткувато. З 130 см позначається груба плитчастість і карбонати репрезентовані тут трубочками.
- 225 — 550 см Шаруваті поклади: прошарки рудого лесуватого суглинку завгрубки від 2 до 15 см чергуються в шарами білясто-жовтого дрібного піску завгрубки 15—20 см.

Грунтові води на глибині 550 см.

Обидва описані шурфи (№ 24 і № 25) розміщені на підвищених ділянках третьої тераси коло приступка, в умовах доброго дренажу. В таких умовах солодководі лесуваті суглинки набувають бурувато-полового кольору й мало чим відрізняються від лесу четвертої тераси. Коли простежити, як змінюється колір лесуватих суглинків від приступка третьої тераси до приступка четвертої, то можна бачити, як поступінно втрачається полого-бурий колір горішніх шарів суглинку, набуваючи спочатку зеленкуватого відтінку (шурф № 165), що переходить далі в бурувато-зеленкуватий колір (свердловина № 23).

Та сама картина повторюється по третьому профілю й на правобережній ділянці третьої тераси, як виявили відслонення й свердловина, закладена на пікеті 60 + 30, поблизу приступка третьої тераси. У деяких випадках підвищені ділянки третьої тераси вкриті дуже тонким шаром лесуватого суглинку, що має завгрубки тільки близько 1 м (свердловина № 39).

Знижені ділянки третьої тераси, що являють собою, як зазначено вище, протоки й западини давньої заплави, вислані грубшим шаром лесуватих суглинків: отож, наприклад, свердловина № 7, розташована на дні вислого стародавнього протоку в 4 км на північ від с. Знаменки (профіль № 1, пікет 13 + 26 м) має таку будову (описала С. П. Семенова-Забродіна).

- 0 — 51 см Гумусовий, сірий суглинястий горизонт.
- 51 — 318 см Сизувато-буруватий оглеєний важкий лесуватий суглинок з іржавими плямами й пухкими конкреціями карбонатів. Дуже багато черепашок молюсків. На глибині 202 см зібрано: *Planorbis planorbis* Linné (9 ека.) і *Gyraulus albus* Müll. (14 ека.).
- 318 — 332 см Прошарок вологого сизувато-зеленкуватого з бурими плямами глинястого піску.
- 332 — 421 см Темносизий, вологий, дуже в'язкий важкий лесуватий суглинок. Трапляються іржаві плями. З 382 см помітна домішка дрібного піску й виразно позначається зерниста структура (зерна 1—2 мм). З 421 см струмом ринула вода.
- 421 — 480 см Сизувато-сіруватий великий пісок — пливун з нарінком (діаметр часток до 2—4 мм).

У свердловині № 5 (профіль № 1, пікет № 27 + 47 м) в 2 $\frac{1}{2}$  км на північ від с. Знаменки, розташованій на березі озера, лесуваті сірувато-зелені суглинки мають 428 см завгрубшки. У пісках, підлеглих суглинкам, тут виявлено прошарок бурого торфу.

У свердловині № 38 (профіль № 3, пікет 74 в 2 $\frac{1}{2}$  км на захід від Ново-московська), розташованій на дні пересохлого протоку, лесуваті суглинки мають 448 см завгрубшки.

В усіх свердловинах лесуваті суглинки лежать на пісках.

У лесуватих суглинках, крім зазначених вище, С. П. Семенова-Забродіна знайшла черепашки таких молюсків:

У розрізі 18 (профіль № 1, пікет 11 + 74 в 4 км на північ від с. Знаменки; дно вислого протоку) на глибині 0,34 см:

*Planorbis planorbis* Linné (5 екз.)

*Segmentina nitida* Müll. (1 екз.)

*Paraspira spirorbis* Linné (1 екз.)

*Gyraulus albus* Müll. (9 екз.)

*Stagnicola palustris* Müll. (1 екз.)

*Valvata pulchella* Studer (1 екз.)

*Valvata piscinalis* Müll. (1 екз.)

У розрізі № 15 (там таки, пікет 13 + 28,2 м) на глибині 15—20 см виявлено черепашки:

*Helix* sp.

*Orcula dolium* Drap.

*Phytia myosotis* Drap.

*Planorbis* sp.

Розглядаючи профіль № 1 і № 3, де нанесено результати свердлів<sup>1)</sup> ми бачимо, що лесуваті солодководі суглинки плащем одягають третю терасу. Укриття лесуватих суглинків на підвищених ділянках тоншає, досягаючи ледве 1,1 м, а на знижених — грубушає до 4,8 м, вирівнюючи і водночас повторюючи стародавній гривистий рельєф підлеглих пісків.

Геологічну будову другої піщаної тераси можна схарактеризувати свердловиною В. А. Вознесенського (5). Ця свердловина, закладена в центрі другої тераси коло пікету 50 першого профіля, виявила до глибини 23,8 м давньоалювіальні піски, нижче яких уложені глауконітові палеогенові піски.

Свердловина, закладена 1929 р., пройшла товщу давньоалювіальних пісків до першого рівня ґрунтових вод і нічого нового до дослідження В. А. Вознесенського не додали, тільки свердловина № 15 (профіль № 1, пікет 28 + 85 м, в 8 км на північ від с. Знаменки) на глибині 156 см виявила прошарок оливкового (оглевого) суглинку, завгрубшки 1,5 м. Свердловина № 11, закладена на профілі № 1, пікет 10 + 85 м, виявила прошарок такого самого суглинку завгрубшки 91 см, на глибині 42 см. Ці суглинясті прошарки являють собою невеликі уривки (останці), що мають обмежене поширення, бо шурфи (ґрунтові), закладені поблизу цих свердловин (№ 15 і № 11), суглинястих прошарків уже не виявили.

Поверхня другої піщаної тераси, як завначало вже багато авторів, перероблена еоловими процесами в горби (кучугури). Вже це еолове перероблення подекуди захопило тільки самі поверхневі шари давньоалювіальних покладів і ґрунтові розрізи звичайно на невеликій глибині виявляють шаруваті річкові піски (іноді навіть з нарінком). Отож, наприклад, у розрізі № 59 (профіль № 1, пікет 41 + 56,5 м) шаруватість спостерігали з 40 см, а в розрізі № 81 (профіль № 1, пікет 65) — шаруваті давньорічкові поклади з нарінком діаметром до 3 мм уложені на глибині 177 см. (Докладний опис цих розрізів наведено в статті про ґрунтове вкриття долини).

<sup>1)</sup> Описів усіх свердловин ми не можемо навести за браком місця.

Як уже зазначено, друга піщана тераса вище від с. Хошеватого, поступивно знижуючись, непомітно переходить у третю терасу. У місці контакту цих терас піски другої тераси налягають на лесуваті суглинки третьої тераси, ховаючи її. Щоб схарактеризувати будову таких ділянок, наведемо опис свердловини № 8 (профіль № 1, пікет 0+13,65 м в 5,5 км на північ від с. Знаменки). Описала С. П. Семенова-Забродіна.

0 — 128 см Гумусовий і переходовий горизонти чорноземлі. Супіскові.  
128 — 339 см Сизувато-буруватий, донизу оливковий, оглеєний лесуватий суглинок з іржавими плямами й вапняними конкреціями до 4 см діаметром. Бурхливо скипає. На глибині 190—200 см зібрано черепашки таких молюсків:

*Succinea* sp.,  
*Stagnicola palustris* Müll. (1 екз.)  
*Planorbis planorbis* Linné (16 екз.)  
*Valvata pulchella* Stud. (1 полам. екз.)  
*Radix pereger* Müll (1 екз.)  
*Bythinia leachi* Scherr. (7 екз.)

337 — 387 см Сизувато-буруватий мокрий глинястий пісок, з 363 см дуже спливає.

Тут ми бачимо, що лесуваті суглинки третьої тераси вкриті шаром пісковини 128 см завгрубшки.

Свердловина № 9 (профіль № 1, пікет № 4 в 5<sup>1</sup>/<sub>2</sub> км на північ від с. Знаменки). Описала С. П. Семенова-Забродіна.

0 — 46 см Гумусовий і переходовий горизонти лукового ґрунту (бурувато-сірий глинястий пісок).

89 — 132 см Гумусовий і переходовий горизонти похованого лукового ґрунту, бурувато-сірий глинястий пісок.

132 — 187 см Сизувато-зеленкуватий мокрий оглеєний пісок (перший рівень ґрунтових вод).

187 — 368 см Синювато-сизуватий мокрий в'язкий суглинок з домішкою дрібного піску. Не скипає.

368 — 411 см Оливково-блакитнявий й глинястий пісок-плавун. Подекуди скипає. (Другий рівень ґрунтових вод).

Тут оливкові суглинки вкриті 187 см шаром піску, де спостерігають похований добре сформований луковий ґрунт. На піску, що під ним уложений похований ґрунт, сформувався вже добре розвинений сучасний луковий ґрунт. На другій терасі цілий ряд ґрунтових шурфів виявив поховані ґрунти, над якими встигли утворитися сучасні, цілком сформовані ґрунти. Наведемо опис найінтересніших розрізів. Розріз № 40 (профіль № 1, пікет 13+47,5 м на північ від с. Знаменки). Описала С. П. Семенова-Забродіна. Берег болста „Орлове“.

$A_0$  0 — 4 см Підложжя з опалого листя.

$A_1$  4 — 55 см Темносірий, піщаний гумусовий горизонт, з 32 см багато іржавих плям.

$A-D$  55 — 82 см Переходовий горизонт, сірувато-сірий, оглеєний пісок.

$D$  82 — 109 см Сірувато-білий пісок (вилугуваний глей). У горішній частині горизонту кротовище.

$A_{\text{похов.}}$  Поховане купинясте торфовище. Збереглися темносірі з бурим відтінком ущільнені купини з ділянками нерозкладеного торфу. Купини різко відокремлені одна від одної сіруватим піском, що в ньому проходять бурі псевдофібри.

Сизувато-жовтуватий оглеєний пісок, донизу мокрий. Ґрунтові води на глибині 166 см. Розріз скипає з 8 см до 27 см.

Ми бачимо, що частину болота „Орлове“ занесено піском, який має 109 см завгрубшки. На цьому піску утворився сучасний цілком сформований луковий ґрунт з доволі грубим гумусовим горизонтом і росте дубовий паростковий ліс 48—50 м (діаметр 20—24 см, вашина 12 м, повнота 0,6, IV бонітег, склад 10 D).

Розріз № 138 (профіль № 2, пікет 59 + 65,7 м в 8,5 км на північний схід від с. Знаменки). Описав С. С. Соболев. Вершок дюни. Галявина.

A<sub>1</sub> 0 — 18 см Темносірий пісок, переплетений корінням (гумусовий горизонт).

A—D 18 — 39 см Переходовий горизонт, сірувато-жовтий пісок.

D<sub>1</sub> 39 — 80 см Материкова порода, жовтий пісок.

A<sub>похов.</sub> 80 — 95 см Гумусовий горизонт похованого дернового ґрунту. Сірувато-жовтий пісок. Язиками увіходить до суміжних горизонтів.

D<sub>2</sub> 95 — 125 см Жовтогарячо-жовтий пісок (реліктовий, вохристо-глеевий горизонт).

D<sub>3</sub> 125 — 180 см Жовтий пісок з псевдофібрами, що позначаються.

У цьому випадку на похованому дерновому ґрунті розвинувся знову дерновий ґрунт.

Поховані ґрунти утворюють певний стратиграфічний горизонт у пісках другої тераси; наочно це подано на доданому профілі № 1.

Нижче від с. Хошеватого друга тераса р. Самари на межі з третьою терасою вкрита шаром лесуватого суглинку (див. профіль № 3). Уявлення про будову таких окрайків другої тераси можуть дати такі свердловини.

Свердловина № 36 (профіль № 3, пікет 47), розташована в південно-західній частині міста Новомосковська. Описав С. С. Соболев.

0 — 79 см Гумусовий і переходовий горизонти горіхуватого солонця. Важкий суглинок темносірого кольору (донизу з зеленкуватим відтінком), в 72 см багато карбонатних конкрецій. Трапляються іржаві плями.

79 — 93 см Сірувато-зеленкуватий важкий суглинок.

93 — 123 см Червоново-буруватий з зеленкуватим відтінком лесуватий суглинок з білими вапняними конкреціями.

123 — 188 см Оливковий важкий лесуватий суглинок з багатьма іржавими плямами й пухкими скупченнями карбонатів. Від 155 до 167 см прошарок пісковини. Нижче від 167 см трапляються тверді конкреції мергелю.

188 — 262 см Зеленкуватий глинястий пісок з численними іржавими плямами. З 225 см з'явилася вода й пісок спливає.

Іноді лесуваті суглинки бувають укриті негрубим шаром піску.

Заплавина річки Самари з геологічного погляду поділяється на дві частини. Колорічишна (4) частина заплави складається з сучасного шаруватого алювію, що відкладається тут щороку. Свердловина, закладена на колорічишному валі в 4 км на південний схід від с. Андріївки, виявила похований, добре сформований ґрунт.

В іншій частині заплави, поза колорічишним валом, підо впливом лісу („ліс неначе фільтрує води повенів“—(32), сучасного відкладення алювію не спостерігають<sup>1)</sup>): Свердловини (див. фіг. 2) виявили, що ця частина заплави складена пісками, що зверху їх уложені важкі оглеєні зеленкуваті суглинки, які іноді містять у собі прошарки піску або пісковини. Цією стороною будова заплави скидається на будову третьої тераси, як це 1927 р. відзначив Д. Г. Віленський (2, с. 35).

<sup>1)</sup> Див. також Д. Г. Віленський (2, с. 47).

Як зазначено вище, між селами Вільним і Животилівкою заплавина розвинена слабо, а подекуди її зовсім немає. Тільки подекуди ми подибуємо розширені ділянки (як, наприклад, коло Новомосковська).

Звичайно під час поводи Самара затоплює тут знижені ділянки другої піщаної тераси, розмиваючи їх, розтинаючи рядом протоків і відкладаючи в протоках сучасний глинястий алювій (шурф № 173).

У розширеній заплавині, нижче від с. Животилівки глибоких шурфів і свердловин під час дослідження 1929 р. не закладали, але за спостереженням Д. Г. Віленського (2), що дослідив, головним чином, цю частину долини (с. 32), і тут заплавина вкрита зверху глинястим намулом 1—2 м завгрубшки, над яким уложені піски.

Правий материковий берег р. Самари 1929 р. докладно не досліджувано. Вивчали тут, найбільше, ґрунти й тільки частки четвертинні поклади. Наведено два найінтересніші відслонення. Перше з них, що на нього звернув мою увагу під час об'їзду геоботанік І. Г. Зоз, міститься в яру коло с. Андріївки (в кінці профіля № 1). Тут під чорноземлею уложений шоколадний лес з журавчиками, а нижче — шаруваті поклади, що складаються з прошарків суглинку й піску, які чергуються. У цих шаруватих покладах зібрано черепашки таких молюсків:

*Vallonia pulchella* Müll. ( 8 екз.)  
*Succinea oblonga* Drap. (25 екз.),

що являють собою, за висновком проф. Н. І. Криштафовича, представників типової надземної фауни.

Інтересне так само відслонення на правому березі р. Самари (воно являє собою тут одночасно й шосту терасу Дніпра)<sup>1)</sup> в кар'єрі цегельні, в 5 км на захід від Новомосковська. Під змитою чорноземлею тут уложений половий лес, що донизу переходить у шоколадний. У нижній частині шоколадний лес містить тонкі прошарки піску й поступінно переходить у шаруваті поклади, де прошарки суглинку чергуються з піщаними прошарками. Під усім цим уложені жовті шаруваті піски.

### III. Історія долини р. Самари і вік терас

А. В. Гуров 1893 р. зазначав, що солодководі поклади, які він виявив на правому березі р. Самари коло с. Кочережки, являють собою осади озер, що „нередко образовали длинные цепи, тянувшиеся по направлению современных, более крупных рек, как Самара, занимали более широкую полосу, чем современные долины, что подтверждается распространением этих осадков вглубь водоразделов, где они и выклиниваются“ (12, с. 369).

В. Домгер спостерігав улітку 1884 р. на правому березі річки Самари поблизу б. Паничиної в нижній частині берегового відслонення „железистый красный песчаник, отчасти конгломератовидный, образующий здесь пластовые массы с незначительным падением на NO к З под углом 10°“ (13, с. 133).

Н. Соколов 1897 р., ґрунтуючись на цьому спостереженні В. Домгера, пояснює раптове повертання в середній течії р. Орелі й р. Самари на північний захід і паралельність течії обох річок (на цьому протязі) „дислокацией NW—SO палеогеновых пород и именно глауконитовых песчаников и плотных кремнистых глин, в которых давно уже углубили свои русла р. Орель и р. Самара“ (38, с. 126). Як уже зазначено вище, на степах вододілу річок Орелі й Самари Н. Соколов виявив під жовто-бурими суглинками лесуваної будови й червоно-бурими піскуватими глинами солодководі піскуваті

<sup>1)</sup> Див. геоморфологічну карту.

мергелі, які відповідають, на авторову думку, солодководим мергелям Полтавщини, де вони уложіні нижче від наметневих суглинків (38, с. 129).

1929 р. Д. В. Соколов зазначає, що висновок Н. Соколова про те, що повертання р. Самари „объясняется дислокацией NW—SO палеогеновых слоев“, неправдивий.

„Я видел,— каже Д. В. Соколов далі,—указанное Домгером место и убежден в том, что нарушение связано здесь с весьма распространенными оползневymi явлениями и не имеет тектонического происхождения; равным образом, я не думаю, чтобы в Пристене (коло с. Вільного—О. С.) существовала какая-либо дислокация, ибо Харьковские слои лежат здесь, примерно, на том же уровне, что и выше по Самаре, а поворот последней есть явление недавнее, раньше же, в эпоху образования верхней речной террасы, существовало, как уже было сказано выше, прямое продолжение последней из современной долины Самары через восточный отрезок р. Вольнянки на юго-запад“ (34, с. 154).

Д. В. Соколов погоджується з зазначеними вище авторами, що заплавина й назаплавинна тераса р. Самари мають давньоорічкове походження; третій же терасі як Самари, так і Дніпра автор приписує давньоозерне походження.

Третя Дніпрова тераса, зазначає автор, „переходит в долину р. Самары и тянется по ней выше Павлограда, после чего расширение долины резко прекращается, и она приобретает вполне нормальные для этой реки размеры. С другой стороны, продолжения этой широкой террасы на юг, в области порогов нет и, таким образом, получается, что она, в сущности, не связана ни с Днепром, ни с Самарой, а есть некое особое образование“.

„Таким образом,— каже автор далі,—я полагаю, что в нашем районе существовал довольно прихотливо очерченный бассейн, выходящий далеко за его пределы. Днепра ниже Днепропетровска тогда, вероятно, не было и, может быть, именно его возникновение способствовало исчезновению озерного бассейна“ (34, с. 162).

Д. В. Соколов схиляється вважати, що відтинок Дніпра між Дніпропетровськом і Запоріжжям молодший, ніж розташовані вище частини р. Дніпра в ділянці його середньої течії. Ця ділянка, як гадає автор, утворилася тому, що річка росла вгору, коли знижувалася база ерозії.

Спинімося трохи докладніше на праці Д. В. Соколова (34). Вказівка Д. В. Соколова, що р. Самара раніше протікала через східний відтинок р. Вольнянки, пояснює тільки місцевий поворот Самари коло Пристену, але не дає пояснення прикрому повертові річок Самари й Орелі в середній їх течії на північний захід і паралельності течії обох річок на цій ділянці.

Крім того, не можна погодитися з автором, що вище від Павлограду „расширение долины резко прекращается“; розширена долина тягнеться й вище, але вже не по Самарі, а по р. Вовчій. Отож, коло с. Олександрівки кол. Олександрівського повіту долина р. Вовчої досягав 11,5 км завширшки.

Так само не можна погодитися, що всі поклади третьої тераси р. Самари мають давньоозерне походження. Давньоозерне (правдивіш озерно-річкове) походження мають тільки суглинки, які вкривають третю терасу (зібрана нами фауна це теж стверджує). А під суглинками лежать грубі піски, безперечно давньоорічкового походження, крім того і в нижніх горизонтах суглинків (як третьої, так і четвертої тераси) трапляються прошарки піску (див. профілі № 1 і № 2), які свідчать про те, що течія річки, яка відкладала ці горизонти суглинків, вряди-годи збільшувалась, поступінно завмирала.

Коли слідом за Д. В. Соколовим прийняти, що відтинок долини Дніпра між Дніпропетровськом і Запоріжжям молодший, ніж розташована вище частина долини, то мимоволі постає питання, куди ш стікали води Дніпра й Самари, що розмили палеогенові шари й відклали нижні річкові піски третьої тераси.

Нам здається, що можна пояснювати ще й так. Води давнього Дніпра йшли на південний схід проти води по течії рр. Орелі й Самари, до того місця, де ці річки тепер різко повертають на північний захід, а далі по Вовчий, Молочній (про що свідчать їх надміру широкі долини) — вливалися до Озівського моря. Отже, можна припустити, що праві материкові береги Орелі й Самари в середній їх течії, де вони течуть паралельно одна одній, на північний захід, являли собою лівий материковий берег р. Дніпра, а вся територія, розташована на південь — це стародавні тераси р. Дніпра. Згодом, коли утворилася ділянка долини між Запоріжжям і Дніпропетровськом (тому, що річка росла вгору, коли база ерозії знижувалася), води стародавнього Дніпра перейнято й вони потекли в сучасному напрямі, а рр. Вовча, Самара й Орель, які вливалися давніш безпосередньо до Дніпра, завернули охабами р. Дніпра на північний захід, приймаючи цілий ряд допливів (що давніш, мабуть, теж вливалися безпосередньо до Дніпра). Води цих річок поступово змінили обриси правого материкового берега р. Дніпра, тому берег і набув своїх сучасних обрисів.

Сказане нами є покищо тільки припущення, яке треба далі проробити й обгрунтувати.

Перейдімо тепер до віку четвертинних покладів і річкових терас.

1919 р. В. Д. Ласкарев (20), ґрунтуючись на працях Н. Соколова, зачисляв горішній половий лес і надмові піски Новомосковського повіту до льодовикової доби. Шоколадний (червоно-бурі піскуваті глини Н. Соколова) і солодководий (солодководі мергелі Н. Соколова) леси Ласкарев поділяв на два поверхи, залічуючи середній поверх до другої міжльодовикової доби, а нижній — до першої міжльодовикової доби. При чому, солодководі леси, уложені під поверхами — горішнім — полового лесу й середнім — шоколадного лесу, Ласкарев залічує до нижнього поверху. Солодководий же лес, під яким уложені нижній шоколадний лес і рябі глини, Ласкарев залічує до середнього поверху (20, с. 15 і 31).

1927 р. В. І. Крокос, як уже зазначено вище, на лівобережному плато р. Самари коло ст. Сінельніково в ямі, завглибшки 10,8 м, виявив буруватополовий лес першого поверху, похований ґрунт, половий лес другого поверху й шоколадний лес другого поверху (17, с. 180).

Надув першого поверху лесу В. І. Крокос залічує до четвертої льодовикової (вюрмської) доби, формування першого копального ґрунту до третьої міжльодовикової й навіювання другого поверху лесу до третьої (ріської) льодовикової доби (17, с. 290).

1928 р. Б. А. Лічков зазначив, що третя (тіренська) тераса р. Дніпра продовжується і в долини його допливів, зокрема в долину р. Самари (23, с. 53).

Не спиняючись на стратиграфії четвертинних покладів вододільних просторів (бо для цього ми не маємо досить матеріалів), розгляньмо коротко будову терас р. Самари й спробуймо визначити їх вік.

Під віком будьякої тераси ми, йдучи за В. І. Крокосом (17, с. 255), розуміємо „момент утворення терасового приступка“.

Четверта тераса р. Самари, як зазначено вище (див. шурфи № 1 і № 2), вкрита тільки одним поверхом буруватополового лесу, що донизу переходить у шоколадний. Під шоколадним лесом уложені солодководі поклади, що складаються з шарів лесуватого суглинку й піску, які чергуються.

Залічуючи час, коли утворився горішній поверх лесу (як полового, так і шоколадного), до доби вюрмського зледеніння, ми гадаємо, що на момент відкладення лесу терасовий приступок уже сформувався. Мабуть, терасовий приступок сформувався на початку вюрмського зледеніння, через збільшення ерозійної діяльності річки. Солодководі поклади, уложені під лесом, мабуть, належать до рісо-вюрмської міжльодовикової доби.



Отже, ми бачимо, що описана Б. Л. Лічковим третя тіренська тераса Дніпра не продовжується в долину річки Самари, як це стверджують і висотні дані. Для третьої тераси р. Дніпра Б. Л. Лічков дає середню висоту 36 м (що відповідає тіренській терасі схеми Депенере), а четверта тераса р. Самари, як зазначено вище, підвищується над рівнем річки на 19—20 м, тобто за схемою Депенере належить до терас монастирського поверху (Б. Л. Лічков, 24, с. 41).

Третя тераса р. Самари вже не має лесового вкриття. Уся поверхня третьої тераси вкрита плащем оглеених зеленкуватих солодководих суглинків, які на підвищених, добре дренажованих ділянках, втрачають зеленкуватий відтінок і тоді мало чим відрізняються від бурувато-полового лесу четвертої тераси. У нижніх горизонтах суглинків трапляються прошарки піску. Нижче уложені річкові піски. Мабуть, усі описані солодководі поклади третьої тераси відкладені між вюрмським зледенінням і бюльською стадією уступання льодовика. Річка, поступінно завмираючи, відкладала спочатку піски, далі суглинки з прошарками піску й, нарешті, в слабо проточних басейнах відклалися поволочні суглинки. А приступок тераси нижче с. Хошеватого виробився за стадії бюль, коли діяльність річки збільшилася. За висотою над рівнем р. Самари (8—9 і до 10 м) третю терасу можна залічити до поверху Ніцци за Депенере (Б. Л. Лічков, 24, с. 42).

Коли розглядати третю терасу р. Самари, може постати питання, чи слід взагалі відокремлювати її в самостійну терасу, бо третя тераса має добре виявлений приступок тільки нижче с. Хошеватого, а вище с. Хошеватого, як уже зазначено (див. профіль № 1), приступка немає; друга тераса (яка тут навіть вища, ніж четверта тераса), поступінно знижуючись, переходить у третю терасу. Отже, бачимо, що піщана друга тераса нижче с. Хошеватого вкладається в третю терасу, а вище с. Хошеватого частково вкриває третю терасу.

Багато досліджень (Мірчійк Г. Ф., 26, сс. 156 і 172; Лічков Б. Л., 24, с. 1; Соболев Д. Н. та ін.) зазначають, що друга піщана тераса на межі з лесовою терасою буває вкрита делювіальним лесом. У долині р. Самари друга піщана тераса нижче с. Хошеватого справді має такі лесові делювіальні крайки (див. профіль № 3), але сполучити третю терасу з другою (уважаючи нашу третю терасу делювіальним лесовим крайком другої тераси) ми не вважаємо можливим.

Третя тераса має подекуди понад 5 км завширшки і вкрита не делювіальними, а солодководими суглинками. Крім того, приступок цієї тераси нижче с. Хошеватого так добре виявлений, що дослідники, які працювали перед нами, гадали, що це приступок вищої тіренської тераси (Віленський, 2; Лічков, 23) р. Дніпра.

Налягання пісків на третю терасу р. Самари коло Знаменки й більша висота другої тераси не являють собою поодинокий випадок. 1929 р. нам доводилося спостерігати, як між селами Кам'янкою й Мануїлівкою (кол. Новомосковського повіту) піски другої тераси насували на третю тіренську терасу р. Дніпра й третя тераса р. Дніпра тут не відокремлена приступком від другої, але навіть трохи нижча, ніж друга тераса.

Друга піщана тераса р. Дінця коло Чугуєва за даними М. М. Дрюченка (14) підвищується над рівнем р. Дінця на 55,4 м.

Піщана тераса Долішнього Дону за А. Гаєлем (8, профілі на с. 138) має найвищу позначку 25—35 м, нерідко підвищуючись над лесовими терасами.

Піщані тераси Середнього Дону за А. Д. Гожевим (10, с. 164) підвищуються над рівнем річки від 15 до 45 м. Крім того, конче треба зауважити, що зіставлення терас і стадій уступання вюрмського льодовика не є новина. Отож, 1928 р. Б. Л. Лічков (24, сс. 42—43) зіставляє тераси Дністра й Волині (залічуючи їх до поверху Ніцци) з стадією бюль.

1928 р. Г. Ф. Мірчінк (27) зазначає, що часові утворення кінцевих морен, які відповідають трьома стадіям уступання вюрмського льодовика, „отвечает накопление аллювиальных отложений нижней надпойменной террасы, тогда как сам уступ от более высокой террасы образовался раньше во времени или немного раньше максимального продвижения вюрмского ледника“ (27, с. 688).

1930 р. Г. Ф. Мірчінк виділяє для Кубані сім терас (крім заплавіни), що з них чотири горішні зіставляє з добами вледеніння (гюнц, міндель, ріс, вюрм), а три нижні з трьома стадіями уступання вюрмського льодовика (28, див. таблицю).

1931 р. на цій питанні спиняється й В. Різниченко (43).

Друга тераса Самари, як виявили свердловини В. А. Вознесенського (5) і наші, зложена пісками. Тільки де-не-де вище с. Хошеватого, на межі з третьою терасою збереглися під пісками нерозмиті суглинясті ділянки — останці третьої тераси, які свідчать про те, що бюльський розмив тут зняв тільки суглинясте вкриття третьої тераси, майже не зачепивши розташованих нижче пісків.

Поверхневі піски другої тераси, мабуть, відкладені тоді, коли ослабилась діяльність річки між стадіями бюль і гшніц. Згодом ці піски перевіяно частково вітрами, але на цьому ми спинимося далі.

Приступок другої тераси утворився через збільшення діяльності річки під час наступних (другої й третьої) стадій уступання (гшніц і даун)<sup>1)</sup> вюрмського льодовика. Під цей час, мабуть, сформувалися й копальні (почасти ж ці ґрунти й тепер містяться на денній поверхні) ґрунти другої тераси.

Під час дальшого сухого й теплого суббореального періоду (за Бліт-Сернандером) річка, завмираючи, відклала в сучасній заплавіні спочатку нижні заплавінні піски, а далі й суглинки, на яких і сформувалися солонцюваті лукові ґрунти, поховані тепер на безлісових ділянках сучасним (пізнішим) піщаним шаруватим алювієм.

Мабуть, під цей таки час через загин лісової рослинності (у похованих ґрунтах другої тераси лісники знаходили соснові пві) і зниження рівня ґрунтових вод розвіялися піски другої тераси.

Уперше, скільки мені відомо, зв'язав поховані гумусові горизонти заплавіни з суббореальним (ксеротермічним) періодом В. Сукачев. 1921 р. на 1-му з'їзді ботаніків він зазначив, що „возникновение первоначально боров здесь связано, повидимому, с недавним существованием периода с более сухим климатом, когда и навеяны ветром дюны, ныне заняты и укрепленные лесом. К этому времени, вероятно, и относится образование погребенного гумусового горизонта в пойменных отложениях р. Вятки, всюду отмеченного на протяжении от гор. Советска“ (39, с. 55).

1927 р. Л. І. Прасолов, описуючи генезу ґрунту заплавіни Волхова, каже: „что касается более древних погребенных почв (заплавіни—С. С.), то наличие в них ясных гумусовых горизонтов, даже на низких уровнях поймы, вместе с некоторыми другими обстоятельствами из истории страны в последледниковое время, действительно позволяет видеть в них признаки влияния более теплого и сухого климата (ксеротермического периода), устанавливаемого по пограничному горизонту торфяников и соответствующему концу литориновой эпохи и бронзовому веку Э. Европы“ (31, с. 32).

1929 р. А. Б. Гожев, на підставі знайденої ним у заплавіні Середнього Дону стації людяни бронзового віку епохи хвалінської культури, так само залічив поховані ґрунти заплавіни (або, як зве автор, „пограничний гори-

<sup>1)</sup> Для того, щоб розчленувати ці стадії уступання вюрмського льодовика, ми не маємо покищо матеріалів. Звичайне ж розчленування на вюрм I і вюрм II — занадто грубе.

зонт пойми“) до суббореального періоду Бліта-Сернандера (10, сс. 36—47).

Час, коли утворилися піщані надми другої тераси, звичайно застосовують до сухого періоду польодовикової доби. Точніше вік дюн (для околиць Сестрорецька) визначив С. А. Яковлев, зазначивши 1925 р., що ці дюни утворилися за суббореального періоду (42, сс. 184—185). До цього самого періоду залічив 1929 р. А. Д. Гожев утворення горбкуватих пісків Середнього Дону (10, с. 39).

За нашого, холоднішого й вологішого (субатлантицького) періоду, дюни другої тераси знову вкрилися лісом і на них сформувалися сучасні ґрунти. За нашого ж часу спостерігають збільшення діяльності річки, що виявилось в утворенні приступка заплавної над руслом річки, і в відкладенні піщаного шаруватого алювію на глинястих давніх ґрунтах заплавної.

#### IV. Гідрогеологія долини

Гідрогеологічні умови долини р. Самари висвітлено в працях А. В. Гурова (12), Н. Соколова (38), В. А. Вознесенського (5), А. К. Каргіна (15), І. Г. Александрова (1), почасти Т. Марецької (25) і Д. Г. Віленського (3) <sup>1)</sup>.

ґрунтові води долини р. Самари 1929 р. ми вивчили за двома профілями (див. фіг. 2) в межах описаних вище терас. ґрунтові води правого материкового берега досить докладно вивчили зазначені вище автори (12, 38, 5) і тому 1929 р. їх наново не досліджували.

Праці 1929 р. встановили, що всі ґрунтові води долини, а так само й води р. Самари та її допливів засолені. Найбільше засолені ґрунтові води третьої тераси, де ми знаходимо ряд солоних озер і великі площі хлоридо-сульфатних солонців.

Окремо з гідрогеологічного погляду стоїть ділянка другої піщаної тераси вище с. Хощеватого (див. фіг. 1 і фіг. 2). Тут друга тераса (як ми вже зазначали) являє собою високу (до 24,3 м над рівнем річки і до 16 м над третьою терасою) піщану гриву (пасмо), що має свої солодкі ґрунтові води, мало зв'язані з загальним рівнем засолених ґрунтових вод долини. Ці солодкі ґрунтові води, „банею“ залягаючи на важчих засолених ґрунтових водах долини <sup>2)</sup>, стікають у бік річки й солоних озер третьої тераси. Переходячи свій шлях, ґрунтові води другої тераси вилуговують ґрунти найвищих ділянок і при цьому самі потроху збагачуються на розчинні солі. Цю поступинну зміну хемічного складу ґрунтових вод добре видно, коли зіставляти аналізи <sup>3)</sup>, і вона різко позначається на ґрунтовому вкритті й на деревній рослинності другої тераси. У найвищій частині тераси — в ділянці вилуговування, розвинені північні дернові ґрунти з негрубим гумусовим горизонтом і росте тільки сосна. У болітцях по низькодолах тут трапляється навіть сфагнум. По окрайках тераси й по макрозниженнях, де протікають уже збагачені солями ґрунтові води, домішується дуб і розвинені лукові ґрунти й чорноземлі з грубими гумусовими горизонтами. По низькодолах тут іноді трапляються й карбонатні солонці.

Нижче с. Хощеватого друга тераса не підвищується над третьою терасою (див. попереду) і обидві тераси мають тут спільний горизонт солонуватих ґрунтових вод. Це різко позначається на ґрунтовому й рослинному

<sup>1)</sup> Автор зазначає у своїй праці найголовніше джерело солей, які засолили ґрунтові води Надніпрянщини, — р'ябі глини.

<sup>2)</sup> Таке явище описали вже К. Кейльгак (16) і Г. Н. Висоцький (6).

<sup>3)</sup> На жаль, за браком місця, ми тут не можемо навести аналітичних даних.

вкритті. Дернові ґрунти тут виявлено тільки на окремих піщаних горбах з місцевими скупченнями солодких ґрунтових вод (місцеві „бані“ солодких ґрунтових вод). До цих горбів пристосована й сосна. А в іншій частині тераси з солонуватими ґрунтовими водами ми подибуємо тільки солонцюваті піщані чорноземлі (з грубими гумусовими горизонтами), де росте дубовий ліс.

### V. Практичні висновки

За даними розвідки Дніпробуду, підпір вод р. Самари, коли буде збудовано греблю Запорізької гідроелектростанції, пошириться від гирла р. Самари проти води понад 90 км. У таблиці наведено дані про підпір вод р. Самари, ласкаво передані нам Відділом досліджень на Долішньому Дніпрі.

Таблиця 1

Від- даль в км від гирла	Залюднені пункти	Позначки вод Самари		Висота під- пору в м
		при $Q = 2 \text{ м}^3/\text{с}$ в м	Підпір вод при $Q = 2 \text{ м}^3/\text{с}$ в м	
>90	с. Андріївка . . . . .	51,87	51,98	0,11
90	„ Михайлівка . . . . .	51,67	—	—
80	„ Вільне . . . . .	51,04	51,33	0,29
70	„ . . . . .	50,82	51,28	0,46
60	„ . . . . .	50,61	51,24	0,63
—	с. Решетилів Кут . . . . .	50,60	51,23	0,63
—	м. Новомосковськ . . . . .	50,27	51,21	0,94
30	Новоселівка . . . . .	48,80	51,20	2,40
20	„ . . . . .	47,90	51,20	3,30
10	Одинківка . . . . .	47,07	51,20	4,13
0	Огрень . . . . .	46,49	51,20	4,71

З таблиці видно, що підпір вод р. Самари практично позначиться тільки до с. Вільного. Найбільше постраждає від підпору місцевість, розташована нижче сс. Новоселівки й Животилівки. Ця місцевість поспіль буде затоплена підпертою водою р. Самари. Лінію затоплення ми нанесли на додану гіпсометричну карту за матеріалами Дніпробуду (30).

До району затоплення (30) потрапила південна частина Новомосковської лісової дачі. Тут будуть затоплені: квартал 78 — частково, а квартали 80 по 102<sup>1)</sup> цілком.

Ці квартали Новомосковської дачі, заняті заплавиною дубняком, коли вирішення Дніпробуду про Самарську проблему не зміниться, конче треба перед затопленням вирубати й ужити заходів до заліснення відповідними породами — вербами тощо. Решта Новомосковської дачі<sup>2)</sup>, розташована вище

<sup>1)</sup> Нумерація кварталів перед лісовпорядкуванням 1929 р.

<sup>2)</sup> Загальна площа Новомосковської дачі за даними Укрліспрєму на 1929 рік — 3 702,23 га.

по течії р. Самари, постраждає більше чи менше від підпору ґрунтових вод заплавини й зниженої частини другої тераси.

Найбільше, мабуть, постраждають від заболочування й засолення заплавинні дубняки нижче Новомосковська, де ґрунтові води стоятимуть близько від поверхні. Менше постраждають дубняки вище Новомосковська, які ростуть на пісках зниженої частини другої тераси. Тут ґрунтові води стоятимуть глибше. Через меншу капілярність піску поверхневі горизонти ґрунту не засолюватимуться так сильно і, крім того, через кращу водопрохідність, піщані ґрунти промиватимуться щороку весняною водою р. Самари. Найбільше постраждають у цій частині дачі дубняки, розташовані в знижених місцях вздовж охаб і протоків. Вирубуючи чергові лісосіки в Новомосковській дачі, конче треба по змозі не відслонювати ґрунту, бо в цьому разі ґрунтові ноди, випаровуючи з поверхні, засолюють горішні горизонти ґрунтів, утворюючи солонці. Таке утворення солонців ми спостерігали в заплавині в Кочережській лісовій дачі і в Козачому Гаю (докладно це описано в статті про ґрунти долини).

Головна площа лісів, що становить близько 19 000 га і розташована переважно на другій терасі р. Самари вище с. Хощеватого, від підпору води не постраждає, бо: 1) підпір вод р. Самари тут невеликий і 2) через своєрідний рельєф другої тераси й гідрогеологічні умови, які звідци впливають, ґрунтові води її слабо позначилися б на коливаннях рівня р. Самари.

#### ЛІТЕРАТУРА

(Зрочкою позначено праці загального характеру або ті, які тільки посередньо стосуються до дослідженого району)

1. Александров И. Г., Днепрострой. Проект, том I. Исследования. Москва, 1929.
2. Виленский Д. Г., Почвы долины р. Самары в районе работ Днепростроя. Журнал "Почвоведение", № 4, 1927.
3. \* Vilensky D., Alkali Soils of Ukraina. Contributions to the Study of the Soils of Ukraina. № 6, 1927.
4. \* Вильямс В. Р., Почвоведение, ч. II. Госиздат, Москва - Ленинград, 1926.
5. Вознесенский В. А., инж., Гидрогеологические исследования в Новомосковском уезде Екатеринославской губ. "Труды Геологического комитета". Т. XX, в. 2, 1902.
6. \* Высоцкий Г. Н., Лесо-водные очерки. I — II ч. Окрема відбитка в "Записок Белорусского гос. института сельского хозяйства". Вып. 3, Минск, 1924.
7. \* Высоцкий Г. Н., Глей. Журнал "Почвоведение", 1905, № 4.
8. \* Гаель А. Г., Пески Нижнего Дона. "Труды по лесному опытному делу". Центральная опытная станция. В. IV. Москва - Ленинград, 1930.
9. Гельмерсен, акад., Донецкий каменноугольный криз и его будущность в промышленном отношении. "Горный журнал", 1865, 376—377.
10. Гожев А. Д., Типы песков области Среднего Дона и их хозяйственное использование. "Труды по лесному опытному делу". Центр. лесная опытная станция, вып. III, М.-Л., 1929.
11. Гуров А. В., К геологии Екатеринославской и Харьковской губерний. "Труды Опытателей природы при Харьковском университете", т. XVI, сс. 1—1448, 8 табл., X., 1883.
12. Гуров, А. В., Гидрогеологические исследования Павлоградского и Бахмутского уездов Екатеринославской губ., Харьков, 1893. X + 529 сс. і 13 табл.
13. Домгер В. А., Геологические исследования в южной России в 1881—1884 гг. "Труды Геолог. ком.", т. XX, № 1, 1902.
14. \* Дрюченко М. М., Материалы до вивчення бордового комплексу Близьньо-Малинівської лісової дачі Чугуїво-Бабчанського навчально-дослідного лісництва. "Вісті Харківського сільськогосподарського інституту", 1928 (окрема відбитка).
15. Каргин А. К., Гидрогеологический очерк Новомосковского уезда. Материалы к оценке земель Екатеринославской губ. Естественно-историческая часть. Вып. III. Новомосковский уезд. Екатеринослав, 1908. Изд. Екатеринославского губернского земства.
16. \* Кейльгак К., проф., Подземные воды и источники. Авториз. перевод под редакцией П. В. Отоцкого. СПб, 1914. Вид. журналу "Почвоведение".
17. Крокос В. І., проф., Материалы до характеристики четвертинних покладів східної та південної України. Материалы дослідження ґрунтів України. Вып. 5, Харків, 1927.
18. Курилов В. В., проф., Почва (Почвенное описание территории Новомосковского уезда). Материалы к оценке земель Екатеринославской губ. Естественно-историческая часть. Вып. III. Новомосковский уезд. Изд. Губернского земства. Екатеринослав, 1908.

19. Курилов В. В., проф., Почвенные исследования Екатеринославской губернии, настоящее их положение и их задачи по отношению к местному краю. Материалы к оценке земель Екатеринославской губернии. Естественно-историческая часть. Вып. III. Новомосковский уезд. Изд. Екатеринославского губернского земства. Екатеринослав, 1908.
20. Ласкарев В. Д., Обзор четвертичных отложений Новороссии. „Записки Об-ва сельского хозяйства южной России“. Том 88—89, кн. I. Одесса, 1919.
21. Леваковский И., Исследование осадков меловой и следующих за нею формаций на пространстве между Днепром и Волгою. Харьков, 1872.
22. Леваковский И., Наружные и подземные воды в Екатеринославской и Таврической губерниях в зависимости от местных условий. Харьков, 1883.
23. Личков Б. Л., К вопросу о террасах Днепра (статья вторая). „Вісник українського відділу Геологічного комітету“. 1928, в II, Київ.
24. Личков Б. Л., О террасах Днепра и Припяти. „Материалы по общей и прикладной геологии“. Вып. 95. Изд. Геол. ком., Ленинград, 1928.
25. Марецкая Т., Река Самара Днепровская (предисловие). Материалы к проекту проф. И. Г. Александрова, вып. IV. Изд. Днепростроя. Москва, 1927.
26. \* Мирчинк Г. Ф., Послетретичные отложения Черниговской губ. и их отношение к аналогичным образованиям остальных частей Европейской России. Глава 3 и 9. „Мемуары Геол. отд. Общества любителей естествознания, антропологии и этнографии“. Вып. 4. Москва, 1925.
27. \* Мирчинк Г. Ф., О количестве оледенений русской равнины. Журнал „Природа“. 1928, № 7—8, сс. 683—692.
28. \* Mirchink G., Structure and composition of quaternary deposits in the European part of the USSR. Guide-Book for the excursion of the second International Congress of Soils. Vol. 1. M., 1930.
29. Носовы (Носов 1-ий и Носов 2-ий). Результаты геогностического осмотра местностей в западной части Донецкого каменноугольного бассейна. „Горный журнал“, 1865.
30. План порожистой части р. Днепра — составленный по данным детальных съемок 1917—18—19—20 и 23 гг. Масштаб 1:50 000. Изд. Гос. Днепр строительства.
31. \* Прасолов Л., проф., К вопросу об „осолодении“ почв. Журнал „Почвоведение“. 1927, № 1, сс. 25—36.
32. \* Прасолов Л. И. и Соколов Н. Н., Почвы пойм в районе р. Волхова и оз. Ильменя. „Материалы по исследованию реки Волхова и его бассейна“. Вып. XVI. Ленинград, 1927.
33. \* Семенов-Тяньшанский В. П., проф., Район и страна. ГИЗ, 1928. М.-Л.
34. Соколов Д. В., Геологическое строение верхней части района Днепровского заложения. Часть I. Материалы к проекту проф. Александрова. Вып. VI. Москва, 1929.
35. Соколов Н., Геологические исследования в Змиевском уезде Харьковской губернии и в Павлоградском Екатеринославской. „Известия Геологического комитета“. Том 9, № 1. 1890.
36. Соколов Н. А., Заметки о послетретичных пресноводных отложениях Южной России. „Известия Геологического комитета“. Т. 9, № 9—10, сс. 245—251. СПб, 1890.
37. Соколов Н. А., Геологические исследования в Новомосковском уезде Екатеринославской губ. и некоторые новые данные о палеогеновых отложениях на р. Сомной (предварительный отчет). „Известия Геологического комитета“, т. 9, № 8, 1890.
38. Соколов Н., Гидрогеологические исследования в Новомосковском уезде Екатеринославской губ. „Известия Геологического комитета“. Т. 16, № 6—7, с. 191—200. СПб, 1897. (Надруковано так само в „Трудах Геолог. комитета“. Т. XX, вып. 2, 1902, сс. 125—136).
39. \* Сукачев В., Тюлина Л. и Федорова О., Взаимоотношение лесных ассоциаций в Вятской губернии. Дневник 1-го Всероссийского съезда русских ботаников в Петрограде в 1921 г. № 5. 6-го октября 1921 г., сс. 54—55.
40. Фаас А. и Соколов Н., Геологическая карта Европейской части СССР, издаваемая Геологическим комитетом. Лист 47. Масштаб 1:420 000. 1928.
41. Шокальский Ю. М., проф., и Головин Н. А., проф. (редакторы). Гипсометрическая карта района порожистой части р. Днепра. Масштаб 1:420 000. Сечение горизонталей через 10 сажень. Изд. Днепростроя. Москва, 1927.
42. \* Яковлев С. А., проф., Наносы и рельеф гор. Ленинграда и его окрестностей. Научно-мелиорационный институт. Ленинград, 1925.
43. \* Рівниченко В., Про тераси й ознаки коливальних рухів земної кори в середній Наддніпрянщині. „Вісник УГРУ“, № 16, 1931.

## РЕЗЮМЕ

Летом 1929 года Всеукраинским Лесным Управлением автору было поручено организовать исследование геоморфологии, гидрогеологии почв и растительности долины реки Самары-Днепровской, в которой расположены леса Гослесфонда. Исследования были вызваны опасением, что подпор грунтовых вод долины, вызванный постройкой Днепровской плотины, может вредно отразиться на росте леса и даже вызвать его гибель.

В состав экспедиции, кроме автора-руководителя, входили: почвовед С. П. Семенов-Забродина, геоботаник И. Г. Зоз и инженеры В. И. Савон и В. С. Бородин.

Долина р. Самары-Днепровской в геоморфологическом отношении расчленяется на правый коренной берег, с примыкающими к нему плато (109 м над уровнем р. Самары), пойму (4—6 м над уровнем реки), вторую песчаную террасу, которая выше с. Хошеватого (см. фиг. 1) возвышается над рекой до 24,3 м, а у Новомосковска достигает лишь 5—6 м, третью террасу (8—10 м), четвертую террасу (19—20 м) и левый коренной берег.

Ниже с. Хошеватого (см. фиг. 1 и 2) террасы расположены симметрично по обе стороны реки. У Новомосковска пойма почти не развита и р. Самара заливает здесь вторую террасу, размывает ее пески и откладывает на размытых участках поверх песков современный глинистый аллювий.

Экспедицией детально изучены четвертичные отложения на террасах р. Самары. Строение коренных берегов не изучалось.

Пойма (голоценовая терраса), сложенная современным аллювием, по своему строению разделяется на две части: прирусловую — песчаную, слоистую и остальную часть поймы, сложенную суглинками без заметной слоистости (центральная и притеррасная части поймы).

Вторая (гшнитц-даунская) терраса сложена древнеаллювиальными песками. Эти пески, достигающие свыше 23 м мощности, с поверхности частично переработаны древнеэоловыми процессами (о чем свидетельствуют погребенные почвы) и имеют бугристый рельеф.

Третья (бюльская) терраса плащеобразно покрыта пресноводными лессовидными суглинками, под которыми залегают древнеаллювиальные пески.

Четвертая (вюрмская) терраса покрыта одним ярусом лесса, под которым залегают пресноводные суглинки или древнеаллювиальные пески.

Все грунтовые воды долины, а также и воды р. Самары и ее притоков засолены. Наибольшую засоленность имеют грунтовые воды третьей террасы, где мы находим ряд соленых озер и большие площади солончаков. Особняком в гидрогеологическом отношении стоит участок второй песчаной террасы выше с. Хошеватого (см. фиг. 1). Здесь терраса представляет собою высокую (до 24,3 м над рекой и до 16 м над третьей террасой) песчаную гриву, которая имеет свои пресные грунтовые воды, мало связанные с общим уровнем засоленных грунтовых вод долины. Эти пресные грунтовые воды террасы, стекая в сторону реки и третьей террасы, постепенно выщелачивают песчаные почвы террасы и создают условия, благоприятные для произрастания северной флоры — сосны, пушистой березы и сфагнума и образования северных дерновых почв.

Ниже с. Хошеватого вторая терраса возвышается над третьей террасой (третья терраса имеет здесь хорошо выраженный уступ) и обе террасы имеют здесь общий горизонт солоноватых грунтовых вод. Дерновые почвы здесь были обнаружены только на отдельных песчаных буграх, к которым приурочена и сосна. В остальной же части террасу покрывают солонцеватые песчаные почвы, на которых растет дубовый лес.

## SUMMARY

In the summer of 1929 the author was charged by the All-Ukrainian Forest Administration with the organisation of geomorphological and hydrogeological researches on the soils and vegetation of the valley of the river Samara Dniprovskia, where the forests of the Goslesfund (State Forest Fund) are situated. The researches were called forth by the apprehension that the rise of the ground waters of the valley caused by the construction of the Dnipro dam

may have a noxious influence on the growth of the forest and even endanger its existence.

The expedition counted 5 members: the writer of this article, who headed the expedition, S. P. Semenova-Zabrodina—soil-scientist, I. G. Zoz—Geobotanist, and V. I. Savo and V. S. Borodin—engineers.

The valley of the river Samara-Dniprovska may be divided from the geomorphological point of view into the right ancient bank with the adjacent plateau (109 m above the level of the Samara), the flood plain (4—6 m above the river level), the second sand terrace which rises some miles above the village Hoschevaty (see fig. 1) as high as 24.3 m above the river, attaining but 5—6 m near Novomoskovsk, the third terrace (8—10 m), the fourth terrace (19—20 m) and the left ancient bank.

Below the village Hoschevaty (see fig. 1 and 2) the terraces lie symmetrically on both sides of the river. At the town Novomoskovsk the flood plain is hardly developed, and the river Samara here overflows the second terrace, erodes its sands and deposits over the sands on the eroded areas contemporaneous clayey alluvium.

The expedition made a detailed investigation of the quaternary deposits on the terraces of the river Samara. The structure of the ancient banks was not investigated.

The flood plain (holocene terrace) composed of contemporaneous alluvium may be divided into two parts according to its structure: the part lying next to the river channel, —sandy, stratified, and the rest of the flood plain composed of loams and showing no developed layers (central part of the flood plain and part thereof situated near the terrace).

The second (Gschnitz-Daun) terrace is composed of ancient alluvial sands. These sands, attaining over 23 m in thickness are partially changed on the surface by ancient eolian processes (which is attested by fossil soil) and have a hilly relief.

The third (Bühl) terrace is covered as by mantlelike freshwater loessic loams with underlying ancient alluvial sands.

All the ground waters of the valley as well as the waters of the river Samara and its tributaries are salinized. The highest salinization is found in the ground waters of the third terrace where there is a range of salt lakes and large areas of white alkali soils (solontchaks). The portion of the second sand terrace above the village Hoschevaty (see fig. 1) stands apart from the hydrogeological point of view. The terrace here presents a high sandy ridge (as high as 24.3 m above the river and 16 m above the third terrace) possessing its own fresh waters which are but little connected with the general level of the salinized ground waters of the valley. These fresh ground of the second terrace flowing in the direction of the river and the third terrace gradually leach out the sandy soils of the terrace and create appropriate conditions for the growth of the northern flora — pine trees, fluffy birches and sphagnum, and for the formation of northern sod soils.

Below the village Hoschevaty the second terrace does not rise over the third terrace (the third terrace here presents a strongly developed ledge) and both terraces here possess a common stratum of brackish ground waters. Sod soils have been found here only on some sandy hillocks with which the pine-tree is likewise related. The rest of the terrace is covered by solonchous sandy soils on which grows an oak forest.



**Про межу лесів і зандрів на території Києва та його околиць***Д. К. Біленко***Über die Grenzlinie der Löss und Sandablagerungen auf dem Territorium von Kyjiw und seiner Umgebung***D. K. Bilenko*

В зв'язку з розвитком промисловості щораз більше й настирливіше виступає потреба використовувати лесову сировину для будівництва. Це особливо відчувається в такому центрі, як Київ, де кожний клаптик лесової території береться на облік. Разом з лесовою сировиною використовується також і пісок — то окремо (формувальні землі), то як домішка до лесу (цегла). Склад і лесів і пісків має особливі варіанти саме там, де територіально стикаються площі їх поширення. В цих крайніх зонах лесової та піскової поволокони леси й піски не тільки мають особливі фізично-хемічні властивості (піскуваті леси, глинясті піски, верстуватість тих і тих, вилугування від карбонатів), а також взаємно перекриваються, і це має велику вагу для виробництва. Виявити такі злищища лесової сировини надзвичайно важливо, так само як і всебічно вивчити їх для використання, зокрема на виробництво клінкера.

В цьому короткому повідомленні ми маємо на увазі накреслити межу лесового й зандрового районів на території Києва з найближчими околицями на Правобережжі, правдивіше внести незначні корективи до тих даних, що вже є в літературі.

Разом з цим ми порушуємо питання про характер межі лесів і зандрів, про її вік і про час походження зандрів, що має особливе значення в історії четвертинної геології.

Розгляньмо район від ст. Жулян через Київ до Дніпра.

Академік П. А. Тутковський (7) для даного району проводить межу лесового й зандрового краєвидів у такому напрямку: від південної скраїни с. Софійської Борщагівки через с. Михайлівську Борщагівку до с. Совок; далі крутий напрямок на північ до Лук'янівки й Кирилівської лікарні, на решті, понад правим берегом Дніпра та західної скраїни Вишгорода, Межигір'я, Старих і Нових Петрівців.

Проф. В. Д. Лічков (4), визнаючи наведену межу Тутковського за правильну, вносить часткові поправки для території Києва. Так, він підкреслює, що межа обох краєвидів біля Кирилівської лікарні впирається в долину Дніпра і зовсім не продовжується на північ до Межигір'я, Вишгорода, Старих і Нових Петрівців. Район на північ від Кирилівської лікарні Лічков валичує до терену зандрового краєвиду. Зокрема для району Києва він подає схематичну карту, на якій накреслено три зони: 1) основна площа поширення лесу, 2) основна площа поширення зандру, 3) смуга переходова між ними. Останню він простежує від Єврейського базару до Глубочиці і звідсіля до

Подолю. Отже Дмитрівська та почасти Глубочицька вулиці проходять межею основних двох краєвидів суцільного поширення лесів і зандрів.

Наші дослідження в загальному стверджують згадані межі Тутковського й Лічкова і, крім того, вносять невелику зміну. Зокрема ми цілком погоджуємося з корективом Лічкова про те, що район, який лежить на північ від Кирилівської лікарні, належить до зандрового. Цей район, на нашу думку, заслуговує на спеціальну увагу, про що скажемо нижче.

Межа лесів і зандрів на площі між ст. Жульнями й Дніпром має вигляд зигзагової лінії. Ст. Жульня лежить на межі лесового й зандрового краєвидів, правдивіше на самій північній скраїні лесового району, бо ще одна-дві сотні метрів на N і починається смуга зандрів. Від ст. Жульня на W межа поступово підноситься в NW напрямку. Від ст. Жульня межа лесів і зандрів проходить у східному напрямку до с. Жульня. На цій віддалі вона тягнеться по балкуватому зниженні (майже паралельно до залізниці), що являє собою верхів'я лівого відгалуження долини ріки Нової Греблі, яке впадає в останню біля Софійської Борщагівки. Це балкувате зниження простежується майже до с. Жульня, де воно зливається з долиною Нової Греблі, будучи в такий спосіб напівпрохідною долиною. Отже на даній ділянці межа лесів і зандрів окреслюється орографічними умовами, саме невисоким, але помітним у рельєфі підвищенням, з якого й починається смуга лесів, що суцільною поволокою тягнеться на південь від окресленої межі. На північ від зазначеної межі місцевість також поступово підноситься, але там вона вже належить до зандрового району.

В с. Жульнях межа проходить по західній скраїні і тягнеться в SO напрямку до нового селища Новосілки (висілок с. Хотова біля трактового шляху Київ (Деміївка) — с. Віта), окреслюючи лівий схил верхів'я долини р. Нової Греблі.

Отже на зазначеному просторі межа лесів і зандрів проходить по долині р. Нової Греблі. Ця долина своїм верхів'ям сполучається з системою протилежного напрямку, що в формі глибоких балок іде в бік с. Хотова й далі через с. Пирогів до Дніпра. Не доходячи до с. Хотова, напрям межі раптово міняється на NO, межа перехоплюється верхів'ями балок, одна з яких іде в бік с. Мишоловки, а друга — Деміївки. Остання своїм напрямком окреслює межу лесів і зандрів; ліворуч від неї поширюються зандри, а праворуч — леси.

Від устя Деміївської балки через долину р. Либеді й по балці с. Совок межа лесів і зандрів знову підноситься на плато й простежується від W скраїни Совок через ліві відгалуження Совської балки до верхів'я балки Мокрої вулиці на Солом'янці. Останні (балка Совська та Мокрої вулиці) близько стикаються своїми верхів'ями на зниженому плато селища Олександрівки. Названі балки окреслюють виразно піднесений у рельєфі лесовий район гори Батиевої. На W від цієї гори зандровий район виразно знижений, тобто межа лесів і зандрів тут зв'язана з орографією місцевості. Територія Солом'янки лежить уже в зандровому районі, а правий бік балки Мокрої вулиці обмежує лесовий район.

Починаючи від устя балки Мокрої вулиці, межа двох краєвидів тягнеться по долині р. Либеді. Від залізничної ст. Київ I вона прямує на N, перетинаючи впоперек долину та виходячи на тому лівому відгалуженні її, яке починається на Лук'янівці. На цьому відгалуженні лежить вул. Дмитрівська.

Верхів'я останнього відгалуження близько стикається в районі Лук'янівки з тою балкою, на якій проходить вул. Глубочицька (районі, де сходяться вулиці Дорогожицька, Глубочиця, Дмитрівська). Звідсіля межа лесів і зандрів проходить у північному напрямку по горішній частині Глубочицької балки, дно якої розмите сучасним ярмом. Верхів'я цієї балки починається на невисокому плато, на якому також беруть початок ярки системи Кирилівського

яру (близько Єврейської лікарні). Це плато в напрямку до Дніпра помітно підвищується, а в протилежному напрямку злегка знижується в наслідок ерозійних процесів. Лесова межа проходить на цьому зниженому плато і простежується від верхів'я Глибочицької балки до верхів'я Кирилівського яру.

Ліві відгалуження верхів'я Кирилівського яру близько сходяться з правими відгалуженнями верхів'я Бабиного яру. Лесова межа проходить зниженим плато між верхів'ями цих відгалужень.

Бабиним яром закінчується межа лесів і зандрів Правобережжя. На північ від Бабиного яру починається вже суцільна смуга поширення зандрів.

Отже межа лесів і зандрів на правобережжі Дніпра в околицях Києва проходить такою лінією: ст. Жуляни — с. Жуляни — х. Висілки — Деміївка — Совки (балка) — балка Мокрої вулиці — ст. Київ I — вул. Дмитрівська — верхів'я Глибочицької балки на Лук'янівці — через Єврейську лікарню до Бабиного яру — Бабин яр. Тут межа двох краєвидів має зигзаговий характер, вдається то в зандровий, то в лесовий район. І це цілком зв'язано з орографією, характером рельєфу району та його гідрографічною мережею. Нижче розглянемо це докладніше, а перед тим наведемо межу більш західних районів.

Межа лесів і зандрів, що її подає для правобережжя академік П. А. Тутковський (7) та яку зазначає проф. В. Д. Ласкарев у межах 17 десятиверстного аркуша (3), має такий характер. На всьому просторі Правобережжя від Києва до західної межі УСРР вона зв'язана в загальних рисах з піднесеним рельєфом і проходить по вододілах, оконтурюючи їх з північного боку; крім того, вона цілком зв'язана з гідрографічною сіткою, — про це ми скажемо нижче. З цього погляду звернемо увагу на межу більш західних районів загалом і зокрема околиць Києва.

В межах 17 аркуша проф. Ласкарева північна межа лесів особливо зв'язана з рельєфом і саме вододілами та гідрографією в таких районах. Між р. Горинню та Хоморою лесова межа тягнеться по північній скраїні того вододілу, що обмежується з півночі бічними відгалуженнями названих річок. Ці відгалуження досить наближаються одне до одного своїми верхів'ями (Цвітоха, Гуска та лівобічні допливи Хомори). Тут же бере початок р. Смолка, доплив Случа. Різний напрямок гідрографічної сітки — широтний (відгалуження Горині й Хомори) та меридіональний (верхів'я та правобічні допливи Смолки) — визначають північну межу лесового вододілу. Між Случем та Тетеревом маємо аналогічну картину: північною межею лесів проходять правобічні відгалуження Случа та близько межі беруть початок відгалуження верхів'я р. Люсни. Між Тетеревом та Гнилоп'яттю межа лесів і зандрів вигинається на південь, а в районі Житомира на північ. Тут ми вбачаємо цілковитий зв'язок межі з гідрографічною сіткою. Між Тетеревом та Гнилоп'яттю на північній скраїні лесового району беруть початок правобічні допливи Тетерева, а на правобережжі Гнилоп'яті зандри півостровом витягаються на південь.

Висування межі по долинах річок на південь, тобто вклинювання зандрових язиків у лесовий район, заслуговує на особливу увагу, — про це будемо говорити далі. Лесовий язик околиць Житомира оконтурюється з північного боку долиною Тетерева.

На правобережжі Дніпра в 31 десятиверстному аркуші межа лесів і зандрів зв'язана з вододілом, який поділяє системи Тетерева й Ірпеня — з одного боку та Росі, Стугни, Віти, Либеді — з другого. Лесове плато має більші абсолютні висоти, ніж плато зандрове. Тут загалом розмежовуються основні краєвиди — лесовий та зандровий на даній ділянці.

На просторі між Івницею та Корниним близько лежать верхів'я правобічних допливів Тетерева (доплив, що проходить через с. Івницю) та Ірпеня (околиці с. Ходоркова). Між названими верхів'ями близько вододілу бере початок р. Вілча, доплив Тетерева. За даними 3-верстної карти лесовий вододіл,

що лежить на південь від верхів'їв згаданих річок, має більші абсолютні висоти, ніж північний зандровий район. Ріка Ірпінь скреслює межу лесів і зандрів також і нижче за течією. Так між Корниним і Черногородкою лесова межа виходить то на лівий берег Ірпеня (сс. Голяки, Вовчанка), то обмежується з півночі його долиною (сс. Томашівка, Ярошівка), то знову виходить на лівобережжя (сс. Козачанка, Бишів, Яблунівка). Але вже від с. Яблунівки північна межа раптово повертає на південь долиною р. Унави, правобічного допливу Ірпеня, майже до м. Фастова. Отже на схід від р. Унави, саме між Фастовом та Васильковом, північна межа лесу долиною р. Унави відсувається на південь. Тут вона окреслюється верхів'ям р. Стугни, яке оконтурює з північного боку підвищене лесове плато. На північ від верхів'я р. Стугни рельєф знижується в напрямку до долини Ірпеня.

Нарешті, між Васильковом та Жулянами лес у вигляді вузького півострова з центром в Ігнатівці поширюється на північний захід майже до Мотижина. Цей півострів обмежується з боків зниженням, що зв'язане з долиною р. Здвижа й Ірпеня.

Географічна межа лесів і зандрів, що її наводять П. А. Тутковський та В. Д. Ласкарев, на правобережжі Дніпра має характер не випадковий. Вона зумовлена рельєфом та гідрографією і саме в такий спосіб: підвищені ділянки плато здебільшого оконтурюються з північного боку, з боку зандрів, долинами річок. Ці підвищення були тими бар'єрами, що обмивалися льодовиковими водами, які текли по системах річок і в прохідних долинах. З другого боку, ми звертаємо увагу на те, що зандри завжди відсуваються на південь по долинах річок. І це тому, що льодовикові води могли заходити по тих долинах далі на S між лесовими підвищеннями, разом з тим розмиваючи їх схили. Отже місце межі лесів і зандрів, її зигзаговий характер пояснюється тою орогідрографією, яка була закладена ще до відкладання зандрів.

Характер межі лесів і зандрів ми докладніше дослідили для околиць Києва. Тут наведені ознаки виявляються ще виразніше. В околицях Києва накреслюємо давні прохідні долини, по яких льодовикові води з району зандрів текли на терен поширення лесів до долини Дніпра. Це будуть долина р. Нової Греблі, що сполучається з балкою Хотова системи Дніпра, долина р. Либеді з правими балками Деміївською, Совською та Мокрої вулиці (на Солом'янці), балка Глибочицька, яри Кирилівський та Бабин. Це та гідрографічна мережа, яка спускала льодовикові води до Дніпра. По цих самих артеріях зандрові язики заходять на терен лесового району. Поміж цими потоками на межі лесів і зандрів виступають підвищені, вкриті лесом ділянки плато, куди льодовикові води вже не доходили, і саме тому, що гідрографічною сіткою вони вже виходили до Дніпра. Погляньмо докладніше на орографію на межі лесів і зандрів.

Межа виразно характеризується в долині верхів'я р. Нової Греблі, де на південь від лінії ст. Жуляни — с. Жуляни маємо лесове вкриття і підвищений район, а на північ по долині Нової Греблі зандрове вкриття, і понижену територію. В долину Нової Греблі біля с. Софійської Борщагівки впадає балка, що тягнеться від ст. Жулян. Тут на схилі долини Нової Греблі й біля верхів'я згаданого бічного відгалуження залягають зандрові піски, простежені на глибину до 4 м (дані колодязя). Трохи ближче, на 80—100 м до ст. Жулян, у садибі радгоспу КПВРЗ помітне раптове підвищення. На цьому підвищенні в ямі подибано червоно-буру морену, вгорі з піскуватими проверстками, ознаками перевідкладання. Морену відслонено на 1,5 м. Вона вкривається пісками з дрібними наметнячками польовика. Глубина пісків 1,10 м. Констатування морени на підвищеному місці, де вона тягнеться з правого боку понад долиною Нової Греблі, і відсутність її ближче й нижче долини (на N), де натомість бачимо грубий горизонт пісків, свідчить про те,

що морена залягає понад берегом давнього розмиву (південний берег), що цей мореновий берег спрямовував потоки льодовикових вод по долині Нової Греблі.

Отже по верхів'ю Нової Греблі і шириться зандровий язик на південь на терен лесового району між с. Жулянами та Совками. Льодовикові води від Жулян текли долиною в напрямку на Хотів (давня прохідна долина) і, можливо, ті води, що не вміщалися в русло Жуляно-Хотівської долини, мали стік від Жулян до Совської балки. Так, льодовикові води текли по зазначених долинах і їх уже не вистачало на те, щоб виходити на плато. Цим, мабуть, і доводиться пояснювати наявність лесу на південь від Жулян — Голосієва, де він залягає на абсолютних висотах, аналогічних до висот південної скраїни зандрів.

Найвище лесове плато на межі лесів і зандрів бачимо в районі Батиевої гори (абсолютна позначка 190,4 м). З боку зандрів воно окреслюється балками Совською та Мокрої вул. (на Солом'янці). Ці балки своїми верхів'ями майже стикаються, принаймні між верхів'ями маємо знижене плато, що підноситься в бік Батиевої гори. Вкрита лесом Батиева гора виразно підноситься над суміжним (с. Олександрівка) зандровим районом. Тому межа лесів і зандрів на даній ділянці цілком виразна і зв'язана з орографічними особливостями району.

Переходимо далі по лесовій межі в долину р. Либеді. Від ст. Київ пасажирський на NO межа тягнеться по лівобічній балці Либеді. Ця балка починається на Лук'янівці близько Глибочиці. По лівий бік балки високе лесове плато Старого Києва, по правий бік — знижене зандрове плато. Тут межа проходить в умовах, аналогічних району Батиевої гори. Льодовикові води назбирувались у долині Либеді і не могли підійматися на високе лесове плато.

Нарешті, верхів'я Глибочицької балки на зниженому плато близько підходить до верхів'я Кирилівського яру, разом з яким окреслює на Лук'янівці чималий лесовий, видовжений понад Дніпром острів. Цей острів також обмивали льодовикові води, що текли навколо нього до Дніпра по давніх балках Глибочицького та Кирилівського ярів.

Останній лесовий острів подибуємо між ярами Кирилівським та Бабиним. Межа з зандрами проходить на пониженому плато близько Лук'янівського кладовища.

Отже на просторі між ст. Жулянами й Дніпром (уста Бабиного яру) ми спостерігаємо таке загальне явище. Лесовий район на межі з зандровим помітно піднесений. Межа лесів і зандрів хоч і не має характеру кручі, але орографічно помітна в загальній конфігурації рельєфу. Треба додати, що орографічна межа завуальовується впливом гідрографічної сітки. Остання надала межі зигзагового вигляду, бо по долинах системи Дніпра (Либідь, балки Совська, Мокра, Глибочицька) зандрові язики заходять на терен загального поширення лесів.

В умовах цих зандрових долин, що вклинюються в район лесовий, ми часто бачимо переверстовування зандрів і лесів. Це явище дало привід геологам відрізнити на межі лесів і зандрів так звану переходову смугу, що відмежовує смугу суцільного поширення лесів від смуги суцільного поширення зандрів. Як правило, такої смуги не існує та й не може існувати. Це в зандрові долини, яких не можна приймати за смугу переходову між двома основними краєвидами, лесовим і зандровим. І зандрові язики зумовлені особливостями рельєфу, наявністю долини, балки, що сприймали льодовикові води. За тих умов рельєфу, коли зандрова долина проходить по лесовому району (Глибочицька балка), можливе перекривання лесів зандрами і зандрів лесами. Переверстовування в зандрових долинах зв'язане з водами і льодовиковими, і атмосферними, і в нашарованнях ми бачимо відклади і алювіальні,

і делювіальні. Лесові проверстки в перетинах зандрової долини завжди мають усі ознаки делювіального походження. Що лежить зверху — піски чи лесуватий суглинок? На це відповідають також умови рельєфу. Ідучи від району зандрів по долинових зандрових язиках до лесових районів, бачимо спочатку лише чисті зандри, а коли названі долини вступають у лесове оточення (схили лесового плато), тоді зандри починають переверстовуватись лесовим делювієм і кількість, густина й глибина проверстоків останнього щоразу зростає; це цілком залежить від характеру схилів та того матеріалу, який цей схил укриває. Характер переверстовування пісків і лесів у названих умовах рельєфу можна спостерігати в балці Глибочицькій, яка являє приклад долинового зандрового язика в лесовому районі. Переверстовування спостерігаємо по всіх балках, долинах, передлесових зниженнях, коли вони оконтурюють північну скраїну лесового району, тобто коли по цих зниженнях проходить межа лесів і зандрів.

Отже на терені Києва та його околиць накреслена межа лесів і зандрів, зумовлена орографією та гідрографією, і замість переходової смуги між краєвидами ми говоримо про долинові зандрові язика, що їх витворили льодовикові води за певних умов рельєфу.

Вище ми згадували, що льодовикові води на межі зандрів і лесів текли по окремих долинах до Дніпра і цим витягували зандрові язика на терен лесового району. Такі проточні долини ми констатуємо в околицях Києва; вони хоч і завуальовані, але в рельєфі часом помітні. Дані геологічної будови таких долин допомагають визначати той час, коли льодовикові води могли текти до Дніпра. Цим самим ми ближче підходимо до визначення часу утворення і зандрів, і межі зандрів з лесами. Зупинимось на цьому.

Ми звернули увагу на те, що в околицях ст. Жулян льодовикові води обмивали мореновий берег р. Нової Греблі, який поклав межу лесам і зандрам. Льодовикові води текли по долині Нової Греблі в бік Дніпра через Хотівські балки, що перехоплювали ці водні потоки. Долина р. Нової Греблі починається за 3 км на S від с. Жулян біля тракторного шляху з Деміївки на х. Чабанів. Верхів'я цієї долини являє широке зниження в рельєфі, що має ледве помітне підвищення з правого й лівого боку. Вже близько с. Жулян з'являється серед її дна вузька жолобина, в якій збирається атмосферна вода з досить великої площі. За Жулянами в районі Боршагівської долини вривається глибше в плато, даючи вже помітні схили. Верхів'я долини Нової Греблі стикається з балкою протилежного напрямку, яка йде в бік с. Хотова й далі до Дніпра. Хотівська балка (прорізана сучасними ярами) раптово знижується, заглиблюється, — це зв'язане з низькою і недалекою базою ерозії Дніпра. На тому місці, де сходяться названі системи, спостерігаємо руслоподібний прохід завдовжки до 70 м і завширшки до 50 м з бічними схилами до 3°. В дні проходу й майже на середині довжини виступає сідлуватої форми вододіл, до 1 м заввишки та до 20 м завширшки. Від нього в бік Хотівської балки зразу починається вузьке закрите заглиблення, і сама балка розширюється, а в протилежний бік до Жулян — поступове зниження, що теж зразу поширюється, довго зберігаючи майже один рівень. Ямсю та свердлованням на згаданому вододілі виявлено таку будову:

1. — Сіро-жовтаві кварцові піски, вкриті сучасним ґрунтом, глибиною 0,80 м, дрібнозернисті, трохи піскуваті, нерівні, обкатані, з густими зернами більшого розміру, 1—2 мм діаметром, з рідкими зернами польовика та темних мінералів 2 мм діаметром. У горизонті в лінії грубого піску. З глибини 1,90 м піски переверстовуються просмушками сизавого глинястого матеріалу, глибиною 2—3 см, кількість і глибина яких донизу збільшується . . . . . 2,10 м
2. — Лес (розмитий), суглинясто-супісковий, плиткуватий, грубошпаристий, з карбонатними трубочками по шпарах і поволокою карбонатів по тріщинах. Вохряно-жовті плями та густа манганова пункція. Піскуваті гори-

- зонтальні просмужки та ламані, вертикального напрямку, іноді кармани піску, в вапняні конкреції . . . . . 0,30 м
3. — Копальний ґрунт, сірувато-барнястий, легко суглинястий, грубо шпаристий, з карбонатними трубочками. Є давні ходи землеріів. Донизу горизонт яснішає, набуваючи пологого відтінку. Вогкий, з буро-іржавими плямами та мангановою пунктацією . . . . . 0,40 м
4. — Лес полого-жовтавий, з ясносірими плямами в наслідок давнього скупчення карбонатів (карбонатний ілювій), грубо-шпаристий, з рідкими карбонатними трубочками . . . . . 0,20 м
5. — Сіро-жовтавий, дрібний, нерівнозернястий кварцовий пісок, трохи пілуватий, з обкатаними уламками польовника. Зверху заходять барнясті язики з копального ґрунту . . . . . 0,40 м
- Дані свердловини:  
 Гой самий пісок, що в шурфі . . . . . 0,75 м
6. — Верстуватий піскуватий суглинок, вилугуваний від карбонатів . . . . . 1,65 м
7. — Лесуватий суглинок, сізаво-жовтавий, з дрібними карбонатними конкреціями, реагує з HCl. Пройдено . . . . . 0,40 м

У вище наведеному відслоненні горішні піски, горизонт 1, належать W II, горизонт 2 відповідає другому поверхові лесу (вюрм I), 3 і 4 горизонт — третьому поверхові (ріс), 5, 6 і 7 горизонти являють флювіогляціальні відклади (ріс). Другий поверх лесу одмежується від третього копальним ґрунтом ріс-вюрмського інтергляціалу. Стратиграфія даного перетину відповідає тричленній лесовій серії плато (I), де вона підстелюється мореною. Отже вік нашої прохідної долини визначається віком ріського зледеніння. Води цього зледеніння в основному заклали гідрографічну сітку, якою вони проходили до Дніпра. Могутні води рісу розмили й долину Либеді, де морена залягає на знижених напівостанцях плато (в межах долини) безпосередньо на розмитій поверхні полтавського поверху. Ці дані, як і інші, свідчать про ріський вік рельєфу околиць Києва. В нашому перетині третій поверх лесу, який ми паралелізуємо з рісом (відспул), підстелюється горизонтом верстуватих флювіогляціальних пісків. Цей горизонт є відбиток давніх зандрів, — про це скажемо нижче. Горішні піски нашого перетину належать до сучасного поверхневого вкриття зандрів.

Таким способом, виходячи з даних лесового району, ми вже можемо припускати двочленний склад наших зандрів. Безперечно, в межах зандрів ми не маємо такого виразного розподілу, і це цілком природно: повторні впливи вод та розвіювання замаскували його. Але на підставі даних про склад зандрів можна сказати, що вони в вертикальному напрямку відмінні. Долішні горизонти їх завжди містять у собі грубший наметневий матеріал, свідок рісу, а моренові горби в межах зандрів, які (горби) на схилах вкриваються зандрами, свідчать про післяріський вік цих зандрів.

Подаємо фактичні дані про склад надморенової серії моренових горбів зандрового району з околиць с. Біличів.

1. — Ясносірий лісовий ґрунт . . . . . 1,20 м
2. — Буро-жовтавий, в'язкий пісок з плямами крем'янки, вилугуваний від карбонатів, виразно відмежований від долішнього горизонту проверстком чистого піску, горішня поверхня нижчеуложеного суглинка має яскраві сліди розмиву . . . . . 0,30 м
3. — Лесуватий суглинок, легко суглинястий, полого-жовтавий, в'язкий, з густою мангановою пунктацією, на глибині 20 см від своєї поверхні з карбонатним забарвленням по грубих шпарах . . . . . 0,30 м
4. — Копальний ґрунт, бурий, з червонуватим відтінком, піскуватий, з карбонатними патьками по ходах, бурить з HCl (карбонати вторинні); ходи давніх землеріів з матеріалом суглинка; в долішній горизонт в ґрунту заходять бурі патьки на глибину до 1 м . . . . . 0,30 м
5. — Флювіогляціальні піски, дрібні, з гранітовими наметнячками, вгорі карбонатні, внизу вилугувані . . . . . 1,50 м
6. — Червоно-бура морена. Відслонено . . . . . 0,50 м

В даному відслоненні маємо: 1) пісок вюрму II, горизонти 1, 2; 2) лесуватий суглинок (рештки) вюрму I, горизонт 3; 3) копальний ґрунт ріс-вюрму, горизонт 4; 4) піски відступу рісу, горизонт 5 (та 4); 5) морена рісу.

Моренові горби займають місця плато; вони заціліли від розмиву і тому дають варті уваги дані. Ці дані говорять за те, що сучасний зандровий район околиць Києва був укритий лесом вюрму I, пізніше розмитим у зв'язку з подіями вюрму II.

Аналогічні дані щодо розчленування зандрів можемо навести з району високого плато Нових Петрівців. Тут на лівому боці яру Верби подибуємо таке відслонення (подаємо в скороченому описі):

1. — Сучасний ґрунт . . . . .	1,10 м
2. — Супіскувато-пилуватий нижній суглинок . . . . .	0,50 м
3. — Пісок верстований . . . . .	0,40 м
4. — Копальний ґрунт піскуватий, з рівною горішньою межею та гумусовими явками донизу, з давніми кротовинами . . . . .	0,50 м
5. — Ясносірий пісок з кротовинами вгорі . . . . .	1,40 м
6. — Наметневий суглинок . . . . .	1,40 м
7. — Флювіогляціальні піски.	
8. — Рябі глини.	

В цьому відслоненні надморенові піски розмежовуються копальним ґрунтом ріс-вюрму, а другого поверху лесу, відповідного вюрмові I, тут немає, він розмитий. Продукти розмиву його в вигляді пилуватого суглинку іноді залишаються в складі поверхневих пісків. Ті самі продукти бачимо тепер на схилах плато й балок у зандровому районі. Це можна бачити в с. Вишгороді, на правому схилі Сирецької балки, на лівому схилі Бабиного яру. Тут лес не типовий, делювіальний. Коли ж від схилів підійматися до високого плато, то там уже натрапляємо на зандри, а лесу немає. Отже лесовий делювій схилів є продукт розмивів того лесу, що залягає на плато. Погляд, що в районі Вишгорода є лес і тому межа лесів і зандрів проходить за Вишгород до Нових Петрівців, треба зовсім відкинути (4, 6).

Розмивам підпав не лише один поверх лесу, а й ті породи, що підстелювали його. Розмив часом не доходив до морени, і тоді маємо моренові горби, а іноді розмивалися й морени; тоді продукти розмиву, як наметні, іноді до 1 м глибини, залишалися на місці розмиву (таборне поле). Характер і глибина розмиву залежали від умов рельєфу. Крім розмивів, на терені зандрів були розвіювання лесів та перевіювання пісків і нагромадження останніх у горби (дюни). Це було і за повюрмських часів, як і довюрмських, і відбилося в рельєфі. Отже ми відрізняємо межу лесів і зандрів — сучасну та давню. Сучасна межа лесів і зандрів, на наш погляд, є вторинна і пов'язана з подіями часів вюрму II, в наслідок яких розмитий лес вюрму I, мабуть, проходила далі на північ, як про це натякають лесові островки зандрового району.

Наше припущення щодо віку межі лесів і зандрів підтверджуються висновками проф. В. І. Крокоса і В. Д. Ласкарева. 1913 р. В. І. Крокос (2) констатував у північно-західній частині Київщини в зандровому районі чимало лесових островів. Він писав: „Возможно предположить, что эти отдельные островки являются только остатком некогда сплошного лессового покрова. Очевидно, что в эпоху, следовавшую после отложения лесса произошло разрушение его северного района и случайно уцелевшие отдельные островки свидетельствуют о его былом распространении на север“.

1914 р. В. Д. Ласкарев в описі 17 аркуша (3) зазначає: „в отдаленные времена лессовый покров надвинулся и покрывал почти всю нашу зандровую область, что зандровые образования находились под лессом. Впоследствии размывание и особенно развевание... сняли его на значительной площади совершенно... Таким образом края лессового плато... не представляют нам действительных границ образования лесса, а являются результатами разрушения лессового покрова“.



Зандри околиць Києва треба розглядати як комплекс порід, пов'язаний льодовиковими подіями рісу, вюрму I та вюрму II. В наслідок розмивів та розвіювання лесу вюрму I надморенові ріські піски вкрилися новими пісками, зв'язаними з вюрмом II. Отже ми можемо говорити про давні зандри до-вюрмського віку та молодші, що зв'язані з вюрмом II. Тому між зандровими і лесовим районом відрізняємо існування двох меж — давньої та сучасної. В цьому розумінні сучасну межу називаємо вторинною.

Наші висновки не претендують на остаточне вирішення питання про зандри. Це є перший крок і одне з завдань четвертинної геології, над яким треба чимало попрацювати. Наше завдання було накреслити географічну межу лесів і зандрів і висунути ті питання, що в зв'язку з цим виникають.

#### ЛІТЕРАТУРА

1. Біленко Д. К., 3 верстове геологічне зймання Київ. аркуша 9 — XXII, 1931 р. (рукопис).
2. Крокос В. І., Оледниковых отложениях северо-западной части Киевской губ. Коллективные опыты в Киев. губ., ч. I, Киев, 1913.
3. Ласкарев В. Д., Геологические исследования в Юго-Западной России, 17 лист Общей геологической карты Европейской России, 1914.
4. Личков Б. А., К характеристике зандрового ландшафта окрестностей Киева. Известия Академии Наук СССР, 1927.
5. Лисенко Ф. О., Про умови залягання синьої та фаянсової глини на Міжгір'ї на Київщині. Вісн. Укр. Від. Геол. Ком., 1926, в. 9.
6. Різниченко В. В., До геології нагірного берега Дніпра між Міжгір'ям і Вишгородом. Збір. Природ. Секц. Укр. Наук. Т-ва, 1918—1919, в. 4.
7. Тутковський П. А., Природна районізація України. С. Г. Наук. Ком. Укр. 1922.
8. Чирвинский В. Н., Геологический путеводитель по Киеву. Киев. 1926.

#### РЕЗЮМЕ

Наша задача состояла в том, чтобы провести границу между лессами и зандрами на территории Киева и ближайших его окрестностей. В этом отношении мы вносим некоторый корректив к тем данным, которые имеются в литературе.

Одновременно с этим мы ставим вопрос о характере и времени образования границы лессов и зандров и о генезисе последних.

Граница лессов и зандров обуславливается рельефом и гидрографией и именно в том смысле, что она разделяет различного гипсометрического уровня повышенный лессовый район и пониженный зандровый и что зигзагообразный характер границы кроме того объясняется зандровыми языками, приспособившимися к речным долинам. Поэтому с геологической карты должна быть снята переходная полоса между лессами и зандрами, если учесть наличие орографических зандровых языков. Наблюдаемое в последних переслаивание лессов и зандров изменяется таким образом: лессовидные суглинки по мере удаления от лессово-зандровой границы по языкам постепенно увеличиваются в числе и мощности прослоек и у крайних пределов распространения языка перекрывают выклинивающиеся прослойки зандров; по мере же приближения к лессово-зандровой границе соотношение между лессовидными суглинками и зандрами меняется на обратное, и перекрывающими прослойками и вместе с этим более мощными являются зандровые.

В окрестностях Киева зандровые языки наблюдаются по давним проходным долинам, по которым стекали к Днепру ледниковые воды. По нашим данным из окрестностей Киева проходные долины образовались в результате эрозионной деятельности вод рисского оледенения.

На основании стратиграфических данных мы различаем зандры, связанные с риссом, они были покрыты лессом вюрма I, и зандры более молодые, отвечающие вюрму II. В нашем районе исследования лесс вюрма I размыто и развезено, и продукты его находим в составе зандров.

Таким образом зандры представляют собою тот комплекс, который генетически соответствует риссу, вюрму I и вюрму II.

Современная граница лессов и зандров образовалась в результате редукции лесса вюрма I (он наблюдается островками дальше на север) и отложения песков вюрма II. В этом смысле современная граница лессов и зандров является вторичной, тогда как более древняя, первичная, граница находилась у северных границ бывшего сплошного распространения лесса вюрма I.

## ZUSAMMENFASSUNG

Unsere Aufgabe bestand darin, eine Grenzlinie der Löss- und Sandrablagerungen auf dem Territorium von Kyjiw und seiner nächsten Umgebung aufzuzeichnen. Von diesem Standpunkt aus führen wir eine unbedeutende Korrektur in die Angaben ein, die schon in der Literatur existieren.

Gleichzeitig regen wir die Frage der Forschung über den Charakter und die Zeit der Entstehung dieser Grenzlinie der Löss und Sandrablagerungen und über die Genesis der letzteren an.

Die Grenzlinie der Löss- und Sandrablagerungen ist vom Relief und der Hydrogeographie in der Hinsicht bedingt, dass sie das erhöhte Lössgebiet und das niedrigere Sandrgebiet, welche ein verschiedenes gypsometrisches Niveau aufweisen, voneinander teilt, und dass der zigzagartige Charakter der Grenzlinie mit den Sandrzungen verbunden ist, welche sich längs der Flusstäler hinziehen. Infolgedessen verschwindet von der geographischen Karte der sogenannte Übergangstreifen zwischen den Löss- und Sandrgebieten. Die Erscheinungen der Zwischenschichtung der Löss- und Sandrablagerungen werden in den Sandrzungen beobachtet, wobei je weiter letztere die Täler (und Schluchten) entlang in die Lössgebiete hineinragen, desto mehr in den Zwischenschichten die Menge des Lössdeluviums zunimmt; in der entgegengesetzten Richtung aber, wo sich die Sandrablagerungen verbreiten, bedecken letztere das Lössmaterial.

In den Grenzlinien der Umgebung von Kyjiw können die Sandrzungen längs der alten Durchgangstäler, durch welche die Gletscherwässer in den Dnipro flossen, verfolgt werden. Nach unseren Angaben über die Umgebung von Kyjiw sind die Durchflusstäler durch die Gewässer der Riss-Vereisung gebildet worden.

Auf Grund von stratigraphischen Angaben unterscheiden wir alte mit dem Riss verbundene Sandrablagerungen, welche unter dem Löss Würm I begraben wurden, und zeitgenössische Sandrablagerungen, welche mit dem Würm II in Zusammenhang stehen. Der Löss Würm I ist erodiert und verweht. Mithin stellen die Sandrablagerungen ein Gesteinkomplex dar, welcher genetisch mit der Eiszeit des Riss, Würm I und Würm II verbunden ist. Auf diese Weise ist die jetztzeitige Grenzlinie der Löss- und Sandrablagerungen infolge der Wiederherstellung des Lösses Würm I und der Ablagerung neuer Sände des Würm II entstanden und ist in dieser Hinsicht sekundär. In diesem Zusammenhang muss man ausser der jetztzeitigen, auch die ältere Grenzlinie unterscheiden, welche dem nördlichen Rande des Lösses Würm I entsprach.

## Новий поверх лесу на Україні

*Л. Лунгерстаузен*

## Neue Lösstufe in der Ukraine

*L. Lungershausen*

Вивчаючи влітку 1931 р. четвертинні поклади Приорельського плато (лівобережжя Дніпра), я звернув увагу, між іншим, на два оригінальні моменти: 1) постійну й цілком виключну глибину міндель-ріського (третього за термінологією В. І. Крокоса) копального ґрунту, що доходить до 4—6 м, при чому скрізь цей ґрунт був виявлений надзвичайно різко й своєрідно, 2) складну будову самого копального ґрунту.

Саме, в багатьох випадках можна було помітити сліди великої перерви між формуванням верхнього й нижнього підповерхів ґрунту, які були таким чином незгідні, сказати б, розірвані в часі.

Найчастіше тут залягає тонкий, не грубший за 1—2 м (звичайно менше) прошарок досить типового лесу або лесуватого суглинку (супіску), іноді майже цілком захопленого ґрунтоутворними процесами верхнього горизонту копального ґрунту. В інших випадках між зазначеними двома поверхами копального ґрунту залягали лізми досить різноманітних пісків або глин, що переверствують їх, при чому такі піскові включення помічено на найрізноманітніших геоморфологічних елементах рельєфу — і на типовому плато, і на найстаріших високих терасах Орелі й Ворскла.

Нарешті, третій момент, який привернув мою увагу, було те, що зазначеними прошарками лесу або еквівалентних йому лесуватих варіантів і пісків грубий міндель-ріський копальний ґрунт скрізь поділяється на дві нерівноцінні частини: меншу — верхню і більшу — нижню.

В межах південної Полтавщини і Новомосковському районі (південь Дніпропетровщини), тобто в басейні Орелі й Самари, зареєстровано понад 5 профілів, які доводять таку оригінальну будову міндель-ріського копального ґрунту.

Проводячи геологічні дослідження в західній частині Одещини й на території Молдавії, я знову натрапив на такий самий факт. В природних перетинах і свердловинах було описано також кілька цілком чітких і бездоганних профілів, які доводять переверствання міндель-ріського копального ґрунту особливим поверхом негрубого лесу.

Отже поступово назбирувались факти, які дедалі певніше свідчили про існування якогось нового, не заведеного досі в стратиграфію четвертинних покладів України, члена лесової системи. Іноді лес цей виступає цілком виразно, не збуджуючи ніяких сумнівів (Тирасполь, с. Киселівка на Полтавщині), іноді (північна Молдавія) він майже цілком пронизаний гумусовими патьоками верхнього підповерху копального ґрунту і тому в вертикальному профілі останнього диференціюється лише досить вузька й неправильно обрисована зона лесового посвітління. Нарешті, іноді не можна простежити навіть

цього посвітління, але складна морфологія і величезна грубина самого ґрунту неминуче наводить на роздум і мимоволі примушує припускати додаткове назбирування лесового матеріалу ще до остаточного оформлення ґрунту, тобто до початку наступної льодовикової доби (ріс), коли відкладався третій поверх лесу. Як приклад, можна навести надзвичайно численні профілі Полтавщини й Молдавії, де міндель-ріський копальний ґрунт, загальною грубиною 4—5,5 м, складається з верхнього досить блідо забарвленого горизонту (звичайно з червонуватим або бурим відтінком), з концентрацією карбонатів в основі, і нижнього горизонту, значно грубшого за перший, що має багато густіший гумусовий відтінок. Цей нижній підгоризонт, власне, являє собою цілком самостійний і суцільний копальний ґрунт, із своєю гумусовою верствою, переходовим горизонтом і зоною грубого накупчення карбонатів, звичайно вже винесених у межі нижче уложеного (міндельського) лесу.

Лесова система Приорельського плато неповна. Це я підкреслив у кількох передніх замітках<sup>1)</sup>. Нижньовюрмського лесу тут цілком немає ні на плато, ні на давніх терасах річкових долин, що обмежують його. Отже найповніший лесовий профіль (плато) має таку будову:

- a. Перший поверх лесу (W<sub>1</sub>).
- b. Перший копальний ґрунт (R—W<sub>2</sub>).
- c. Ріський поверх лесу, чи, вірніше, його надморенова частина (R. sup.).
- d. Морена й флювіогляціальні піски (Rm).
- e. Підморенова частина ріського лесу (R. inf.).
- f. Міндель-ріський копальний ґрунт, переверстований шаром лесу.
- g. Міндельський лес (M).
- h. Нижній копальний ґрунт (G—M).
- i. Нижній лес (G).
- k. Підлесовий копальний ґрунт. Спостерігається дуже рідко (loc. cit.).

В. І. Крокос висловив думку про ймовірний розвиток трохи на північ від описуваного району нижньовюрмського лесу ще 1928 р.<sup>2)</sup> Пізніше цей автор виявив нижньовюрмський лес на лінії Гребінка—Лубні—Миргород<sup>3)</sup>. Так само спостереження останніх років змушують зробити висновок, що й на південь від Орелі, тобто в межах лівобережжя Самари (Дніпропетровщина), нижньовюрмський лес розвинутий цілком типово. Отже відсутність його на широких просторах Приорельського плато є все таки певною мірою локальне явище.

До речі, подібну відсутність нижньовюрмського лесу я виявив і майже на всій площі Молдавії, тоді як трохи на південь, у районі Кучурганського лиману, і на схід, уже в межах Одещини, він розвинений цілком виразно<sup>4)</sup>, так само як і трохи на північ від Молдавії (Проскурівщина, Вінниця). Нижньовюрмський безлесовий район Молдавії простягається на схід аж до Дніпра, зливаючись з подібним районом Приорельщини. Утворення такого оригінального нижньовюрмського безлесового язика я умовно

<sup>1)</sup> Л. Лунгерсгаузен, Несколько замечаний об общем характере четвертичных отложений у юго-востока края Днепровск. ледников. языка. Акад. Наук. Труды комис. по изучен. четв. пер., т. III, вып. 1, 1933.

Л. Лунгерсгаузен, О времени накопл. надпойменных террас басс. р. Ореля. Печат. в трудах Укр. геол. треста.

Л. Лунгерсгаузен, Стратиграфич. очерк отлож., развит. в пределах планш. XXV—13 (Прилож. к описан. 3-х верстн. планш. XXV—13 И. С. Педана, Сдан. в УРГРУ).

<sup>2)</sup> В. І. Крокос, Четвертинні поклади Лубенщини. Вісн. УРГРУ, № 14, Київ, 1930, с. 6 (окр. відбит.).

<sup>3)</sup> К. І. Крокос, Четвертинна серія по лінії Гребінка—Лубні—Миргород. Труды УНДП, т. V, вып. 1, 1933, с. 53 та ін.

<sup>4)</sup> Л. Лунгерсгаузен, Очерки по геологии Молдавии. Труды Науч. ком. Молдавии, 1933.

Л. Лунгерсгаузен, Геолог. карта Украины. Планшет XXX—8 (Тирасполь—Раздельная). (Рукопис зберігається в УРГРУ).

з'язав з системою проблематичних вітрів, що віяли з Карпат і відтискали меридіональну (радіальну) систему льодовикових фенів, які розносили на просторах перигляціальної провінції лесовий піл<sup>1)</sup>.

Повертаюся до міндель-ріського копального ґрунту і до нового поверху лесу.

Великий останець плато, трохи знижений давніми догюнцськими розмивами і затиснений між терасовими відкладами Самари й Ворскла в с. Киселівці (близько м. Маячки), виявляє таку будову (шурф і свердловина) (дуже схематизовано):

H. e.	a. Черноземля . . . . .	0,0— 0,80 м
W. ls.	b. Полово-сірий в жовтуватим відтінком, що до низу збільшується, вапняковий поруватий лес. Слабо розвинена сітка вапнякових трубочок . . . . .	0,80— 4,80 м
R—W. e.	c. Інтенсивно забарвлений брудносірий з буруватим відтінком ущільнений гумусовий суглинок . . . . .	4,80— 5,80 м
R. ls.	d. Дуже нижній і легкий яснозабарвлений полого-жовтий вапнякуватий лес. У стінах шурфу можна бачити налягання негрубої (< 1 м) товщі типового субареального лесу на морену й продукти розмиву (флювіогляціальні піски), що заміщають П. Підморенова частина лесу складена вгорі (тобто безпосередньо над мореною й флювіогляціалом) в нижніх верствуватих водних варіантів, типу Bänderton. Нижче знову йде типовий субареальний лес з <i>Saraca vindobonensis</i> . . . . .	5,80—12,80 м
M—R. sup.	e. Досить інтенсивно забарвлений у темнобурій і попеясто-сірий гумусовий колір малокарбонатний (особливо вгорі) піскуватий ущільнений суглинок, що репрезентує верхній підгоризонт міндель-ріського ґрунту . . . . .	12,80—14,80 м
PR. ls.	f. Надзвичайно карбонатний, дуже піскуватий лесуватий суглинок, забарвлений у дуже віжний полого-жовтий і навіть кремовий колір. Загальним <i>habitus</i> -ом дуже близький до нормального лесу, особливо ріського (характерне ясне забарвлення, високий вміст карбонатів), але різниться від нього більшою піскуватістю. У верхніх горизонтах лесу надмірне скупчення карбонатів, очевидно, зв'язаних в вище уложенні копальним ґрунтом . . . . .	14,80—15,80 м
M—R. inf.	h. Грубий горизонт темного бруднобурого гумусового суглинку. Верхні горизонти зовсім не реагують на HCl. Донизу карбонатність збільшується і доходить максимуму на межі з нижче-уложенним лесом. Інтенсивність гумусового забарвлення також зменшується зверху вниз . . . . .	15,80—18,80 м
M. ls.	i. Типовий легкий полого-жовтий лес, багатий на вапняні трубочки й прожилки. Донизу більш піскуватий . . . . .	18,80—20,80 м
G—M. al. e.	j. Сірий, донизу жовтуватий і дуже піскуватий гумусовий суглинок . . . . .	20,80—22,80 м
G. ls.	k. Нижній ясний лес, поруватий і дуже карбонатний. В складі породи є чимало тонких удовжених лусочок слюди. Нижня межа дуже різка . . . . .	22,80—23,80 м
	l. Досить тонкі кварцові піски (перемиті верхи полтавського поверху).	

В даному профілі надзвичайно грубий міндель-ріський копальний ґрунт (f—h) розірваний горизонтом досить типового піскуватого лесу. Верхній горизонт ґрунту (f) виявлений слабше, глибина його менша. Нижній підгоризонт (h) надзвичайно ефектний, забарвлений дуже інтенсивно, глибина його значно більша, ніж верхнього підгоризонту. Нижній (гюнц-міндельський) копальний ґрунт (j) позначається великою піскуватістю. Нижній (гюнцський) лес (k) незгідно налягає на розмиту поверхню полтавських пісків (частково, можливо, навіть перемитих у його верхніх горизонтах „l“).

<sup>1)</sup> Л. Лувгерсгаузен, Очерки..., гл. 4.

Значно далі на південний схід від описаного киселівського останця, вище по Орелі, був описаний другий профіль, що надзвичайно виразно виявляє будову міндель-ріського копального ґрунту. Поверхня являє собою високе типове плато, що лежить коло південно-східної периферії Дніпрівської гляциальної області.

Коло південно-західного краю с. Варварки правий високий берег долини Лип'янки (доплив Орелі) прорізаний рядом глибоких розвернених ярів („проваля”). В одному з них, ближче до хут. Глинщини, можна простежити:

H. e.	a.	Напівамита чорноземля.	
W <sub>2</sub> . ls.	b.	Брунатуватато-половий верхній лес (в осипах).	
R—W <sub>2</sub> . e.	c.	Брунато бурий з численними давніми гумусовими патьокками й плямами ущільнений суглинок. Вадовж нижньої межі (контакт з нижчеуложеним лесом) спостерігається зона скупчення карбонатів у вигляді пухких борошнуватих вилучень і слабких журавчиків. Копальний ґрунт утворює ряд виразних густих гумусових патьоків у нижчеуложений лес — близько	1,0 м
R. ls.	d.	Ніжно-половий з легким жовтуватим відтінком поруватий легкий лес. Позначається високою поруватістю і великим розвитком тонких вапнякових жил і трубочок. Є чимала домішка лусочок слюди. У звітрлях стінках відслонень розпадається на крихкі вертикальні окремісті — понад	4,0 м
M—R. sup. e	e.	Темнобрунатний ущільнений суглинок. Верхні горизонти мають злегка буруватий відтінок, що до середини переходить в інтенсивно сірий, а донизу бліднішає. Межа буруватої (верхньої) зони й гумусової (сірої) розпливчаста й неясна. Донизу давній ґрунт різко піскуватий . . . . .	1,8 м
PR. ls. al.	f.	Прошарок зеленувато-полового вапнякового лесуватого суглинку, типу солодководяних варіантів лесу. Подекуди легкі залізясто-вохристі розводи . . . . .	0,50 м
	g.	Середньозернистий, догори тонший і дрібніший, дуже добре обкатаний донизу і більш гострокутний у верхніх горизонтах жовтувато-сірий пісок. Основну масу становлять кварцові зерна, до яких зрідка домішуються помітні через лупу темнозелені й майже чорні зерна, очевидно, рогової світні. Пісок виявляє неясну хвилясту смугастість і подекуди має в собі горизонтальні прошарки й тонкі лінії глинястого й лесуватого піску . . . . .	1,9—2,3 м
M—R. inf. e.	h.	Зеленуватий вогкий суглиносупісок . . . . .	0,5 м
M. ls.	i.	Досить тяжкий, щільний гумусовий суглинок, відокремлений від вищеуложеної серії f—h виразною й різкою межею. Внизу — великі виділення карбонатів . . . . .	2,2—3,0 м
G—M. e.	j.	Ніжно-кремовий поруватий вапняковий лес з численними вертикальними й складно розгалуженими вапняковими трубочками . . . . .	2,0 м
G. ls.	k.	Червонувато-брунатний щільний комкуватий суглинок. Багато дрібних темних плям манганових сполук. Вишу, частково вже в межах нижнього лесу, великі скупчення карбонатів . . . . .	1,85 м
N <sub>1</sub> <sup>3</sup>	l.	Кофейно-половий і кофейно-кремовий нижній трохи глинястий лес з великими прекрасно утвореними конкреціями CaCO <sub>3</sub> . . . . .	1—1,2 м
	m.	Товща червоно-бурих глин плато.	

Оригінальна система f—h, що розриває міндель-ріський копальний ґрунт, еквівалентна горизонтові f киселівського профілю (див. вище). Цікаво відзначити, що вся ця серія (f—h) складає виразну лінзу в горизонтальною верхньою і опуклою нижньою поверхнею. Нижня поверхня (дно лінзи) невідгдно лежить на нижньому підгоризонті копального ґрунту (i), безперечно, розмитому в осьовій частині лінзи. Далі, зелена (озерна чи річкова?) глина „h“, так само як і більший нижній горизонт піску „g“, спостерігається тільки в центральній частині лінзи, де остання найглибша. По краях, де вся серія

потоншується, спостерігається лише тонкий прошарок глинястого піску чи супіску, що заступає пісок „g“. Ближче до устєвої частини ярка нижня поверхня лінзи підіймається догори, зближуючись з верхньою, піски й супіски (g—h) виклинюються зовсім, копальний ґрунт набирає знову нормального вигляду, а на границі верхнього (e) й нижнього (i) горизонтів спостерігається тільки ледве помітна зона слабого лесового посвітління, пронизана давніми гумусовими патьокками верхнього горизонту (e):

M—R. sup. e.	1. Верхній гумусовий горизонт . . . . .	1,8—2,0 м
P. R. ls.	2. Лес . . . . .	0,3—0,5 м
M—R. inf. e.	3. Нижній гумусовий горизонт, виявлений значно різкіш, ніж верхній . . . . .	2,0—3,5 м

Щоб не загромаджувати свого викладу, я не зупинятимусь на детальному описі інших профілів, обмежившись основною їх схемою, ідеєю будови.

Свердловина, закладена на поверхні високого плато в околицях с. Єржівки (Нехворощанська балка), пройшла такі горизонти:

H. e.	a. Сучасний ґрунт . . . . .	0,0 — 0,8 м
W <sub>2</sub> . ls.	b. Перший поверх лесу . . . . .	0,8 — 3,8 м
R—W <sub>2</sub> . e.	c. Копальний ґрунт . . . . .	3,8 — 4,95 м
R. ls.	d. Типовий світло забарвлений ріський лес . . . . .	4,95—8,15 м
M—R. sup. e.	e. Ущільнений жовто-сірий гумусовий суглинок, особливо інтенсивно забарвлений у верхніх і середніх горизонтах. В основі залягає прошарок карбонатів . . . . .	8,15—10,50 м
P. R.	f. Досить тонкий глинястий пісок сірувато-жовтого відтінку . . . . .	10,50—12,55 м
M—R. inf. e.	g. Нижній підгоризонт міндель-ріського копального ґрунту. Виявлений дуже типowo . . . . .	12,55—15,15 м
M. ls.	h. Міндельський лес . . . . .	15,15 — 16,80 м
G—M. e.	i. Нижній копальний ґрунт . . . . .	16,80—20,30 м
G. ls.	j. Нижній лес . . . . .	20,30—21,80 м
N <sub>2</sub> <sup>3</sup>	k. Бурі глини . . . . .	21,80—28,50 м
Pg.	l. Полтавський пісок . . . . .	28,50—29,50 м

Очевидно, дуже близька до наведеної схеми також будова плато коло Соколової балки.

Свердловина, закладена коло с. Дем'янки (на північ від Маячки), показала:

H. e.	a. Сучасний ґрунт . . . . .	0,00— 1,20 м
W <sub>2</sub> . ls.	b. Верхній лес . . . . .	1,20— 1,70 м
R—W <sub>2</sub> . e.	c. Копальний ґрунт . . . . .	1,70— 4,60 м
R. ls.	d. Ріський лес . . . . .	4,60— 8,10 м
M—R. sup. e.	e. Верхній підгоризонт міндель-ріського копального ґрунту . . . . .	8,10—10,40 м
P. R.	f. Зеленувато-половий нижній мергелястий лес, типу солодково-водяних суглинків, з добре розвиненою сіткою залізисто-вохристих розводів і плям. Чимало вапняних конкрецій . . . . .	10,40—14,30 м
M—R. inf. e.	g. Нижній підгоризонт грубого копального ґрунту . . . . .	14,30—18,00 м
M. ls.	h. Тонкий глинястий пісок, що переходить у лесуватий супісок . . . . .	18,00—20,90 м
G—M. e.	i. Нижній копальний ґрунт . . . . .	20,90—22,50 м
G. ls.	j. Нижній лес . . . . .	22,50—23,30 м
Pg.?	k. Піски (пройдено) . . . . .	23,30—26,00 м

Нарешті, свердловина, закладена на плато лівобережжя Орелі, коло зут. Кременівських, пройшла:

H. e.	a. Чорноземля . . . . .	0,00 — 1,60 м
W <sub>2</sub> . ls.	b. Лес . . . . .	1,60 — 2,60 м
R—W <sub>2</sub> . e.	c. Копальний ґрунт . . . . .	2,60— 4,05 м
R. ls.	d. Лес . . . . .	4,05— 7,10 м
M—R. sup. e.	e. Верхній горизонт M—R копального ґрунту. Забарвлення вгорі червонувате, донизу темносіре . . . . .	7,10 — 10,00 м

P. R. ls.	f. Білясто-половий, у верхній частині провиваний гумусовими патьоками лесуватий суглинок . . . . .	10,00—11,00 м
M—R. inf. e.	g. Нижній горизонт M—R копального ґрунту . . . . .	11,00—13,50 м
M. ls.	h. Лес . . . . .	13,50—15,00 м
G—M. e.	i. Копальний ґрунт . . . . .	15,00—18,50 м
G ls.	j. Лес . . . . .	18,50—21,00 м
N. <sup>2</sup>	k. Бурі глини . . . . .	21,50—27,70 м
N. <sup>3</sup> ?	l. Рябі глини . . . . .	27,70—28,35 м
Pg.?	m. Полтавські піски . . . . .	28,35—32,20 м

Всі три наведені профілі (Єржівка, Дем'янки, Кременівські хутори) належать до своєрідної зони плато, порушеної давніми верхньопліоценовими розмивами. В наслідок цих розмивів на великих участках і правобережжя і, особливо, лівобережжя Орелі груба товща бурих, а подекуди й рябих глин чималою мірою знищена і нижній (гюнцький) лес лежить невгідно на давній поверхні розмиву<sup>1)</sup>. Саме явище цих давніх площинних розмивів я зв'язав<sup>2)</sup> з верхньопліоценовим зледенінням, що, очевидно, відповідало дунайському зледенінню Альпійських гір, установленому Eberl-ем<sup>3)</sup>.

Всі три профілі виявляють п'ятичленну будову, при відсутності нижньовюрмського лесу, тобто при двочленній будові надморенової частини лесової системи (вюрм II, ріс). Грубий міндель-ріський копальний ґрунт (e—g) скрізь розірваний горизонтом негрубого лесу (f), або лесуватих, що заступають його, варієтетів (глинястий пісок свердловини коло Єржівки, солодководяний суглинок с. Дем'янки) на меншу верхню і більшу нижню частини. Виняток становить перетин Кременівських хуторів, де верхній підгоризонт копального ґрунту (e) трохи більший, ніж нижній (g). Але цей випадок не є характерний.

Обмежившись наведеними розрізами для Лівобережжя, перейду до південно-західної частини України. Почну з Наддністрянщини.

Як я вже сказав, у межах Молдавії цілком невідомий нижньовюрмський лес. Я не буду доводити цього твердження, бо це не входить у завдання даної замітки. Скажу тільки, що це показує як описаний В. І. Крокосом шурф коло ст. Мигаєво<sup>4)</sup>, так і наші спостереження (профіль коло Гребінників та ін.<sup>5)</sup>. Так само багато перетинів давніх Дністрівських терас вище Кучурганського лиману доводять відсутність тут нижньовюрмського лесу.

Переверстовування міндель-ріського копального ґрунту особливим горизонтом лесу надто виразно виявлено підчас вивчення найдавнішої Колкотівської (IV) тераси Дністра як у природних перетинах, так, особливо, при розгляді свердловини, закладеної на поверхні четвертої тераси між балками Колкотовою й Карагаші. Профіль цей такий:

H. e.	a. Чорноземля . . . . .	0,0 — 0,80 м
W <sub>1</sub> . ls.	b. Полово-жовтий, дуже типовий і нижній поруватий вапняковий лес. Трапляється небагато лусочок мусковіту, що домішуються до основної кварцової маси породи . . . . .	0,80— 2,50 м
R—W <sub>2</sub> . e.	c. Полово-сірий ущільнений лес, злегка, але виразно гумусово забарвлений. Верхня межа дуже різка і її легко визначити навіть на зразках. Навпаки, нижня границя дуже невизначена: копальний ґрунт тисними й майже непомітними переходами зв'язаний нижчеуложеним лесом . . . . .	2,50— 2,90 м
R. ls.	d. Досить типовий жовтуватий лес, що донизу набуває злегка брунатного забарвлення. Відмінна властивість лесу в його трохи більша глинястість проти лесу верхнього і більший	

<sup>1)</sup> Л. Лунгерсгаузен, Труды четверт. комисс. А. Н., т. III, вып. 1, с. 127, рис. 1.

<sup>2)</sup> Л. Лунгерсгаузен, О времен. накопл. надпойменн. терр. басс. р. Орели.

<sup>3)</sup> Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande, 1930.

<sup>4)</sup> В. И. Крокос, Геол. Вестн., т. II, № 2, 1916.

<sup>5)</sup> Л. Лунгерсгаузен, Очерки...



	вміст слюдяних лусочок. Хоч порода досить карбонатна, вапнякових конкрецій не здебільше . . . . .	2,90— 5,45 м
M—R sup. e.	e. Темнобрунатний, подекуди кольору темної серія щільний гумусовий лес. Забарвлення подекуди досить мінливе; загалом угорі, де копальний ґрунт, очевидно, найбагатший на гумус, переважає сіріший і сірувато-буро-брунатний відтінок, тоді як донизу інтенсивність гумусового забарвлення зменшується і порода набуває чистіших брунатних тонів. Зрідка трапляються дрібні виділення мангану . . . . .	5,45— 6,50 м
P. R. ls.	f. Полово-жовтий дуже ніжний і поруватий, трохи ненормально глинястий світлозабарвлений лес. Є чимало лусочок мусковіту. Трапляються пухкі вапняні конкреції . . . . .	6,50— 6,90 м
M—R. inf. e.	g. Інтенсивно забарвлений гумусовий лес, що складається з двох підгоризонтів: верхнього, густо забарвленого гумусом, близько 1,0 м, і нижнього, більш нерівномірно забарвленого гумусом, з великими скупченнями карбонатів в основі, понад 1,0 м.	
M. ls.	h. Нижче залягав міндельський лес.	

Дуже подібну картину виявила друга свердловина, закладена на поверхні тої самої тераси між Тирасполем і с. Гребінниками. Свердловина ця пересікла верхній лес (разом з чорноземлею 3,65 м), копальний ґрунт (0,45 м), ріський лес (6,09 м) і на глибині 10,19 м ввійшла в міндель-ріський копальний ґрунт. Останній має тут таку будову.

1. Ущільнений, дуже інтенсивно забарвлений гумусовий лес. Інтенсивність забарвлення донизу слабшає . . . . . 1,8 м
2. Смуга легкого лесового посвітління . . . . . 0,2 — 0,4 м
3. Гумусовий лес. У межах переходового горизонту помітні овали давніх кротовин, заповнені ясним лесом . . . . . 4,0 м

Нижче йшов міндельський лес, що налягав у прекрасних перетинах (кар'єрах) Колкотової балки на давньоалювіальні відклади Дністра з *Paludina grandis Neum.*, *Pal. sadleri-alta Neum.*, *Pal. getica Pavl.*, *Pal. aff. rhodensis Buck.*, *Pal. Pavlovi nov. sp.* (= *Pal. Böckhi Pavl. non Halav.*), *Pal. aethiops Parr.*, *Pal. tiraspolitana Pavl.*, *Pal. tiraspolitana-subcrassa nov.*, *Pal. pseudoartesia nov. sp.* та багатьма іншими давніми формами.

Треба дуже обережно підходити до тлумачення лесового вкриття дністрівських терас і стратиграфічного пов'язання окремих поверхів його в зв'язку з тим непорозумінням, яке вийшло при визначенні віку тираспольської тераси.

В. І. Крокос ще 1915 р. цілком точно визначив вік малаештської тераси, як ґюнц-міндельський (перша міжльодовикова доба, на основі вивчення перетину шурфу й свердловини, закладених коло Малаешт<sup>1)</sup>). Цей профіль свідчить про розвиток на терасі триповерхового лесу з нижнім, грубшим, ґрунтом. Але, спираючись на роботу А. П. Павлова (1925), який, не розчленовуючи дністрівських терас, наводить, як характерну форму відповідних відкладів, *Paludina diluviana*, В. І. Крокос пізніше переглянув вік тираспольського гравію малаештської тераси, який він раніш визначив правильно.

Той самий автор наводить другий профіль коло Тирасполя<sup>2)</sup>, що показує налягання на давній алювій двоповерхового лесу.

Пізніші визначення ряду інших геологів не дали правильної геоморфологічної й стратиграфічної оцінки дністрівських терас. Зокрема А. П. Павлов<sup>3)</sup> хибно розумів „тираспольський гравій“ як щось ціле щодо віку й геоморфології, і тому в цікавому списку визначених ним форм з „тираспольського гравію“ вражає надзвичайно різноманітна й штучна суміш типових міндель-ріських копальних і давніх форм, що стоять на грані пліоцену й квартеру (loc. cit., с. 81).

<sup>1)</sup> В. І. Крокос, Геол. Вестник, т. II, вып. 2, 1916.

<sup>2)</sup> В. І. Крокос, Матеріали дослідж. ґрунтів України, вип. 5, 1927, с. 59, § 24.

<sup>3)</sup> А. П. Павлов, Мем. геол. отд. Общ. люб. ест., антр. и этногр., вып. 5, 1925.

Насправді обшира висока тераса Дністра, будову якої викрито в величезних кар'єрах Колкотової балки і в склад якої входять ріняки з *Paludina getica*, *Pal. grandis* і *Pal. tiraspolitana* (див. вище), зовсім не має пісків з *Corbicula fluminalis* і *Pal. diluviana* туп. Ці останні форми властиві молодшій терасі, на якій стоїть Тирасполь і яка різким приступком відокремлена від давнішої четвертої надпіймової (Колкотівської) тераси Дністра<sup>1)</sup>.

1930 р., вважаючи за доведений розвиток на Україні стадіального нижньовюрмського лесу (на основі перетину коло Журавки), з другого боку, базуючись на думці, що триповерхова лесова система Малашт лежить на пісках з *Corbicula fluminalis* та *Paludina diluviana* і, нарешті, беручи на увагу безперечний міндель-ріський вік цих останніх, — В. І. Крокос<sup>2)</sup> робить логічний висновок, що три поверхи лесу, які вкривають терасу, є відповідно: вюрм II, вюрм I і ріс.

Ця непогодженість тепер розв'язується дуже легко.

Давня долина Дністра в його нижній течії складається з пійми й установлених мною чотирьох надпіймових терас. З них найдавіша (IV) тераса складається з ріняків з *Paludina grandis* і *Pal. tiraspolitana*, які, незалежно від характеру лесової системи, що вкриває терасу, треба порівнювати за чисто палеонтологічними даними з гюнц-міндельськими й гюнцькими відкладами Західної Європи (солодководяні відклади *Siebenbürgen-a*, *Forest bed.*, *St. Prest*, середні горизонти *Mosbach-a* з *Elephas meridionalis* і *Trogontherium Cuvieri*<sup>3)</sup>). Саме до цієї тераси належить профіль В. І. Крокоса коло Малашт (ор. cit.).

Нижча, третя надпіймова тераса Дністра складається з пісків і ріняків з *Corbicula fluminalis*, *Paludina diluviana* туп. та інших форм, надзвичайно характерних для міндель-ріського поверху Зах. Європи. Ця тераса перекрита коло Тирасполя двома поверхами лесу, як показали численні описані мною природні й штучні перетини. До цієї тераси належить профіль В. І. Крокоса в залізничних кар'єрах коло Тирасполя<sup>4)</sup>.

Отже в південній Молдавії (так само як і в північній частині її) вище Кучурганського лиману зовсім немає нижньовюрмського лесу і потреба припускати існування його тут, викликана певною непов'язаністю попередніх дослідників, цілком відпадає.

Повертаюся до двох наведених вище перетинів четвертої тераси Дністра коло с. Гребінників і коло б. Карагаші.

Другий згори поверх лесу в обох описаних профілях (d) налягає коло Тирасполя, в межах третьої тераси, на піски з *Corbicula fluminalis*, звідки вік цього лесу цілком точно визначається як ріський. Знову таки лес „h“, що доходить чималой габунини і в верхніх горизонтах представлений типовою субаеральною породою, в перетинах Колкотової балки лежить на пісках і ріняках з *Pal. grandis* і *Pal. tiraspolitana*, з чого вік цього лесу також цілком точно визначається як міндельський.

Отже два давні гумусові горизонти (e, g) профілю, разом з негрубим горизонтом типового лесу (f), що поділяє їх, неминуче доводиться залічити до міндель-ріської епохи, скільки зверху вони обмежені, безперечно, ріським (d), а знизу, безперечно, міндельським лесом (h). Висновок цей, як видно, цілком відповідає тому, що ми спостерігали в середній Наддніпрянщині (Приорельське плато).

І з другого погляду помітна повна аналогія: верхній горизонт міндель-ріського копального ґрунту, що лежить вище лесу „f“, значно поступається

<sup>1)</sup> Л. Лунгерсгаузен, Очерки по геологии Молдавии, гл. 5.

<sup>2)</sup> В. И. Крокос, Изв. главн. геол. разв. упр., 1930, XLIX, № 1.

<sup>3)</sup> W. Soergel, Mitt. Bad. geolog. Landesanst., т. IX, № 1, 1914.

<sup>4)</sup> В. І. Крокос, Мат. дослідж. ґрунт. Укр., в. 5, с. 59.

глубиною перед нижнім підгоризонтом копального ґрунту, який підстелює цей лес і має загалом менш інтенсивне гумусове забарвлення.

Таку ж складну будову міндель-ріського ґрунту спостерігаємо подекуди і в північній Молдавії. Це надто виразно виступає в перетинах шурфів і свердловин, закладених коло ст. Борщі. Я не наводитиму цих профілів, бо докладно описав їх в іншому місці<sup>1)</sup>. Відзначу тільки, що загальна глибина копального ґрунту доходила тут до 4,34 м. Ґрунт виявлений „брудно-бурим з землясто-сірим відтінком ущільненим гумусовим лесом“. Крім того, „в вертикальному напрямку товща копального ґрунту не є цілком однорідна і допускає розчленування на кілька підгоризонтів, при чому досить виразно намічаються дві гумусові зони, поділені поясом легкого лесового посвітління“, до 1,3 м глибиною (loc. cit., розд. 4).

Я згадував уже на початку замітки, що на південь від Кучурганського лиману й на схід від нього з'являється нижньовюрмський лес. Останній я описав у 10 профілях на найрізноманітніших геоморфологічних елементах рельєфу, тобто і на плато, і на всіх давніх терасах. У всіх цих профілях, крім нижньовюрмського лесу, прекрасно виявлений також і стадіальний (верхній) копальний ґрунт. Отже на плато тут, як правило, спостерігається не чотириповерхова система лесу, як коло Гребінників, а п'ятиповерхова; четверта тераса перекрита не трьома поверхами лесу (Малаешти, Суклея), а чотирма, з яких нижній — міндельський (Кандель, Зельц), а третя тераса з *Carbicula fluminalis* — трьома поверхами лесу, з яких нижній — ріський (Страсбург, Троїцьке та ін.)<sup>2)</sup>.

Наприкінці наведу опис профілю плато в районі розвитку нижньовюрмського лесу (басейн Барабою, с. Кагарлик), який доводить наявність тут шестичленної лесової товщі.

H. e.	a. Черноземля звичайного типу . . . . .	0,00 — 0,50 м
W <sub>1</sub> ls.	b. Яснобрунатний, злегка буруватий, вгорі ущільнений лесуватий суглинок. Система тонких гумусових прожилків, особливо багата в верхній половині лесового поверху . . . . .	0,50 — 1,30 м
W <sub>1-2</sub> e.	c. Злегка забарвлений гумусом верхній копальний ґрунт. Забарвлення бруднобурвате з невиразним полого-сірим гумусовим відтінком угорі. Численні більш-менш круглясті бобовинки мангану. У верхніх горизонтах порода майже не має карбонатів. Внизу трапляються покручено розгалужені вапняні прожилки й примазки . . . . .	1,30 — 1,70 м
W <sub>1</sub> ls.	d. Трохи ущільнений злегка поруватий лес, що різниться від цілком типового (нормального) лесу збільшеною глинястістю. В складі лесу трапляється небагато тонесеньких лусочок слюди . . . . .	1,70 — 2,60 м
R. W <sub>1</sub> e.	e. Інтенсивно забарвлений гумусом дрібногрудкуватий брудно-сірий, з легкими лесовими язяками вгорі і з невиразними карбонатними смугами й неправильними скупченнями СаСО <sub>3</sub> в нижніх горизонтах, суглинок, що відповідає другому копальному ґрунті. Інтенсивність гумусового забарвлення помітно скабшає донизу, через що порода поступово переходить у лес, що підстелює її . . . . .	2,60 — 3,20 м
R. ls.	f. Типовий легкий дуже поруватий вапняковий лес, забарвлений у нижній жовтуватого-половий відтінок. Між пальцями розтирається в надзвичайно тонкий пил. Через лупу помітні дрібні лусочки слюди. Трапляються вапняні конкреції . . . . .	3,20 — 4,80 м
	g. Той самий лес, але злегка брунатного відтінку . . . . .	4,80 — 5,25 м
M-R sup. e.	h. Червонувато-бурий без карбонатів або злегка карбонатний (особливо вгорі) суглинок, типу горизонтів звітрування. Гумусове забарвлення мало помітне, розміщене плямами й неправильними участками . . . . .	5,25 — 6,15 м

<sup>1)</sup> Д. Лунгерсгаузен, Очерки по геологии Молдавии, гл. 4.

<sup>2)</sup> Планшет XXX — 8.

P. R. ls.	i. Яснозабарвлений нижній лес, що нагадує „f“ . . . . .	6,15— 6,95 м
M—R. inf. e.	j. Досить тяжкий щільний суглинок, забарвлений у густий гумусовий відтінок, донизу не такий різкий і не такий рівномірний . . . . .	6,95— 9,00 м
	k. Переходовий горизонт копального ґрунту. Забарвлення розміщене плямами й донизу блідшає. Карбонати значною мірою вміті в нижчеуложенний лес . . . . .	9,00—10,00 м
M. ls.	l. Яснополовий ущільнений типовий лес . . . . .	10,00—11,10 м
G—M. e.	m. Оранжево-червоний досить мергелястий суглинок, що кольором нагадує terra rossa, різко відмежований від вищеуложеного лесу і який поступово переходить у нижній лес (n) . . . . .	11,10—11,78 м
G. ls.	n. Дуже нижній, яснозабарвлений, поруватий, карбонатний лес, у верхніх горизонтах, що підстелюють копальний ґрунт, забарвлений у нерівномірний, але нижній тілесно-рожевий відтінок. Донизу забарвлення звичайне: яснокремове і полого-жовте . . . . .	11,78—15,08 м
N <sub>2</sub> ?	o. Товща шоколадно-брунатних і червонувато-брунатних щільних суглинків з рідкими вапняними конкреціями—пройдено . . . . .	15,08—18,00 м

Такі факти.

Спробуймо тепер коротко підсумувати ці факти і встановити справжнє значення й зміст їх.

Навіть небагато з наведених профілів, які далеко не вичерпують усього зібраного нами фактичного матеріалу, переконують, що описане тут явище не може бути випадкове і, навпаки, має широке регіональне значення.

Суть цього явища сходить до того, що надзвичайно грубий міндель-ріський копальний ґрунт розщеплюється на два виразні горизонти: верхній горизонт копального ґрунту значно поступається глибиною перед нижнім; між цими горизонтами залягає верства більш-менш типового лесу.

Виходячи з прикладу вище й нижче уложених, цілком узаконених поверхів лесу, ми повинні визнати, що новий поверх лесу, який перетинає грубий горизонт звітрювання міндель-ріського міжльодовикового періоду, свідчить про якийсь різкий, хоч і короткочасний пароксизм холоду, що задовго до ріського зледеніння спричинився до чималого просування льодовиків у Зах. Європі. Ця холодна доба мусіла бути між ріським і міндельським зледеніннями, тобто вона не виходить з меж міндель-ріського інтергляціалу.

Розгляньмо тепер глибину верхнього й нижнього горизонтів міндель-ріського копального ґрунту. Основні цифри зведені в доданій таблиці (див. табл. 1).

Таблиця 1

Глибина верхнього й нижнього підгоризонтів копального ґрунтового комплексу міндель-ріської доби і преріського лесу

		Міндель-ріс		
		Верхній горизонт копального ґрунту	Преріський лес	Нижній горизонт копального ґрунту
Надніпрянщина	Киселівка . . . . .	2,00 м	1,00 м	3,00 м
	Глинщина . . . . .	1,80 „	0,50 „	2,20—3,50 м
	Єржівка . . . . .	2,35 „	2,05 „	2,70 м
	Дем'янки. . . . .	2,30 „	3,90 „	3,70 „
	х. Кременівські. . . . .	2,90 „	1,00 „	2,50 „
Одщина і Молдавія	Карагаші. . . . .	1,05 „	0,40 „	> 1,00 „
	Гребінники. . . . .	1,80 „	0,40 „	4,00 „
	Борщі . . . . .	0,34—1,00 м	1,00—1,39 м	1,61 „
	Борщі . . . . .	—	0,20 м	1,80 „
	Кагарлик. . . . .	0,90 м	0,80 „	3,05 „

Як видно з таблиці, середня грубина верхнього горизонту копального ґрунту (що лежить вище преріського лесу) не перевищує 1,6 м. А середня грубина нижнього підгоризонту того ж ґрунтового комплексу становить понад 2,5—2,6 м, тобто майже вдвоє перевищує грубину верхнього.

Треба до цього додати, що верхній підгоризонт (M—R. sup. у наведених вище перетинах) дуже часто виявлений недосить виразно, часто має просто характер буруватого горизонту звітрювання з невиразним гумусовим забарвленням. Рідше представлений він звичайною й деградованою чорноземлею.

Грубий нижній підгоризонт копального ґрунту (M—R. inf.), що підстелю преріський лес, завжди виявлений надзвичайно виразно і має великий вміст гумусу. Цей нижній підгоризонт, як правило, буває представлений тою своєрідною відміною копального ґрунту, яку В. І. Крокос назвав надгрубою чорноземлею.

Обидва ці моменти — співвідношення грубини ґрунтових горизонтів і різниця в їх типі — переконують мене в тому, що холодна доба, протягом якої називався преріський лес (нижче я подам міркування, з яких я називаю новий поверх лесу преріським), поділяє міндель-ріський інтергляціал на дві нерівні частини. Саме: друга половина міжльодовикової епохи (тобто частини її між преріським пароксизмом холоду і початком ріського зледеніння) була багато коротша (співвідношення грубини) і багато холодніша (співвідношення інтенсивності звітрювання й типів ґрунтів), ніж перша половина інтергляціалу, тобто ніж період між кінцем міндельського зледеніння й прерісом.

Порівняння петрографічного складу преріського лесу з складом лесу інших поверхів приводить до цікавих висновків: найближчі є преріський і ріський лес: кількість у лесі лусочок сляди та інших мінералів, характер ребристості зерен, вміст глинястих часточок і карбонатів, загальний тип породи — все це показує на близькість цих двох лесів.

До таких самих висновків приводить і розгляд механічного складу лесу. В основному механічний склад преріського й ріського лесу виявляє дивний збіг. Особливо близький, за даними, що є в мене, механічний склад преріського і нижніх горизонтів ріського лесу. Наприклад, дані механічного аналізу цих лесів з західної частини Одещини (Кагарлик) мають такий вигляд (грубо-схематично):

	PR	R. inf.
Вміст піску (1—0,05 мм) . . . . .	7,53%	5,50%
Алеврит (0,05—0,01 мм) . . . . .	22,88%	23,77%
Пил (часточки < 0,01 мм) . . . . .	69,59%	69,43%

Тут PR — преріський лес і R. inf. — нижні горизонти ріського лесу.

На табл. 2 подано результати аналізу механічного складу лесу з різних поверхів того самого профілю (Кагарлик). Як видно з таблиці, своїм механічним складом преріський лес досить різко відрізняється від усіх поверхів, зокрема навіть від верхніх горизонтів ріського лесу, виявляючи дивну близькість тільки з нижніми горизонтами цього останнього.

Висновок: за петрографічним і механічним складом преріський лес надзвичайно близький до ріського лесу, особливо до нижніх його горизонтів.

Наприкінці скажу кілька слів про пов'язання добутих фактів і висновків з сучасними західноєвропейськими схемами.

Криві змін інтенсивності випромінювання сонця, складені Міланковичем<sup>1)</sup>, цілком відповідаючи альпійській схемі Пенка-Брюкнера, разом з тим показали

<sup>1)</sup> Köppen W. u. Wegener R., Die Klimate der Geolog. Vorzeit. Borntraeger, 1924.

Таблиця 2

Порівняльний механічний склад лесу з с. Кагарлику (б. Барабой)

№№ по черзі	П о р о д а		Наважка в грамах	Ф р а к ц і ї в %			
	Поверх лесу	Вік		1 - 0,25 мм	0,25—0,05 мм	0,05—0,01 мм	< 0,01 мм
1* 1)	I поверх . . . . .	W <sub>z.</sub> ls.	3,8730	0,66	1,97	20,29	77,08
2*	II поверх . . . . .	W <sub>ii.</sub> ls.	3,8106	0,08	1,76	22,33	75,83
3*	III поверх: верхні горизонти . . . . .	R. sup. ls.	3,9235	0,02	1,89	29,58	68,51
4*	III поверх: нижні горизонти . . . . .	R. inf. ls.	3,867	0,05	5,45	23,77	69,43
5	IV поверх (преріс) . . . . .	PR. ls.	9,4633	0,10	7,43	22,88	69,59
6	V поверх . . . . .	M. ls.	9,6963	0,05	9,71	31,56	58,68
7	VI поверх . . . . .	G. ls.	9,7720	0,01	11,47	36,58	51,94

складний, сказати б, стадіальний характер окремих зледенінь: три різкі мінімуми випромінювання, що відповідають останній (вюрмській) льодовиковій добі, тепер цілком точно укладаються в три головні вюрмські стадіали німецьких і російських геологів: Würm I, Würm II і Würm III (=Bühl), причому два перші стадіали залишили на Україні пам'ять у вигляді двох горішніх поверхів лесу.

На кривих Міланковича ріській добі відповідають два мінімуми випромінювання. Очевидно, другий із цих мінімумів відповідає головній фазі великого зледеніння.

W. Soergel<sup>2)</sup>, вивчаючи терасові відклади ІІм-у, встановив точну кореляцію між подіями четвертинного періоду й фазами розвитку долини ІІм. У відкладах останньої, серед інших епох, очевидно, відбулася й преріська холодна фаза.

К. Beurlen<sup>3)</sup> іде значно далі: він наважується говорити про насув льдів, хоч і невеликий, на Привіслянську низину („Geringes Eisvorstoss in der Weichselniederung“, ib., S. 386), і в валунних мергелях, що переверстовують йольдієві глини (міндель-ріський інтергляціал), бачать відклади, залишені преріською холодною фазою. Очевидно, преріську епоху в східній Пруссії можна довести цілком точно.

Дослідження В. Eberl-я<sup>4)</sup> в північному передгір'ї Альпів (Lech, Iller, Platte) дозволяють йому виділити два, навіть три ріські стадіали, з яких перший, очевидно, відповідає prärisseizeit-ові Soergel-я й Beurlen-а.

З другого боку, цілком необгрунтоване і глибоко хибне ототожнювання германського першого зледеніння Elster-а в prärisseizeit-ом (III α Soergel-я), як це робить, наприклад, Dietrich<sup>5)</sup>: в нього берлінська палюдинова банка

1) Зіркою позначені аналізи, зроблені мішаним способом (Сабаніа й Робінзона). Решту аналізів зроблено способом Робінзона.

2) Soergel W., Die diluv. Terr. der ІІм und ihre Bedeut. f. die Glieder. des Eiszeitalters. G. Fischer, Jena, 1924.

3) Soergel W., Die Gliederung und absolute Zeitrechnung des Eiszeitalters. Fortschr. d. Geol. u. Palaeont., H. 13, 1925.

4) Beurlen K., Diluvialstratigraphie u. Diluvialtektonik. Fortschr. d. Geol. u. Palaeont. l'd. VI, H. 18, 1927.

5) Eberl B., Die Eiszeitenfolge im nördl. Alpenvorlande. Augsburg, 1930.

6) Dietrich W. O., Zeitschr. d. deutsch. Geol. Ges. Bd. 84, H. 4, 1932.

(піски з *Paludina diluviana*) потрапляє в ріський інтергляціал (див. його схему берлінського ділювію).

Отже, тепер у Зах. Європі можна вважати за доведене існування особливої холодної фази, яка передувала великому ріському зледенінню. Стратиграфічно, очевидно, це преріське зледеніння обмежене знизу еемськими верствами й відкладами з *Paludina diluviana* (берлінська палудинова банка), які потрапляють таким чином у першу, більшу частину інтергляціалу.

Відкриття мною на Україні нового поверху лесу, що поділяє грубий копальний ґрунт міндель-ріського інтергляціалу на дві частини, дозволяє заповнити прогалину в порівняльній схемі четвертинних покладів Зах. Європи й України.

Вік грубого копального ґрунту, що містить у собі новий поверх лесу, встановлено цілком точно.

На Наддніпрянщині цей ґрунт лежить нижче морени дніпрівського зледеніння. Отже він давніший за ріське зледеніння.

На Надністрянщині цей ґрунт відокремлений від пісків з *Paludina grandis*, *Pal. aethiops*, *Pal. pseudoartetica* та ін. (перша міжльодовикова доба) грубим поверхом лесу (міндель). Отже він молодший від першого інтергляціалу й від міндельської епохи.

Ніде на просторах України цей грубий копальний ґрунт не вкриває й не підстилає покладів з *Paludina diluviana* й *Corbicula fluminalis* (міндель-ріс). Отже він еквівалентний цим відкладам.

Новий поверх лесу лежить асиметрично в вертикальному профілі міндель-ріського копального ґрунту. Нижній підгоризонт копального ґрунту значно грубший і виявлений багато різкіше. На формування ґрунтового вкриття, що стратиграфічно лежить нижче описаного тут стадіального лесу, потрібно було значно більше часу, ніж на формування молодшого ґрунтового вкриття, що стратиграфічно лежить вище цього лесу.

Цей висновок цілком відповідає кривим Міланковича і висновкам Beurlen-a, Soergel-я Eberl-я та ін.

Отже ми маємо повне право припустити, що описаний тут новий поверх лесу відповідає преріському стадіалові Зах. Європи і можемо назвати його преріським або нижньоріським лесом.

Мета цієї замітки була подати тільки фактичний матеріал щодо преріського лесу. Я не мав змоги зупинитися тут на надзвичайно цікавому питанні про вплив преріської холодної фази на долю річкових долин України, тобто на питанні вже геоморфологічного порядку. Я маю повернутися до цього в іншій статті, яку готую тепер до друку <sup>1)</sup>. А тепер відзначу тільки, що в басейні Дніпра й Дністра можна виділити особливий цикл ерозії, що передував ріському зледенінню. В долині Дніпра в цей час оформився грубий терасовий приступок, похований пізніше під ріськими льодовиковими відкладами, при чому врізування цього приступка почалося пізніше, ніж відкладання типової давньоалювіальної товщі з *Paludina diluviana*. В долині нижнього Дністра, також між відкладанням пісків з *Pal. diluviana* та *Corbicula fluminalis* навіюванням ріського лесу (дніпрянське зледеніння, III α Soergel-я), сталися великі розмиви, що спричинилися до диференціювання пійми на два рівні — нижчий і вищий.

Отже, аналогічно до того, як це було з іншими поверхами лесу <sup>2)</sup>, ми можемо говорити про особливу преріську фазу ерозії на території України, що відповідає часові накупчення преріського лесу.

<sup>1)</sup> Л. Лунгерсгаузен, *Prärisseizeit* на Україні. (Рукопис).

<sup>2)</sup> Л. Лунгерсгаузен, Труды комисс. по изуч. четв. пер. А. Н., т. III. в. 1. с. 127—128; його ж, О времен. накопл. террас р. Орели.

## РЕЗЮМЕ

Изучая летом 1931 г. четвертичные отложения Приорельского плато (левобережье Днепра), я обратил внимание, между прочим, на два оригинальных обстоятельства: 1) постоянную и совершенно исключительную мощность миндель-рисской (третьей по терминологии В. И. Крокоса) ископаемой почвы, достигающую до 4—6 метров, при чем всюду эта почва была выражена удивительно резко и своеобразно; 2) сложное строение самой ископаемой почвы.

Именно во многих случаях можно было заметить следы крупного перерыва между образованием верхнего и нижнего подгоризонтов почвы, которые оказывались, таким образом, дискондантными, так сказать разорванными во времени. Чаще всего здесь залегал тонкий, не свыше 1—2 метров (даже меньше) прослой довольно типичного лесса или лессовидных суглинков, иногда почти целиком прохваченных почвообразовательными процессами верхнего горизонта ископаемой почвы. В других случаях между двумя указанными горизонтами ископаемой почвы залегали линзы довольно разнообразных песков, при чем подобные включения наблюдались на самых разнообразных геоморфологических элементах рельефа: как на типичном плато, так и на древнейших высоких террасах Орели и Ворсклы.

Наконец, третье обстоятельство, обратившее на себя внимание, заключалось в том, что упомянутым прослоем лесса или эквивалентных ему лессовидных вариантов и песков, мощная миндель-рисская ископаемая почва делится на две неравные части: большую—нижнюю и меньшую—верхнюю.

В пределах южной Полтавщины и в Новомосковском районе (бассейн Орели и правобережье Самары) мною было описано свыше 5 профилей, доказывающих подобное оригинальное строение миндель-рисской ископаемой почвы.

Производя в 1932 г. геологические исследования в западной части Одещины и на территории Молдавии, я снова столкнулся с подобными же фактами. В естественных разрезах и в буровых скважинах было описано также несколько совершенно четких и безукоризненных профилей, доказывающих прослаивание миндель-рисской ископаемой почвы особым горизонтом мало-мощного лесса.

Таким образом постепенно накапливались факты, которые все настойчивее и убедительнее говорили о присутствии какого то нового, до сего времени не введенного в стратиграфию четвертичных отложений Украины яруса лесса.

В одних случаях лесс этот выступает совершенно отчетливо, не вызывая никаких сомнений (Тирасполь, некоторые профили Приорелья), в других случаях, как на севере Молдавии, он почти целиком оказывается прохваченным гумусовыми потоками верхнего подгоризонта ископаемой почвы и потому в вертикальном профиле последней выступает лишь сравнительно узкая и неправильно очерченная зона лессового посветления. Наконец, бывают случаи, когда описываемый лесс исчезает вовсе, поглощенный почвой, но огромная мощность и сложная морфология самой почвы наводит на раздумье и невольно заставляет предположить дополнительное накопление лессового материала на поверхности миндель-рисской равнины еще задолго до начала великого (рисского) оледенения, т. е. до начала навевания рисского (третьего сверху) лесса.

В качестве примера можно привести чрезвычайно многочисленные профили Полтавщины, Днепропетровщины и Молдавии, в которых миндель-рисская ископаемая почва довольно отчетливо (несмотря на отсутствие промежуточного лесса) разбивается на два горизонта. Верхний подгоризонт обычно слабее окрашен гумусом и носит красноватый или буроватый оттенок. В основании его сконцентрировано наибольшее количество карбонатов. Нижний



подгоризонт отличается значительно большей мощностью и значительно более густым гумусовым окрашиванием, чем верхний. По своей морфологии этот нижний подгоризонт представляет вполне самостоятельную ископаемую почву.

В статье приводится 9 профилей, доказывающих подобное сложное строение миндель-рисской ископаемой почвы. Во всех этих профилях отчетливо выступает новый ярус лесса или замещающие его лессовидные варианты и пески.

Идеальный сводный профиль четвертичных отложений Приорельского плато имеет следующий характер:

- |                             |   |
|-----------------------------|---|
| W <sub>2</sub> ls.          | 1. Первый ярус лесса (верхневюрмский).                          |
| R—W <sub>2</sub> e.         | 2. Первая ископаемая почва (вюрмский интерстадиал + рисс-вюрм). |
| R. ls.                      | 3. Второй лесс (рисс).  |
| R. m.                       | 4. Морена и флювиогляциальные пески.                            |
| R. inf. ls.                 | 5. Подморенная часть рисского лесса.                            |
| M—R. sup. e.                | 6. Верхний горизонт миндель-рисской ископаемой почвы.           |
| PR. ls.                     | 7. Прерисский лесс.   |
| M—R. inf. e.                | 8. Нижний горизонт миндель-рисской ископаемой почвы.            |
| M. ls.                      | 9. Миндельский лесс.  |
| G—M. e.                     | 10. Гюнд миндельская ископаемая почва.                          |
| G. ls.                      | 11. Гюндский лесс.  |
|                             | 12. Подлессовая ископаемая почва (1).                           |
| X <sub>2</sub> <sup>3</sup> | 13. Бурые плиоценовые глины.                                    |

Нижневюрмский лесс (Würm I) здесь отсутствует совершенно (см. прим. 1, ст. 100). Этот лесс отсутствует также и в Молдавии, как показали мои исследования (прим. 4<sub>1</sub>, ст. 100). Между тем, севернее (Винница, Подолия) нижневюрмский лесс появляется, также, как и на юге, в районе Кучурганского и Днестровского лимана (прим. 4<sub>1</sub>, 4<sub>2</sub>, ст. 100) и Одесщины. Образование подобного оригинального безлессового языка или клина в нижневюрмское время (Würm I), захватывающего Молдавию и протягивающегося к Днепру, в бассейн Орели, условно связывалось мною с системой проблематичных ветров, дувших с Карпат и оттеснявших к востоку меридиональную систему нижневюрмских фенів, разносивших лессовую пыль на просторах украинской перигляциальной области.

Ошибочное представление некоторых исследователей о присутствии в южном Приднепровьи нижневюрмского лесса (см. прим. 2, ст. 106) было вызвано недостаточной разработанной стратиграфией и геоморфологией Днестровских террас.

Исследования автора устранили эту неувязку (см. прим. 4<sub>1</sub>, 4<sub>2</sub>, ст. 100).

Древнейшая (IV) терраса Днестра слагается у Тирасполя тремя ярусами лесса и галечниками с *Paludina grandis* Neum., *Pal. sadleri-alta* Neum., *Pal. getica* Pavl., *Pal. aff. rhodensis* Busk., *Pal. Pavlovi* nov. sp. (= *P. Böckhi* Pavl. non Halav.), *Pal. aethiops* Parr., *Pal. tiraspolitana* Pavl., *Pal. tiraspolitana-subcrassa* nov., *Pal. pseudoartesia* nov. и многими другими древними формами. Эти галечники и пески должны быть сопоставлены с гюнд-миндельскими и гюндскими отложениями Зап. Европы (пресноводные отложения Siebenbürgen-a, Forest bed., St. Prest, средние горизонты Mosbach-a с *Elephas meridionalis* и *Trogontherium Cuvieri* (см. прим. 3, ст. 106).

Третья (тираспольская) терраса Днестра у Тирасполя покрыта двумя лессами (Würm II и рисс) и слагается песками с *Corbicula fluminalis* и *Paludina diluviana*. Возраст ее — миндель-рисский.

Отчетливое прослаивание миндель-рисской ископаемой почвы горизонтом прерисского лесса наблюдалось как на IV террасе Днестра у Тирасполя, так и на высоком плато (север Молдавии).

Южнее, в районе Кучурганского и Днестровского лимана, где появляется нижневюрмский лесс, на плато наблюдается шестичленная свита лесса (два вюрмских яруса, два рисских, миндель и гюнц).

Таковы факты.

Попробуем подвести теперь краткие итоги и попытаемся установить истинное значение и смысл этих фактов.

Даже немногие приведенные в статье профили, конечно, далеко не исчерпывающие всего собранного мною фактического материала, приводят к убеждению, что описанное здесь явление не может быть случайностью и, наоборот, имеет широкое региональное значение.

Суть этого явления сводится к тому, что необычайно мощная миндель-рисская ископаемая почва расщепляется на два горизонта: верхний горизонт ископаемой почвы по мощности значительно уступает нижнему; между этими горизонтами залегает слой более или менее типичного лесса.

В соответствии с выше- и нижележащими, вполне узаконенными ярусами лесса мы должны признать, что новый ярус лесса, прорезающий мощный горизонт выветривания миндель-рисского времени, говорит о каком то резком, хотя и кратковременном пароксизме холода, вызвавшем, еще задолго до наступления рисского оледенения, значительное продвижение льдов в Западной Европе. Эта холодная эпоха должна была иметь место между рисскими и миндельскими оледенениями, т. е. она не выходит из рамок миндель-рисского интергляциала.

Обратимся теперь к рассмотрению мощности верхнего и нижнего горизонтов ископаемой почвы миндель-рисса, сведенной в прилагаемой таблице (см. табл. 1). Здесь M—R. sup. e. — верхний горизонт и M—R. inf. e. — нижний горизонт.

Как видно из таблицы, средняя мощность верхнего горизонта ископаемой почвы (лежащего выше прерисского лесса) не превосходит 1,6 м. Средняя мощность нижнего подгоризонта того же почвенного комплекса превышает 2,5—2,6 м, т. е. почти в два раза превосходит мощность верхнего.

Прибавим к этому, что верхний подгоризонт (M—R. sup. e.) очень часто выражен неотчетливо, во многих случаях носит просто характер буроватого горизонта выветривания со слабым гумусовым окрашиванием. Реже он бывает представлен обыкновенным или деградированным черноземом.

Мощный нижний подгоризонт ископаемой почвы (M—R. inf. e.) подстилающий прерисский лесс, всегда удивительно отчетливо выражен и отличается высоким содержанием гумуса. Этот нижний горизонт представлен, как правило, той своеобразной разностью, которая от В. Крокоса получила название „сверхмощного чернозема“.

Оба эти обстоятельства: соотношение мощности почвенных горизонтов и различие в их структуре, — приводит меня к убеждению, что холодная эпоха, на протяжении которой накапливался прерисский лесс (ниже я приведу соображения, по которым я называю новый ярус лесса именно прерисским), делит миндель-рисский интергляциал на две неравные части, именно: вторая половина межледниковой эпохи (т. е. часть ее между прерисским пароксизмом холода и началом рисского оледенения) была значительно короче (соотношение мощности почвенных горизонтов) и значительно холоднее (соотношение интенсивности выветривания и типов почв), чем первая половина интергляциала, т. е. промежуток между концом миндельского оледенения и прериссом.

Сравнение петрографического состава прерисского лесса и лесса других ярусов приводит к интересным заключениям: наиболее близкими оказываются прерисский и рисский лесс.

К тем же выводам приводит также рассмотрение механического состава лесса.

На табл. 2 приведены результаты механического анализа лесса из различных ярусов одного и того же вертикального профиля (Кагарлык). Как видно из таблицы, по своему механическому составу прерисский лесс (PR) довольно резко отличается от всех других ярусов, в частности даже от верхних горизонтов рисского лесса (R. sup. ls.), обнаруживая замечательное совпадение только с нижними горизонтами этого последнего (R. inf. ls.). Таким образом по своему петрографическому характеру и механическому составу прерисский лесс обнаруживает удивительную близость к рисскому лессу и особенно к нижним его горизонтам.

В заключение я коснусь вопроса увязки полученных фактов с современными западно-европейскими схемами.

Кривые Миланковича (см. прим. 1, ст. 109), обнаружив полное согласие с альпийской схемой Ренк-а и Brückner-а, вместе с тем указали на сложный, так сказать стадийный характер отдельных оледенений. Три резких минимума, отвечающих последней (вюрмской) ледниковой эпохе, в настоящее время совершенно точно укладываются в три главных вюрмских стадияла германских и русских геологов: Würm I, Würm II (= Neowürm Павлова), Würm III (= Bühl), при чем два первых стадияла оставили на Украине память в виде двух верхних ярусов лесса.

Рисской эпохе на кривых Миланковича отвечают два отчетливых минимума. Повидимому, второй из них (III β) соответствует главной фазе Великого оледенения, а первый (III α) — Prärisseiszeit-y.

W. Soergel (см. прим. 2, ст. 110), изучая террасовые отложения III-а, установил точную корреляцию между событиями четвертичного периода и фазами развития долины III-а. На отложениях последней имеется возможность, повидимому, проследить и влияние прерисской эпохи.

K. Beurlen (см. прим. 3, ст. 110) идет значительно дальше. Он говорит о вторжении, хотя и незначительном, льдов в Привислянскую низменность (geringer Eisvorstoss in der Weichsel-Niederung) в прерисское время и в валунных мергелях, прослаивающих иольдиевые глины (миндель-рисский интергляциал), видит отложение этого прерисского ледника.

По всей видимости, в Восточной Пруссии прерисское время установлено довольно точно.

Исследования В. Eberl-я (см. прим. 4, ст. 110) в северном предгорьи Альп (Lech и Iller) позволяют ему выделить два, даже три рисских стадияла, из которых первый, повидимому, отвечает Prärisseiszeit-y Soergel-я и Beurlen-а.

С другой стороны, глубоко необоснованным и прямо ошибочным представляется отождествление первого германского оледенения Elster с Prärisseiszeit-ом (III α Soergel-я), как это делает, например, Dietrich (см. прим. 5, ст. 110), у которого берлинская палудиновая банка попадает в рисский интерстадиал.

Таким образом, в Зап. Европе в настоящее время может считаться прочно доказанным существование особой холодной фазы, предшествовавшей наступанию Великого рисского оледенения. Стратиграфически, повидимому, это прерисское оледенение ограничено снизу эемскими слоями (Eemschichten) и отложениями с Paludina diluviana (Berliner Paludinenbank), которые попадают, таким образом, в первую большую часть интергляциала.

Открытие мною на Украине нового яруса лесса, разделяющего мощную ископаемую почву миндель-рисского времени на две части, позволяет заполнить получившийся в этом отношении пробел в сравнительной стратиграфической схеме четвертичных отложений Украины и Зап. Европы.

Возраст мощной ископаемой почвы, заключающей новый ярус лесса, установлен совершенно точно.

В Приднепровье эта почва лежит ниже морены Днепровского оледенения. Следовательно, она древнее рисского оледенения.

В Приднестровье та же почва отделена от песков и галечников с *Paludina grandis*, *Pal. aethiops*, *Pal. tiraspolitana*, *Pal. pseudoartesia* и др. (гюнц-миндельский интергляциал) мощным ярусом лесса (миндель).

Следовательно, она моложе первого интергляциала и моложе миндельской эпохи.

Нигде на просторах Украины эта мощная ископаемая почва не перекрывает и не подстилает отложений (*Paludina diluviana* и *Corbicula fluminalis* (миндель-рисс). Следовательно, она эквивалентна этим отложениям.

Новый ярус лесса располагается асимметрично в вертикальном профиле миндель-рисской ископаемой почвы. Нижний подгоризонт ископаемой почвы выражен значительно резче и отличается значительно большей мощностью. На формирование ископаемого почвенного покрова, лежащего стратиграфически ниже описанного здесь стадияльного лесса, потребовалось много больше времени, чем на формирование более молодого покрова ископаемой почвы, лежащего стратиграфически выше этого лесса.

Этот вывод находится в полном согласии с кривыми Миланковича и с исследованиями *Beurlen*-а, *Soergel*-я, *Eberl*-я и др.

Таким образом, мы имеем полное право предполагать, что новый ярус лесса, описанный здесь, отвечает прерисскому стадиалу Зап. Европы и можем назвать этот лесс прерисским или нижнерисским.

Целью настоящей заметки было изложение основного фактического материала, касающегося прерисского лесса. Поэтому я не имел возможности остановиться здесь на чрезвычайно интересном и важном вопросе о влиянии холодной прерисской эпохи на судьбу речных долин Украины. Этому вопросу будет посвящена особая статья (см. прим. 1, ст. 111). Сейчас же я замечу только, что в бассейнах Днепра и Днестра можно выделить особый цикл эрозии, предшествовавший рисскому оледенению. В долине Днепра в это время оформился мощный террасовый уступ, впоследствии погребенный под рисскими ледниковыми отложениями, при чем образование этого уступа началось позже отложения типичной древне-аллювиальной толщи отложений с *Paludina diluviana*.

В долине нижнего Днестра, также в промежутке между отложением песков с *Paludina diluviana* и *Corbicula fluminalis* и образованием лесса (Днепровское оледенение, III  $\alpha$  *Soergel*-я), совершились мощные размывы, вследствие чего древняя миндель-рисская пойма дифференцировалась на два уровня: низший и высший.

Таким образом, навеванию прерисского лесса на Украине отвечает особая прерисская фаза эрозии, подобно тому, как это установлено и для других ярусов лессовой серии (см. прим. 2, ст. 111).

## ZUSAMMENFASSUNG

Während meiner Forschungen über die Quartärlagerungen des Plateaus im Orela-Ufergebiet (im Gebiet des linken Dniproufers) im Sommer des Jahres 1931 fielen mir zweierlei eigenartige Erscheinungen auf und zwar 1) die ständige und ganz aussergewöhnliche Mächtigkeit des Mindel-Riss'schen (des dritten, der Terminologie von W. I. Krokos nach) fossilen Bodens, welche 4—6 m erreicht, wobei dieser Boden überall erstaunlich schroff und eigenartig ausgedrückt war; 2) die komplexe Struktur des fossilen Bodens selbst.

In vielen Fällen nämlich konnten Spuren eines erheblichen Zeitabstandes zwischen der Bildung des oberen und unteren Subhorizontes des Bodens verzeichnet werden, so dass diese Subhorizonte als diskordant, so zu sagen zeitlich zerrissen erschienen. Am häufigsten lagerte hier eine dünne, 1—2 m (sogar zeitlich weniger) nicht übertreffende Zwischenschicht ziemlich typischen Lösses oder Lösslehme, die bisweilen beinahe ganz von dem bodenbildenden Prozess des oberen Horizontes des fossilen Bodens durchdrungen waren. In anderen Fällen lagerten zwischen den zwei erwähnten Horizonten des fossilen Bodens Linsen von ziemlich verschiedenartigen Sänden, wobei derartige Einschlüsse an den verschiedensten geomorphologischen Elementen des Reliefs festgestellt wurden, und zwar, sowohl auf dem typischen Plateau als auch auf den ältesten hohen Terrassen der Flüsse Orela und Worskla.

Schliesslich und drittens erschien mir auffallend, dass der mächtige Mindel-Riss fossile Boden durch die eben erwähnten Zwischenschicht von Löss oder der ihm äquivalenten lössartigen Varianten und Sände in zwei ungleiche Teile geteilt wird: den grösseren unteren und den kleineren — oberen.

In den Grenzen des südlichen Poltawer Gebiets und in der Nowomoskower Region (Flussgebiet des Orela und Rechtsufergebiet des Samara) sind von mir über 5 Profile beschrieben worden, die eine derartige originelle Struktur des Mindel Riss fossilen Bodens aufweisen.

Während meiner geologischen Forschungen 1932 im westlichen Teil des Odesaer Gebiets und auf dem Territorium der Moldau stiess ich wiederum auf dergleiche Tatsachen. In den natürlichen Entblössungen, sowie in den Bohrlöchern sind gleichfalls einige deutliche und einwandfreie Profile beschrieben worden, welche beweisen, dass eine Zwischenschicht — ein besonderer Horizont wenig mächtigen Lösses im Mindel-Riss fossilen Boden vorhanden ist.

So häuften sich Tatsachen an, welche immer dringender und überzeugender von dem Vorhandensein irgend einer neuen, bisher stratigraphisch in den Quaritärablagerungen der Ukraine unbekanntem Löss-Stufe zeugten.

In einigen Fällen tritt dieser Löss vollkommen deutlich hervor ohne irgendwelche Zweifel zu erregen (Tiraspol; einige Profile des Orela-Ufergebiets), in anderen Fällen wie z. B. am Norden der Moldau ist er beinahe ganz von den Humusausläufen des oberen Subhorizontes des fossilen Bodens durchdrungen, und daher tritt im vertikalen Profil des letzteren bloss eine verhältnismässig schmale lössartige hellere Zone von unregelmässiger Form zum Vorschein. Zuletzt seien noch Fälle erwähnt, wo der beschriebene Löss vom Boden absorbiert ganz verschwindet, allein die ungeheure Mächtigkeit, sowie die komplexe Morphologie des Bodens an sich gibt zu denken und drängt unwillkürlich zur Annahme, dass auf der Oberfläche der Mindel-Riss Ebene noch längst vor Beginn der Grossen (Riss) Vereisung, d. h. vor dem Anfang der Anwehung des Riss'schen (dritten, von oben gerechnet) Lösses eine ergänzende Anhäufung des Lössmaterials stattgefunden hat.

Als Beispiel können wir auf die äusserst zahlreichen Profile des Poltawer und Dnipropetrowsker Gebiete und der Moldau hinweisen, in welchen der Mindel Riss fossile Boden ziemlich deutlich (obgleich da keine Zwischenschicht von Löss vorhanden ist) in zwei Horizonte eingeteilt ist. Der obere Subhorizont ist gewöhnlich schwächer von Humus gefärbt und zeigt eine rötliche oder rotbräunliche Färbung. An seiner Basis ist eine geringe Menge von Karbonaten konzentriert. Der untere Subhorizont zeichnet sich durch eine bedeutend grössere Mächtigkeit und eine erheblich tiefere Humusfärbung, als der obere aus. Seiner Morphologie nach stellt dieser untere Subhorizont einen vollkommen selbständigen fossilen Boden dar.

Der vorliegende Artikel enthält die Beschreibung von 9 Profilen, die eine derartige komplexe Struktur des Mindel-Riss fossilen Bodens erweisen. In allen diesen Profilen tritt deutlich die neue Löss-Stufe oder der ihn ersetzenden lössartigen Varianten und Sände hervor.

Das ideal zusammengestellte Profil der Quartärablagerungen des Plateau im Orela-Ufergebiet kann folgenderweise charakterisiert werden:

- |                             |  |
|-----------------------------|--|
| W <sub>2</sub> . ls.        | 1. Erste Löss-Stufe (Oberwürm).                          |
| R—W <sub>2</sub> . e.       | 2. Erster fossiler Boden (Würm Interstadiale Riss-Würm). |
| R. ls.                      | 3. Zweiter Löss (Riss).                                  |
| R. m.                       | 4. Moräne und fluvioglaziale Sände.                      |
| R. inf. ls.                 | 5. Untermoräniger Teil des Riss'schen Lösses.            |
| M—R. sup. e.                | 6. Oberer Horizont des Mindel-Riss fossilen Bodens.      |
| PR. ls.                     | 7. Präriß Löss.  |
| M—R. inf. e.                | 8. Unterer Horizont des Mindel-Riss fossilen Bodens.     |
| M. ls.                      | 9. Mindel Löss   |
| G—M. e.                     | 10. Günz-Mindel fossiler Boden.                          |
| G. ls.                      | 11. Günz Löss.   |
|                             | 12. Unterlössiger fossiler Boden (1).                    |
| N <sub>2</sub> <sup>3</sup> | 13. Rotbraune Pliozäntone.                               |

Der Unterwürm-Löss (Würm I) fehlt hier vollkommen (s. Anm 1., S. 100). Auch in der Moldau ist dieser Löss nicht vorhanden, wie es meine Forschungen bewiesen haben (s. Anm. 4<sub>1</sub>, S. 100). Nördlicher jedoch (Winnitza, Podolien), sowie auch im Süden, im Gebiet des Kutchurganskischen und Dniestr-Limanes (s. Anm. 4<sub>1</sub>, 4<sub>2</sub>, S. 100) und im Odessaer Gebiet kommt der Unterwürm-Löss wieder zum Vorschein. Die Bildung einer dergleichen die Moldau umfassenden und sich zum Dnipro ins Flussgebiet des Orela erstreckenden originalen lösslosen Zunge (Keils) zur Unterwürm-Eiszeit (Würm I) brachte ich bedingungsweise in Zusammenhang mit dem System der problematischen Winde, die von den Karpaten her wehten, und die das meridionale System der Unterwürm Föhne (der Föhne, die den Löss-Staub über das weite ukrainische periglaziale Gebiet transportierten), gegen Osten drängten.

Die irrümliche Vorstellung einiger Forscher über das Vorhandensein von Unterwürm-Löss (s. Anm. 2, S. 106) im südlichen Dniestrgebiet ist auf die ungenügend ausgearbeitete Stratigraphie und Geomorphologie der Dniestr-Terrassen zurückzuführen.

Meine Forschungen haben diesen Widerspruch (s. Anm. 4<sub>1</sub>, 4<sub>2</sub>, S. 100) beseitigt.

Die älteste (IV) Terrasse wird neben Tiraspol aus drei Löss-Stufen und Schotter gebildet. Letzterer enthält *Paludina grandis* Neum., *Pal. sadleri-alta* Neum., *Pal. getica* Pavl., *Pal. aff. rhodensis* Buck., *Pal. Pavlovi* nov. (= *P. Böckhi* Pavl. non Halav.), *Pal. aethiops* Parr., *Pal. tiraspolitana* Pavl., *Pal. tiraspolitana-subcrassa* nov., *Pal. pseudoartesia* nov. und viele andere alte Formen. Diese Schotter und Sände sind den Günz-Mindel und Günz Ablagerungen des westlichen Europas gegenüberzustellen (Süswasserablagerungen von Siebenbürgen, Forest bed, St. Prest, die mittleren Horizonte von Mosbach mit *Elephas meridionalis* und *Trogontherium Cuvieri* (s. Anm. 3, S. 106). u s. v.).

Die dritte (Tiraspol) Terrasse des Dniestr ist bei Tiraspol von zwei Lössen (Würm 2 und Riss) bedeckt und besteht aus Sänden mit *Corbicula fluminalis* *Paludina diluviana*. Sie ist von Mindel-Riss Alter.

Die deutliche Zwischenschichtung des Mindel-Riss fossilen Bodens von einem Horizont präriß'schen Lösses ist sowohl an der IV. Dniestr Terrasse bei Tiraspol, als auch auf dem hohen Plateau (Nord-Moldau) konstatiert worden.

Südlicher, im Gebiet des Kutschurganskischen und Dniestr-Limanes, wo der Unterwürm Löss zum Vorschein kommt, findet man auf dem Plateau eine sechsgliedrige Löss-Schichtenfolge (zwei Würm-Stufen, zwei Riss-Stufen, Mindel und Günz).

Das sind die Tatsachen.

Wir wollen nun versuchen alle diese Angaben kurz zusammenzufassen und ihren wahre Bedeutung und ihren Sinn festzulegen.

Sogar die wenigen im Artikel besprochenen Profile, die gewiss bei weitem nicht das von mir gesammelte faktische Gesamtmaterial erschöpfen, lassen schliessen, dass die oben beschriebene Erscheinung keinem Zufall zugeschrieben sein kann; sie ist im Gegenteil von grosser regionaler Bedeutung.

In wesentlichen besteht diese Erscheinung darin, dass der ausserordentlich mächtige Mindel-Riss'sche fossile Boden sich in zwei Horizonte spaltet: der Mächtigkeit nach steht der obere Horizont des fossilen Bodens dem unteren erheblich nach: zwischen diesen Horizonten liegt eine Schicht mehr oder minder typischen Lösses.

In Übereinstimmung mit den höher und niedriger gelagerten völlig gesetzmässigen Löss-Stufen ist anzuerkennen, dass die neue Löss-Stufe, die den mächtigen Verwitterungshorizont der Mindel-Riss Zeit durchschneidet, von einem starken, wenn auch kurzandauernden Kälteparoxysmus zeugt, welcher noch längst vor Beginn der Riss-Vereisung einen bedeutenden Eisvorstoss im westlichen Europa bewirkte. Dieses kalte Zeitalter muss zwischen der Riss- und Mindel-Vereisung stattgefunden haben, so dass es die Grenzen des Mindel-Riss Interglazials nicht überschreitet.

Betrachten wir nun die Mächtigkeit des oberen und unteren Horizontes des fossilen Bodens vom Mindel-Riss, welche in der Tabelle 1 zusammengefasst ist. Hier bezeichnet M.-R. sup. e. den oberen Horizont, und M.-R. inf. e. — den unteren Horizont.

Wie aus der Tabelle zu ersehen ist, übertrifft nicht die mittlere Mächtigkeit des oberen Horizontes des fossilen Bodens (der über dem Präriß-Löss lagert) 1,6 m. Die durchschnittliche Mächtigkeit des unteren Subhorizontes desselben Bodenkomplexes beträgt über 2,5—2.6 m, d. h. übertrifft beinahe um das doppelte die Mächtigkeit des oberen Horizontes.

Es sei hinzugefügt, dass der obere Subhorizont (M.-R. sup. e.) sehr häufig undeutlich ausgedrückt ist und in vielen Fällen einfach den Charakter eines rotbräunlichen Verwitterungshorizontes mit schwacher Humusfärbung aufweist. Seltener ist er durch gewöhnlichen oder degradierten Tschernosem vertreten

Der mächtige untere Subhorizont des fossilen Bodens (M.-R. inf. e.), der dem präriß'schen Löss unterlagert ist, ist stets äusserst deutlich ausgedrückt und zeichnet sich durch einen hohen Humusgehalt aus. Dieser untere Horizont ist gewöhnlich durch die eigenartige Varietät repräsentiert, welche von W. Krokos als „supermächtiger Tschernosem“ bezeichnet worden ist.

Diese beiden Umstände: die Korrelation der Mächtigkeit der Bodenhorizonte und der Unterschied in deren Struktur lassen mich schliessen, dass das kalte Zeitalter während dessen sich der präriß'sche Löss anhäufte (weiter werde ich die Erwägungen anführen, danach ich die neue Löss-Stufe eben als Präriß bezeichne), das Mindel-Riss Interglazial in zwei ungleiche Teile sondert. Es war nämlich die zweite Hälfte des Interglazials (d. h. dessen Teil zwischen dem präriß'schen Kälteparoxysmus und dem Beginn der Riss-Vereisung) viel kürzer (Verhältnis zwischen der Mächtigkeit der Bodenhorizonte) und erheblich kälter (Verhältnis zwischen der Verwitterungsintensität und den Bodentypen), als die erste Hälfte des Interglazials, d. h. der Zeitabschnitt zwischen dem Ende der Mindel-Vereisung und der Präriß-Zeit.

Der Vergleich der petrographischen Zusammensetzung des präriß'schen Lösses mit derjenigen des Lösses anderer Stufen führt zu interessanten Schlussfolgerungen: als am nächsten zueinander stehend erscheinen die Präriß- und Riss-Lösse.

Die Untersuchung der mechanischen Zusammensetzung des Lösses lässt uns das gleiche schliessen.

Tabelle 2 enthält die Ergebnisse der mechanischen Analyse von Löss aus verschiedenen Stufen ein und desselben vertikalen Profils (Kagarlyk). Wie aus

der Tabelle ersichtlich ist, unterscheidet sich der präriß'sche Löss (PR), seiner mechanischen Zusammensetzung nach, ziemlich stark von sämtlichen sonstigen Stufen, im einzelnen selbst von den oberen Horizonten des Riss-Lösses (R. sup. ls.) und trifft nur in auffallender Weise mit den unteren Horizonten des letzteren (R. inf. ls.) zusammen.

Seinem petrographischen Charakter, sowie seiner mechanischen Zusammensetzung nach weist also der Präriß-Löss eine auffallende Ähnlichkeit mit dem Riss-Löss, insbesondere mit dessen unteren Horizonten auf.

Zum Schluss möchte ich die Frage danach streifen, inwieweit die erhaltenen Angaben mit den zeitgenössischen westlich-europäischen Schemas in Einklang zu bringen sind.

Die Kurven von Milankowitsch (s. Anm. 1, S. 109) stimmen vollkommen mit dem alpinischen Schema von Penck und Brückner überein, weisen aber zugleich auf den komplexen, so zu sagen stadialen Charakter einzelner Vereisungen hin. Die drei grössten Minimums des letzten (Würm) Glazials entsprechen, ganz genau den drei Würm Hauptstadialen der deutschen und russischen Geologen Würm I, Würm II (Neowürm von Pavlow). Würm III (Bühl), wobei die ersten zwei Stadialen ihre Spur in der Ukraine in der Form von den zwei oberen Löss-Stufen hinterlassen haben.

Der Risseiszeit entsprechen auf den Kurven von Milankowitsch zwei deutliche Minimums. Offenbar entspricht das zweite von ihnen (III  $\beta$ ) der Hauptphase der Grossen Vereisung, und der erste (III  $\alpha$ ) — der Prärisseiszeit.

Während seiner Forschungen über die Terrassenablagerungen des Ilm, stellte W. Soergel (s. Anm. 2, S. 110) eine genaue Korrelation zwischen den Vorgängen der Quartärperiode und den Entwicklungsphasen des Ilmtales fest. Offenbar besteht die Möglichkeit auch den Einfluss der Prärisseiszeit an den Ablagerungen dieses Tales zu verfolgen.

K. Beurlen (s. Anm. 3, S. 110) geht in seinen Ausführungen noch viel weiter. Er weist auf einen, wenn auch geringen Eisvorstoss in die Weichselniederung zur Prärisseiszeit hin, und sieht in den Geschiebemergeln, die als Zwischenschichten in den Yoldentonen (Mindel-Riss Interglazial) lagern, die Ablagerungen dieses Präriß Gletschers.

Allem Anscheine nach ist in Ostpreussen die Prärisseiszeit ziemlich genau festgestellt worden.

Die Forschungen von B. Eberl (s. Anm. 4, S. 110) im nördlichen Alpenvorlande (Lech und Iller) gestatten ihm zwei, sogar drei Riss-Stadiale auszusondern, von denen die erste augenscheinlich der Prärisseiszeit von Soergel und Beurlen entspricht.

Andrerseits erscheint als durchaus unbegründet und geradezu irrtümlich die Identifizierung der ersten deutschen Elstervereisung mit der Prärisseiszeit (III  $\alpha$  von Soergel), wie wir es z. B. bei Dietrich (s. Anm. 5, S. 110) finden, bei welchem die Berliner Paludinenbank in die Riss-Interstadiale gerät.

Auf diese Weise kann die Existenz einer besonderen dem Anfang der Grossen Riss-Vereisung vorangehenden kalten Phase im Westeuropa zurzeit als feststehend gelten. Stratigraphisch ist diese Präriß-Vereisung offenbar von unten durch Eemschichten und Ablagerungen mit Paludina diluviana (Berliner Paludinenbank) begrenzt, welche auf diese Weise auf den ersten grösseren Teil des Interglazials entfallen.

Die von mir entdeckte neue Löss-Stufe in der Ukraine die den mächtigen fossilen Boden der Mindel-Risseiszeit in zwei Teile sondert, ermöglicht es, die diesbezügliche Lücke im vergleichenden stratigraphischen Schema der Quartärablagerungen der Ukraine und Westeuropas auszufüllen.

Das Alter des mächtigen fossilen Bodens, der die neue Löss-Stufe einschliesst, ist ganz genau festgestellt worden.



In dem Dniproufergebiet liegt dieser Boden unterhalb der Moräne der Dniprovereisung. Mithin ist er älter, als die Riss-Vereisung.

Im Dniestergebiet ist dieser Boden durch eine mächtige Löss-Schicht (Mindel) von den Sänden und dem Schotter mit *Paludina grandis*, *Pal. aethiops*, *Pal. tiraspolitana*, *Pal. pseudoartescica* u. a. (Günz-Mindel Interglazial) abgetrennt.

Somit ist er jünger, als das erste Interglazial und jünger als die Mindeleiszeit.

Nirgends im Areal der Ukraine bedeckt oder unterlagert dieser mächtige fossile Boden die Ablagerungen mit *Paludina diluviana* und *Corbicula fluminalis* (Mindel-Riss). Somit ist er diesen Ablagerungen äquivalent.

Die neue Löss-Stufe lagert assymetrisch im vertikalen Profil des Mindel-Riss fossilen Bodens. Der untere Subhorizont des fossilen Bodens ist bedeutend schroffer ausgedrückt und zeichnet sich durch eine viel grössere Mächtigkeit aus. Die Bildung der fossilen Bodendecke, die stratigraphisch unterhalb des hier beschriebenen stadialen Lösses gelegen ist, erforderte eine erheblich längere Zeit, als die Bildung der jüngeren Decke des fossilen Bodens, die stratigraphisch oberhalb dieses Lösses gelagert ist.

Diese Schlussfolgerung stimmt vollkommen mit den Kurven von Milankowitsch und mit den Forschungen von Beurlen, Soergel u. Eber überein.

Auf diese Weise sind wir völlig berechtigt anzunehmen, dass die neue Löss-Stufe, die oben beschrieben wurde, der Prä-riss Stadiale West-Europas entspricht und können diesen Löss als Prä-riss oder Unterriss bezeichnen.

Vorliegende Arbeit hat zum Zweck, das grundlegende, auf den Prä-riss-Löss sich beziehende faktische Material darzulegen. Im Zusammenhang damit habe ich nicht die Möglichkeit gehabt bei der äusserst interessanten und wichtigen Frage über den Einfluss der kalten Prä-risseiszeit auf dem Schicksal der Flusstäler in der Ukraine aufzuhalten. Dieser Frage wird ein besonderer Artikel gewidmet sein (s. Anm. 1, S. 111). Es sei nur hier verzeichnet, dass im Flussgebiet des Dnipro und des Dniestr ein besonderer Erosionszyklus, welcher der Riss-Vereisung voranging, ausgesondert werden kann. Im Dniprotral formierte sich enddültig die mächtige Terrassenstufe die später unter den Riss-Gletscherablagerungen begraben wurde, wobei die Bildung dieser Abstufung später, als die Ablagerung der typischen altalluvialen Serie *Paludina diluviana* erfolgte.

Im Tale des unteren Dniestr, gleichfalls im Zeitraum zwischen der Ablagerung der Sände mit *Paludina diluviana* und *Corbicula fluminalis* und der Bildung von Löss (Dniprovereisung, III  $\alpha$  von Soergel), fanden mächtige Erosionen statt, die eine Differenzierung des alten Mindel-Riss Überschwemmungsgebiet (Aue) in zwei Niveaus, das unterste und das oberste, zur Folge hatten.

So entspricht der Anwehung des Lösses in der Ukraine eine besondere Prä-riss-Erosionsphase, wie dies auch hinsichtlich sonstiger Stufen der Löss-Serie (s. Anm. 2, S. 111) festgestellt worden ist.



## ЗМІСТ

Акад. Є. В. Оппоков, Про геологічну будову лівобережної тераси р. Дніпра в районі м. Ніжена . . . . .	3
Проф. д-р В. І. Крокос, Четвертинна серія Чернігівського району . . . . .	13
Н. В. Пименова, Четвертинні туфи с. Песець на Поділлі . . . . .	33
П. К. Заморій, Копальні поди лівобережжя Ниво-Дніпрянського району . . . . .	41
С. С. Соболев, Геоморфологія, четвертинні поклади й ґрунтові води долини р. Самари Дніпрянської . . . . .	67
Д. К. Біленко, Про межу лесів і зандрів на території Києва та його околиць . . . . .	89
А. Лунгерсгаузен, Новий поверх лесу на Україні . . . . .	97

## INHALTSVERZEICHNIS

E. W. Oppokow, Mitgl. d. Akad., Über die geologische Struktur der linksufrigen Dniproterrasse in Rayon der Stadt Nishin . . . . .	3
Prof. Dr. W. I. Krokos, On the quaternary series of the Chernigov region . . . . .	13
N. V. Pimenova, Quaternary travertine in the village Pessets in Podolia . . . . .	33
P. K. Samorij, „Fossille Teller“ (Depressionen) im linksufrigen Gebiet des Unteren Dnipro . . . . .	41
S. S. Sobolev, Geomorphology, quaternary deposits and ground waters of the valley of the river Samara Dniprovska . . . . .	67
D. K. Bilenko, Über die Grenzlinie der Löss- und Sandrablagerungen auf dem Territorium von Kyjiw und seiner Umgebung . . . . .	89
L. Lungershausen, Neue Löss- Stufe in der Ukraine . . . . .	97

---

Уповнов. Київського Облліту 351. Вид. № 24. Замов. № 510. Тираж 800. Ф. паперу 72×110 см. Вага 50,5 кг. Паперов. арк. 3<sup>2</sup>/<sub>5</sub>. Друк. зн. на 1 пап. арк. 130 т. Здано до виробництва 4. V 1934 р., підписано до друку 25. VII 1934 р.





Ціна 6 крб. 75 коп.  
(Р)



EARTH SCIENCES

---

Друкарня-літографія Всеукраїнської Академії Наук у Києві



1/4  
+  
Четвертинний період

**ВСЕУКРАЇНСЬКА АКАДЕМІЯ НАУК  
КОМІСІЯ ВИВЧАННЯ ЧЕТВЕРТИННОГО ПЕРІОДУ**

**ACADÉMIE DES SCIENCES D'UKRAINE  
COMMISSION POUR L'ÉTUDE DE LA PÉRIODE QUATERNAIRE**

UNIVERSITY OF CALIFORNIA

AUG 2 - 1935

LIBRARY

# **ЧЕТВЕРТИННИЙ ПЕРІОД**

**ВИП. 8**

**Відповідальний редактор Л. А. ЛЕПІКАШ**

# **DIE QUARTÄRPERIODE**

**LIEF. 8**

**Redigiert von L. A. LEPIKASCH**



**КИЇВ — 1935 — КИЇВ**

**ВИДАВНИЦТВО ВСЕУКРАЇНСЬКОЇ АКАДЕМІЇ НАУК**

Уповнов. Київського Облліту 351. Вид. № 24. Замов. № 510. Тираж  
72×110 см. Вага 50,5 м. Паперов. арк. 3<sup>7</sup>/<sub>8</sub>. Друк. зн. на 1 пап. арк. 130 і  
ництва 4. V 1934 р., підписано до друку 25. VII 1934 р.

ароб



LIBRARY



Ціна 6 крб. 75 коп.  
(Р)



---

Друкарня-літографія Всеукраїнської Академії Наук у Києві



1000  
1000  
+  
Четвертинний період

**ВСЕУКРАЇНСЬКА АКАДЕМІЯ НАУК  
КОМІСІЯ ВИВЧАННЯ ЧЕТВЕРТИННОГО ПЕРІОДУ**

**ACADÉMIE DES SCIENCES D'UKRAINE  
COMMISSION POUR L'ÉTUDE DE LA PÉRIODE QUATERNAIRE**

UNIVERSITY OF CALIFORNIA

AUG 2 - 1935

LIBRARY

# **ЧЕТВЕРТИННИЙ ПЕРІОД**

**ВИП. 8**

**Відповідальний редактор Л. А. ЛЕПІКАШ**

## **DIE QUARTÄRPERIODE**

**LIEF. 8**

**Redigiert von L. A. LEPIKASCH**



**КИЇВ — 1935 — КИЇВ**

**ВИДАВНИЦТВО ВСЕУКРАЇНСЬКОЇ АКАДЕМІЇ НАУК**



ВСЕУКРАЇНСЬКА АКАДЕМІЯ НАУК  
КОМІСІЯ ВИВЧАННЯ ЧЕТВЕРТИННОГО ПЕРІОДУ  
ACADÉMIE DES SCIENCES D'UKRAINE  
COMMISSION POUR L'ÉTUDE DE LA PÉRIODE QUATERNAIRE

---

---

# ЧЕТВЕРТИННИЙ ПЕРІОД

ВИП. 8

Відповідальний редактор Л. А. ЛЕПІКАШ

---

## DIE QUARTÄRPERIODE

LIEF. 8

Redigiert von L. A. LEPIKASCH

---

ВИДАВНИЦТВО ВСЕУКРАЇНСЬКОЇ АКАДЕМІЇ НАУК  
КИЇВ — 1935 — К У І В

Бібліографічний опис цього видання вміщено  
в „Літопису Українського Друку“, „Картковому  
респертуарі“ та інших покажчиках Української  
Книжкової Палати.

Відповід. редактор Л. А. Лепікаш  
Літредактор Л. Д. Збрага  
Технічний редактор В. Г. Єгоров  
Коректор Є. І. Біганівська

Дозволяється випустити в світ.  
Неодмінний Секретар ВУАН акад. *О. В. Палладін.*

**Четвертинна серія Полтавського району***Проф. Д-р В. І. Крокос***Die Quartärserie der Poltawer Region***Prof. D-r W. I. Krokos*

В розвідці „Четвертинна серія по лінії Гребінка — Лубни — Миргород“ (12) я подав стислу геоморфологічну та стратиграфічну характеристику зазначеної дільниці лівобережної України. Розвідка, що подається тут, дає аналогічну характеристику території, що лежить трохи до південного сходу від попередньої і охоплює переважно Полтавський район. Останній являє плато, яке прорізує р. Ворскла з її лівобережним допливом р. Коломаком.

Правобережне плато в околицях Полтави підноситься до 160,30 м, але на південь трохи знижується і біля с. Старі Сенжари доходить тільки до 150,40 м. Лівобережне плато на північ від р. Коломака біля с. Сторожева має 153,40 м, на півдні від м. Коломак, біля с. Ладижен, знижується до 138,26 м, а на півдні від р. Тагамлик доходить тільки до 135,3 м. За даними Є. В. Оппокова, рівень води Ворскли в Полтаві біля залізничного моста дорівнює 87,48 м (18, с. 348). Отже, правобережне плато підноситься над річкою на 72,82 м.

Долина Ворскли надзвичайно широка — має до 20—21 км ширини.

Правий берег стрімкий і безпосередньо підходить до річки. Вадовж лівого берега розвинені три надлукові тераси.

Перша надлукова тераса позбавлена лесу і сягає 4—5 км ширини. Вона може бути поділена на дві повздовжні та паралельні до річки смуги: західну, ближчу до річки, та східну. Західна, більш підвищена смуга, вкрита пісками, що перероблені з поверхні вітрами. Східна, більш знижена смуга, зайнята безстічними западинами та забагнена. Тераса прорізана неглибокими, з положжистими схилами протоками, що відкриваються в пійму. Вона підноситься на 7—9 м над річкою.

Друга надлукова тераса, шириною від 2 до 5 м, має лесове вкриття та трохи похилена в бік плато. Підноситься над річкою на 13—16 м.

Найбільшої ширини сягає третя надлукова, теж укрита лесом тераса. Її ширина хитається від 4 до 15 км. В напрямку на південь вона звужується. Терасу прорізають балки, що відкриваються на рівні другої надлукової тераси. Її відносна висота дорівнює 33—38 м.

Будову плато висвітлюють 6 шурфів з додатковим на їх дні свердлуванням.

1. Перший шурф був закладений на правобережному плато, між Полтавою та с. Рибці, що лежить на північний захід від міста. Було пройдено: <sup>1)</sup>

<sup>1)</sup> При визначенні віку окремих одиниць четвертинної серії вживаємо такі символи (їх походження пояснимо далі):

B	1. Темносірий, орний, гумусовий грубоплатівчастий горизонт з легкою борошнуватою поволокою крем'янки. Гумусові екскременти хробаків та корінці трав . . . . .	0 — 0,18 м
	2. Темносірий, підорний, гумусовий зернястий суглинок з слабкою борошнуватою поволокою крем'янки. Донизу стає горіхуватий . . . . .	0,18 — 0,36 м
	3. Переходовий по гумусовому забарвленню горіхуватий, злегка ущільнений суглинок. Унизу горіхи витягаються в вертикальному напрямку . . . . .	0,36 — 0,84 м
	4. Темнобуруватий, вгорі дрібнопризматичний, унизу призматичний вилугуваний лес. Рідкі плямочки борошнуватої крем'янки. Вертикальні патьоки півтораокисів. Рідкі давні блідогумусові кротовини діаметром 7 см . . . . .	0,84— 1,42 м
	5. Темнуватополовий з рідкими вапняковими трубочками лес. Рідкі, блідогумусові кротовини діаметром 7 та 8 см . . . . .	1,42— 1,78 м
	6. Темнуватополовий лес з поволокою борошнуватих карбонатів та рідкими вапняковими трубочками. Трохи блискучі поверхні вертикальних окремостей. Вгорі патьоки гумусу . . . . .	1,78 — 2,50 м
	7. Темнуватополовий з рідкими вапняковими трубочками лес. Рідкі вапняні дутики діаметром 1—2,5 см . . . . .	2,50— 2,80 м

Поступово переходить у:

DB	8. Сіруватий з брунатним відтінком гумусовий лес з вертикально орієнтованими половими жилками. Рідкі вапняні трубочки, дутики та журавчики. Вертикальні жили карбонатів. Місцями вилугуваний . . . . .	2,80— 3,40 м
	9. Сіруватий, переходовий по гумусовому забарвленню лес. Рідкі вапняні трубочки та плямочки карбонатів. Рідкі сизуваті плямочки. Поодинокі блідогумусові кротовини діаметром 8 см. Короткими язиками заходить у нижній горизонт.	3,40— 3,80 м
D	10. Яснополовий, збагачений на карбонати лес. Рідкі блідогумусові трубочки. Давні блідогумусові кротовини діаметром 7 та 8 см. Спільна комірка земляря, діаметром 13 см. . . . .	3,80— 4,20 м
	11. Половий з рідкими вапняними трубочками лес. Зернятка вапна до 4 мм діаметром. Жовна вапна до 3 см . . . . .	4,20— 7,50 м
OD	12. Темнуватосірий гумусовий лес з половими жилками, рідкими зернятками вапна . . . . .	7,50— 8,80 м
	13. Темносірий з брунатним відтінком, вохряними плямочками та іржавими бобовинками гумусовий лес . . . . .	8,80— 9,70 м
O	14. Темнополовий з гумусовими жилками та вапняними трубочками лес . . . . .	9,70—11,00 м
	15. Темносірий з вапняними трубочками, темнополовими жилками гумусовий лес . . . . .	11,00—12,10 м
T	16. Темнуватополовий з рідкими вапняними трубочками лес. Вапняні жили та сизуваті плямочки . . . . .	12,10—14,60 м
	17. Половий з жовними вапна, діаметром до 3 см, зернятками вапна лес . . . . .	14,60—16,50 м

Для лесових поверхів: бозький поверх — В, удайський — U, дніпрянський — D, орельський — O, тілігульський — T та сулянський — S.

Для копальних ґрунтів: удайсько-бозький інтервал — UB, дніпрянсько-удайський — DU, орельсько-дніпрянський — OD, тілігульсько-орельський — TO, сулянсько-тілігульський — ST, дніпрянсько-бозький — DB, тілігульсько-дніпрянський — TD.

Червоно-бурі та переті глини N, полтавський поверх Pw, харківський — Ch, мінський — Kw.



ST	{	18. Темнобрунатний з бобовинками, трохи піскуватий гумусовий лес . . . . .	16,50— 18,35 м
		19. Половий з сизуватим відтінком, вапняними трубочками, зернятками вапна та вохряними жилками лес . . . . .	18,35— 18,65 м
S	{	20. Темнополовий з рясними дрібними зернятками вапна, іржавими та вохряними плямочками лес . . . . .	18,65— 18,75 м
		21. Славуато-половий з сизими та вохряними жилками, вапняними конкреціями, діаметром 0,5 см лес . . . . .	18,75— 19,60 м
N	{	22. Брунатна з вохряними плямочками, зернами карбонатів та рідкими дрібними бобовинками, трохи піскувата глина . .	19,60— 20,40 м
		23. Брунатна, з дрібними бобовинками, рідкими зернятками вапна глина . . . . .	20,40— 21,20 м

На глибині 7 м подибано ґрунто́ву воду. Шурф досяг глибини 6 м, далі йшла свердловина.

Свердловина глибиною 137 м, що була закладена 1930 р. Всесоюзним зоотехнічним інститутом поблизу шурфа теж на плато (Шведська могила), доповнює відомості щодо третинної серії. Під четвертиною лесовою серією глибиною 20,40 м йшли:

N	{	1. Темнобрунатна з іржавими та вохряними плямочками, дутиками й жовнами вапна, бобовинками манганово-залізятих солей глина. З глибини 25,50 м слабкий приплив води . . . . .	20,40— 37,30 м
		2. Темносіра глина з дутиками, зернами та жилками вапна, бобовинками, діаметром до 3 мм, манганово-залізятих солей . . . . .	37,30— 44,20 м
		3. Оливкова з сіруватим відтінком, жовнами вапна, вохряними та іржавими жилками глина . . . . .	44,20— 51,25 м
Pw	{	4. Жовтуватий з землястим відтінком глинястий пісок з зернятками вапна, іржавими та вохряними жилками. Бобовинки залізо-манганових солей до 3 мм діаметром . . . . .	51,25— 57,10 м
		5. Темножовтуватий дрібнозернястий пісок. Слабо бурить . . . . .	57,10— 59,00 м
		6. Ясножовтий дрібнозернястий пісок . . . . .	59,00— 69,00 м
		7. Лігніт з проверстками ясносірого піску в воду . . . . .	69,00— 70,00 м
Ch	{	8. Ясносірий пісок в воду . . . . .	70,00— 71,20 м
		9. Темнозеленкувата, листувата глина з блищачками московіту . . . . .	71,20— 71,40 м
		10. Темносіра з зеленкуватим відтінком піскувата глина. Блищачки московіту. Проверсточки ясносірого піску в нижніх горизонтах . . . . .	71,40— 76,50 м
		11. Бідозеленкуватий главконітовий дрібнозернястий пісок з проверстками пісковіку . . . . .	76,50— 99,00 м
Ch	{	12. Бідозеленкуватий дрібнозернястий пісок в воду. Блищачки московіту . . . . .	99,00— 101,10 м
		13. Бідозеленкуватий глинястий пісок з іржавими та вохряними жилками й плямочками . . . . .	101,10— 101,35 м
		14. Ясносірий дрібнозернястий та середньозернястий пісок . . . . .	101,35— 106,30 м
Kw?	{	15. Бідозеленкувата безкарбонатна глина . . . . .	106,30— 137,00 м

2. Другий шурф був закладений на лівобережному плато на відстані 1 км на північ від с. Вел. Ладизен (27 км на схід від Полтави).

Пройдено:

B	{	1. Чорноземля з цвіллю . . . . .	0,00— 0,80 м
		2. Темнуватополовий з рясними вапняними трубочками лес. Рідка карбонатна цвіль. Сучасні рясні гумусові кротовини . . . . .	0,80— 1,80 м
		3. Темнуватополовий стовпчастий, з рідкими вапняними трубочками лес. Рідкі гумусові кротовини, діаметром 8 см. З глибини 250 см з'являються гнізда борошнуватих карбонатів. На глибині 245 см знайдено сучасного червяка . . . . .	1,80— 3,67 м

Поступово переходять у:

DB	{	4. Темнуватосірий в брунатним відтінком гумусовий лес. Полові вертикально орієнтовані жилки, діаметром до 1/2 см. Давні лесові кротовини, діаметром 6 см . . . . .	3,67— 3,97 м
		5. Перехідний горизонт копальної чорноземлі. Плями вапна, до 4 см діаметром, вапняні жили діаметром до 1 1/2 см. Давні лесові кротовини . . . . .	3,97— 4,60 м
D	{	6. Яснополовий лес з блідогумусовими патьоками. Темносірі гумусові кротовини, діаметром 5 см. Бобовинки та трубочки солей мангану . . . . .	4,60— 5,90 м
		7. Половий трохи піскуватий лес. Рідкі вапняні трубочки розташовані гніздами діаметром 4—5 см на відстані 12 см одне від одного. В гніздах вапняні трубочки розходяться радіально. Гумусові ходи корінців. Трубочки манганових солей. До глибини 6,20 м журавчики вапна розміром 2 × 2 1/2 см . . . . .	5,90— 7,70 м
TD	{	8. Половий лесуватий карбонатний супісок . . . . .	7,70— 8,25 м
		Свердлування на дні шурфа: 9. Теж . . . . .	8,25— 8,40 м
T	{	10. Темнуватополовий з рідкими вапняними трубочками лес	8,40— 10,05 м
		11. Шоколадний з гумусовими язиками копального ґрунту лес. Рідкі та погані вапняні трубочки . . . . .	10,05— 10,40 м
ST	{	12. Темнобрунатний з сіруватим відтінком гумусовий лес. Рідкі вапняні трубочки. Слабо бурить . . . . .	10,40— 11,05 м
		13. Жовтий дрібнозернистий злегка карбонатний пісок . . . . .	11,05— 12,65 м
T	{	14. Шоколадний лес з темносизуватими жилками та рідкими вапняними трубочками . . . . .	12,65— 14,90 м
		15. Жовтуватий лес з жовними вапна . . . . .	14,90— 16,60 м
Pw	{	16. Темножовтуватий лес . . . . .	16,60— 16,90 м
		17. Темнополовий з жовними вапна лес . . . . .	16,90— 17,80 м
T	{	18. Темнобрунатний гумусовий лес . . . . .	17,80— 20,20 м
		19. Половий з жовтуватим відтінком лес . . . . .	20,20— 21,10 м
Pw	{	20. Шоколадний лес . . . . .	21,10— 22,80 м
		21. Половий з буруватим, а донизу з жовтуватим відтінком лес	22,80— 24,75 м
Pw	{	22. Жовтий пісок . . . . .	24,75— 26,10 м
		23. Ясносірий пісок . . . . .	26,10— 27,75 м

На глибині 27,60 м подибано горизонт ґрунтової води.

3. Третій шурф висвітлює будову лівобережного плато біля х. Гуляй-Степ, 36 км на SO від Полтави.

Пройдено:

B	{	1. Темносірий гумусовий піскуватий горизонт . . . . .	0,00— 0,42 м
		2. Переходовий по гумусовому забарвленню горизонт з буруватим відтінком; гумусові кротовини . . . . .	0,42— 0,83 м
		3. Темнополовий лес з частими вапняними трубочками. Рідкі журавчики вапна . . . . .	0,83— 1,90 м
		4. Темнополовий, суглинчастий, стовпчастий лес. Рідкі вапняні трубочки . . . . .	1,90— 3,50 м
DB	{	5. Яснобрунатний з сіруватим відтінком копальний ґрунт. Рідкі вапняні трубочки. Рідкі давні лесові кротовини діаметром до 9 см . . . . .	3,50— 4,20 м

Кишенями та язиками переходить у:

D	{	6. Яснополовий легкосуглинчастий дрібнопоруватий лес з рідкими вапняними трубочками, частими журавчиками, діам. до 2 см. Горизонт надзвичайно переритий давніми великими землерями. Багато спальних камер діаметром 15×23 см . . . . .	4,20— 5,10 м
		7. Теж, але помітна пунктація манганово-залізистих солей . . . . .	5,10— 6,40 м

D	8. Яснополовий лесуватий, злегка піскуватий суглинок з вапняними трубочками. Проверстки жовтуватого глінястого піску . . . . .	6,40— 7,30 м
	9. Ясносірий дрібнозернястий пісок . . . . .	7,30— 7,40 м
	Свердлування на дні шурфа:	
D	10. Яснополовий лесуватий легкосуглинястий суглинок з вапняними трубочками та іржаво-бурими бобовинками манганово-залізястих солей . . . . .	7,40— 9,70 м
	11. Жовтуватий слабоглінястий дрібнозернястий пісок. Злегка карбонатний . . . . .	9,70—10,30 м
TD	12. Темносірий піскуватий гумусовий суглинок . . . . .	10,30—11,00 м
	13. Яснобрунатний з слабим сіруватим відтінком вилугуваний перехідний горизонт копального ґрунту. Трохи піскуватий. З солянню кислотою бурять тільки окремі плями. Зернятка вапна та пунктація залізо-манганових солей. . . . .	11,00—12,20 м
T	14. Жовтувато-половий з легким сизуватим відтінком вилугуваний лес. Чорні манганово-залізясті бобовинки до 2 мм діаметром. Дрібні іржаво-вохряні трубочки . . . . .	12,20—12,80 м
ST	15. Яснобрунатний з сіруватим відтінком гумусовий безкарбонатний лес. Зернятка вапна та бобовинки манганово-залізястих солей . . . . .	12,80—14,20 м
	16. Жовтуватобурий вилугуваний лес (підгумусовий горизонт копального ґрунту) Рідкі зернятка вапна. Бурять тільки окремі плямочки . . . . .	14,20—14,70 м
S	17. Темнополовий з слабим брунатним відтінком лес. Рідкі вапняні трубочки та дутики . . . . .	14,70—16,80 м
	18. Яснобрунатний лес . . . . .	16,80—18,70 м
	19. Темнуватополовий з слабим сизуватим відтінком лес. Часті дрібні зернятка вапна . . . . .	18,70—20,75 м
N	20. Червоно-бура глина з зернятками, дутиками та жовнами вапна. Бобовинки манганово-залізястих солей до 2 мм діаметром. З глибини 22,10 м ґрунтова вода . . . . .	20,75—24,00 м

4. Четвертий шурф (криниця) закладений на лівобережному плато на віддалі 3,5 км на схід від х. Маркова (28 км на SO від Полтави).

Пройдено:

B	1. Чорноземля . . . . .	0,00— 1,20 м
	2. Темнуватополовий лес з рясними вапняними трубочками та частими гумусовими кротовинами . . . . .	1,20— 2,85 м
UB	3. Сірувато-брунатний гумусовий лес з рідкими вапняними трубочками . . . . .	2,85— 3,50 м
U	4. Темнополовий з рідкими вапняними трубочками лес. Чорнобурі бобовинки манганово-залізястих солей. Зв'язаний з верхнім горизонтом поступовими переходами . . . . .	3,50— 4,45 м
DU	5. Темнуватобрунатний з сіруватим відтінком гумусовий дещо піскуватий лес. Рідкі жовніята вапна . . . . .	4,45— 5,15 м
	6. Бурий вилугуваний лес (горизонт скупчення Al та Fe — солей) . . . . .	5,15— 5,70 м
D	7. Ясносірий з жовтуватим відтінком дрібнозернястий пісок з вохряними просмушками . . . . .	5,70— 6,57 м
	8. Темнуватополовий піскуватий п'ятуватий лес. Лінзи ясносірого піску з вохряними плямами. Рідкі давні гумусові кротовини . . . . .	6,57— 8,25 м
	9. Сизувато-половий лесуватий платівчастий суглинок . . . . .	8,25— 9,00 м
	10. Темнобрунатний супісок . . . . .	9,00— 9,65 м
	11. Ясносірий та сизуватий верстуватий пісок . . . . .	9,65—10,75 м

TD	{	12. Сіро-брунатний гумусовий, вгорі злегка піскуватий вилугуваний лес. Рідкі жовна вапна діаметром до 3 см . . . . .	10,75—13,75 м
T	{	13. Темнуватополовий лес з частими вапняними трубочками. Сизуваті плями . . . . .	13,75—15,95 м
ST	{	14. Сіро-брунатний гумусовий лес з вертикальними половими жилками та давніми лесовими кротовинами діаметром 7 см . . . . . Нижче закрито дерев'яним зрубом . . . . .	15,95—17,55 м 17,55—19,45 м

На глибині 19,45 м на червоно-бурій глині з жовнами вапна ґрунтова вода.

5. П'ятий шурф (криниця) чикопаний на лівобережному плато 1,25 км від могили „Три брати“ (33 км на SO від Полтави).

Пройдено:

B	{	1. Закріплено зрубом . . . . .	0,00 — 1,35 м
		2. Темнуватополовий лес з численними вапняними трубочками . . . . .	1,35— 2,40 м
		3. Темнополовий з рідкими вапняними трубочками лес . . . . .	2,40— 3,38 м
UB	{	4. Темнуватосірий з брунатним відтінком гумусовий лес. Рідкі жовніята вапна . . . . .	3,38— 4,55 м
U	{	5. Сірувато-білястий, збагачений на карбонати лес . . . . .	4,55— 4,65 м
DU	{	6. Темнуватосірий з брунатним відтінком гумусовий лес . . . . .	4,65— 5,14 м
		7. Половий плиткуватий лес. Сила вохряних плямочок . . . . .	5,14— 7,95 м
		8. Сизувато-половий піскуватий лесуватий суглинок з проверстками вохряного піску . . . . .	7,95— 8,55 м
D	{	9. Ясносірий дрібнозернистий пісок з проверстками вохряно-іржавого піску . . . . .	8,55— 9,70 м
		10. Половий з сизуватим відтінком плиткуватий лес. Багато вохряних плям . . . . .	9,70—11,10 м
		11. Жовтуватий злегка глинястий пісок . . . . .	11,10—11,65 м
TD	{	12. Темнуватосірий з брунатним відтінком гумусовий лес. Бурять тільки окремі плями . . . . .	11,65—13,90 м
T	{	13. Темнуватополовий з частими вапняними трубочками лес . . . . .	13,90 — 15,00 м
		14. Яснополовий з вапняними трубочками лес. Часті жовна вапна діаметром до 6 см . . . . .	15,00—17,40 м
ST	{	15. Темнуватосірий з брунатним відтінком лес . . . . .	17,40—19,35 м
S	{	16. Половий з вапняними трубочками лес. Рідкі давні кротовини . . . . .	19,35—21,00 м

Нижче закріплено дерев'яним зрубом. Ґрунтова вода на глибині 24,40 м. З дна криниці викидано на поверхню червоно-буру глину з жовнами вапна, діаметром до 3 см.

6. Плато на північ від с. Гракова (58 км на схід від Полтави). Шурф з свердлуванням.

Пройдено:

B	{	1. Чорноземля . . . . .	0,00— 0,90 м
		2. Половий з сіруватим відтінком лес. Гумусові патьокки, вапняні жилки . . . . .	0,90— 3,00 м
		3. Яснополовий з блідогумусовими екскрементами черв'яків, рідкими вапняними трубочками лес . . . . .	3,00— 5,60 м

UB	{	4. Сірий з брунатним відтінком гумусовий лес. Рідкі полові жилки . . . . .	5,60— 6,50 м
DU		5. Темносірий з брунатним відтінком з вохряними жилками гумусовий лес. Вохряні жилки. Бобовинки манганових солей . . . . .	6,50— 9,50 м
D	{	6. Темнополовий з вохряними жилками лес . . . . .	9,50—11,00 м
TD	{	7. Сірий з брунатним відтінком гумусовий лес. Темнополові жилки . . . . .	11,00—11,80 м
T		8. Жовтувато-половий лес з вапняними жилками та жовтими вапна . . . . .	11,80—13,10 м
ST	{	9. Яснополовий з сизуватим відтінком, рясними дрібними зернятками вапна лес . . . . .	13,10—14,00 м
S		10. Темносірий з брунатним відтінком та темнополовими жилками гумусовий лес. Дрібні зернятка карбонатів . . . . .	14,00— 16,90 м
N	{	11. Темнуватополовий з вапняними трубочками та жилками лес. Бобовинки до 2 мм діаметром . . . . .	16,90—18,30 м
		12. Бруватна глина з жилками вапна. Вгорі трохи суглинста . . . . .	18,30—24,30 м

Грунтова вода з'явилась на глибині 10,20 м.

Дальші 7 шурфів (від 7 до 13) подають відомості щодо будови надлукових терас.

7. Перша надлукова тераса лівого берега Ворскли. Пісковий кар'єр біля залізничі ст. Полтава - Південна:

Al	{	1. Темносірий значно супіскуватий комжуватий гумусовий горизонт. Часті округлі кварцові зерна, діаметром до 1 мм . . . . .	0,00 - 0,40 м
		2. Перехідний з буруватим відтінком стовпчастий гумусовий горизонт. Ходи комж . . . . .	0,40 - 0,63 м
		3. Бурій ущільнений горизонт скупчення півтораокисів Al та Fe стовпчасто-грубопризматичної структури. Гумусові ходи та екскременти червяків. Горизонтальні злегка хвилясті буруваті просмушки . . . . .	0,63 - 1,20 м
		4. Темножовтий дрібнозернястий пісок з гумусовими ходами та екскрементами червяків . . . . .	1,20 - 1,49 м
		5. Жовтуватий дрібнозернястий пісок. Гумусова кротовина діам. 7 см . . . . .	1,49 - 1,74 м
		6. Верстуватий дрібнозернястий пісок ясносірого кольору з вохряними плямами та буруватими просмушками. Пухкі бобовинки, діам. до 2 мм, трапляються з глибини 250 см до 290 см. Кротовина діам. 7 см . . . . .	1,74 - 3,65 м
		7. Ясносірий з жовтуватими плямочками та жилками дрібнозернястий пісок . . . . .	3,65 - 5,40 м
	{	8. Жовтуватий з численними ясносірими просмушками та іржавими жилками дрібнозернястий пісок . . . . .	5,40 - 7,70 м

8. Перша надлукова тераса лівого берега Ворскли проти Полтави вкрита пісками, які зруйновані вітром і утворили ряд кучугур у формі овальних горбів з видуями між ними. По закраїні тераси, на межі з піймою, теж розвинені кучугури, являючи, очевидно, рештки берегового валу. На північ від шляху Полтава — Карлівка розчистка кучугури виявила:

	1. Жовтуватий з сіруватим відтінком дрібно- та середньозернястий пісок . . . . .	0,0 - 0,7 м
	2. Сірий гумусовий пісок. Догори забарвлення блідішає. Він короткими язиками входить у верхній горизонт. Донизу теж дає короткі патьоки . . . . .	0,7 - 1,0 м
	3. Жовтуватий з сіруватим відтінком пісок . . . . .	1,0 - 1,3 м

Гумусовий горизонт іде по схилу кучугури та продовжується на дні видуя у вигляді сірого гумусового піску, грубиною 5 см, що донизу переходить у жовтувато-ясносірий пісок.

9. Свердлування на другій надлуковій терасі лівого берега Ворскли біля д. Браїлівки (10 км на схід від Полтави):

B	{	1. Темнуватосірий супіскуватий гумусовий горизонт . . . . .	0— 0,60 м
		2. Перехідний по гумусовому забарвленню горизонт з буруватим відтінком. Місцями бурить . . . . .	0,60— 1,00 м
		3. Половий з вапняними трубочками піскуватий лес. Рідкі дутки вапна, діам. 4—8 мм. . . . .	1,00— 2,20 м
		4. Половий з вапняними трубочками лес . . . . .	2,20— 2,40 м
		5. Половий з буруватим відтінком піскуватий лес з рештками ущільненої білозірки . . . . .	2,40— 2,55 м
A1	{	6. Темнополовий лесуватий суглинок з проверстками жовтуватого дрібнозернястого піску . . . . .	2,55— 2,60 м
		7. Темножовтуватий дрібнозернястий глинястий пісок. Слабо бурить . . . . .	2,60— 2,65 м
		8. Темножовтий дрібнозернястий з буруватим відтінком пісок . . . . .	2,65— 2,75 м

10. Третя надлукова тераса лівого берега Ворскли 0,5 км на північ від зал. ст. Божков (19 км на NO від Полтави).

Шурф виявив:

B	{	1. Темнуватосірий гумусовий горизонт . . . . .	0,00— 0,37 м
		2. Перехідний щодо гумусового забарвлення горизонт з слабим буруватим відтінком. Стовпчастий, з дрібними зернами кварцу . . . . .	0,37— 0,75 м
		3. Половий з вапняними трубочками лес. Гумусові кротовини. По ходах черв'яків виступила рясна карбонатна цвіль . . . . .	0,75— 1,30 м
		4. Темнополовий лес з рідкими вапняними трубочками. Часті вапняні дутки . . . . .	1,30— 2,00 м
UB	{	5. Брунатний з сіруватим відтінком, вертикальними половими жилами гумусовий лес. Рідкі бобовинки. Слабо бурить. Язиками заходить у нижній горизонт . . . . .	2,00— 2,65 м
U	{	6. Половий з блідобрунатними жилами і плямочками карбонатів, але без вапняних трубочок лес . . . . .	2,65— 3,40 м
DU	{	7. Темнобрунатний з сіруватим відтінком гумусовий лес. Полові (лесові) кротовини діаметром 5 та 6 см. Рідкі бобовинки до 1½ мм діаметром. Лес карбонатний, але місцями трапляються плямочки вилугуваного лесу. Поступовими переходами зв'язаний з верхнім горизонтом . . . . .	3,40— 4,60 м
D	{	8. Яснополовий з частими вапняними трубочками, що добре препаруються, лес. Блідогумусова кротовина діам. 10 см. Зверху в нього кишенями заходить гумусовий горизонт. Гумусові п'яточки простежуються до глибини 5,40 м. Донизу лес стає піскуватим . . . . .	4,60— 6,05 м
A1	{	9. Ясносірий з жовтуватим відтінком пісок з темнобурими проверстками лесового суглинку, що має рідкі вапняні трубочки. 10. Ясносірий, дрібнозернястий злегка карбонатний пісок . . . . .	6,05— 6,60 м 6,60— 8,20 м

Свердлування:

A1	{	11. Теж . . . . .	8,20— 8,70 м
		12. Блідосизуватий з вохряними жилами вапна глинястий пісок . . . . .	8,70— 9,30 м
		13. Ясносірий пісок . . . . .	9,30— 10,70 м
		14. Сизуватий пісок з вохряними жилами. Бурить . . . . .	10,70— 12,40 м
		15. Дрібнозернястий жовтуватий глинястий пісок. Бурить . . . . .	12,40— 14,05 м
		16. Жовтий, донизу іржаво-бурий дрібно- та середньозернястий пісок. Місцями бурить . . . . .	14,05— 16,60 м
		17. Дрібнозернястий темножовтуватий пісок . . . . .	16,60— 18,70 м

**11. Третя надлукова тераса лівого берега Ворскли. Шурф 2,5 км на схід від д. Давидівки (14 км на схід від Полтави).**

B	1. Темносірй гумусовий зернястий, вгорі орний горизонт з ескрементами червяків, корінцями трав . . . . .	0,00— 0,36 м
	2. Перехідний по гумусовому забарвленню суглинястий горизонт з бурватим відтінком. Вгорі горіхуватий, внизу стовпчастий . . . . .	0,36— 0,85 м
	3. Темнуватополовий лес з цвіллю, вапняними трубочками, гумусовими кротовинами та ходами червяків . . . . .	0,85— 1,40 м
	4. Темнополовий лес з вапняними трубочками та цвіллю. Донизу вапняні трубочки рідшають. Рідка пунктація манганових солей. Кротовини діаметром 7 та 9 см. З глибини 155 см до 195 см трапляється ущільнена білозірка . . . . .	1,40— 2,15 м
Uз	5. Білобруватний гумусовий лес, зв'язаний поступовими переходами з верхнім горизонтом. Вертикальні полові жилки. Гнізда вапняних трубочок діаметром 3,5 см на віддалі 7—8 см одне від одного. Давні блдогумусові ескременти червяків. Язиками та кишнями заходить у нижній горизонт . . . . .	2,15— 2,55 м
U	6. Половий з слабим сіруватим відтінком лес. Рідкі блдогумусові кротовини, діаметром 6 см. Гумусові патьоки йдуть до глибини 2,85 м. Гнізда вапняних трубочок, діаметром 2,5 см .	2,55— 3,00 м
	7. Половий лес з брунатними язиками копального ґрунту, що донизу розширюються . . . . .	3,00— 3,47 м
DU	8. Темнобрунатний з сіруватим відтінком гумусовий лес з вертикальними половими жилками. Полові (лесові) кротовини діаметром 6 см. Трубочки манганових солей. Гумусові ходи сучасних червяків. Бідогумусові ходи давніх червяків, діам. до 5 мм. З глибини 400 см гумусове забарвлення поступово блднішає	3,47— 4,30 м
	9. Яснополовий з брунатним відтінком лес з рясними патьоками гумусу. Рідкі блдогумусові кротовини діам. 9 см . .	4,30— 4,50 м
D	10. Яснополовий лес з гніздами борошнуватих карбонатів, діаметром 1—1,5 см. Пунктація манганових солей. Донизу стає піскуватим . . . . .	4,50— 5,26 м
	11. Білосіруватий лесуватий мергелястий верстуватий суглинок з іржавими плямочками та жовнами карбонатів діам. 4—5 см. Бобовинки манганових солей. Дрібні солодководяні червоноги . . . . .	5,26— 5,59 м
Al	12. Половий з сіруватим відтінком дрібнозернястий пісок .	5,59— 5,80 м
	13. Сизуватополовий плавтвчастий верстуватий суглинок. Грубина плавтвко 0,5—1 см. Іржаві трубочки та бобовинки. Журавчики вапна діам. 1,5 см. Дрібні солодководяні червоноги	5,80— 7,40 м
	14. Жовтуватий дрібнозернястий пісок з проверсточками обкатаних зерен середньозернястого піску . . . . .	7,40— 8,00 м

Давні блдогумусові кротовини доходять до 5,60 м. На глибині 6 м подибано заповнені піском кротовини, діам. 8 см.

**12. Перша надлукова тераса лівого берега р. Коломак біля с. Черкасівки виявляє вузьку смужку. Ямами здобувають ясносірий пісок, який відслонюється до глибини 1,5 м. Поверхня піскової тераси горбувата.**

**13. Друга надлукова тераса лівого берега р. Коломак біля с. Черкасівки. Свердлування:**

B	1. Темносірй гумусовий трохи піскуватий горизонт . . .	0,00— 0,80 м
	2. Темнополовий з патьоками гумусу, частими гумусовими кротовинами вилугуваний лесуватий суглинок . . . . .	0,80— 1,32 м
	3. Темнополовий лесуватий трохи піскуватий суглинок з бобовинками манганових солей, діаметром до 1 мм. Рідкі вохряні плямочки . . . . .	1,32— 1,50 м
Al	4. Сизуватий піскуватий суглинок з бобовинками манганових солей діаметром до 2 мм . . . . .	1,50— 1,68 м
	5. Білосизуватий піскуватий суглинок з рясними плямочками та трубочками вапна. Багато манганових бобовинок, діам. до 2 мм . . . . .	1,68— 2,00 м

## ЗАГАЛЬНІ ВИСНОВКИ

Ззначені профілі свідчать про те, що в склад геологічних нашарувань Полтавського району входять третинна та четвертинна серії.

Не зупиняючись спеціально на покладах третинного віку, звернемо увагу тільки на їх верхні горизонти.

Ще А. В. Гуров відзначив, що свердловина в дворі парового млина в Полтаві під лесовою серією, загальної глибини 19,2 м, зустріла третинні перісті глини, спочатку червоні, а потім сірі, зелені та сині, глибина яких сягала 17 м. Нижче йшли білі та жовті кварцові піски, глибиною 32 м та блакитно-зелені глауконітові піски (5, с. 199—200). На с. 201 роботи А. В. Гуров дає поперечний розріз долини Ворскли в Полтаві, де зазначає, що перісті глини на правому березі Ворскли, зрізуючи третинні піски, падають до річки, а на лівому березі ховаються під рівень річкових вод,

П. Я. Армашевський відзначив штучність цього перетину, особливо для лівобережжя (2, с. 120).

Є. В. Оппоков вказав, що верхній рівень перістих глин Полтави має 135 м, а білих пісків 119 м абсолютної висоти (17, с. 149).

В. К. Агафонов, на підставі даних, зібраних полтавською експедицією Докучаєва, стверджує на території Полтавщини значний розвиток перістих глин, що вкривають білі третинні піски. Перісті глини складені з двох горизонтів: верхнього темнобрунатного або темнобурого та нижнього — зеленкувато-сірого (1, с. 65—67).

Наші перетини № 1, 2, 3, 4, 5 та 6 констатують наявність на плато верхніх горизонтів третинної серії. Вони виявлені полтавськими пісками та глинястою серією, що вкриває піски. Глинясту серію ми залічуємо до третинного періоду (пліоцен), оскільки вона вкрита багатоповислою лесовою серією. В вертикальному напрямку вона, як це відзначили й попередні дослідники, складається з двох частин: верхньої — темнобрунатної або червонобурої і нижньої — сірого та оливкового кольору. Глибина глинястої серії, за даними свердловини (перетин № 1), дорівнює 30,85 м, а її абсолютний рівень у Полтаві сягає 139,9 м. Окремо верхня частина має 16,90 м, а нижня 13,95 м глибини. Горішня поверхня полтавських пісків у Полтаві має 109,05 м абсолютної висоти, тобто вони підносяться на 21,57 м над рівнем Ворскли.

На плато в Полтаві (№ 1), Гуляй-Степу (№ 3), х. Маркова (№ 4), „Три брати“ (№ 5) та Гракова (№ 6) четвертинна лесова серія лежить безпосередньо на червонобурій або темнобрунатній глині. Але на плато біля Вел. Ладижена (№ 2) четвертинна серія вкриває жовті та ясносірі полтавські піски. В даному випадку глиняста серія знищена давнім розмивом, вік якого визначається кінцем третинної доби.

На значний розмив наприкінці пліоцену для басейну р. Орелі і на вододілі річок Орелі та Самари вказує Л. Лунгерсгаузен. Він зв'язує це з збільшенням вогкості та загальним зниженням температури кінця пліоцену, що позначилося також і на фауні Евксінського моря (13, с. 125—126).

У склад четвертинної серії входять лес, копальні ґрунти, флювіогляціальні піски, алювіальні та еолові поклади. Зупинимось трохи докладніше на цих співчленах.

### 1°. Лес

1929 р. я відзначив, що лесова серія плато Лубенщини складена з п'ятьох поверхів (11, с. 6—8).

1931 р. я вказав на аналогічну будову плато Миргород — Зіньківського району (10, с. 15), а В. Г. Бондарчук для плато Білоцерківського району (4, с. 16).



1933 р. Л. Лунгерсгаузен відзначив чималий розвиток п'ятиповерхової лесової серії плато басейнів Орелі та Самари. Епоху відкладання кожного поверху лесу він зв'язує з окремим циклом ерозії та констатує відповідні ерозійні цикли на дослідженій території (13, с. 128—139).

Самостійність кожного поверху лесу встановлюється як безпосередніми польовими спостереженнями, що констатують присутність їх на плато, де виключена можливість місцевих делювіальних процесів, так і полеонтологічними даними, зокрема, на підставі вивчення фауни м'якунів (15, 3, 13). Внаслідок роботи багатьох дослідників стратиграфіча самостійність лесових поверхів доведена. Вважаю за потрібне дати кожному поверху лесу окремі назви. Кожен поверх лесу одержує, як прикметник, назву тієї річки, в басейні якої він або вперше був констатований, або найбільш типово розвинений.

З значно поширених на території України п'ятих поверхів лесу найбільші площі займають чотири поверхи, а саме, 1-й, 3-й, 4-й та 5-й.

1-й, рахуючи згори поверх лесу, має найбільше поширення. Найдокладніше вивчали його за допомогою шурфів та ґрунтових ям на правобережній Україні в басейні р. Богу. Тому цей поверх ми зовемо „бозький поверх“.

3-й, рахуючи згори, поверх лесу тісно зв'язаний з мореною дніпрянського зледеніння. Вивчення стратиграфічних взаємовідношень цього поверху лесу та морени дозволило мені встановити льодовиковий вік лесу (7, с. 213—217). Тому 3-й поверх лесу можна назвати „дніпрянським поверхом“.

4-й поверх лесу був встановлений А. І. Набокіх в 1915 р. для обширої території Одещини та Полтавщини<sup>1)</sup> (16, с. 22—23). Але докладніше його вивчено на західній частині Одеської області в басейні р. Тілігула. Тому цей поверх лесу можна назвати „тілігульським поверхом“.

5-й поверх лесу я вперше констатував свердлованням біля зал. ст. Мігачево на Одещині 1915 р. (8). Але тільки 1926 р. я міг констатувати значну поширеність його в басейні р. Сули на Лубенщині (7, с. 197—199). Тому його можна назвати „сулянським (сульським) поверхом“.

В 1929—1930 р. я відзначив, що на Середньому Наддніпрів'ї значно поширений новий поверх лесу, якому я дав назву нижньовюрмського лесу, або лесу другого, рахуючи згори, поверху (9, с. 4—5). Його стратиграфічне положення на плато висвітлює профіль з басейну р. Удає (правий доплив р. Сули) (12, с. 51—52). Тому другому поверху лесу можна дати назву „удайський поверх“.

Перехід від порядкової лічби лесових поверхів до найменування їх особливими назвами має свою рацію. Коли дальші, детальніші дослідні констатують ще нові поверхи лесу, то не треба буде змінювати порядкове число відповідних поверхів лесу, — в літературу ввійде тільки ще одна окрема назва нового поверху лесу (за назвою річкового басейну, де його вперше констатують). Справді, дослідження Л. Ф. Лунгерсгаузена та Л. А. Лепікаша, а також матеріали, що подаються в цій розвідці (дивись нижче), стверджують існування ще одного поверху лесу — орельського, — який займає місце між дніпрянським та тілігульським поверхами.

Отже, рахуючи згори, відрізняємо такі поверхи лесу: бозький, удайський, дніпрянський, орельський, тілігульський та сульський.

Копальні ґрунти, що розділяють поверхи лесів, визначаються так: перший, рахуючи згори, — удайсько-бозький, другий — дніпрянсько-удайський, третій — орельсько-дніпрянський, четвертий — тілігульсько-орельський і п'ятий — сульсько-тілігульський.

В попередніх роботах я зв'язував постанови кожного поверху лесу з відповідним наступом льодовиків Східної Європи і в зв'язку з п'ятьма поверхами

<sup>1)</sup> А. І. Набокіх називав цей лес „нижнім лесом“ (I. с., с. 23).

лесу говорив про п'ятирічний наступ льодовиків (6, с. 29). Тепер, очевидно, доводиться стверджувати шість наступів льодовикових мас.

Умовно поверхи нашого лесу можна паралелізувати із зледеніннями Західної Європи так:

	Швейцарія	Німеччина	Україна Поверхи лесу. Копальні ґрунти
Зледеніння Інтерстадіал	Вюрм II	Вайхзель	Бозький
Зледеніння Інтергляціал	Вюрмський інтерстадіал		Удайсько-бозький копальний ґрунт
Зледеніння Інтерстадіал	Вюрм I	Заале-Вайхзель	Удайський
Зледеніння Інтерстадіал	Ріс-вюрм		Дніпрянсько-удайський копальний ґрунт
Зледеніння Інтерстадіал	Ріс	Заале	Дніпрянський
Зледеніння Інтерстадіал	Ріський інтерстадіал		Орельсько-дніпрянський копальний ґрунт
Зледеніння Інтергляціал	Преріс	Ельстер—Заале	Орельський
Зледеніння Інтергляціал	Міндель-ріс		Тілігульсько-орельський копальний ґрунт
Зледеніння Інтергляціал	Міндель	Ельстер	Тілігульський
Зледеніння	Гюнц-міндель		Сульсько-тілігульський копальний ґрунт
Зледеніння	Гюнц		Сульський

Зупинімося коротенько на кожному поверсі лесу Полтавського району, подавши спочатку стислу літературну довідку.

1927 р. я описав шурф, закладений на плато на території Полтавського дослідного поля. Шурф глибиною 14,10 м виявив три поверхи лесу, але не пройшов цілком лесової серії (7, с. 177—178). Три поверхи лесу слід залічити до 1-го (бозького), 3-го (дніпрянського) та 4-го (тілігульського) поверхів.

1928 р. Н. Флоров відзначив, що шурф глибиною 23,00 м на плато біля Полтави виявив лесову серію загальною глибиною 18,30 м, нижче якої йшла третинна глина з грубим сформованим на її поверхні копальним ґрунтом. Лесова серія складається з чотирьох поверхів, розподілених трьома горизонтами копальних ґрунтів. Перший поверх лесу має глибину 2,25 м, другий—5 м, третій—4,5 м та четвертий—6,5 м (19, с. 394). Ці поверхи, за нашою класифікацією, слід залічити до бозького, дніпрянського, тілігульського та сульського (сулянського) поверхів.

Лес бозького поверху зустрів перетини № 1, 2, 3, 4, 5, 6, 9, 10, 11 та 13. Він виявлений звичайною половиною відміною. Вкриває плато, а також вистеляє другу й третю надлукові тераси. На терасах він виявлений трохи піскуватою відміною, що, очевидно, пояснюється приносом піскових часток з боку річки підчас утворення даного поверху лесу. Глибина його на плато хитається від 2,80 м (Полтава) до 5,60 м (Граков).

Як сказано вище, бозький поверх укриває другу та третю надлукові тераси. Глибина його тут хитається від 2,00 до 2,55 м, тобто трохи менша за глибину на плато. Незначна глибина цього поверху на терасі біля Черкасівки пояснюється тим, що в даному разі немає низів бозького поверху.

Отже, бозький лес окреслює давній рельєф. Відсутність його на першій надлуковій терасі пояснюється її молодим віком.

Лес удайського поверху подибано та третій надлуковій терасі та в декількох шурфах на плато. Так, його немає на плато біля Полтави (№ 1), біля села Великий Ладижен (№ 4) та біля могили „Три брати“ (№ 5).

Лес удайського поверху на плато має глибину 0,90—1,60 м і виявлений темнополовим з рідкими вапняними трубочками лесом. У шурфі біля с. Маркова він має в нижніх горизонтах бобовинки манганово-залізястих солей, в шурфі біля могили „Три брати“ його нижні 10 см, на межі з лесом дніпрянського поверху, значно збагачені на карбонати. В Гракові весь лес прохоплений ґрунтоутворчим чорноземельним процесом. Глибина лесу удай-

ського поверху на плато по лінії Гребінка — Лубні — Миргород, як я відзначив 1933 р., дорівнює 1,16—2,20 м (12, с. 60).

Два шурфи на третій надлуковій терасі Ворскли (№ 10 та 11) констатували в її складі лес удайського поверху, грубиною 1,32—1,40 м. Він виявлений половим з легко сірватим відтінком суглинком.

Відсутність удайського поверху лесу на першій та другій надлуковій терасах пояснюється молодшим їх віком.

Лес дніпрянського поверху входить у склад плато, але тільки його верхні горизонти складають треті надлукові тераси. На плато він констатований усіма шурфами. Його грубина на плато хитається від 4,50 м (№ 6) до 7,20 м (№ 3).

На плато він виявлений кількома відмінами. В шурфах № 1 (Полтава) та № 6 (Граков) дніпрянський лес являє однорідну суглинясту масу полового або темнополового кольору і містить вапняні трубочки, вохряні жилки та бобовинки манганових солей.

У шурфі № 2 (В. Ладжен) верхня частина дніпрянського лесу, грубиною 2,23 м являє половий суглинястий лес. Далі він стає піскуватим і навіть переходить у лесуватий карбонатний супісок, а нижні його горизонти грубиною 2 м знову являють суглинясту відміну темнуватополового та шоколадного кольору.

В шурфах Гуляй-Поле (№ 3), Маркова (№ 4) та „Три брати“ (№ 5) дніпрянський лес виявлений легкосуглинястою (піскуватою) відміною, а в нижніх горизонтах переходить у дрібнозернясті та глинясті піски.

Наявність піскуватих відмін дніпрянського лесу, а також горизонтів піску слід зв'язати з впливом дніпрянського зледеніння і розглядати піскові проверстки як флювіогляціальні поклади доби наступу льодовика. Льодовик не доходив до Полтави, і тільки 32 км на південь від Полтави, біля Нов. Сенжар, морена переходить на лівий берег Ворскли. Очевидно, за часів наступу льодовика долини Ворскли не було, і флювіогляціальні його води розтікалися по плато і досягли В. Ладжена, Гуляй-Поля, Маркова й „Три брати“. Але вони не поширилися на полтавське та граківське плато, де відкладалася нижня частина дніпрянського лесу.

При відступанні малогрубий льодовик розпався, подібно до ранньовесняного снігу, на окремі ділянки, і на звільненому від флювіогляціальних вод плато відкладалася верхня частина дніпрянського лесу.

Вище ми вже говорили, що верхні горизонти дніпрянського лесу вкривають третю надлукову терасу Ворскли. В шурфі біля Божкова (№ 10) дніпрянський лес, грубиною 2,65 м, донизу стає піскуватий та переходить у ясносірий алювіальний з проверстками лесуватого суглинку пісок. У шурфі біля Давидівки (№ 11) дніпрянський лес має грубину 1,79 м і теж донизу стає піскуватим та переходить в алювіальні суглинки та піски.

Лес тілігульського поверху констатований усіма шурфами на плато. Його грубина хитається від 2,50 м (Гуляй-Степ) до 7,40 м (Вел. Ладжен). Він виявлений половим, яснополовим, темнополовим або шоколадним суглинком з жовнами вапна до 6 см діаметром, з вапняними трубочками. Іноді він набуває сизуватого відтінку, містить бобовинки манганого-залізястих солей та іржаві трубочки. В перетині Вел. Ладжена (№ 2) тілігульський лес у верхній частині має проверсток жовтого дрібнозернястого, злегка карбонатного піску, грубиною 1,60 м. Генеза останнього, зважаючи на його одиничність, залишається покищо неясна.

В перетині на плато біля Полтави (№ 1) між дніпрянським та тілігульським лесом є ще один поверх лесу, виявлений горизонтами 12, 13 та 14. Він має темнополовий колір, вапняні трубочки та місцями вохряні плямочки й бобовинки. Глибина його сягає 3,50 м. Л. Лунгерсгаузен спостерігав цей лес уперше в басейні нижньої течії р. Орелі, а потім в S Одещини та АМСРР. За його даними, грубина цього поверху лесу сягає від 0,40 до 3,90 м (14, с. 15.)

За стратиграфічним положенням, Л. Лунгерсгаузен називає цей лес прериським (термін Зергеля). Ми з свого боку, зважаючи на те, що він був уперше виділений у басейні р. Орелі, пропонуємо для нього назву „орельський поверх“. Цей новий поверх лесу свідчить про ще один наступ льодовикових мас<sup>1)</sup>.

Сульський лес констатовано усіма перетинами плато. Він виявлений суглиннястою відміною пологового, темнополового, яснобрунатного або шоколадного кольору. Містить вапняні трубочки, бобовинки, іржаві та вохряні плямочки й жилки. Грубина лесу хитається від 3,10 м (Полтава) до 7,95 м (Гуляй-Степ).

Отже, поверхнева лесова серія плато сягає від 18,30 м (№ 6) до 24,75 м грубини.

Шоколадний колір, манганово-залізнясті бобовинки, вохряні та іржаві трубочки і жовна вапна є наслідок пізнішого впливу ґрунтових вод, що мали вищий від сучасного рівень.

## 2°. Копальні ґрунти

Поверхи лесу відокремлені один від одного горизонтами копальних ґрунтів, які свідчать про перерву в відкладанні лесової серії. Кожний горизонт ґрунту можна назвати залежно від того, до якої перерви (інтервалу) в наступі льодовикових мас він належить.

Тому перший, рахуючи згори, копальний ґрунт можна назвати удайсько-бозьким; другий копальний ґрунт — дніпрянсько-удайським; третій — орельсько-дніпрянським; четвертий — тілігульсько-орельським та п'ятий — сульсько-тілігульським.

Удайсько-бозький копальний ґрунт, свідок останньої перерви в наступі льодовикових мас, подибано в трьох шурфах на плато (№ 4, 5 та 6) і на третій надлуковій терасі Ворскли (№ 10 та 11).

В перетині на плато біля Маркова хутора (№ 4) він виявлений чорноземельним ґрунтом грубиною 0,85 м. Досить чітко виявлений перехідний горизонт чорноземлі до підґрунтя. Другий перетин на плато біля могили „Три брати“ теж репрезентований чорноземлею грубиною 1,17 м. Карбонатний поверх грубиною 0,10 м являє сірувато-білястий, збагачений на карбонати лес. Значна карбонатність цього горизонту пояснюється тим, що нижче йде копальний дніпрянсько-удайський ґрунт іншого механічного складу. Останнє й зумовило значне скупчення карбонатів у підгумусовому горизонті копального ґрунту. Біля Гракова він являє чорноземельний ґрунт грубиною 0,90 м.

У шурфі на третій надлуковій терасі біля Божкова удайсько-бозький копальний ґрунт виявлений малогрубою чорноземлею (грубина 0,65 м). У шурфі на тій самій терасі біля Давидівки чорноземельний ґрунт має ще меншу грубину (0,40 см). В карбонатному поверсі трапляються рідкі блідогумусові кровини діаметром 6 см.

В такий спосіб підчас удайсько-бозької перерви на дослідженій території панував степ, де формувалися малогрубі та звичайні чорноземельні ґрунти.

Дніпрянсько-удайський копальний ґрунт сформувався на дніпрянському поверсі лесу. Його подибано в усіх шурфах плато, а також на третій надлуковій терасі Ворскли. У шурфах на плато біля Маркова хутора (№ 4) та „Три брати“ (№ 5), можливо, і в Гракові (№ 6), а також на третій надлуковій терасі (№ 10 та № 11) він укритий лесом удайського поверху. В шурфах на плато біля Полтави (№ 1), Вел. Ладижена (№ 2) і Гуляй-Степу (№ 3) цей копальний ґрунт укритий тільки бозьким лесом. Тобто, він як поверхневий

<sup>1)</sup> Треба відзначити, що лес цього поверху спостерігав Л. Лепікаш у районі Дніпропетровська.

грунт існував не тільки протягом дніпряньсько-удайського інтервалу, а також за часів удайського зледеніння та удайсько-бозької перерви.

Біля Маркова хутора копальний грунт виявлений темносірим лісовим ґрунтом. Гумусовий горизонт має 70 см в глибину. Нижче йде бурий ілювіальний горизонт безкарбонатного лесу, глибиною 0,55 м. Рідкі жовніята вапна, що трапляються в гумусовому горизонті, безперечно, вторинного походження.

В шурфі біля могили „Три брати“ копальний грунт являє малогрубу чорноземлю (глибина 0,49 м). Не виключена можливість часткового змиву гумусового горизонту цього профіля.

Копальний грунт біля Гракова позначається надзвичайною глибиною, а саме 3,0 м, себто являє надгрубу чорноземлю вогкого степу.

Ґрунт біля Полтави являє чорноземлю глибиною 1 м. Гумусовий горизонт розпадається на два горизонти: 1) гумусовий однорідно забарвлений, глибиною 0,60 м та 2) переходовий по гумусовому забарвленню, глибиною 0,40 м з рідкими блідогумусовими кротовинами, діаметром 8 см. Карбонатний горизонт глибиною 0,40 м містить блідогумусові кротовини діаметром 7 та 8 см.

Ґрунт біля В. Ладижена репрезентований чорноземлю, глибиною 0,93 м, де чітко відрізняються гумусовий (глибиною 0,30 м) та перехідний (глибина 0,63 м) горизонти. Карбонатний горизонт має 1,30 м глибини. Копальні кротовини трапляються в усіх горизонтах і сягають 5 та 6 см в діаметрі.

Нарешті, біля Гуляй-Степу чорноземельний ґрунт має 0,70 м глибини. Але карбонатний горизонт надзвичайно переритий великими землеріями і являє копальний кротовинний лес. Багато спальних камер, діаметром 15 × 23 см.

Два шурфи біля Божкова та біля Давидівки характеризують дніпряньсько-удайський ґрунт третьої надлукової тераси р. Ворскли.

Ґрунт біля Божкова являє чорноземлю глибиною 1,20 м з давніми кротовинами. Біля Давидівки маємо чорноземлю, глибиною 0,83 м з ходами давніх черв'яків та кротовинами.

Отже, дніпряньсько-удайський ґрунт, виявлений чорноземлю, надгрубою чорноземлю та темносірим лісовим ґрунтом на плато і чорноземлю на терасі, свідчить про давній лісостеп.

Орельсько-дніпряньський ґрунт констатований тільки біля Полтави у вигляді надгрубої чорноземлі (глибина 2,20 м), що свідчить про вогкий степ.

Тілігульсько-орельський ґрунт знайдений у всіх перетинах плато.

Біля Полтави він виявлений чорноземлю глибиною 1,10 м.

Біля В. Ладижена (№ 2) констатовано чорноземлю глибиною 0,65 м.

Біля Гуляй-Поля копальний ґрунт репрезентує вилугуваний гумусовий горизонт глибиною 1,90 м, нижче якого йде горизонт вилугуваного лесу жовтуват-полового кольору, глибиною 0,60 м. Цю своєрідну відміну ґрунту можна визначити як надгрубий темносірий лісовий ґрунт.

Біля х. Маркова копальний ґрунт виявлений надгрубою вилугуваною чорноземлю глибиною 3 м. В підгумусовому карбонатному горизонті є давні кротовини. Біля могили „Три брати“ (№ 5) копальний ґрунт є надгруба чорноземля глибиною 2,25 м.

Нарешті, біля Гракова копальний ґрунт являє чорноземлю глибиною 0,84 м.

Отже, за тілігульсько-орельського інтервалу в Полтавському районі панував вогкий степ, а, можливо, і лісостеп.

Найдавніший, сулянсько-тілігульський копальний ґрунт знайдено в усіх свердловинах плато.

Біля Полтави копальний ґрунт репрезентований чорноземлю, глибиною 2,40 м.

Біля Гуляй-Степу копальний ґрунт складає вилугуваний гумусовий горизонт, глибиною 1,40 м, під яким йде жовтуват-бурий вилугуваний горизонт глибиною 0,40 м. В обох горизонтах знайдені зернятка вапна, а в гумусовому

ще й бобовинки. Ці витвори є наслідок діяння підземної води і тому вторинного походження. Очевидно, у даному разі маємо грубий темносірий лісовий ґрунт.

Копальний ґрунт у шурфі біля х. Маркова являє чорноземлю, що відслонена на 1,60 м. Дійсна глибина її відома.

У шурфі біля могили „Три брати“ копальний ґрунт є груба чорноземля (глибина 1,95 м).

Нарешті, біля Гракова він виявлений надгрубою чорноземлею (глибина 2,90 м).

Отже, за сулянсько-тілігульського інтервалу в Полтавському районі панував вогкий степ, а, може, і лісостеп.

### 3. Алювіальні поклади

Алювіальні поклади входять у склад терас Ворскли та Коломака. Вони виявлені пісками, глинястими пісками та суглинками.

Перша безлесова тераса Ворскли (№ 7 та 8) і Коломака (№ 12) складена тільки алювієм. Оскільки він не вкритий лесом, вік тераси (час утворення терасового уступу) є польодовиковий (після бозького лесу). На безлесовій терасі лівого берега Ворскли проти Полтави (№ 8) піски перероблені вітром та частково зруйновані ним. В наслідок деструкції між суцільними горбами піску постали видуї. В піскових горбах (кучугури) спостерігається горизонт копального гумусового ґрунту, глибиною 0,30 м, який стелеться по схилу та відслонюється на дні видуїв. Очевидно, цей ґрунт, що лежить на ясносірому піску, є свідок того часу, коли терасові піски були закріплені рослинністю. Пізніше, очевидно, в наслідок діяльності людини, що знищила природне рослинне вкриття, піски почали рухатись, і утворилися видуї. Матеріал з них частково був насунений на зацілілі від деструкції рештки, що обернулися в кучугури.

Алювіальні поклади другої тераси Ворскли (№ 10) складені дрібнозернистим, а вгорі глинястим піском. Вгорі в піску трапляються проверстки лесуватого суглинку, вкривається він піскуватим лесом, який догори переходить у суглинястий лес. Алювіальні поклади вкриті бозьким лесом, глибиною 2,55 м. Очевидно, нагромадження алювію закінчилося наприкінці удайсько-бозького інтервалу, а на початку бозького часу тераса вирізлася в рельєфі місцевості і на ній почав відкладатися лес бозького поверху.

Друга надлукова тераса Коломака (№ 13) має верхи алювію у вигляді піскуватого суглинку, що вкритий лесуватим суглинком, глибиною 1,5 м. Її вік аналогічний вікові другої надлукової тераси Ворскли (для даної ділянки трохи молодший).

Алювіальні поклади третьої надлукової тераси Ворскли відслонено шурфами № 10 та 11. У шурфі № 10 біля Божкова вони виявлені дрібнозернистими пісками та глинястими пісками. Вгорі в дрібнозернистих пісках з'являються проверстки лесуватого суглинку з рідкими вапняними трубочками, які вкриваються спочатку піскуватим, а вище суглинястим лесом. Другий шурф на цій же терасі біля Давидівки виявив дрібнозернисті алювіальні піски та суглинки, які вгорі переходили в біло-сіруватий лесуватий, мергелястий, верстуватий суглинок з дрібними солодководяними черевоногими. Вище йшов піскуватий лес, що знову таки вкривався нормальною відміною.

В цих двох шурфах відслонено тільки верхні горизонти алювіальних покладів третьої надлукової тераси р. Ворскли. Вони є документами затихаючої діяльності текучих вод, а суглинок з дрібними черевоногими (№ 11, горизонт 11) свідчить про невеличкі озерця долинного типу. В міру піднесення місцевості та зниження рівня річкових вод вимодельовувалася тераса, яка вкривалася лесом.

Алювіальні поклади цієї тераси вкриті верхньою частиною дніпрянського поверху лесу, глибиною 1,79—2,65 м. Очевидно, тераса вирізалася в рельєфі місцевості на початку другої половини дніпрянського зледеніння, коли почалося піднесення території. Долина Ворскли в районі Полтави йде більш-менш паралельно до краю дніпрянського зледеніння. Слід гадати, що долина Ворскли була утворена льодовиковими водами, які текли вздовж краю наступаючого льодовика. За другу половину дніпрянського зледеніння постала третя надлукова тераса Ворскли, і річка текла на нижчому рівні.

На основі поданого матеріалу, в Полтавському районі намічається декілька ерозійних циклів. Найдавніший ерозійний цикл, позначений розмивом перістих глин, як це показує свердлування біля В. Ладижена, був наприкінці пліоцену.

Значні хитання глибини сулянського поверху лесу від 3,10 м (№ 1) до 7,95 м (№ 3) дають вказівки про розмив за сулянської доби.

Аналогічна картина вимальовується для доби дністрянського лесу, глибина якого хитається від 2,50 м (№ 3) до 7,40 м (№ 2).

Орельську добу ще мало вивчено. Але наявність її лесу тільки в одному випадку (№ 1), очевидно, теж свідчить про явища розмиву.

Найскравіші ознаки збереглися від дніпрянської доби, коли почала закладатися долина Ворскли і виникла обшира дніпрянська (третя надлукова) тераса.

Для удайської доби найменша глибина відповідного поверху лесу (від 0,90 до 1,60 м) свідчить про розмиви, але відповідної тераси не констатовано.

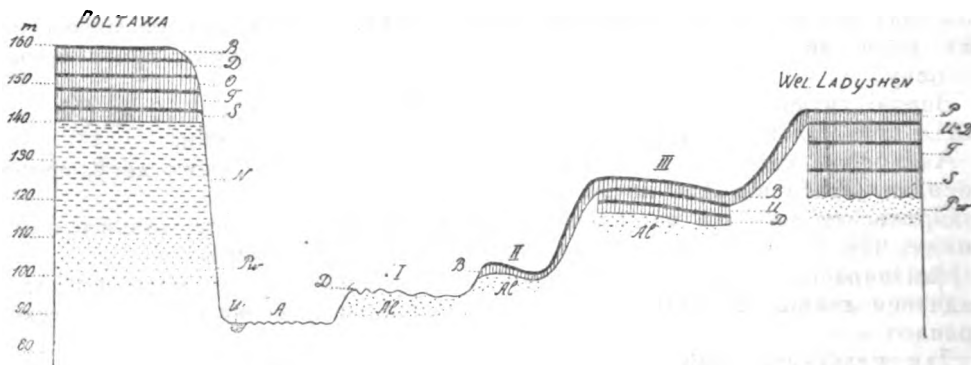
Розмиви бозької доби зумовили хитання глибини лесу цього поверху від 2,80 м до 5,60 м і постання другої надлукової тераси Ворскли та Коломака. До цього ерозійного циклу належать деякі балки лівобережжя Ворскли, що відкриваються на рівні другої надлукової тераси.

Останній, польодовиковий ерозійний цикл позначився постанням безлесових терас Ворскли та Коломака.

#### СПИСОК ЦИТОВАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. В. К. Агафонов, Третичные образования Полтавской губернии, Материалы к оценке земель Полтавской губернии, вып. XVI, с. 63—105, СПб, 1894.
2. П. Я. Армашевский, Общая геологическая карта России, лист 46, „Труды Геологического комитета“, том XV, № 1, с. 1—316, СПб, 1903.
3. W. G. Bondartschuk, Die Fauna der quartären Ablagerungen der Ukr. S. S. R. Die Quartärperiode, Lief. 4, Ss. 49—59, Kyjiw, 1932.
4. В. Г. Бондарчук, 3-верстове геологічне з'ясування в Білоцерківському р-ні, 12 арк. XXIV ряду, „Бюл. Укр. район. геол. розв. управ.“, № 7—8, с. 16—17, Київ, 1931.
5. А. Ч. Гуров, Геологическое описание Полтавской губернии, с. 1—1010, Харьков, 1888.
6. В. І. Крокос, Інструкція до вивчення четвертинних покладів України, „Четвертинний період“, вип. 3, с. 17—56, Київ, 1932.
7. В. І. Крокос, Матеріали для характеристики четвертинних отложений восточной и южной Украины, Мат. дослід. ґрунтів України, вип. 5, с. 1—326, Харьков, 1927.
8. В. І. Крокос, Некоторые данные по геологии Тираспольского уезда Херсонской губернии. „Геологический вестник“, т. II, № 2, с. 57—64, Петроград, 1916.
9. В. І. Крокос, Некоторые вопросы четвертичной геологии Украины, „Известия Главного геолого-разведочного управления“, т. IX, № 1, с. 1—8, Ленинград, 1930.
10. В. І. Крокос, 3-верстове геологічне з'ясування в Миргород—Зіньківському районі (арк. 12, ряд XXIII) влітку 1930 р., „Бюлетень Укр. район. геолого-розвідкової управи“, № 7—8, с. 14—16, Київ, 1931.
11. В. І. Крокос, Четвертинні поклади Лубенщини, „Вісник Української районної геолого-розвідкової управи“, № 14, с. 1—18, Київ, 1929.
12. В. І. Крокос, Четвертинна серія по лінії Гребінка—Лубні—Миргород, „Труды Укр. науково-дослідного геологічного інституту“, том V, вип. 1, с. 51—64, Київ, 1933.
13. А. Лунгерсгаузен, Несколько замечаний об общем характере четвертинных отложений у юго-восточной границы Днепровского ледникового ямыка, „Труды комиссии по изучению четвертичного периода“, т. III, вып. 1, с. 125—166, Ленинград, 1933.

14. А. Лунгерсгаузен, Новый ярус лесса на Украине. Рукопись, с. 1—20, Київ, 1931.  
 15. М. А. Мельник, До вивчення фауни українських лесів, Збірник пам'яті акад. Тутковського, т. II, с. 207—252, Київ, 1932.  
 16. А. И. Набоких, Факты и предположения относительно состава и происхождения послотретичных отложений черноземной полосы России. Материалы по исследованию почв и грунтов Херсонской губ., вып. 6, с. 17—27, Одесса, 1915.  
 17. Е. В. Оппоков, Речные долины Полтавской губернии, часть 1, с. 1—399, СПб, 1901.  
 18. Е. В. Оппоков, Речные долины Полтавской губернии, часть 2, с. 1—475, СПб, 1905.  
 19. N. Florov. Über Lössprofile in den Steppen am Schwarzen Meer, Proceedings and Papers of the First International Congress of Soil Science. Vol. IV, pp. 391—420, Washington, 1928.



**Геологічний розріз через долину Ворскли по лінії Полтава — Бел. Ладжижен (27 км).**  
**Геологический разрез через долину Ворсклы по линии Полтава — Бел. Ладжижен (27 км).**

- B* — лес бозького яруса — лесс бугского яруса.  
*U* — лес удайського яруса — лесс удайского яруса.  
*D* — лес дніпрівського яруса — лесс днепровского яруса.  
*O* — лес орельського яруса — лесс орельского яруса.  
*T* — лес тiлiгульського яруса — лесс тилигульского яруса.  
*S* — лес сульського яруса — лесс сульского яруса.  
*N* — третинні червонобурі та рябі глини, — третичные краснобурые и пестрые глины.  
*Pw* — піски полтавського яруса — пески полтавского яруса.  
*W* — Ворскла.  
*Al* — алювій — аллювий.  
*A* — пiйма — пойма.  
*I* — перша надлукова тераса — первая надлуговая тераса.  
*II* — друга надлукова тераса — вторая надлуговая тераса.  
*III* — третя надлукова тераса — третья надлуговая тераса.

**Geologischer Querschnitt durch das Worsklatal auf der Linie Poltawa — Wel. Ladyschen (27 km).**

- |   |   |
|---|---|
| <i>B</i> — Löss-Bugstufe.                     | <i>Pw</i> — Sande der Poltawaerstufe.   |
| <i>U</i> — Löss-Udajstufe.                    | <i>W</i> — Fl. Worskla.                 |
| <i>D</i> — Löss-Dniprostufe.                  | <i>Al</i> — Alluvium.                   |
| <i>O</i> — Löss-Orelstufe.                    | <i>A</i> — Aue.                         |
| <i>T</i> — Löss-Tiligulstufe.                 | <i>I</i> — Erste überauige Terrasse.    |
| <i>S</i> — Löss-Ssulastufe.                   | <i>II</i> — Zweite überauige Terrasse.  |
| <i>N</i> — Tertiäre rotbraune und bunte Tone. | <i>III</i> — Dritte überauige Terrasse. |

РЕЗЮМЕ

Полтавський район представляє плато, прорезанне долиною річки Ворскли (лівий приток Дніпра). Правобережне плато в окр. Полтави піднімається до 160,3 м. К югу оно понижається и у с. Новые Сенжары достигает 150,4 м. Высоты левобережного плато колеблются в пределах 143,6—135,3 м. Правобережне плато на 72,8 м піднімається над рівнем р. Ворскли.

Долина р. Ворскли досягає 20—21 км ширини. Правий берег долини, високий й крутий, непосредственно подходит к реке. Вдоль левого берега развиты три надлуговые террасы. Первая надлуговая терраса піднімається



на 7—9 м над рекою и не покрыта лессом. Вторая надлуговая терраса, шириною от 2 до 5 км, имеет 13—16 м относ. высоты и покрыта одним ярусом лесса. Третья надлуговая терраса, шириною от 4 до 15 км, покрыта несколькими ярусами лесса и на 33—38 м подымается над уровнем реки.

Четвертичная серия выражена лессом, ископаемыми почвами, флювиогляциальными песками и аллювиальными отложениями. На плато лессовая серия лежит в большинстве случаев непосредственно на краснобурой или темно-коричневой третичной глине. Однако, на плато в 27 км к востоку от Полтавы, у с. В. Ладыжен она покоится на желтых песках полтавского яруса, что свидетельствует о размыве, имевшем место в конце плиоцена.

## 1. Лесс

В состав плато входит шесть ярусов лесса. Считая сверху вниз, следуют: бугский, удайский, днепровский, орельский, тилигульский и сульский ярусы. Связывая каждый ярус лесса с соответствующим наступанием ледников, в связи с шестью ярусами лесса, можно говорить о шестикратном наступании ледников.

Ископаемые почвы, которые разделяют лессовые ярусы, соответствуют перерывам в наступании ледников. Таких перерывов, или интервалов, констатируется пять: удайско-бугский, днепровско-удайский, орельско-днепровский, тилигульско-орельский и сульско-тилигульский.

В некоторых районах Украины удайский и орельский ярусы выпадают из профиля и тогда бугский лесс лежит непосредственно на днепровском и днепровский лесс — на тилигульском. В первом случае ископаемая почва определяет днепровско-бугский интервал, а во втором случае тилигульско-днепровский интервал.

В Полтавском районе лесс бугского яруса покрывает плато, а также выстилает вторую и третью надлуговые террасы р. Ворсклы, т. е. очерчивает древний рельеф. Отсутствует на первой надлуговой террасе, что объясняется ее более молодым возрастом. На плато его мощность колеблется от 2,8 м (Полтава) до 5,6 м (с. Граков). На террасах его мощность достигает 2,0—2,6 м. В последнем случае он выражен песчанистой разностью, что следует объяснять приносом песчаных частиц со стороны Ворсклы во время лессообразования.

Лесс удайского яруса встречен на третьей надлуговой террасе Ворсклы и в некоторых шурфах на плато. Его мощность колеблется в пределах 0,9 м — 1,6 м. В шурфе около кургана „Три брата“ (33 км к юговостоку от Полтавы) его нижние 10 см на границе с днепровским ярусом лесса обогащены карбонатами. Он отсутствует на плато в Полтаве. На террасе мощность его равна 1,3—1,4 м и он приобретает сероватый оттенок. Отсутствие данного яруса лесса на второй и первой надлуговых террасах объясняется их более молодым возрастом.

Лесс днепровского яруса встречен во всех шурфах плато и имеет от 4,5 м до 7,2 м мощности. Он выражен несколькими вариантами. В шурфах около Полтавы и с. Гракова (58 км на восток от Полтавы) он представлен палевым или темнопалевым суглинком с известковыми трубочками, охристыми жилами и бобовинками марганцевых солей. В шурфах на плато у хутора Гуляй Поля (36 км к юговостоку от Полтавы), х. Маркова (28 км к юговостоку от Полтавы) и кургана „Три брата“ лесс представлен легким суглинком, а книзу переходит в мелкозернистые и глинистые пески. Присутствие в днепровском ярусе песчанистых разностей лесса, а также горизонтов песка следует объяснять влиянием Днепровского ледника и рассматривать песчаные прослои, как флювиогляциальные отложения времени наступания ледника. Двигавшийся ледник остановился в 32 км к югу

от Полтавы, у с. Новые Сенжары, где морена переходит на левый берег Ворсклы. Повидимому, во время наступания ледника долина Ворсклы только начинала образовываться. Флювиогляциальные воды, растекаясь по плато, достигли Гуляй Поля, Маркова и „Три брата“. При отступании маломощный ледник распался, подобно весеннему снегу, на отдельные части и на освобожденном от флювиогляциальных вод плато отложилась верхняя часть днепровского лесса. Верхние горизонты днепровского лесса мощностью 1,8—2,6 м покрывают третью надлуговую террасу Ворсклы. Книзу лесс делается песчанистым и переходит в аллювиальные суглинки и пески.

Лесс орьского яруса встречен только на плато около Полтавы. Он темнопалевого цвета с известковыми трубочками, редкими охристыми пятнышками и бобовинками. Достигает 3,5 м мощности.

Лесс тилигульского яруса встречен во всех шурфах плато. Мощность его колеблется в пределах от 2,5 м до 7,4 м. Он представлен светлопалевым и шоколадным карбонатным суглинком с желваками извести, диаметром до 6 см. Иногда он приобретает сизоватый оттенок, содержит бобовинки марганцево-железистых солей и ржавые трубочки.

Лесс сульского яруса также встречен во всех шурфах плато. Он представлен палевым, темнопалевым и светлокориичневым суглинком с известковыми трубочками, бобовинками, ржавыми и охристыми пятнышками и жилками. Мощность сульского лесса достигает 3,1 м (Полтава)—7,9 м (Гуляй Поле).

Лессовая ярусная серия плато достигает 18,3—24,7 м мощности. Шоколадный и коричневый цвета нижних горизонтов серии, марганцево-железистые бобовинки, охристые и ржавые трубочки, желваки извести являются результатом более позднего воздействия грунтовых вод, уровень которых был выше современного.

## 2 . Ископаемые почвы

Первая, считая сверху, или удайско-бугская ископаемая почва, является документом последнего перерыва в наступании ледника, встречена в некоторых шурфах плато и на третьей надлуговой террасе. Она выражена черноземом, мощностью от 0,4 до 1,17 м, что свидетельствует о древней степи.

В тех районах, где удайский лесс не развит, бугский лесс лежит непосредственно на днепровском и ископаемая почва, сформированная на днепровском ярусе лесса, отвечает, таким образом, днепровско-бугскому интервалу. Данная почва встречена на плато около Полтавы, у Вел. Ладыжена и у Гуляй Поля. Она представлена черноземом мощностью 0,7—1,0 м.

Днепровско-удайская ископаемая почва прикрыта удайским лессом. На плато около кургана „Три брата“ она представлена черноземом мощностью 49 см. Возможно, что в данном случае она подвергалась частичному смыву. Обращает внимание необычайно мощная черноземная почва около Гракова, где она достигает мощности 3 м, т. е. выражена сверхмощным черноземом. Около Маркова хутора она представлена темносерой деградированной почвой. На третьей надлуговой террасе (Божков, Давидовка) она выражена черноземом, мощностью 0,88—1,20 м, с ходами древних червей и древними кротовинами. Совокупность приведенных данных указывает, что во время днепровско-удайского интервала была лесостепь.

Орьско-днепровская ископаемая почва встречена только на плато у Полтавы. Она представлена сверхмощным черноземом (мощностью 2,20 м), что свидетельствует о влажной степи.

Тилигульско-орьская ископаемая почва встречена только около Полтавы на плато. Она выражена черноземом мощностью 1,10 м.

Тилигульско-днепровская ископаемая почва констатирована на плато около Вел. Ладыжена, Гуляй Поля, Маркова и Гракова. Около Гуляй Поля

она представлена своеобразным вариантом, а именно, сверхмощной деградированной почвой. Выщелоченный гумусовый горизонт имеет 1,90 м. Ниже следует горизонт выщелоченного желтопалевого лесса, мощностью 0,60 м. В остальных случаях ископаемая почва представляет чернозем мощностью 0,65 м, 0,85 м и 3,0 м (сверхмощный чернозем). Таким образом, во время тилигульско-днепровского интервала господствовала лесостепь.

Сульско-тилигульская ископаемая почва встречена во всех шурфах плато. Около Полтавы и Гракова она представлена сверхмощным черноземом (2,40 м и 2,90 м мощности). Около Маркова она имеет мощность 1,60 м, а около кургана „Три брата“ — 1,95 м и являет таким образом мощный чернозем. Около Гуляй Поля развита мощная темносерая деградированная почва. Таким образом, во время сульско-тилигульского интервала господствовала лесостепь.

### 3°. Аллювиальные отложения

Аллювиальные отложения выражены террасовыми песками, глинистыми песками и суглинками.

Первая надлуговая терраса Ворсклы не покрыта лессом, поэтому она послеледникового возраста (время образования террасового уступа). Аллювий сложен песками, переработанными с поверхности ветром. В результате деструкции образовались выдуи, разделяющие песчаные холмы. В последних под горизонтом песка встречается горизонт ископаемой гумусовой почвы, мощностью 0,30 см, который стелется по склону и обнажается на дне выдуй. Ниже следует светлосерый песок.

Аллювиальные отложения второй надлуговой террасы Ворсклы сложены мелкозернистым, а сверху глинистым песком с прослоями лессовидного суглинка. Выше следует песчанистый лесс, переходящий кверху в лесс бугского яруса, мощностью 2,55 м. Накопление аллювия закончилось в конце удайско-бугского интервала, а в начале бугского века терраса вырезалась в рельефе местности и на ней начал откладываться лесс бугского яруса.

Аллювиальные отложения третьей надлуговой террасы Ворсклы в шурфе около с. Божкова выражены мелкозернистыми песками и глинистыми песками. В верхних горизонтах мелкозернистых песков встречаются прослои лессовидного суглинка, которые покрыты песчанистым, а выше суглинистым лессом. В шурфе у с. Давидовки в их состав входит белосероватый лессовидный, мергелистый, слоистый суглинок с мелкими пресноводными брюхоногими. Выше следует песчанистый лесс, переходящий кверху в суглинистый лесс. Этими двумя шурфами вскрыты только верхние горизонты аллювиальной серии. Они указывают на затихающую деятельность текучей воды, а суглинок с мелкими брюхоногими свидетельствует о небольших озерах долинного типа. По мере поднятия местности и понижения уровня речных вод вырезывалась терраса. Аллювиальные отложения террасы покрыты верхней частью днепровского яруса лесса, мощностью 1,79—2,65 м. Повидимому, терраса вырезалась в рельефе местности в начале второй половины днепровского оледенения, когда происходило поднятие местности. Долина Ворсклы в районе Полтавы проходит более или менее параллельно краю днепровского оледенения. Она была образована ледниковыми водами, которые текли вдоль края ледника.

В Полтавском районе намечается несколько эрозионных циклов. Наиболее давний эрозионный цикл, отмеченный размывом пестрых глин, как это констатировало бурение на плато около Вел. Ладыжена, имел место в конце палеоцена. Значительные колебания мощности сульского лесса от 3,1 м до 7,95 м указывают на размывы сульского века. Аналогичная картина вырисовывается для века тилигульского лесса, мощность которого колеблется от

2,5 м до 7,4 м. Орельский век еще мало изучен. Наиболее отчетливые признаки размыва сохранились от днепровского века, когда стала образовываться долина Ворсклы и вырезалась третья надлуговая терраса. Незначительная мощность удайского лесса, от 0,9 м до 1,6 м указывает на размывы. Размывы бугского века обусловили колебания мощности данного яруса лесса от 2,8 м, до 5,6 м. В середине этого времени, благодаря поднятию вырезывается вторая надлуговая терраса Ворсклы. К данному эрозионному циклу принадлежат некоторые балки берега Ворсклы, которые открываются на уровне второй надлуговой террасы. Последний, послеледниковый, эрозионный цикл определяется вырезыванием безлессовой террасы Ворсклы.

#### ZUSAMMENFASSUNG

Die Poltawer Region stellt ein Plateau dar, das vom Tal des Worskla-Flusses durchschnitten ist (linker Nebenfluss des Dnipro). Das Plateau des rechten Worsklaufers erhebt sich in der Umgegend von Poltawa bis zu 160,3 m. Nach Süden senkt es sich und erreicht beim Dorfe Novije Senshari 150,4 m. Die Höhen des Plateaus am linken Worsklafer schwanken von 143,6 bis zu 135,3 m. Das Plateau des rechten Ufers erhebt sich 72,8 m über dem Niveau des Worskla-Flusses.

Das Tal der Worskla erreicht 20—21 m Breite. Das rechte hohe und steile Talufer tritt unmittelbar zum Flusse heran. Längs des linken Ufers befinden sich drei überauige Terrassen. Die erste überauige Terrasse erhebt sich 7—9 m über dem Fluss. Die zweite überauige 2—5 km breite Terrasse hat eine relative Höhe von 15—16 m und ist mit einer Löss-Stufe bedeckt. Die dritte überauige Terrasse mit einer Breite von 4 bis zu 15 km ist mit einigen Löss-Stufen bedeckt und erhebt sich 33—38 m über dem Flusspiegel.

Die Quartärserie ist durch Löss, Fossilböden, Fluvioglazialsande und Alluvialablagerungen vertreten. Auf dem Plateau liegt die Löss-Serie meistens unmittelbar auf rotbraunem oder dunkelbraunem Tertiärton. Aber auf dem Plateau 27 km östlich von Poltawa beim Dorfe Wel. Ladyschen ruht sie auf gelben Sanden der Poltawaer Stufe, was die Erosion bezeugt, die am Ende des Pliozäns erfolgte.

#### 1. Löss

Das Plateau ist aus 6 Löss-Stufen zusammengesetzt. Von oben nach unten gerechnet folgen die Bug-, Udaj-, Dnipro-, Orel-, Tiligul-, und Ssulastufen. Jede Löss-Stufe mit einem entsprechenden Gletschervorstoss verbindend, kann man von diesen Löss-Stufen wie von einem sechsmaligen Gletschervorstoss sprechen.

Die Fossilböden, welche die Löss-Stufen zerteilen, entsprechen Unterbrechungen im Vorstoss der Gletscher. Es gab 5 solcher Unterbrechungen oder Intervalle: die Bug-Udaj, Dnipro-Udaj, Orel-Dnipro-, Tiligul-Orel und Ssula-Tiligulunterbrechung.

In einigen Gebieten der Ukraine fehlen im Profil die Udaj- und Orelstufen und dann liegt der Buglöss unmittelbar auf dem Dniprolöss und der Dniprolöss — auf dem Tiligullöss. Im ersten Falle bestimmt der Fossilboden das Dnipro-Bugintervall; im zweiten — das Tiligul-Dniprointervall.

Im Poltawer Gebiet bedeckt der Löss der Bugstufe das Plateau und auch die zweite und dritte überauige Terrasse des Worskla-Flusses d. h. er bildet die Umriss des alten Reliefs. Er fehlt auch auf der ersten überauigen Terrasse, was sich durch ihr jüngeres Alter erklären lässt. Auf dem Plateau schwankt seine Mächtigkeit von 2,8 (Poltawa) bis zu 5,6 m (Dorf Grakow). Auf den Terrassen erreicht seine Mächtigkeit 2,0—2,6 m. Im letzteren Falle ist er durch sandige Abarten

vertreten, was man durch Zufuhr von Sandteilchen durch den Worskla-Fluss während der Lössbildung erklären kann.

Der Löss der Udajstufe wird auf der dritten überauigen Terrasse des Flusses und in einigen Schürfen auf dem Plateau angetroffen. Seine Mächtigkeit schwankt von 0,9 bis 1,6 m. Im Schurfe am Hügel (Kurgan) „Drei Brüder“ (35 km südöstlich von Poltawa) sind seine unteren 10 cm an der Grenze mit der Löss-Dniprostufe an Karbonaten reich. Er fehlt auf dem Plateau in Poltawa. Auf der Terrasse ist seine Mächtigkeit 1,3—1,4 m gleich und er hat eine graue Färbung. Die Anwesenheit dieser Stufe auf der zweiten überauigen Terrasse wird durch ihr junges Alter erklärt.

Der Löss der Dniprostufe wird in allen Schürfen des Plateaus angetroffen und besitzt eine Mächtigkeit von 4,5 bis 7 m. Er ist durch einige Varianten vertreten. In den Schürfen bei Poltawa und dem Dorfe Grakow (58 km östlich von Poltawa) ist er durch strohgelben und dunkelgelben Lehm mit Kalkröhrchen und Ockeradern und bohnenförmigen Mangansalz-Konkretionen vertreten. In den Schürfen auf dem Plateau bei den Flecken Gulaj Polje (36 km südöstlich von Poltawa) und Markow (28 km südöstlich von Poltawa) und am Hügel „Drei Brüder“ ist der Löss durch leichte Lehme vertreten und geht zuunterst in feinkörnige und lehmige Sande über. Die Anwesenheit in der Dniprostufe von sandigen Lössabarten und einem Sandhorizont muss man durch den Einfluss des Dniprogletschers erklären und die sandigen Zwischenschichten als Fluvioglazialablagerungen aus der Periode des Gletschervorstosses ansehen. Der sich bewegend Gletscher hielt auf 32 km südlich von Poltawa beim Dorfe Novije Senshari an, wo die Moräne aufs linke Ufer des Flusses Worskla hin übergeht. Wahrscheinlich begann zur Zeit des Gletschervorstosses das Worsklatal sich erst zu bilden. Die Fluvioglazialwässer erreichten, auf dem Plateau auseinander zerfließend, Gulaj Polje, Markow und „Drei Brüder“. Beim Rückzug zerbröckelte der nicht mächtige Gletscher, wie Frühjahrsschnee, in einzelne Teile und auf dem von den Fluvioglazialwässern befreiten Plateau lagerte sich der obere Teil des Dniprolösses ab. Die oberen Horizonte des Dniprolösses mit einer Mächtigkeit von 1,8—2,6 m bedecken die dritte überauige Terrasse der Worskla. Nach unten zu wird der Löss sandig und geht in alluviale Lehme und Sande über.

Der Löss der Orelstufe wird auf dem Plateau nur bei Poltawa angetroffen. Er ist dunkelgelb mit Kalkröhrchen, seltenen Ockerflecken und bohnenförmigen Konkretionen. Er erreicht eine Mächtigkeit von 3,5 m.

Der Löss der Tiligulstufe wird in allen Schürfen des Plateaus angetroffen. Seine Mächtigkeit schwankt in den Grenzen von 2,5 bis 7,4 m. Er ist von strohgelbem, hellgelbem und chokoladefarbigem Karbonatlehm mit Kalkkonkretionen mit einem Durchmesser von 6 cm vertreten. Manchmal nimmt er eine bläuliche Färbung an und enthält kleine bohnenartige Konkretionen von Ferrimangansalzen und Roströhrchen.

Der Löss der Ssulastufe wird ebenfalls in allen Schürfen des Plateaus angetroffen. Er ist durch strohgelben dunkelgelben und hellbraunen Lehm mit Kalkröhrchen, bohnenartigen Konkretionen, Rost und Ockerflecken und Adern vertreten. Die Mächtigkeit des Ssulalösses erreicht 3,1 m (Poltawa)—7,9 m (Gulaj Polje).

Die Löss-Stufenserie des Plateaus erreicht eine Mächtigkeit von 18,3—24,7 m. Die braune und Chokoladenfarbe der unteren Horizonte der Serie, die bohnenartigen Ferromangan-Konkretionen, die Ocker- und Roströhrchen, sowie Kalkkonkretionen sind das Resultat einer späteren Einwirkung der Grundwässer, deren Niveau höher als das gegenwärtige war.

## 2°. Fossile Böden

Der erste (von oben gerechnet) fossile Udaj-Bugboden ist Zeuge der letzten Unterbrechung im Gletschervorstoss; er wird in einigen Schürfen des Plateaus und auf der dritten überauigen Terrasse angetroffen. Er ist durch

Tschernosem mit einer Mächtigkeit von 0,4 bis zu 1,17 m vertreten, was von einer Altsteppe zeugt.

In den Regionen, wo der Udajlöss nicht entwickelt ist, liegt der Buglöss unmittelbar auf dem Dniprolöss und der fossile Boden, der sich auf der Dniprostufe des Lösses gebildet hat, entspricht mithin dem Dnipro-Bugintervall. Dieser Boden wird auf dem Plateau bei Poltawa, bei Wel. Ladyshen und bei Gulaj Polje angetroffen. Er ist durch einen 0,7—1,0 m mächtigen Tschernosem vertreten.

Der fossile Dnipro-Udajboden ist mit Udajlöss bedeckt. Auf dem Plateau am Hügel „Drei Brüder“ ist er durch Tschernosem mit einer Mächtigkeit von 49 cm vertreten. Möglich, dass er partielle Erosion erfahren hat. Beachtung verdient der ungewöhnlich mächtige Tschernosemboden bei Grakow, wo er eine Mächtigkeit von 3 m erreicht, d. h. durch übermächtigen Tschernosem vertreten ist. Beim Flecken Markow ist er durch dunkelgrauen degradierten Boden vertreten. Aus der dritten überauigen Terrasse (Boschkow, Dawidowka) ist er durch Tschernosem mit einer Mächtigkeit von 0,88—1,20 m mit alten Würmergängen und Krotowinen vertreten. Die gesamten angeführten Angaben beweisen, dass während des Dnipro-Udajintervalls eine Waldsteppe existierte.

Der fossile Orel-Dniproboden wird nur auf dem Plateau bei Poltawa angetroffen. Er ist durch übermächtigen Tschernosem (Mächtigkeit 2,20 m) vertreten, was für eine feuchte Steppe Zeugnis ablegt.

Der fossile Tiligul-Orelboden wird nur bei Poltawa auf dem Plateau angetroffen. Er ist durch 1,10 m mächtigen Tschernosem vertreten.

Der fossile Tiligul-Dniproboden ist auf dem Plateau bei Wel. Ladyshen, Gulaj Polje, Markow und Grakow festgestellt worden. Bei Gulaj Polje ist er durch eine eigenartige Variante vertreten, nämlich übermächtigen degradierten Boden. Der ausgelaugte Humushorizont hat eine Mächtigkeit von 1,90 m. Darunter folgt ein Horizont von ausgelaugtem strohgelbem Löss mit einer Mächtigkeit von 0,60 m. In allen anderen Fällen stellt der fossile Boden Tschernosem mit der Mächtigkeit von 0,65; 0,85; 3,0 m dar (übermächtiger Tschernosem). Mithin herrschte während des Tiligul-Dniprointervalls eine Waldsteppe.

Der fossile Ssula-Tiligulboden wird in allen Schürfen des Plateaus angetroffen. Bei Poltawa und Grakow ist er durch übermächtigen Tschernosem vertreten (2,40—2,90 m). Bei Markow hat er eine Mächtigkeit von 1,60 m, beim Hügel „Drei Brüder“ 1,95 m, d. h. er stellt einen mächtigen Tschernosem dar. Bei Gulaj Polje ist ein mächtiger dunkelgrauer degradiertes Boden entwickelt. Mithin herrschte während des Ssula-Tiligulintervalls eine Waldsteppe.

### 3°. Alluvialablagerungen

Alluvialablagerungen sind durch Terrassensande, Lehmsande und Lehme vertreten.

Die erste überauige Terrasse des Worskla Flusses ist nicht mit Löss bedeckt, daher ist sie von postglazialen Alter (Bildungszeit der Terrassen-Staffelung). Das Alluvium ist aus Sanden zusammengesetzt, die auf der Oberfläche von Winden verarbeitet sind. Infolge der Destruktion haben sich Abwehungen gebildet, die die Sandhügel zerteilen. In letzteren wird unter dem Sandhorizont ein Horizont von fossilem Humusboden angetroffen mit einer Mächtigkeit von 0,30 cm, welcher sich am Abhang entlang hinzieht und sich an der Basis der Abwehungen entblösst. Weiter unten folgt hellgrauer Sand.

Die Alluvialablagerungen der zweiten überauigen Worskla-Terrasse sind aus feinkörnigem und oben tonigem Sand mit Zwischenschichten von Lösslehm zusammengesetzt. Höher folgt sandiger Löss, der oben in den Löss der Bugstufe mit einer Mächtigkeit von 2,55 m übergeht. Die Anhäufung des Alluviums war gegen Ende des Udaj-Bugintervalls beendet und zu Anfang der Bugperiode schnitt sich die Terrasse in das Relief der Gegend ein und der Löss der Bugstufe begann sich abzulagern.

Die Alluvialablagerungen der dritten überauigen Worskla-Terrasse im Schurfe beim Dorfe Boschkow sind durch feinkörnige Sande und tonige Sande vertreten. In den oberen Horizonten der feinkörnigen Sande werden Zwischenschichten Lösslehms angetroffen, der mit sandigem und höher mit Lehmlöss bedeckt ist. Im Schurfe des Dorfes Dawidowka gehört zu ihrer Zusammensetzung weissgrauer, lössartiger, mergeliger, geschichteter Lehm mit kleinen Süsswasser-Gastropoden. Höher breitet sich sandiger Löss aus, der nach oben in lehmigen Löss übergeht. Diese zwei Schürfe haben nur die oberen Horizonte der Alluvialserie blossgelegt. Sie beweisen eine abklingende Tätigkeit der fliessenden Gewässer, und der Ton mit kleinen Gastropoden bezeugt das Vorhandensein kleiner talar-tiger Seen. Mit Hebung der Gegend und Senkung des Niveaus der Flusswässer trat die Terrasse hervor. Die Alluvialablagerungen der Terrasse sind mit dem oberen Teil der Löss-Dniprostufe mit einer Mächtigkeit von 1,79—2,65 m bedeckt. Wahrscheinlich schnitt sich die Terrasse im Relief der Gegend zu Ende der zweiten Hälfte der Dniprovereisung ein, als der Anstieg der Gegend stattfand. Das Worsklatal in der Gegend von Poltawa verläuft dem Rande der Dniprovereisung mehr oder minder parallel. Es wurde durch die Gletschergewässer gebildet, welche am Rande des Gletschers flossen.

In der Poltawer Region sind einige Erosionszyklen festgestellt worden. Der älteste Erosionszyklus der sich durch Erosion bunter Tone kennzeichnete, wie es das Bohren auf dem Plateau bei Wel. Ladyschen bewies, fand zu Ende des Pliozäns statt. Bedeutende Schwankungen in der Mächtigkeit des Ssulalösses von 3,1 bis zu 7,95 m beweisen eine Erosion während der Ssulaperiode. Ein analoges Bild zeigt sich für die Periode des Tiligullösses dessen Mächtigkeit von 2,5 bis zu 7,4 m schwankt. Die Orelperiode ist noch wenig erforscht. Die deutlichsten Anzeichen der Erosion haben sich aus der Dniproperiode erhalten, als sich die dritte überauige Terrasse bildete. Die unbedeutende Mächtigkeit des Udajlösses von 0,9 bis zu 1,6 m beweist Erosionen. Die Erosionen der Bugperiode bedingten die Schwankungen in der Mächtigkeit dieser Löss-Stufe von 2,8 bis zu 5,6 m. In der Mitte dieser Periode schnitt sich infolge einer Hebung die zweite überauige Worskla-Terrasse ein. Zu diesem Erosionszyklus gehören einige Schluchten des Worsklaufers, welche sich auf dem Niveau der zweiten überauigen Terrasse befinden. Der letzte postglaziale Erosionszyklus wird durch die Bildung der lössfreien Worskla-Terrasse bestimmt.





**Четвертинні поклади західної частини Донецької області і прилеглих районів областей Харківської і Дніпропетровської**

*Д. К. Біленко*

**Die Quartärablagerungen im westlichen Teile des Donetzgebiets und in den angrenzenden Rayons der Charkow und Dnipropetrowsk Gebiete**

*D. K. Bilenko*

Завдання польового дослідження четвертинних покладів у західній частині Донецької області і в прилеглих районах областей Харківської і Дніпропетровської було вивчити характер цих покладів, їх склад, стратиграфічне розчленовання, зв'язок з орографічними умовами району, зв'язок з підстелючими дочетвертинними покладами і характер останніх.

Ці дані і дані літератури мали стати за основу для складання карти четвертинних покладів у масштабі 1:1 000 000 на завдання міжнародної асоціації вивчення четвертинного періоду Європи.

Район дослідження четвертинних покладів у названих областях визначається такими географічними пунктами: від ст. Лозова й Попасна на півночі, Пологи і Маріуполь на півдні. В цю територію входять південносхідні адміністративні райони Харківської області — Лозоватський, Близнюківський і Барвенківський, східні райони Дніпропетровської області, що лежать на схід від лінії ст. ст. Лозова — Пологи, західні адміністративні райони Донецької області на захід від лінії Попасна — Маріуполь.

**Орогідрографія**

Район дослідження з геоморфологічного погляду являє собою плато, перетяте річковими долинами. Ріки району належать до 3-х систем — Дніпра, Північного Дінця і Озівського моря. До системи Дніпра належать рр. Вовча і Самара з їх притоками. І та і та вкривають своїми розгалуженими системами всю західну частину досліджуваного району, розчленовуючи його на вододіли. Ріка Вовча приймає з правого боку притоки Солону і Кам'янку, а з лівого Осикову, Сухі Яли, Ворону і Гайчур з правим Янгуром. В р. Самару з правого боку впадають Опалиха і В. Тернівка, а з лівого — Бик з правим Бичком.

До системи Північного Дінця в межах досліджуваного району належать такі праві його притоки: Торець, Бахмут, Лугань. Ріка Торець складається з Сухого Торця і Червоного Торця з лівим Казеним Торцем. Ріка Сухий Торець оконтурює північну межу нашого району в західній його частині, приймаючи з правого боку Лукноваху, що протікає в нашому районі, з Домахою. Ріка Червоний Торець, крім згаданого Казеним Торця, має ще з лівого боку Бичка і Маячку. З правих притоків р. Бахмута можна назвати Мокру Плотву, Суху Плотву, Яму і з лівих — Ступку й Суху. Ріка Лугань у верхів'ї з правого боку приймає р. Маркову.

З рік, що належать до системи Озівського моря і протікають у нашому районі, треба відзначити Кринку й Калміус. Р. Кринка заходить у район дослідження тільки своїм верхів'ям, відгалужуючи з правого боку притоку Корсунь. З багатьох приток р. Калміуса згадаємо більші — Мокру Волноваху й Суху Волноваху та Кальчик, що дуже розгалужується у верхній частині течії.

Багато з названих рік вирили глибокі долини, що здебільшого заняті піймою. Характер долин цих рік визначається місцевими корінними породами. В умовах залягання палеогену і наявності грубої й стратиграфічно повнішої серії четвертинних відкладів річкові долини ширші і характеризуються положистими та частіше закритими схилами.

Такі досить положисті, вкриті четвертинними покладами схили характерні здебільшого для річок системи Дніпра і Північного Дінця, що перетинають західну частину району дослідження. З них нам довелося спостерігати долину Сухого Торця. Сухий Торець у районі м. Барвенкового заглибився в київський мергель. Тут ми маємо приклад досить широкої, з плоским дном заболоченої долини з блудним руслом ріки. Особливість характеру долини в асиметричність її берегів. Правий берег дуже положистий, на всьому протяжній закритий лесовими породами і лише зрідка прорізується неглибокими вирвами в кінці схилів. Можна сказати, що природних відслонень на правому березі ми не маємо. Зовсім іншого характеру лівий берег долини. Він високий, урвистий, з частими природними відслоненнями, що відкривають під четвертинною лесовою серією виходи бурих і рябих глин, пісків полтавського й харківського поверхів, а також верхньої частини київського мергелю.

Будова річкових долин, у міру наближення в східному напрямку до Донецького хребта, поступово міняється. Вже в районі Константинівки долина Червоного Торця значно вузча, круто вривається, швидко ховаючись у висотах навколишнього плато. Береги її досить короткі, лише верхня частина схилів ще закрита четвертинними породами, тоді як середня і нижня частини схилів оголені, перетяті короткими і частіше глибокими діючими ярами, де виступають палеозойські сланді, вапняки та пісковики. Аналогічний характер берегів ми спостерігали в долині р. Бахмут в околицях Артемівська. Тут також помітна асиметричність — правий берег значно більш положистий, ніж лівий. Такий самий характер берегів річкових долин маємо на південнозахідному схилі Донецького хребта, наприклад, долина р. Калміус між станціями Мандрикіно й Іловайська.

Різниця в будові річкових долин, а саме відмінний характер берегів, звуження долини в міру наближення до Донецького хребта зв'язана з характером і умовами залягання корінних порід, з одного боку, та з висотами місцевості — з другого. Цими ж причинами пояснюється і різниця в характері рельєфу західної і східної частин нашого району дослідження. Коли рельєф східної частини через геологічні, отже, й гіпсометричні причини має різко виявлену нерівність, то рельєф західної частини, де абсолютні висоти значно менші, а покрив четвертинних покладів грубший, характеризується помітною вирівняністю й згладженістю.

Після цих коротких і загальних уваг про характер рельєфу перейдімо до докладнішого опису розчленування плато згаданими річковими системами.

Відповідно до нашого завдання, ми своїми дослідженнями охопили тільки західні схили Донецького хребта, саме на захід від лінії Попасна — Маріуполь. Це буде знижена частина Донецького хребта, що тягнеться від ст. Дебальцево на захід до ст. Микитівки. Решта простору належить до звичайного, знову таки в західному і південному напрямках, зниженого плато.

На гіпсометричній карті Донецького кам'яновугільного басейну (24) ясно вимальовується в районі нашого дослідження вододіл між системами Вовчої, Самари, Торця й Бахмута, з одного боку, і Калміуса з Кальчиком та Кринки —

з другого. Перші належать до системи Дніпра й Північного Дінця, а другі — Озівського моря. Напрямок цього вододілу NO—SW. За даними цієї ж карти, цей вододіл має найбільші виступи в районі ст. Волновахи і між станціями Ясинувата й Кринична. Висоти хитаються в межах від 256 м до 298 м. Вони займають невеликі площі, підносячись на фоні вододілу у вигляді розідених шапок, що поступово знижуються до верховин річкових долин протилежних систем. Між двома названими підвищеннями, що займають крайні пункти вододілу, останній тягнеться у вигляді вузької смуги (по ньому проходить залізниця Ясинувата — Волноваха), яка трохи розгалужується в боки. На зазначеному протязі вододіл вимірюється висотами в межах 213—255 м. Це — головний вододіл нашого району.

Висоти в межах 213—255 м характерні не тільки для зазначеного вододілу, а й для прилеглого плато, що прилягає до вододілу з західного й східного боків. Так, від названого вододілу в напрямку на північний захід відгалужується вододіл, що проходить між ріками систем Дніпра (Вовча, Самара) і Північного Дінця (Торець Червоний і Сухий). На початку відгалуження, в тій частині, де вододіл відокремлює р. Вовчу від Червоного Торця, ми ще бачимо окремі островці з абсолютними позначками в межах 213—255 м, оточені висотами між 170—213 м. Ці ж островці досить часто трапляються між головним (згаданим вище) вододілом і верхів'ями системи р. Вовчої (Солона, Вовча, Сухі Яли, Мокрі Яли). Такі ж висоти на чималому просторі спостерігаємо навколо Волноваського і Ясинуватсько-Криничанського підвищень, а також Дебальцево-Микитівського схилу Донецького хребта. Цим окреслена територія (головний вододіл і островці між верхів'ями рік Вовчої, Торця і коло верхів'я Калмуса) є найвищий учасок нашого району дослідження. До цього ще треба додати, що наш головний вододіл вузькою смугою простягається від Ясинуватсько-Криничанського підвищення в північносхідному напрямку на сполучення з Дебальцево-Микитівським схилом Донецького хребта. Отже наш головний вододіл, що йде від Дебальцева до Волновахи, можна розглядати як відгалужене від Донецького хребта загасаюче підвищення.

Як уже сказано, наш головний вододіл простягається в північнозахідному напрямку між системами рік Вовча, Самара з Тернівкою, з одного боку, і Торець Сухий, Казенний і Червоний — з другого. Цей самий вододіл продовжується і в південнозахідному напрямку, розділяючи системи Вовчої і Озівського моря.

Переважні висоти в обох названих продовженнях головного вододілу хитаються в межах 170—213 м. Ці ж продовження головного вододілу у вигляді відгалужень заходять язиками в західному напрямку як між ріками Вовчою і Самарою, так і між їх притоками, Мокрою і Сухою Ялами, Солоною в одному місці і Биком, Бичком, Самарою і Тернівкою — в другому. Як головний вододіл, так і його розгалуження, особливо перше, перетяті вузькою сіткою річкових долин, у напрямку до яких абсолютні позначки поступово зменшуються. Швидше падають вони в напрямку від головного вододілу. Ми вже говорили, що головний вододіл по лінії Дебальцево — Волноваха тягнеться досить вузькою смугою, місцями звужуючись до 10—15 км. До цього вододілу з двох боків близько підходять верхів'я річкових систем, що сприяють досить швидкому зниженню абсолютних позначок у напрямку від вододілу до цих долин. При цьому спостерігається, що з наближенням нашого вододілу до Донецького хребта абсолютні висоти в напрямку до річкових долин зменшуються значно швидше, тобто зменшення це поширюється на коротшу відстань.

Різниця абсолютних висот вододілу і прилежних долин, що ми її залічуємо на кошт певної відстані між ними, показує на міру розвитку рельєфу в даному місці. З цього погляду розвиток рельєфу в різних учасках вододілу різний. Візьмімо приклади з середніми числами абсолютних висот.

Район Волновахи має середню цифру близько 277 м, найближча долина р. Мокрої Волновахи — 105 м, звідси амплітуда 171 м, коло Дебальцево з абсолютною середньою позначкою 320 м і прилеглих річкових долин 106 м амплітуда висот 214 м і, нарешті, в межах систем Вовчої і Самари при висоті плато 193 м і при тій самій висоті долин 106 м маємо амплітуду 87 м. Отже амплітуди 214 м (Дебальцево), 171 м (Волноваха) і 87 м (Самара, Вовча), що ми їх залічуємо до одного відтинку відстані, визначають різкі риси рельєфу першого району, більш згладжені другого і помітно вирівнені третього. Відповідно до цього рельєф у першому значно розчленований частішими й глибшими балками та ярами, а в останньому ці явища трапляються значно рідше і виявлені слабше.

В південному напрямку абсолютні висоти поступово зменшуються. Ще на вододілі, що тягнеться від Волновахи в південнозахідному напрямку (по цьому вододілу проходить залізниця Волноваха — Пологи), подибуємо висоти 200—228 м (коло ст. Розівки), а більш на південь у районі Маріуполя вони доходять до 85—127 м на плато і до 40 м по долинах середньої частини течії річок, що впадають в Озівське море. Долини цих південних річок у міру наближення до моря поступово знижуються, позначаючись ледве помітними висотами (на гіпсометричній карті висота в межах 0—42 м). Коли середню цифру висот плато коло Маріуполя і трохи далі на північ прийняти за 106 м (85—127 м), а долин цього ж району за 21 м (0—42 м), то матимемо амплітуду хитання висот основних елементів рельєфу 85 м. У зв'язку з цим, очевидно, і рельєф південних окраїн нашого району менше розчленований. З цього погляду південна частина нашого району нагадує вододіли в області систем Вовчої і Самари.

Таким чином, наш район дослідження з орографічного погляду можна поділити на дві частини: східну, вищу, куди належить головний вододіл Дебальцево — Волноваха, і південнозахідну, нижчу. Ввесь район загалом похилений у південний і західний бік. Тому піднесений східний район має різко виявлені риси рельєфу, а південнозахідний має характер згладженого лесового плато.

Наш район дослідження з геоморфологічного погляду являє виключну область поширення плато, яке перетинають долини річок. Останні загалом нагадують круті й глибокі балки, складені піймою або заболочені. Ці долини-балки здебільшого терас не мають, коли не рахувати досить мілкі ступінчасті зниження терас розмиву, що іноді спостерігаються в цих долинах. Власне, тераси відзначають у літературі по р. Вовчій на лівому березі проти впаду в неї притоки Солоні і трохи нижче за течією. Тут є піскова (борова) тераса. Специфічна робота і масштаб її не дали нам змоги докладніше вивчити геоморфологію.

### Геологія четвертинних покладів

В цьому розділі ми маємо подати геологічну будову четвертинних покладів нашого району, з'ясувати стратиграфічні горизонти з тим, щоб схарактеризувати їх у дальшому розділі. Для цього ми подаватимемо не весь зібраний у полі фактичний матеріал, а найтипівший, при цьому так, щоб якнайповніше схарактеризувати різні частки нашого району. Перед тим, як розглядати це питання, подамо короткий історичний опис, де відзначимо новіші роботи, що безпосередньо стосуються цього питання. Окремі замітки про „наноси“, згадувані в спеціальних геологічних роботах по Донбасу, ми розглядати не будемо, бо вони не мають для нас майже ніякого значення.

1926 р. проф. Махов (19) звернув увагу на те, що до останнього часу область „Донецького хребта розглядали як безлесову навіть на спеціальних картах. Його дослідженнями 1925 р. встановлено залягання лесу на всій

платоподібній вершині найвищого Дебальцево-Іванківського кряжу і далі на схід. Тільки схили цього кряжу вкриває делювіальний лес, а далі від нього знижене плато вкрите типовим еоловим лесом. Він установив на Донецькому кряжі двоповерхову серію лесу, розділену копальним ґрунтом. Визначаючи контакт лесів і підстелюючих порід, автор каже, що лес утворився не коштом підстелюючих порід і що він еолового походження. Останнє він стверджує також і тим, що лес залягає на найбільших висотах кряжу.

1927 р. проф. В. І. Крокос у своїй роботі (12) дає цілий ряд відслонень у районі колишніх округ Ізюмської, Артемівської, Сталінської. Докладно описуючи лесові відклади, автор уперше розчленовує їх на стратиграфічні горизонти, заводячи нову номенклатуру лесів, прийнятту тепер геологами. Автор описує в північних частинах нашого району дослідження (Барвенково, Слов'янськ, Артемовськ) два яруси лесу, а в південних (Великий Анадоль) три поверхи лесу, розділені копальними ґрунтами. Разом з тим він відзначає, що під сірувато-половим лесом залягає інший його варіант, а саме лес шоколадний, зв'язаний з першим поступовими переходами.

1927—1929 рр. В. П. Кавалерідзе на триверстовій ґрунтовій карті районів кол. Сталінської округи відзначає безлесові райони, де матерніми ґрунтотворними породами є дочетвертинні поклади, неогенові, палеогенові, крейдяні, кам'яновугільні і кристалічні. Ці дочетвертинні поклади виступають окремими острівцями в долинах річок на схилах плато.

Неогенові ґрунтотворні породи, за даними автора, виступають невеличкою вузькою смугою вдовж правого схилу долини р. Вовчої в районі сіл Андріївки, Олексіївки і трохи далі на захід.

Палеогенові острівці трапляються багато частіше, і автор відзначає їх у долинах річок Кашлагач, Сухі й Мокрі Яли. Часті острівці палеогену відзначає він між станціями Авдіївкою, Ново-Бахмутівкою, Пантелеймонівкою та Ясинуватою. Тут палеогенові поклади розкривають найбільші вододіли Кривого Торця і Скотоватої. Невеличку вузьку смугу цих самих покладів автор відзначає на лівому схилі долини р. Грузької і р. Макіївки.

Крейдяні поклади показано на карті на участках, що виходять на схід за межі нашого району.

Кам'яновугільні поклади зосереджені переважно на схід від лінії Сталіно—Великий Анадоль. Там вони майже суцільною смугою оточують долини річок і пологісті схили плато. На площі згаданого залізничного кільця Авдіївка—Ново-Бахмутівка—Пантелеймонівка—Ясинувата кам'яновугільні поклади майже суцільно вкривають і вододіли, крім найвищих частків, де виступає палеоген. З інших місць автор виділяє систему р. Калміуса. Найбільші площі поширення кам'яновугільних покладів бачимо в східній частині карти по річці Кринці, що виходить за межі нашого району. Тут вододіли між системами Калміуса й Кринки вкриті лесовим покривом. Виходи ґрунтотворних продуктів звітрення кристалічних порід автор відзначає невеличкими плямами по р. Калміусу і його лівих притоках (Мокра Волноваха), де вони відслонюються на схилах до цих долин.

В. П. Кавалерідзе (9) в попередньому звіті про ґрунти Сталінської округи відзначає, що лес Сталінської округи представлений двома поверхами, розділеними копальним ґрунтом, і рідше трьома поверхами з двома копальними ґрунтами (посилання на В. І. Крокоса, дані Велико-Анадольського лісництва). Він же в спеціальній розвідці про четвертинні поклади південнозахідної частини Донбасу (11) відзначає три поверхи лесу і рахує їх як перший, третій і четвертий.

У нашому розпорядженні є ще попередні звіти про триверстове геологічне здіймання в районах, що прилягають до західних меж нашого району дослідження. Це—планшети 14—XXVI (7), 14—XXVII (2), 14—XXVIII (15), що охоплюють територію по лінії Павлоград—Орехов. У планшеті 14—XXVII

згадується, що четвертинні поклади виявлені триповерховою лесовою серією з двома копальними ґрунтами і червоно-бурими глинами. Тут же відзначаються виходи сармату по рр. Тирсі й Солоній. У планшеті 14—XXVIII відзначається зниження рельєфу в західному напрямку, до Дніпра, де абсолютні позначки обраховують в 99,26 м, замість 160—170 м східних частин планшету. Автор цього планшету згадує про те, що у верхів'ї р. Токмака кристалічні породи вкриваються палеогеновими пісками полтавського поверху, а вище залягає неоген, сармат і понт та подекуди середземноморський горизонт. Четвертинні поклади цього планшету виявлені лесуватими суглинками.

В. Г. Бондарчук (4) у Маріупольському районі називає п'ять поверхів лесу, відзначаючи наявність п'ятого поверху в п'ятих природних відслоненнях. З останніх тільки два (№ 2 і 57) репрезентують усі п'ять поверхів, а решта, як неповні, викликають сумнів щодо існування п'ятого поверху. Два повні профілі в п'ятьма поверхами лесу є далі на схід від Маріуполя. Щодо стратиграфії лесу району на захід від Маріуполя, то тут певних вказівок на п'ятиповерховий лесовий склад ми в автора не знаходимо.

Наведені літературні дані дають нам підставу говорити про наявність лесу на всій площі дослідження, крім невеличких смуг уздовж річкових долин у східній частині нашого району, що на нашій карті й позначено як елювій (корінних порід). З другого боку, літературні дані вказують на те, що в нашому районі є кілька поверхів лесу, а саме: два в колишній Сталінській окрузі (К а в а л е р і д з е) і три там таки (К р о к о с) та в сусідніх більш західних районах (Безуглий), нарешті, чотири поверхи в районі Маріуполя (Бондарчук). На всій площі нашого району дослідження залягають також червоно-бурі глини. Крім типових лесів, називають їх деривати, лесуваті суглинки, супіски, елювіально-делювіальні відклади і алювій річкових долин.

Літературні дані про характер і склад четвертинних покладів ми доповнюємо даними нашого дослідження. В цьому розділі розглянемо геологію четвертинних покладів і виділимо стратиграфічні горизонти, а в дальшому зупинимося на характеристиці генетичних типів цих покладів.

Наші перетини четвертинних покладів містяться виключно на вододілах; це було зв'язано з маршрутами вздовж залізниць, які перетинають наш район в усіх напрямках. Користуючися цим, ми мали змогу обізнатися з будовою четвертинних покладів у північній частині району в пунктах Близнюки, Барвенково, Константи́нівка, Артемовськ, Попасна; в центральній частині близько Донецького краю — Дебальцево, Микитівка, Кринична, Ясинувата, Скотовате, Стаїно, Іловаяська, Кленівка і далі на захід Гришино; в південній частині район Волновахи, Розівки, Маріуполя. Це були наші опірні пункти, що містяться на високих вододілах, з якими ми зв'язували своє спостереження в околицях, беручи на увагу дані стратиграфії і рельєфу.

Дані перетинів північної частини району характеризують четвертинні поклади вододільного плато систем Дніпра і Північного Дінця. Ми зупинимося на двох перетинах, Барвенкова і Попасної, як на найповніших, а решту узагальнимо як порівнення з першими.

Перетин коло Барвенкова закладено на високому участку плато, 2 км на південь від нього. Цей перетин міститься на вододілі між Сухим Торцем і верхів'ям Самари. Вододіл складається з окремих зигзагуватих участків плато, роз'єднаних сіткою балок, що відкриваються в протилежних напрямках до Самари й Сухого Торця. Наш перетин (свердловина) міститься на найвищій точці піднесеного участка вододілу коло М. Морозова (позначений на 3-верстовій карті). Тут пройдено:

Q <sup>III</sup> (W)	{	1. Черноземельний ґрунт . . . . .	0,60 м
		2. Лес сіро-половий, поруватий з карбонатними трубочками по поразі гніздами білозірки, суглинястий, з пунктацією манганових солей.	
		З глибини 0,60 м і трохи нижче яєносний від накупчення карбонатів у формі плям, а з глибини 2,5 м жовто-буруватий . . . . .	3,40 м

$Q_{III}^{cl}$ (R-W)	3 Перший копальний ґрунт, буро-жовтуватий з борошністими карбонатними скупченнями по переритих ходах землеріїв; інтенсивно скипає з HCl, є мазка манганова пунктація. Нижню межу легко встановити в наявності давнього карбонатного ілювію . . . . .	1,30 м
$Q_{II}^{ae}$ (R)	4. Другий поверх лесу, сіро-жовтуватий з бурим відтінком, інтенсивність якого донизу поступово збільшується, з борошністими ледве помітними карбонатами по порах і їх патьоками. Нижче вогкіший з густою пунктацією манганових солей. На глибині 6,70 м від денної поверхні і 2 м від поверхні горизонту дрібні кристалики гіпсу. Поступово переходить у нижчий горизонт, набуваючи буруватого відтінку . . . . .	2,70 м
$Q_{II}^{cl}$ (M-R)	5. Другий копальний ґрунт, темношоколадний, суглинястий, вилугуваний від карбонатів, з вторинними карбонатами у вигляді мало помітних трубочок і дрібних стяжінь, які трапляються переважно внизу горизонту і зникають у його верхній частині. Сліді давньої переритості, визначувані ходами червоточин, заповнених жовтим суглинястим матеріалом; діаметр їх 0,5 см. Поступовий перехід донизу, а нижню межу легко визначити за карбонатами, що назбирались у верхній частині нижчеуложеного горизонту . . . . .	1,45 м
$Q_I^{ae}$ (M)	6. Третій поверх лесу, буро-жовтуватий, донизу з червонуватим відтінком, з рідкими порами, у верхній і особливо в середній частині з масовим накупченням борошністих мергелястих стяжінь, що створює своєрідну біду плямистість на білому фоні. Внизу багато вохристих і сизих плям разом з мангановою пунктацією. Нижню межу дуже помітно через колір . . . . .	2,65 м
$Q_I^{cl}$ (G-M)	7. Третій копальний ґрунт, темносірий, з буруватим відтінком, суглинястий, з вилугуваними первинними карбонатами і окремими гніздами невеличких конкрецій, іноді трубочок вторинних карбонатів; по стінках давніх червоточин бурувато-іржаве забарвлення. В нижній частині горизонту кристали гіпсу, відкладені на стінках, очевидно, давньої камери. Донизу помітний сизий відтінок . . . . .	1,10 м
$Q_I^{ae}$ (G)	8. Четвертий поверх лесу, сірувато-сизий, глинястий, вилугуваний від карбонатів (не скипає з HCl, з рідкими стяжіннями близько 5 см діаметром і ледве помітними трубочками вторинних карбонатів; густа пунктація манганово-залізистих солей. Дуже вогкий. Коли висихає, з'являються яносизі плями. Досить різка межа з нижчеуложеним горизонтом . . . . .	1,50 м
$Q_{II}^{gr}$ (Q)	9. Червоно-бура глина з рідкими карбонатними стяжіннями, скипає з HCl, пластична, вогка; пройдено . . . . . На глибині 18 м від денної поверхні з'явилася вода.	3 м

В даному перетині ми маємо чотири поверхи лесу, розділених трьома копальними ґрунтами; лесову серію підстелюють червоно-бурі глини.

В околицях м. Барвенкова леси стелються по схилах, прикриваючи і завуальовуючи давніший рельєф. Там таки на досить положистому, що поступово спадає, правому схилі плато до долини Сухого Торця, на самому кінці схилів, бачимо неглибокі природні і штучні (кар'єр радгоспу) відслонення, де встановлюємо два розділених копальним ґрунтом поверхи. Два поверхи лесу разом з копальним ґрунтом повторюють сучасний рельєф. Це свідчить про те, що основні форми сучасного рельєфу в головних рисах були закладені до того, як відклався другий (рахуючи згори) поверх лесу.

Четвертинні поклади в даному районі підстелюються палеогеном, виявленим полтавським, харківським і київським горизонтами, що залягають вище бази ерозії. Виходи цих горизонтів спостерігаються у високому березі Сухого Торця.

Другий перетин четвертинних покладів східного участка виділеної нами північної частини району дослідження наводимо з околиць ст. Попасної. Тут свердловину закладено на видовженому в східному напрямку високому плато з абсолютною позначкою 124,9 саж. (266,03 м) коло мгили з триангуляційною вежею, де одержано такі дані:

Q <sub>III</sub> <sup>ae</sup> (W)	{	1. Черноземельний ґрунт . . . . .	0,75 м
		2. Лес, сіро-половий, легкосуглинястий, з великою кількістю карбонатних конкрецій у формі білозірки й трубочок . . . . .	1,20 м
Q <sub>III</sub> <sup>el</sup> (R—W)	{	3. Перший копальний ґрунт, сірий, з жовтуватим відтінком, з карбонатними трубочками; менше скипає з HCl, ніж вищеуложеній горизонт. Внизу багато карбонатних конкрецій. Поступово переходить і в вище- і в нижчеуложені горизонти . . . . .	0,70 м
		4. Другий поверх лесу, жовтуватий, ясніший ніж вищеуложеній горизонт, глинястий, в'язкий, з рідкими карбонатними трубочками, а зверху збагачений на пухкі конкреції. Поступово переходить у нижчеуложеній горизонт . . . . .	0,80 м
Q <sub>II</sub> <sup>ae</sup> (R)	{	5. Другий копальний ґрунт, буро-жовтий, глинястий, невидимо карбонатний, слабо скипає з HCl, нижче помітно темніший і утворює ілювіальний карбонатний горизонт. Поступовий перехід донизу . . . . .	1,10 м
		6. Третій поверх лесу, жовто-буруватий, помітно ясніший ніж вищеуложеній горизонт, з масовим накопченням карбонатних конкрецій угорі . . . . .	1,95 м
Q <sub>I</sub> <sup>ae</sup> (M—R)	{	7. Третій копальний ґрунт, червоно-бурий, глинястий, з слабкими карбонатними трубочками, ледве скипає з HCl, з плямами жовтої породи, вогкий, поступово переходить у нижчеуложеній горизонт. . . . .	1,50 м
		8. Четвертий поверх лесу, ясножовтий, легкосуглинястий, з рідкими ледве помітними карбонатними крупинками, а вгорі в частини конкреціями. Густа манганова пунктація, інтенсивно скипає з HCl. Донизу поступово набирає бурого відтінку . . . . .	4 м
Q <sub>I</sub> <sup>ae</sup> (M)	{	9. Червоно-бура глина, в'язка, донизу вогка, з рідкими карбонатними конкреціями, скипає з HCl. У вогкому стані набуває яскраво-червоного відтінку на бурому фоні. Пройдено . . . . .	3 м

В цьому перетині, як і в попередньому, маємо так само чотири поверхи лесу з трьома копальними ґрунтами, підстеленими червоно-бурою глиною. Така будова четвертинних покладів в умовах високих вододілів плато району Попасної. На схилах у середніх частинах кількість лесів зменшується, а в нижніх частинах схилів їх або зовсім немає, або їх заступає делювій. В останньому випадку спід грубого черноземельного ґрунту, сформованого на вапняковому суглинку, продукті звітрення корінних порід, глибина якого близько 0,5 м, виступають плитчасті вапняки карбонового віку.

На знижених участках плато, що межують з вищими, як район ст. Попасної, спостерігаємо один поверх лесу. Наведемо перетин.

Ст. Попасна, 1 км на південь, в новій садибі МТС близько сходження залізничних ліній у штучній ямі виступають:

Q <sub>III</sub> <sup>ae</sup> (W)	{	1. Ґрунт типу темносірих лісових з гумусовим горизонтом 40 см і жовто-буруватим ілювіальним 30 см, вилугуваний від карбонатів, унизу з ізкою карбонатною лінією скипання з HCl на глибині 70 см . . . . .	0,70 м
		2. Лес, сіро-половий, поруватий, з карбонатними трубочками, інтенсивно скипає з HCl, межа з нижчим горизонтом дуже нерівна. З останнього вгору підіймаються білі язички нижчеуложеної породи, що подекуди доходять нижньої межі ґрунту . . . . .	1,00 м
C	{	3. Вапнякова порода, розсипчаста, оолітово-піскова, що являє собою продукт звітрення вапняків карбону. Відслонено . . . . .	0,50 м

Отже, тут на зниженому участку плато з ледве помітним схилом, що йде від підвищеного участка, плато з повною лесовою серією, ми бачимо тільки один ярус лесу, який залягає на корінних породах карбонового віку. На вищих схилах підвищених вододілів під лесовою серією залягають бурі глини. В районах густо еродованого рельєфу, як, наприклад, між станцією Попасної



і Логвиновим, у напрямку на Микитівку, де розвиток рельєфу зв'язаний з системою долини р. Бахмутівки, спостерігаються виходи бурих глин на поверхню. Тут в умовах густо перетятого рельєфу лесова серія розмита, зберігаючись лише островами на більш вирівнених гребнях еродованого плато.

Аналогічний зв'язок четвертинних покладів з місцевим рельєфом бачимо також у районі Микитівки, Константинівки й Артемовська. На високому участку плато 1,5 км на W від північної станції Артемовська нашою свердловиною пройдено чотири поверхи лесу з трьома копальними ґрунтами. Лесова серія, за даними природних відслонень, підстелюється червоно-бурим суглинком, що залягає на крейдових відкладах. Далі на захід від Артемовська, ближче до долини р. Кривого Торця, в околицях станції Константинівки, лесова серія, в зв'язку з розвитком рельєфу, завнає розмивів. Нижні частини схилів глибоких річкових долин (р. Грузька) вкриті делювієм лесової серії, а на вищих схилах плато маємо неповну лесову серію. Тут ми бачимо два поверхи лесу, розділені копальним ґрунтом, що стелюється по пологістих схилах, визначаючи вік річкових долин. При цьому 2-й поверх лесу на перегибах верхньої третини схилів, де близько залягають корінні породи, в наслідок впливу ґрунтових вод значно метаморфізований; це визначається більшим вмістом карбонатів, що перетворює його в мергелястий суглинок.

Отже, виділений нами північний участок району дослідження, оточений зазначеними пунктами (Барвенково, Попасна), вкритий чотирма поверхами лесу, розділеними трьома копальними ґрунтами. На всьому цьому протязі лес підстелюється червоно-бурим суглинком, що залягає в західних частинах на палеогені, а в східних — на крейді й карбоні.

Переходимо до центральної частини нашого району. Цей район, як сказано вище, прилягає з західного боку до Донецького кряжу. Розгляньмо фактичний матеріал, посуваючись у східному напрямку від ст. Гришино через ст. Ясинувату до ст. Дебальцево. Для цього виділимо найтипівіші перетини, а решту зв'яжемо з рельєфом цього району.

Четвертинні поклади названої частини нашого району дослідження характеризують загалом головний вододіл, що розділяє системи Самари, Калміуса, Кривки й Казенного Торця, Бахмутівки й Лугані. Крім того, цей участок району охоплює західні схили Донецького кряжу, і це й спонукало нас згустити маршрути і по змозі оконтурити так звані безлесові островці, відзначувані на ґрунтових картах (між Ясинуватою, Скотоватою і Криничною).

Західна частина виділеного участка по лінії Ясинувата — Гришино — Просня являє собою рівнинне плато, особливо околиць ст. Гришино. Тут воно являє собою вододіл верхів'їв річок Казенного Торця, системи Північного Дінця і р. Солоні — системи Самари. Верхів'я цих систем починаються у вигляді широких неглибоких балок, ледве помітних у рельєфі. Свердловиною на звичайно рівному участку плато між ст. Гришино і Динасовим заходом у привокзальному селищі Веселому пройдено:

Q <sup>ac</sup> <sub>III</sub> (W)	}	1. Чорвоземля . . . . .	0,80 м
		2. Сіро-половий, зверху бруднуватий від гумусу лес, з жовтим відтінком. Верхня частина, глибиною 65 см, являє собою кротовинний лес. Нижче лес чистий, ніжний, середньосуглинчастий, поруватий, вгорі з білозіркою з слабо виявленими карбонатними трубочками, що частіше спостерігаються у верхній частині горизонту. З глибини 2,90 м кристали гіпсу, зібрані в дрібні друзи, кількість яких донизу збільшуються. Поступовий перехід у вижній горизонт . . . . .	2,80 м
Q <sup>cl</sup> <sub>III</sub> (R — W)	}	3. Перший копальний ґрунт, сірий, з легким шоколадним відтінком, середньосуглинчастий, легко розсипчастий, з частими друзами дрібних кристалів гіпсу; дрібні плями яснополового лесу по червоточинах. Скипає з НСІ. Нижня межа легко визначити з по світліній нижчеуложеної породи . . . . .	0,80 м

$Q_{II}^{ae}$ (R)	4. Другий ярус лесу, ясносіро-половий, з добре виявленими густими карбонатними трубочками по порах. Зверху на глибині 50 см темніший від гумусового забарвлення з вищеуложеного горизонту, а нижча частина, грубиною 1,90 см, поступово набирає буруватого відтінку; середньосуглинястий . . . . .	1,90 м
$Q_{II}^{cl}$ (M-R)	5. Другий копальний ґрунт, буро-жовтуватий, з легким червонуватим відтінком, суглинястий, невидимо карбонатний, тільки на глибині 70 см помітно ясніший від карбонатів, нижче переважає буре забарвлення. Плями ясної породи. Друзи гіпсу . . . . .	1,53 м
$Q_I^{ae}$ (M)	6. Лес, полого-жовтуватий, невидимо-карбонатний, зверху ясніший, нижче з буруватим відтінком, скипає з HCl, суглинястий, поступово переходить у нижчий горизонт . . . . .	1,44 м
$Q_I^{cl}$ (G-M)	7. Третій копальний ґрунт, темношололадного кольору, невидимо карбонатний, інтенсивно скипає з HCl. Часті плями лесової ясної породи по червоточинах і кротовинах (?), що частішають донизу, де ґрунт стає темніший. Нижню межу помітно через накупчення карбонатів у нижчому горизонті . . . . .	1,73 м
$Q_I^{ae}$ (G)	8. Четвертий поверх лесу, жовто-буруватий, поруватий, з густими карбонатними трубочками і рідкими борошневистими стяжіннями; останні переважно внизу горизонту, а перші розкидані по всій породі. Середньосуглинястий, розсипчастий. Скипає з HCl. Плями ясної породи (переритість). Внизу з'являється бурий відтінку, що поступово збільшується . . . . .	0,80 м
$Q_{I}^{pr}$ (Q)	9. Червоно-бурій суглинок подекуди з жовтуватим відтінком і накупченими карбонатними конкреціями, де з'являються карбонатні трубочки. Плями вищеуложеної лесової породи. Скипає з HCl. Пройдено .	4,40 м

Отже, район ст. Гришино має в складі четвертинних покладів чотири поверхи лесу, розділені прекрасно виявленими трьома копальними ґрунтами, і лесову серію підстеляють червоно-бурі глини.

Переходячи далі від ст. Гришино на схід до західних схилів Донецького кряжу, ми попадаємо в район, де склад четвертинних покладів трохи міняється. Зокрема звернемо увагу на район між ст. Ясинувата — Скотовата, Кринична. Цей район на ґрунтових картах відзначають як безлесовий, де на поверхню виступають карбоніві породи. Згоджуючись з останнім у загальних рисах, ми категорично заперечуємо проти того, що тут немає лесу. Маючи це на увазі, нам, щоб з'ясувати характер четвертинних покладів у даному районі, довелося згустити наші маршрути. Для цього ми обслідували чималі участки околиць названих пунктів і одержали такі дані:

Коло ст. Криничної ми заклали свердловину на досить високому й рівному плато за 1,5 км на південь від неї. Тут ми констатували чотири поверхи лесу з трьома копальними ґрунтами, при чому третій ґрунт ми пройшли тільки на 60 см, бо на глибині 11,80 м від денної поверхні з'явилася вода. В межах „безлесового“ району на NW від ст. Криничної ми обслідували досить положистий правий схил долини верхів'я ріки Кривий Торець. Тут на схилі є кар'єри, звідки добувають піскову і сланцеву глину карбону. На середній частині схилу ми справді лесу не подибували; там його заступає щільний сіро-жовтий суглинок, грубиною 0,50 м, підстелений ясносірою сланцевою глиною і нижче жовто-зеленуватим пісковиком. Суглинок є продукт звітрення підстеляваних сланцюватих глин і вкритий ґрунтом, що різко відділяється від нього. Грубина ґрунту 0,76 м; він сформований на лесовому делювії. Лесу немає і в верхній частині схилу, при чому тільки на опуклих його частинах, на місці перегинів. На рівніших участках верхньої частини схилу маємо типовий лес. Він укриває й далі високе плато, що таким високим і рівним тягнеться в бік Пантелеймонівки. Ще далі на північ коло ст. Скотоватої ми констатували свердловиною чотири поверхи лесу і тільки

в межах ст. Ясинуватої, на NO від неї, за 1,5 км, коло могили Землянки (абсолютна позначка 264,12 м) на найвищому рівному участку плато ми свердловиною пройшли три поверхи лесу з двома копальними ґрунтами, підстеленими червоно-бурою глиною, продуктом звітрювання нижчеуложеного аркового пісковика. Грубина глини 1,55 м, нижче аркові піски з рідкими шматочками пісковика; в пісках ґрунтова вода.

Отже, „безлесовий“ острів має чотири поверхи лесу і тільки на найбільш підвищеному плато коло Ясинуватої три поверхи. Лесу тут справді немає, але тільки на схилах, де він розмитий.

У південній частині виділеного нами участка району дослідження, саме в межах ст. Оленівки та Іловайської, ми також констатували чотири поверхи лесу з трьома копальними ґрунтами. Тут свердловину було закладено в Оленівці на рівному участку плато, що тягнеться на невелику відстань з ледве помітним широкохвилястим рельєфом, і в Іловайській, таксамо на високому участку плато, але меншої площі, витягнутому підвищенні, де загальний рельєф більше розвинений, з частими глибокими й не такими широкими балками в зв'язку з близькістю до Донецького кряжу. На жаль, наші свердловини не ввійшли в бурі глини, але наявність їх установлено по окремих природних відслоненнях. У тих самих відслоненнях ми бачимо й уложений нижче палеоген навколо Оленівки і карбон коло Іловайської.

Отже, на основі сказаного ми можемо з певністю говорити про те, що західні схили Донецького кряжу околтурює чотириповерхова лесова серія з боку північнозахідного (Артемовськ, Попасна), західного (Скотовате, Кринична) і південнозахідного (Іловайське). Виняток становить тільки район станції Ясинуватої, де ми подибали лише три поверхи лесу. Це ми зв'язуємо з вищим плато даного участка, де рельєф відносно більше еродований і де через це відбувалися давні змиви.

Ще ближче до Донецького кряжу, на його Дебальцево-Микитівському північнозахідному схилі, ми спостерігали іншу геологічну будову четвертинних покладів. Вже район Микитівки має три поверхи лесу, що залягають на червоно-бурому суглинку; при цьому третій поверх лесу, в наслідок впливу ґрунтових вод (на глибині 6 м), значно метаморфізований, в силую карбонатних конкрецій, крупчастих, що легко розтираються, жовтувато-сизих.

Район ст. Дебальцева являє собою найвищий участок усієї дослідженої території. Тут ми відзначаємо досить цікаве явище в розумінні зв'язку лесового вкриття з рельєфом. Так, на знижених і вирівнених участках плато (ст. Дебальцево) на положистих схилах більш піднесених участків ми лесу не подибуємо. Тут ми маємо продукти звітрювання кам'яновугільних піскуватих сланців у формі суглинків. Для прикладу наведемо перетин штучної ями, 5 км на південний схід від ст. Дебальцева і 150 м від залізниці.

C <sup>el</sup> {	1. Видугувана від карбонатів чорноземля з типовою зернястою структурою вгорі і горіхуватою внизу . . . . .	0,50 м
	2. Жовтувато-зеленуватий суглинок, з ледве помітними порами, видугуваний, донизу стає зеленіший, поступово набираючи забарвлення нижчеуложеної породи . . . . .	0,30 м
	3. Сланцюватий пісок, зеленуватий, донизу переходить у глаукітовий піскуватий сланець. Відслонено . . . . .	1,00 м

Цей перетин характерний як для схилів, так і для знижених участків плато. На вищих участках плато ми вже подибуємо лесову серію, що видно з нижченаведеного перетину.

Станція Дебальцево на південь від залізниці коло тріангуляційної вежі і водогону коло кладовища.

Q <sup>al</sup> <sub>III</sub> (W) {	1. Чорноземля . . . . .	0,75 м
	2. Лес, сіро-половий, поруватий, з карбонатними трубочками і конкреціями, легкосуглинястий, ровсипчастий, сухий, інтенсивно скипає в HCl . . . . .	0,90 м

$Q_{III}^{el}$	}	3. Копальний ґрунт, буро-жовтуватий, сформований на лесуватому суглинку, поруватий, з ледве помітними карбонатними трубочками.	0,50 м
(R — W)			
$Q_{II}^{al}$	}	4. Піскуватий суглинок, жовтувато-зеленуватий, з карбонатними стяжіннями, помітно поруватий, з крочовинами . . . . .	0,30 м
(R)			
C	}	5. Пісок, зеленуватий, середньозернистий, з карбонатними крупинками й пухкими стяжіннями. Пройдено . . . . .	0,50 м

Нижче під пісками, за даними інших відслонень, залягає піскуватий сланець. У даному перетині горизонти 1—2 становлять 1-й поверх лесу і 3—4—2-ий поверх. Два поверхи лесу розділяються копальним ґрунтом, горизонт 3. Звертаємо увагу на те, що обидва леси мають малу грубину. Це пояснюється розмивами, що відбувалися в умовах вищого плато і більш еродованого рельєфу.

Отже, в умовах північнозахідного схилу Донецького кряжу лесова серія змінюється в міру наближення до кряжу, саме зменшується кількість лесових поверхів від трьох у районі Микитівки до двох коло Дебальцева. Цей участок гіпсометрично й орографічно зв'язаний з районом Ясинуватої, де також констатовано три поверхи лесу.

Переходимо до південної частини нашого району дослідження. Тут ми виходимо на високий участок вододілу околиць Волновахи і нижчого участка того ж вододілу району Розівки і, нарешті, спускаємось на південне плато Маріуполя. Почнемо з Волновахи.

Волноваський район, як ми вже говорили вище, являє собою відносно вищий участок згаданого нами вододілу, що проходить звідси на NO до Дебальцево-Микитівських схилів Донецького кряжу. Цей район займає чималий простір, що розділяє системи Мокрої Волновахи, Кальчика, Мокрих Ялів. Рельєф самого Волноваського підвищення досить згладжений, зрідка дуже положисті схили до неглибоких верхів'їв навколишніх річкових систем закриті і тільки в межах самих уже річкових систем рельєф плато більш розвинений; там уже подибуємо, все таки ще рідкі, відслонення четвертинних покладів, а частіше корінних порід.

Для характеристики будови четвертинних покладів Волноваського підвищення наводимо перетин близько ст. Волновахи на південний схід від неї і на південь від ст. Платонівки, поблизу залізниці й могили „Капитан“. Абсолютна позначка ледве помітного північного похилу в бік станції Платонівки 293,29 м.

$Q_{III}^{al}$	}	1. Чорноземля, вилугувана від карбонатів . . . . .	0,70 м
(W)			
	}	2. Лес, сіро-половий, з жовтуватим відтінком угорі, на глибині 0,70 м бруднополювий, з гумусним матеріалом по густих ходах землеріїв, суглинястий, з карбонатними трубочками, а на глибині 2 м і в білозіркою . . . . .	2,80 м
$Q_{III}^{el}$	}	3. Копальний ґрунт, сірий з легким буруватим відтінком, з карбонатними трубочками й дрібними кристаликами гіпсу, яких найбільше в нижній частині горизонту. Поступовий перехід як у літній, так і в нижній горизонти. Скипає з HCl . . . . .	1,00 м
(R — W)			
$Q_{II}^{al}$	}	4. Другий поверх лесу, сіро-половий, зверху яснополювий від масового накупчення карбонатних конкрецій, борошнистих і цементованих, рівномірніше розподілених у нижній частині горизонту, глинястий. Густі карбонатні трубочки. З глибини 5,35 м від денної поверхні порода стає жовтувата, а з глибини 7 м набуває буруватого відтінку, що донизу поступово збільшується і переходить у нижчий горизонт . . . . .	3,60 м
(R)			
$Q_{II}^{el}$	}	5. Другий копальний ґрунт, темнуватошоколадний, суглинястий, з густими крупинками карбонатів і великими друзами кристалів гіпсу. По ходах землеріїв багато плям полювого і жовтого матеріалу. Нижня межа помітна через накупчення карбонатів у верхній частині нижчого горизонту . . . . .	1,80 м
(M — R)			

$Q_1^{al}$ (M)	}	6. Третій поверх лесу, жовто-буруватий, суглинястий, з частими карбонатними дрібними стяжіннями, трубочками й друзами гіпсу . . . . .	1,35 м
$Q_1^{cl}$ (G-W)		7. Третій копальний ґрунт, буро-червонуватий, суглинястий. На глибині 40 см часті карбонатні конкреції, що донизу рідшають і зникають. Плями яснішої породи, друзи гіпсу. Скипає з НСІ. Донизу поступово набуває жовтуватого відтінку . . . . .	0,80 м
$Q_1^{al}$ (G)	}	8. Четвертий поверх лесу, бурувато-жовтий, суглинястий, розсипчастий, у верхній частині, грубиною 50 см, переповнений карбонатними конкреціями, зрідка трубочки, подекуди зібрані плямами. Скипає з НСІ. Пройдено . . . . .	2,50 м

Даний перетин показує на наявність на Волноваському вододілі не менш як чотирьох поверхів лесу. Лес тут підстелюється червоно бурою глиною, про наявність якої ми довідалися з перетину, одержаного нами на ст. Волноваха, де Союзсеменовод викопав колодязь в 26 м. З матеріалів коло колодязя і розпитів ми встановили такі породи:

$Q_{I-III}^{al}$	}	1. Глина жовта . . . . .	12,0 м
$Q_1^{pr}$		2. Глина червоно-бура, з вапняковими конкреціями . . . . .	8,5 м
γ	}	5. Глина червона, каолінова, з частими ріжкатими шматочками кварцу розміром від 2 до 7 см . . . . .	4,0 м
		6. Хрящ гравітний пройдено . . . . .	2,0 м

В цьому перетині верхній горизонт відповідає нашій чотириповерховій лесовій серії, а підстелююча лес червоно-бура глина залягає на продуктах звітрення кристалічних порід.

У районі ст. Розівки на вододілі систем Мокрі Яли, з одного боку, і Кальчика і Берди, з другого, — свердловиною ми пройшли 3-й поверх лесу і ввійшли в підлежний суглинок (свердловину зупинено через зіпсованість інструмента), і тому ми не можемо говорити про певну кількість поверхів лесової серії. Але, коли взяти на увагу, що два копальні ґрунти Розівки своїм характером і грубиною подібні до тих самих ґрунтів Волновахи, з одного боку, а з другого, що жовтуватий суглинок, який підстелює 3-й поверх лесу, в нижній частині на глибині 2 м стає ясніший, жовтуватий і механічним складом нагадує 4-й поверх лесу Волновахи, то умовно можна вважати, що й район Розівки в складі лесової серії має чотири поверхи і в усякому разі не менше як три.

В околицях Маріуполя (правобережжя Калміуса) нам довелося обслідувати тільки природні відслонення, що виходять як на схилах плато в бік моря, так і в балках. В природних відслоненнях ми спостерігали три поверхи лесу з двома копальними ґрунтами, з яких 1-й і 2-й поверхи повторюють сучасний рельєф, червоно-буру глину і нижчеуложені куяльницькі піскові відклади. А що для цього району ми не маємо повного перетину четвертинних покладів, то й не можемо говорити про певне число поверхів лесу. Побічну вказівку на число лесових поверхів знаходимо в роботі В. Г. Бондарчука (3). Його дані стосуються до більш східних районів. Тут Бондарчук у двох відслоненнях нараховує п'ять поверхів лесу. Це свідчить про те, що й у нашому районі на захід від Маріуполя лесових поверхів є понад три. Зв'язуючи район Маріуполя з більш північним (Волноваха, Оленівка) і беручи на увагу, що в останньому з певністю встановлено нами чотири поверхи лесу, ми схильні і за Маріуполем визнати чотириповерхову лесову серію.

Червоно-бура глина південного участка нашого району підстелюється на північ від Маріуполя, за даними 3-верстового зймання Бондарчука, понтичними вапняками, а ще далі, трохи більше на північ від Сартана, кристалічними породами. Маріупольським районом ми закінчуємо розгляд геологічної будови нашого району дослідження. Для зручності опису геологічної будови четвертинних покладів ми поділили наш район дослідження на три

участки — північний, центральний і південний. В кожному з них ми дали типові перетини четвертинних покладів і говорили про ті зміни, що з'являються в наслідок впливу рельєфу. На основі фактичного матеріалу ми встановили, що лесова серія в північному участку (Барвенково, Попасна, Артемовськ), північної частини центрального участка (Гришино, Скотовате, Кринична, Оленівка, Іловайське), в північній частині південного участка (Волноваха) з певністю складається з чотирьох поверхів, розділених трьома копальними ґрунтами. Зокрема числа лесових поверхів району Маріуполя й Розівки (південний участок) ми точно не встановили, але подані вище побічні міркування говорять за те, що й тут ми також маємо чотири поверхи лесу.

З другого боку, на західних схилах Донецького кряжу, в міру наближення до останнього, число поверхів лесу поступово зменшується до трьох (Микитівка) і двох (Дебальцево). Про зменшення поверхів лесу свідчить також Ясинувата, де ми нараховуємо три поверхи. Отже, район Ясинуватої, як такий, що характеризується більшими висотами, належить з цього погляду і в погляду стратиграфії лесів до Микитівсько-Дебальцівських схилів Донецького кряжу.

Загалом можна сказати, що Донецький кряж у межах нашого району дослідження оконтурений чотириповерховою лесовою серією.

Дані нашого дослідження стверджують не раз висловлювану в літературі думку, що лесову серію в нашому районі підстелюють червоно-бурі глини. Почасти за нашими спостереженнями, а головне, за літературними даними (24), під названими глинами залягають такі корінні породи. Майже вся західна частина нашого району дослідження вкрита палеогеном. Його східну межу в загальних рисах можна провести по лінії залізниці Слов'янськ — Константи́нівка — Ясинувата — Волноваха — Розівка. На цьому участку маємо чималі островці давніших порід, що виступають по долині Торця і в верхів'ї р. Вовчої, а на вододілах систем Мокрі Яли і Вовча — Самара більші островці неогену. На схід від зазначеної залізничної лінії поширені крейдяні, юрські, тріасові, пермські і карбонатні відклади. Останні (карбон) розвинені, головне, між Константи́нівкою і Волновахою, а всі інші — в межах Слов'янська, Артемовська, Попасної. Тут же в островці палеогену. На південному участку, на південь від лінії Волноваха—Розівка, під червоно-бурими глинами залягають кристалічні породи, і тільки коло Маріуполя, більш на південь від ст. Асланової, між червоно-бурими глинами і кристалічною основою вклинюється неоген, поширений по узбережжю Озівського моря. Так у загальних рисах ми називаємо те ложе, на якому залягає четвертинна система, до докладнішої характеристики якої і переходимо.

### Стратиграфія четвертинних покладів

Польовий фактичний матеріал подаємо в формі таблиці, де відзначено як ґрубню стратиграфічних горизонтів, так і їх послідовність у кожному даному відслоненні (див. табл. на с. 44, 45).

На основі фактичного матеріалу ми встановлюємо, що четвертинні відклади нашого району дослідження виявлені такими генетичними типами: 1) еоловий лес, 2) лесуватий суглинок і делювій, 3) копальні ґрунти, 4) лес, утворений на продуктах звітрення місцевих корінних порід, 5) червоно-бурі глини і суглинки, 6) алювій давній і сучасний.

**1. Лес еоловий.** Лесова серія в межах дослідженого району складається з чотирьох поверхів, розділених трьома копальними ґрунтами.

Перший поверх лесу. 1-й поверх лесу, рахуючи згори, вкриває майже всю територію нашого району; виняток становлять лише ті нечисленні участки, де на поверхні виступають корінні породи (див. карту). Це будуть здебільшого схили до річкових долин і, головне, в східній частині району, що прилягає до Донецького кряжу. Цей поверх лесу ми відзначаємо майже в усіх наших відслоненнях (див. стратиграфічну таблицю).

Лес 1-го поверху характеризується такими морфологічними ознаками. Він у сухому стані сіро-полового кольору, а в свіжому з блідим буро-жовтим відтінком, при чому останній донизу поступово збільшується. Виразний сіро-половий колір помітний у верхній частині лесу на глибині від 20 до 50 см. Нижче лес полого-жовтуватий, а з глибини щось 2—2,5 м з буруватим відтінком (відслонення 43). Буруватий і трохи червонуватий відтінок завжди бачимо в лесі досить свіжому (відсл. 12). Ці відтінки і стали за привід для виділення шоколадної відміни лесу. В лесі, приблизно на глибині щось 60 см, трапляється досить густо білозірка, що простежується нижче на глибину 2 м. Донизу вона рідшає. Отже, білозірка скупчена саме в тій частині лесу, де спостерігаємо найінтенсивніше буро-жовтувате забарвлення. В загальних рисах це буде середня частина лесу. Білозірка розкидана в лесі безладно. При цьому в південному напрямку буре забарвлення рівномірніше розподілене по всій grubині лесу.

При уважнішому вивченні морфологічних ознак лес характеризується поруватістю, здатністю розпадатися на вертикальні окремісті. Поруватість лесу помітніша тоді, коли він сухий. По порах спостерігаються карбонатні трубочки, іноді досить густі (відсл. 43), що стеблувато розгалужуються. При цьому треба відзначити, що поруватість помітно не завжди добре, особливо у вогкому лесі. В сухому лесі легко помітити його здатність розломлюватися на стовпчасті окремісті по вертикальних площинах. Ці вертикальні окремісті знову таки поділяються за горизонтальними площинами на утяті окремісті призматичної форми. Останні обмежані майже рівними паралельними площинами, в той час як бічні площини трохи опуклі і закруглені. По всіх площинах стикання окремістей спостерігаємо гляцюватість (лакування). Висота призми від 1 до 5 см (відсл. 12) і від 2 до 9 см (відсл. 43). Зазначена особливість лесу поділятися на окремісті досить різко підкреслюється його здатністю давати вертикальні і горизонтальні щілини, помітні на відслоненнях при висиханні в шурфах (43).

По щілинах і ходах червоточин подибуємо матеріал, забарвлений гумусом, який надає лесові трохи бруднуватого вигляду, особливо в верхній частині. Верхня частина лесу, grubиною від 25 до 60 см перерита частими кротовинами діаметром 6—8 см. Це — кротовинний лес, що спостерігається в усьому районі дослідження.

Grubина першого поверху лесу на нашій території неоднакова: наприклад, коло Барвенкова (відсл. 5) і Артемовська (відсл. 13) вона дорівнює 4,00—4,05 м, звідси до сходу коло Попасної (відсл. 14) 1,95 м, Микитівки (відсл. 11) 2,20 м, Дебальцева (відсл. 20) 1,65 м. Коли йти в південному напрямку, то матимемо коло Гришина (відсл. 52) 3,60 м, Оленівки (відсл. 34) 2,90 м, Волновахи (відсл. 41) 3,50 м, Розівки (відсл. 44) 2,85 м, коло Маріуполя (відсл. 48) 2,40 м. Ці цифри, разом узяті, свідчать про те, що лес у нормальних умовах залягання на плато зменшує свою grubину в двох напрямках — східному і південному. Такий розподіл grubини лесу пояснюється умовами його відкладання. справа в тому, що південні райони лежать найдалі від районів зледеніння, і сюди, природно, могла доходити найменша кількість лесового пилу. Щождо східних участків, то там на найбільших висотах лесовий пил міг частково розвіюватись і, крім того, туди також доходило менше пилу в наслідок напрямку вітрів, що віяли з льодовикових полів.

Пересічну grubину першого поверху лесу ми обчислюємо в 2,16 м, в тому числі грунт має 0,57 м.

За польовим визначенням механічного складу лес належить до тяжких суглинків. У вогкому стані він досить в'язкий, при висиханні значно твердіший, тому верхня його частина сіро-полова, пухкіша, розсипчаста і ніжна. На загальний габітус лесу чимало впливає звогчення, яке залежить від ґрунтових вод, що затримуються на копальних ґрунтах.

Стратиграфічна таблиця

№ в. від. Сачення	Рельєф	Пункт	Сучасний ґрунт																	Примітка
			4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17				
1	Плато	Білівюки . . .	0,95	1,05	0,50	4,20	1,00	2,30	—	—	—	—	—	—	—	—				
2	"	"	0,60	0,95	0,65	2,20+)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
4	Положист. схил	Баренково . .	—	0,40	0,85	0,90	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
5	Схил	"	0,50	0,70	1,00	2,00	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
6	Плато	"	0,60	3,40	1,30	2,70	1,45	2,65	1,10	1,50	3,00	—	—	—	—	—				
8	Схил	Константинівка	0,40	1,50	1,00+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
9	Плато	Дмитрівська . .	0,10	2,00	1,00	1,00+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
10	"	"	0,30	1,05	1,45	2,60	0,75	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
11	"	Микитівка . . .	0,80	1,40	0,95	0,40	0,70	2,50+	—	—	—	—	—	—	—	—				
12	Схил плато	Артемівськ . .	0,45	1,35+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
13	Плато	"	0,65	3,40	1,70	2,80	1,40	3,70	1,80	0,25	—	—	—	—	—	—				
14	"	Попасна . . . .	0,75	1,20	0,70	0,80	1,10	1,95	1,50	4,00	3,00	—	—	—	—	—				
15	"	"	0,50	—	—	—	—	—	—	—	—	2,00	—	—	—	—				
16	Положист. схил	"	0,70	1,00+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,50	—	—				
18	Плато	Дебальцево . .	0,50	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,50	—	—				
19	"	"	0,50	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,30	—	—				
20	"	"	0,75	0,90	0,50+	—	—	—	—	—	—	—	—	0,80	—	—				
21	Схил плато	Криничка . . .	0,50	2,00	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,00	—	—				
22	Плато	"	0,95	2,85	1,00	1,80	1,40	3,20	0,60+	—	—	—	—	—	—	—				
23	Схил плато	"	0,76	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,50	—	—				
24	"	"	1,00	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,50	—	—				
25	Плато	Криничка . . .	0,60	1,40+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
26	"	"	0,70	1,40+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				



№	Сеча	Грубина	Висота	Діаметр	Вага	Суха вага	Калорійність	Вологість	Вологість	Температура	Вік	Секонда	Хвильник	Характеристика	
														Після	До
27	"	Ясинувата	0,70	1,45	1,40	1,45	1,65	0,50	—	—	—	—	—	—	—
28	"	Скотовага	—	1,00+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
29	"	"	0,70	1,65	1,00	2,50	1,75	2,25	0,90	0,50+	—	—	—	2-3,0	—
30	Сеча плато	Земляни	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,00
31	"	Оленівка	0,50	1,35+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,00
32	Плато	"	0,65	0,50+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,50
33	Сеча	"	0,25	1,05+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6+
34	Плато	"	0,68	2,22	1,15	3,75	1,20	3,70	1,40	1,20	—	—	—	—	4-6+
35	"	Лавайське	0,50	1,00+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
36	Сеча	"	1,00	1,00+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
37	Плато	"	0,45	0,60	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
38	"	"	0,72	2,98	0,95	2,10	1,25	1,00	1,80	2,50+	—	—	—	—	2,17
39	"	Платонівка	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
40	"	Водовага	0,10	1,10+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+
41	Плато	"	0,70	2,80	1,00	3,60	1,80	0,60	0,80	2,50+	—	—	—	—	+
42	"	"	1,50	10,00 <sup>2)</sup>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+
43	"	"	0,72	2,46	1,00+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+
44	"	Розівка	0,65	2,20	0,95	2,20	1,80	1,60+	—	—	—	—	—	—	+
45	Сеча	Маріуполь	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
46	"	"	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
47	"	"	—	2,00	1,00	0,50+	—	—	—	—	—	—	—	—	—
48	"	"	0,40	2,00	1,00	1,50	1,20	0,50+	—	—	—	—	—	—	—
49	"	"	0,70	2,10+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
50	"	Гришине	0,60	0,90+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
51	"	"	0,40	1,20	0,90	0,20+	—	—	—	—	—	—	—	—	—
52	"	"	0,80	2,80+	0,30	1,90	1,53	1,44	1,73	0,80	—	—	—	—	4,20+

1) Плюс означає констатацію породи в неповною її грубиною  
2) Вся лесова сеча.

Названі морфологічні ознаки першого поверху лесу певним способом виявляються в характері сучасних ґрунтів, визначаючи позитивне значення їх у сільському господарстві. Беручи це на увагу, зупинимось докладніше на механічному складі лесу. Це ми зробимо після того, як схарактеризуємо всі поверхи лесу, бо тоді зручніше буде порівняти їх.

Другий поверх лесу. 2-й поверх лесу ми констатували в усіх тих перетинах, де й 1-й, крім тих випадків, коли в неглибоких відслоненнях виступає тільки 1-й поверх (див. стратиграфічну таблицю). Його подибуємо на всій території нашого району. 2-й поверх лесу відділяється від 1-го першим копальним ґрунтом, а підстелюється другим копальним ґрунтом, сформованим на третьому поверсі. Такі умови залягання викликають на 2-му поверсі лесу своєрідні морфологічні ознаки, трохи відмінні від цих ознак 1-го поверху.

Розглядаючи виходи 2-го поверху лесу у відслоненнях або зразки свердловин, ми мимоволі звертаємо увагу на те, що він досить різко відмежується від уложеного на ньому копального ґрунту. Це видно з того, що лес у верхній своїй частині ясніший через накупчення в ньому карбонатів. Тому верхню частину лесу, глибиною близько 40 см (відсл. 34) — 60 см (відсл. 6), можна розглядати як ілювіальний карбонатний горизонт копального ґрунту. Це явище ми спостерігаємо в усіх наших основних перетинах (відсл. 6, 13, 34, 41, 44), тому загальний тон верхньої частини 2-го поверху лесу ясно-сіро-половий. На ньому часто спостерігаємо буруваті відтінки гумусових язиків, що заходять сюди з верхнього копального ґрунту. Останні вкривають лес окремими плямами, що виклинюються донизу. Ясна верхня частина лесу донизу горизонту досить помітно переходить у сіро-жовтувату з бурим відтінком (відсл. 6, 34, 41), буротемнувату (відсл. 1, 13, 52), жовту (відсл. 14, 48). В цій нижній частині лесу і видимих карбонатів відносно менше, а іноді є тільки невидимі (відсл. 34).

Карбонати, виявлені в формі трубочок (відсл. 43, 52, 41, 48), трапляються по порох. Останні іноді ледве помітні (відсл. 6). Крім трубочок, часто спостерігаємо дрібні борошнуваті стяжіння або пухкі, але твердіші конкреції.

Поруватість у 2-му поверсі лесу помітна так само добре, як і в першому. Механічним складом при польовому визначенні 2-й поверх лесу близький до 1-го і тільки у випадках помітного звогчення трохи більш глинястий (відсл. 14).

2-й поверх лесу має помітну глибину проти першого. Зазначимо головні опорні пункти, називаючи їх у південному напрямку: коло Барвенкова (6) глибина 2-го поверху лесу, рахуючи і копальний ґрунт, 4 м, Артемовська (13) — 4,50 м, Оленівки (34) — 4,90 м, Волновахи (41) — 4,60 м, Розівки (44) — 3,15 м, Маріуполя (48) — 2,50 м. В більш східних пунктах глибина менша: Попасна (14) — 1,50 м, Дебальцево (20) — 0,80 м, Микитівка (11) — 1,35 м, Кринична (22) — 2,80 м, Іловайська (34) — 3,05 м.

Отже, ми бачимо, що глибина 2-го поверху лесу на всьому протязі помітно відмінна. Найбільша глибина в північнозахідних участках, на південь і схід вона помітно зменшується. З цього погляду 2-й поверх лесу нагадує 1-й поверх. Очевидно, і сюди можна прикласти ті міркування про причини розподілу глибини, які ми висловили з приводу цього ж явища, спостереженого в 1-му поверсі. З другого боку, 2-й поверх лесу грубший проти 1-го. Середня глибина його обчислюється в 3,22 м, в той час як 1-го — 2,16 м. Це свідчить про те, що льодовикові явища, які відповідають 2-му поверху лесу, були досить розвинені. Це дуже гармоніє з нашим уявленням про те, що передостаннє зледеніння, ріське, було найбільш поширене, а відповідний цьому зледенінню лес мав найбільшу глибину. Цілком природно, що глибина цього лесу 2-го поверху в східному напрямку від Дніпра поступово зменшується, що особливо рельєфно виступає в нашому районі. Тут на схилах Донецького кряжу глибина його зовсім незначна — 0,80 м (Дебальцево).

Нарешті, відзначимо, що в 2-му поверсі лесу подибуємо безладно розкидані дрібні друзи кристалів гіпсу (відслонення 6, 34, 44, 48).

Третій поверх лесу. Цей поверх лесу ми констатували тільки свердловинами і лише в одному випадку коло Маріуполя спостерігали його в природному відслоненні 48. В зв'язку з умовами залягання, він має своєрідні морфологічні ознаки. Справа в тому, що його підстелює грубий копальний ґрунт, який більше ніж вищеуложені ґрунти затримує атмосферні води. Тому нижня частина 3-го поверху лесу зазнає чималого гідатометаморфізму. Ця метаморфізація пояснюється великою кількістю закисних і окисних солей заліза й мангану, а також карбонатів. Ці сполучення надають лесові трохи строкатого забарвлення, а саме білі й червоні плями на загальному буруватому і трохи червонуватому фоні. З другого боку, 3-й поверх лесу у верхній частині має також багато карбонатів, чимала частина яких вміта з вищеуложеного копального ґрунту. Ці карбонати забарвлюють лес у ясніші тони.

Отже 3-й поверх лесу в усіх наших відслоненнях зверху ясніший, ніж унизу. Зокрема за відслоненнями ми маємо таку характеристику: вгорі буродовжуватий (6, 11, 22), сіро-половий (13), полово-жовтуватий (34, 52, 38), жовто-бурий (41), ясножовтий (48).

В тих самих відслоненнях на глибині щось 1 м від своєї поверхні він набуває темнішого забарвлення, тобто стає буруватий (6, 34, 14), а подекуди навіть червонуватий із сизим відтінком (11, 38). На тій же глибині іноді спостерігається відсутність видимих карбонатів. Не зважаючи на бурі і червонуваті відтінки, даний лес легко відрізняється від нижчеуложеного копального ґрунту шоколадного чи темношоколадного кольору.

На загальному буруватому фоні спостерігаємо, як уже сказано, білі, червоні, сизі й чорні плями. Останні — залізясті і манганові — в формі поточкування, а перші — карбонатні, також і в формі патьоків, не рахуючи крупчастих конкрецій.

Треба відзначити, що між ясним і темнішим забарвленням лесу спостерігається у вертикальному напрямку поступовий перехід, наприклад: половожовтий колір — жовто-буруватий, буруватий з червоним відтінком.

3-й поверх лесу має поруватість (відслонення 6, 13, 52), іноді чималу; пори рідко заповнені карбонатними трубочками, але треба сказати, що поруватість у цьому поверсі виявлена багато менше, ніж у вищих. Очевидно, це треба пояснити як метаморфізмом лесу, так і заповненням самих пор вимиваною дрібноземлею. Пересічну глибину даного поверху лесу ми обчислюємо в 3,64 м. З цього погляду він стоїть ближче до 2-го поверху лесу (3,22 м) і 4-го (3,46 м), маючи трохи більшу глибину. На плато глибина його в межах 2,40 м (відсл. 41) і 5,10 м (відсл. 13, 34). Невелику глибину його у відслоненні 41 коло Волновахи треба пояснити тим, що до відкладання верхніх поверхів лесу (2-го і 1-го) плато Волновахи в місці перетину не мало згладжених контурів як тепер, а схили його були не такі пологісті, і тому лес трохи розмивався там у момент відкладання. Виключаючи Волноваху, 3-й поверх лесу на всій решті простору має досить витриману глибину. При цьому треба додати, що й тут, хоч і менше, спостерігається зменшення глибини лесу в південному і східному напрямках. Так, коли в Барвенкові, Артемовську глибина його 4,10 і 5,10 м, то вже в Попасній 3,05 м, Микитівці — 3,20 м, Розівці — 3,40 м, Волновасі — 2,40 м.

Витриманість глибини 3-го поверху лесу в межах нашої території, з одного боку, і деяку тенденцію до зменшення її в південному напрямку ми пояснюємо тим, що відповідний даному поверхові лесу льодовик, саме міндельський, був багато далі від нашого району, ніж наступний ріський, і далекість відстані не могла не відбитися на розподілі глибини лесу на нашій досить невеликій території так, як підчас ріського зледеніння. З другого боку, цьому сприяв також рівнинний рельєф нашого району, де вже невеликі нерівності

(західні схили Донецького кряжу, опуклість Волновахи) могли вплинути на відкладання лесу з погляду зменшення його глибини в наслідок часткових розмивів

Нарешті, згадаємо, що 3-й поверх лесу також має в собі гіпс (відсл. 34, 38, 41, 44). При цьому треба відзначити, що північна межа поширення гіпсу в третьому поверсі лесу міститься трохи більше на південь від тої ж межі 2-го поверху. Північна межа гіпсу 3-го поверху лесу проходить по лінії Оленівка—Іловайська, а 2-го цілком укриває наш район. Звичайно, наші дані ще потребують перевірки

Четвертий поверх лесу. 4-й поверх лесу пройдено свердловинами і цілком тільки в трьох пунктах—Барвенково, Попасна, Гришино. В решті відслонень (13, 29, 34, 38, 41) ми пройшли його тільки частково (див. стратиграфічну таблицю). Особливість цього лесу проти вищеуложеного полягає в тому, що він, як такий, що залягає на бурих глинах, значно звогчений, і тому вплив ґрунтових вод відбився тут ще більше, ніж у 3-му поверсі лесу. В зв'язку з цим 4-й поверх лесу іноді вилугуваний від карбонатних солей (відсл. 6), не зважаючи на наявність тих самих конкрецій, що трапляються спорадично, і рідких карбонатних трубочок. З тої самої причини в даному лесі спостерігаємо часті сизі плями закисних солей заліза і манганово-залізисту мазку пунктацію. В інших випадках лес містить у собі густі карбонатні трубочки, що заповнюють пори, і скипає з HCl в усій масі.

Загальне забарвлення 4-го поверху лесу подібне до 3-го, тобто верхня частина його затягнена гумусом у формі язиків, що заходять з вищеуложеного копального ґрунту, в цій самій частині і трохи нижче збільшення карбонатів і тому пояснення лесу, в самому низу збільшення буруватого вітінку і сизуватих плям у наслідок впливу закисних і окисних сполук заліза.

Через збільшену метаморфізацію цей поверх лесу має слабо виявлену поруватість, хоч іноді вона легко помітна (відсл. 52, 38), а через багатство на карбонати він, висихаючи, легко розсипається, не зважаючи на глинястий механічний склад; але у вогкому стані являє собою тяжкий суглинок.

Середня глибина 4-го поверху лесу становить 3,46 м. Глибиною він поступається тільки 3-му поверхові, перевищуючи поверхи 2-й і 1-й. На жаль, через малу кількість відслонень ми не можемо певніше говорити про розподіл його глибини по всьому районі.

Як і вищеуложені поверхи, він має в собі гіпс, при чому цей останній трапляється очевидно в усьому районі, бо ми констатували його і в найбільш північних пунктах (відсл. 16, 29).

Стратиграфічно ми зв'язуємо 4-й поверх лесу з першим зледенінням, саме з ґюнцом.

Отже, в межах нашого району дослідження ми констатували чотири поверхи лесу, що відповідають чотирьом просуванням льодовикових мас Європи.

**Механічний склад лесів.** Механічний склад лесів ми визначили методом Робінсона, при якому виділюється карбонатні солі, через що одержуємо правильніший розподіл дрібних частин за фракціями.

Для характеристики лесів ми брали по два зразки: перший з першого метра, другий з другого, при цьому, головне, з 1-го поверху; для характеристики інших поверхів ми наводимо дані аналізів тільки з одного перетину. Нижче розглянемо механічний склад 1-го поверху лесу по вертикалі, а далі за горизонтальним поширенням, нарешті, порівняємо леси по поверхах.

Розглядаючи дані аналізів (див. таблицю), звертаємо увагу на те, що найбільші фракції є III й IV (піскуватий пил) і VI (мул), при цьому перші дві в сумі становлять від 35% до 47% (в круглих цифрах). I фракція (середній пісок) і II (дрібний пісок), а також V (мулуватий пил) найменші. Звичайно головні фракції, що визначають механічний склад лесу, є III, IV і VI, далі кількість фізичної глини, тобто сума фракцій IV, V й VI, а фракції I, II і V є додаткові. Звертаючи увагу на головні фракції нашої таблиці, бачимо, що в усіх лесах і на всьому просторі району дослідження вони мають у загальних рисах

Таблиця механічного складу лесу<sup>1)</sup>

№№	Назва ґрунту	Місцевість	I		II		III		IV		V		VI	%	H <sub>2</sub> O
			Середній пісок	Дрібний пісок	Піскуватий піл	Мулуватий піл	Мул	Мулуватий піл	0,005—0,001	0,005—0,001	0,005—0,001	0,005—0,001			
			1—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	0,005—0,001	0,005—0,001	0,005—0,001	0,005—0,001	0,005—0,001			
1	I лес . . . . .	Баранково . . . . .	0,41	7,82	8,24	30,35	9,14	29,14	14,90	5,30					
2	I лес . . . . .	" . . . . .	0,84	11,32	15,77	18,05	6,85	21,57	25,60	3,60					
3	Глина червоно-бура . . . . .	" . . . . .	0,11	4,60	6,65	27,26	8,37	40,55	12,46	6,87					
4	I лес . . . . .	Попасна . . . . .	2,40	6,70	14,17	24,13	7,14	26,86	18,60	4,72					
5	I лес . . . . .	" . . . . .	1,87	6,51	15,97	27,73	6,30	25,21	16,41	4,77					
6	I лес . . . . .	Дебальцево . . . . .	1,61	3,40	14,63	24,74	6,31	29,05	20,26	5,00					
7	I лес . . . . .	Ілавйське . . . . .	—	5,66	14,03	29,75	5,10	30,18	15,28	5,95					
8	I лес . . . . .	" . . . . .	0,04	3,04	18,05	31,42	4,67	30,57	12,21	5,77					
9	I лес . . . . .	Волноваха . . . . .	—	4,38	14,80	31,08	6,98	30,44	12,32	5,45					
10	I лес . . . . .	" . . . . .	—	1,19	15,12	31,39	6,79	32,23	13,28	5,70					
11	I лес . . . . .	Гришино . . . . .	—	1,72	17,83	29,51	6,01	30,72	14,21	5,75					
12	I лес . . . . .	" . . . . .	—	3,33	15,75	31,91	7,43	29,80	11,78	5,97					
13	II лес . . . . .	" . . . . .	—	4,86	21,18	27,05	4,18	28,93	13,80	4,60					
14	II лес . . . . .	" . . . . .	—	1,40	18,66	29,70	5,93	32,23	12,08	5,72					
15	III лес . . . . .	" . . . . .	—	1,89	14,01	33,38	7,87	29,75	13,10	5,87					
16	III лес . . . . .	" . . . . .	—	1,70	15,73	29,15	6,81	33,61	13,00	6,05					
17	IV лес . . . . .	" . . . . .	—	3,36	17,92	26,58	7,46	34,04	10,64	6,05					
18	Глина червоно-бура . . . . .	" . . . . .	—	0,60	15,27	28,63	7,80	36,20	11,50	7,25					

<sup>1)</sup> Механічний аналіз зроблено в лабораторії Укр. н.-д. геологічного інституту ВУАН.

надзвичайну постійність, при чому в піскуватому пілу превалує IV фракція. Після цих загальних зауважень зупинімося на лесах окремих пунктів.

**Барвенково.** Верхня частина лесу має піскуватого пілу (сума III і IV фракцій) 38%, нижня—35%; крім того, в верхній частині менше піску і більше мулуватого пілу й мулу. Інакше казавши, 1-й поверх лесу в верхній частині більш глинястий. Фізичної глини маємо вгорі 68%, внизу 45%.

**Попасна.** Верхня частина має піскуватого пілу 38%, нижче 42%, зате в першій більше мулуватих часток, а фізичної глини майже однаково. Ці дані показують, що лес Попасної, який лежить далі на схід, має однорідніший склад, не зважаючи на деяке збільшення мулуватих часток верхньої частини.

**Іловайська.** Така сама однорідність механічного складу лесу як і в Попасній; внизу спостерігається збільшення піскуватого пілу і в усьому лесі однакова кількість мулу, 30%.

Лес **Волновахи** характеризується постійністю дрібних фракцій, починаючи з III. Проти лесів вищезазначених пунктів він має найбільшу фракцію піскуватого пілу, 46%.

Лес усіх пунктів має фізичної глини, тобто часток менших за 0,01 мм, від 45% до 69% (нижні частини відповідно Барвенкову й Волновасі).

На основі даних аналізів 1-й поверх лесу ми кваліфікуємо як лес глинястий. З другого боку, майже в усіх пунктах спостерігається збільшення глинястості в напрямку вверх від середньої його частини. На жаль, ми не знаємо, як розподіляється механічний склад у напрямку до його нижніх частин, але вже ці дані свідчать про те, що лесовий матеріал верхньої й середньої частин складається з часток різного розміру і що вгорі лесу вони дрібніші. Це свідчить про те, що фізично-географічні умови з часу відкладання лесу змінилися, а саме, що льодовикові явища, з якими зв'язане утворення лесу, поступово загасали.

З другого боку, механічний склад 1-го поверху лесу змінюється і в горизонтальному напрямку. Так, лес Барвенкова проти лесу Волновахи більш піскуватий, при чому ця відмінність ясніше виступає при порівненні середніх частин лесу, які відповідають максимальному розвитку льодовикових явищ. У цьому випадку яскравіше виступає різниця в механічному складі. А з загасанням льодовикових явищ на нашу територію приноситься одноманітніший матеріал, бо тепер уже далекість відстані від льодовика має менше значення.

2-й, 3-й і 4-й поверхи лесу механічним складом близькі до 1-го. З них 2-й поверх має найменше фізичної глини і більше ніж інші піскуватого пілу й піску. Це свідчить про те, що він відносно легшого механічного складу, а це цілком відповідає тому, що він зв'язаний з максимальним зледенінням, саме ріським. Тут же треба сказати, що 3-й поверх лесу серед копальних лесів має найбільше фізичної глини, тобто він більше глинястий. Це говорить про більш північні межі поширення міндельського зледеніння. Леси 2-й, 3-й і 4-й щодо кількості глинястих часток ми кваліфікуємо як леси глинясті.

З цього погляду вони нагадують лес 1-го поверху, а це свідчить про більш-менш подібні умови утворення.

**2. Лесуваті суглинки і делювії.** Ці варіанти лесу, не є стратиграфічні горизонти. Поширення їх обмежене місцевими умовами і, головне, рельєфом. Вони трапляються на схилах плато і в депресіях. Лес у депресіях під впливом ґрунтових вод втрачає свої характерні морфологічні ознаки і тоді ми називаємо його лесуватим суглинком. В цих умовах лес значно метаморфівований, збагачений на закиси й окиси заліза, на карбонати, або зовсім вилугуваний, залежно від умов промивання, досить оглеений, наближаючись до глинястих відмін. Такий лес втрачає поруватість. З другого боку, при заляганні на високих горбах він через вимивання мулуватих часток стає більш піскуватий, а на схилах набуває плитчастої структури в результаті відкладання тих таки мулуватих часток. У цьому випадку лес наближається до делювіальної відміни, властивої вже крутим схилам.

На схилах делювіальний лес характеризується верстуватістю механічного складу і незвичайною для лесу глибиною, то більшою то меншою, залежно від характеру схилю.

Лесуваті суглинки й делювіальні леси подибуємо переважно близько річкових долин і частіше в східних частинах району дослідження, де рельєф більш розвинений.

**3. Копальні ґрунти.** Всі поверхи лесу розділяються копальними ґрунтами. Рахуючи зверху, це будуть ґрунти перший, другий і третій. Ці ґрунти на профілях легко відрізняються від лесових поверхів кольором, будовою, структурою і тим, що кожний ґрунт утворює в нижчеуложеному лесі карбонатний ілювіальний горизонт, від якого він різко відділяється. Таке чергування яснішого забарвлення і ясного карбонатного ілювію різко впадає в очі, і це перше, що відрізняє копальний ґрунт від підґрунту. Ця різниця особливо характерна для профілів нашого району і тому ми вважаємо за потрібне сказати тут про це. Крім того, копальні ґрунти мають здатність трохи затримувати ґрунтові води, які сприяють метаморфізації нижніх частин відповідних поверхів лесу. Це також є певно підстава для встановлення меж між ґрунтами й підґрунтами. Після цих загальних зауважень відзначимо характерні особливості кожного копального ґрунту зокрема.

Перший копальний ґрунт (рахуючи згори). Цей ґрунт ми описали як у природних відслоненнях, так і за зразками свердловин (див. стратиграфічну таблицю). На всьому протязі району він має витримані морфологічні ознаки, набуваючи трохи темнішого забарвлення тільки коло Донецького кряжу (відсл. 38) і Маріуполя (відсл. 48). Тут він сіро-шоколадний і сіро-бурий, тимчасом як на решті простору переважають сіро-жовтуваті тони лише з буруватим відтінком. Загальне для всього району є поступовий перехід як у нижче, так і в вищеуложений лес. Будова його щільніша ніж останніх і зберігає їх стовпчасту структуру, що легко виділяється по щілинах при висиханні. На поверхні стовпчасто-призматичних окремоостей помітна поволока карбонатів і манганових солей. Карбонати виявлені борошнуватими стяжіннями, часто крупчастими, що легко розсипаються, рідше трубочками і твердішими дрібними конкреціями. Карбонатні трубочки розміщені по порах, які іноді досить помітні (відсл. 27, 41, 43). На всьому профілі перший копальний ґрунт скипає з НСІ, при цьому скипання менше, ніж у лесі. Беручи це на увагу, а також і те, що видимі карбонати (трубочки, стяжіння) розміщені, головне, у верхній частині ґрунту, з одного боку, а також утворення під ґрунтом у лесі карбонатного ілювію, з другого, можна з певністю говорити про те, що в ґрунті є карбонати вторинні і що первинні карбонати частково вимивалися з ґрунту в підґрунт. Крім карбонатного ілювію, в ґрунті також у нижніх частинах помічається накупчення півтораокисів, виявлене в інтенсивнішому побурінні породи. Утворення цих двох ілювіальних горизонтів, деяке змішування півтораокисів і глибше карбонатів, а також промивання гумусу в формі язиків у підґрунтя свідчать уже про деградацію першого копального ґрунту. Ця деградація (початкової стадії) сталася вже після того, як сформувався чорноземельний ґрунт, очевидно, в умовах степу. Про останнє свідчать часті давні кротовини 4—6 см діаметром, давні камери 9 × 13 см, загальна переритість ґрунту (ходи червоточин, заповнених екскрементами, плями яснішої породи).

Отже перший копальний ґрунт, типом чорноземельний, відбиває степові умови свого утворення і явища дальшого повогчення ріс-вюрмської міжльодовикової епохи, до якої ми його і залічуємо.

Нарешті, відзначимо, що в даному ґрунті трапляються дрібні кристали гіпсу (відсл. 29, 52), що сприяють розпушенню його.

Середня глибина цього ґрунту 0,90 м, більш-менш витримана на всьому просторі району дослідження. Перший копальний ґрунт глибиною поступається другому й третьому, але має більшу глибину, ніж сучасний ґрунт (пересічно

0,57 м). Отже перший копальний ґрунт є з цього погляду переходовий до давніших ґрунтів. Ця переходовість помітна також і в напрямку та виявленні процесів ґрунтоутворення, — це ми побачимо з порівняльної характеристики давніших ґрунтів.

Другий копальний ґрунт. Відмінно від першого копального ґрунту, другий має інтенсивніше буре забарвлення в відтінках переважно жовтуватим і рідше червонуватим, а іноді (відсл. 6) й темношоколадним. Цей ґрунт здебільшого вилугуваний від карбонатів, які утворюють ясно виявлений ілювіальний горизонт, що міститься в підлежному лесі, при цьому карбонатний горизонт спускається по вертикалі значно нижче, ніж у першому ґрунті. З другого боку, майже в усіх профілях (див. стратиграфічну таблицю) спостерігається потемніння ґрунту донизу на глибині близько 70 см (відсл. 52). Це зв'язано з утворенням ілювіального півтораокисного горизонту ґрунту, глибиною близько 1 м. Отже в другому копальному ґрунті вже виразно виділяються названі ілювіальні горизонти, карбонатний і півтораокисний, відокремлені по вертикалі від верхнього гумусового горизонту. Часті випадки (відсл. 1), коли скипання з HCl спостерігається тільки в нижній частині ґрунту (верхня вилугувана) і воно збільшується в міру наближення до нижньої межі; разом з тим у цій самій частині ґрунту спостерігаються видимі карбонати, трубочки по порах і дрібні конкреції. Крім того, іноді ґрунт вилугуваний плямами (відсл. 22), тобто порода скипає тільки в окремих місцях. Це явище треба розуміти так, що ґрунт вилугуваний і в ньому містяться вторинні карбонати, які пройшли сюди переважно з вищеуложених горизонтів. У таких ґрунтах унизу бачимо масове накупчення конкреції.

Особливість другого копального ґрунту є також інтенсивна переритість. Тут часто спостерігаються давні з завуальованими контурами кротовини, 5 см діаметром, заповнені ущільненим переритим лесовим матеріалом, ходи землеріїв 2 см діаметром і дрібніші (червоточини). На площинах розломів породи спостерігаються виступи стовпчиків екскрементів, досить ущільнені. Грунта переритість кротовинами свідчить про чорноземельний тип ґрунтоутворення. Беручи на увагу це, а також наявність у ґрунті виявлених ілювіальних горизонтів, карбонатного і півтораокисного, можна певніше говорити про явище деградації другого копального ґрунту. З цього погляду даний ґрунт, очевидно, зазнав глибших процесів споліпнення, ніж перший. Очевидно, повогчення клімату міндель-ріської міжльодовикової епохи, що настало після сухішої степової її фази чорноземлетворення, було значніше, тобто інтенсивніше і триваліше, ніж у ріс-вюрмську епоху.

Другий копальний ґрунт, за нашим обчисленням, має середню глибину 1,37 м, хоч у багатьох випадках значно грубший — до 1,50 і 1,80 м. Тут можна відзначити, що глибина другого копального ґрунту в південному напрямку помітно зростає (відсл. 41, 44, 52). В другому копальному ґрунті, як і в першому, трапляється гіпс у вигляді дрібних кристалів.

Третій копальний ґрунт. Третій копальний ґрунт пройдено свердловиною в небагатьох пунктах (відсл. 6, 13, 14, 29, 34, 38, 41, 52). Він у перетині чітко виділяється червонувато-бурым кольором, що поступово переходить у жовтуватий нижчеуложеного четвертого поверху лесу. В інших випадках він жовтуватобурий з червонуватим відтінком (відсл. 29, 38), темносіруватий (відсл. 6), темношоколадний (відсл. 52). Майже в усіх перетинах спостерігається повітління породи в нижніх частинах і непомітний перехід донизу. Нижню межу легко визначити з наявності карбонатного ілювіального горизонту, що займає верхню частину підґрунту. Цей горизонт показує на вимивання карбонатів від ґрунту, що ми насправді й маємо. Ґрунт іноді зовсім вилугуваний (відсл. 6). В інших випадках спостерігаються карбонатні стягнення у верхній частині ґрунту, а внизу їх не видно, і тут скипання з HCl значно менше. Це вже свідчить про наявність



у верхній частині ґрунту вторинних карбонатів. Карбонати часто виявлені у формі трубочок.

Треба відзначити також, що при звогченні нижніх частин ґрунту останній набуває тут темнішого забарвлення. Нарешті, ґрунт досить переритий червоточинами, розсипається і в сухому стані комкувато-порохуватий.

Всі подані морфологічні ознаки свідчать про те, що третій копальний ґрунт належить до чорноземлі трохи деградованої, як і перший ґрунт. Це говорить про те, що і ґюнц-міндельська епоха відрізнялася вогким кліматом, але не таким як міндель-ріська. З цього погляду ґюнц-міндельська епоха нагадує ріс-вюрмську.

Третій копальний ґрунт ґрубиною цілком збігається з другим. Середня ґрубина його 1,36 м, хоч в окремих випадках буває 1,73 м (52), 1,80 м (38), 1,40 м (34), 0,90 м (29).

У деяких відслоненнях ґрунту (6, 29, 34, 41) подибуємо гіпс.

Щоб закінчити характеристику копальних ґрунтів, зупинімося на гумусі, для чого подаємо дані у вигляді таблиці <sup>1)</sup>.

Поверх лесу	Назва горизонту	% гумусу	% води
I	1 поверх лесу . . . . .	0,52	5,75
II	1 копальний ґрунт . . . . .	1,56	6,05
	2 поверх лесу . . . . .	0,62	4,60
III	2 копальний ґрунт . . . . .	0,90	0,85
	3 поверх лесу . . . . .	0,57	5,87
IV	3 копальний ґрунт . . . . .	1,10	7,50
	4 поверх лесу . . . . .	0,62	6,05

У цій таблиці подані дані аналізів з одного перетину ст. Гришино (відсл. 52), що міститься майже в центральній частині нашого району дослідження. Тут для порівняння наводимо кількість гумусу копальних ґрунтів і їх матерніх порід, тобто відповідних поверхів лесу.

З таблиці бачимо, що копальні ґрунти містять гумусу від 0,90% до 1,56%, а леси від 0,52% до 0,62%. Виявляється, що леси містять гумусу приблизно однаково, чого не можна сказати про ґрунти. Відносна кількість гумусу в копальних ґрунтах зумовлюється характером ґрунтоутворення. Вона цілком збігається з тим, що ми говорили вище про міру деградації ґрунтів на основі морфологічних ознак. Там ми відзначали, що другий копальний ґрунт деградований більше, ніж інші, він же мав і найменше гумусу — 0,90%. Третій копальний ґрунт наближається до першого, будучи більше деградований, і має трохи менше гумусу — 1,10% замість 1,56%. Останній, за нашим відзначенням, належить до чорноземлі, що стоїть ближче до сучасного ґрунту. Всі копальні ґрунти мають проти лесів більше гігроскопічної води: це пояснюється більшою розпорошеністю їх механічного складу.

**4. Елювіальний лес.** Елювіальний лес утворився на продуктах звітрення місцевих корінних порід. Ми спостерігали це явище в багатьох місцях східної частини району дослідження, де корінні породи залягають неглибоко від денної поверхні. Такі місця неглибокого залягання корінних порід є балки з досить положистими схилами. В кінці цих схилів ми й бачимо виходи корінних порід, прикритих малоґрубою товщею лесу чи лесуватого суглинку.

<sup>1)</sup> Аналіз зроблено в лабораторії Українського н.-д. інституту ВУАН.

Такі корінні породи є кристалічні й кам'яновугільні глауконітові сланцюваті пісковики.

При першому огляді даних відслонень ми бачимо звичайну картину залягання на корінній породі одного поверху лесу чи лесуватого суглинку. Між цими породами, корінними і лесуватими, на перший погляд немає нічого спільного. Але при уважнішому огляді виявляється, що між ними є тісний зв'язок. Зупинімося на фактичному матеріалі.

Ст. Волноваха. Північносхідна частина с. Платонівки по балці р. Мокра Волноваха. Балка широка й неглибока, в закритими схилами. В дві балки різко спускається русло М. Волновахи. На лівому схилі балки над руслом ріки виступають граніти і гнейси, зверху звітрілі, над ними і вище по схилу залягає лес. У невеличкому кар'єрі вибирають суглинок і жорству, що грає роль піску (відсл. 40).

- 1. Гумусовий горизонт змитого ґрунту . . . . . 1,10 м
- 2. Лес, сіро-половий, з бурувато-жовтуватим відтінком, суглинястий, поруватий, з рідкими карбонатними трубочками, при висиханні дає вертикальні тріщини з утворенням стовпчастих виступів. У сухому стані поділяється на дрібні стовпчасто-призматичні окремоті, що знову таки поділяються на ще дрібніші структурні агрегати. Дрібні, до 3—4 мм діаметром, шматочки кварцу, гострокутні і рідш шматочки польового шпату та інших темних мінералів. Починаючи з глибини 0,50 м, густа біловірка поруч з карбонатними трубочками, іноді зібраними в окремі плями. З глибини 0,60 м з'являється буруватий відтінок і масове накупчення борошнуватих, іноді трохи затверділих карбонатних стяжінь, що дають у самому низу (на глибині 1 м) цілі гнізда. По всьому профілю трапляються ріжкаті шматочки кварцу, польового шпату і темних мінералів, що донизу стають частіші і більші розміром, до 5—10 мм. Скипає в НСІ. Нижня межа нерівна, порода язиками і кишенями заходить у нижчеуложену, а також і остання в живах першої займає чималі, до 20×30 см, ізольовані камери, повиваючись білою карбонатною породою . . . . . 1,10 м
- 3. Звітрілі граніт і гнейс нерівної поверхні, землясті на глибині до 0,50 м. нижче масивні з меншими ознаками звітрення.

У цьому відслоненні ми маємо лес з тими самими морфологічними ознаками, що й типовий соловий лес, тобто він сіро-половий, поруватий, стовпчастий, з карбонатними трубочками і білозіркою, звичайною для тутешніх лесів глинястого складу. Різниця тільки в тому, що в даному лесі маємо продукти руйнування кристалічних порід, кварц, темні мінерали, рідше польовий шпат, які не мають ніяких ознак обкатаності і внизу лесу трапляються частіше і збільшуються розміром, поки, нарешті, на контакті з підстелюючими лес породами не залягають масово. Якби в лесі не було цих ріжкатих зерен, складових частин підстелюючих кристалічних порід, не всякий, хто знає леси, залічив би даний лес до лесу типового. Але вся справа саме в наявності зазначених мінералів, які красномовно говорять про зв'язок лесу з підстелюючою породою, що, до речі, не має ніяких ознак перевідкладання чи делювіального походження. Перед нами порода, утворена на місці в результаті звітрення гранітів і гнейсів.

Зупинімося ще на одному прикладі.

Ст. Іловайська. За 1,5 км від неї на NO балка, що починається коло залізниці і йде до х. Благодатного, до р. Кринки. Кар'єр коло верхів'я балки з проритим дном, у якому протікає струмок. Схили балки досить положисті, закриті і лише під самим дном у відслоненнях спостерігається лесуватий суглинок. На лівому схилі балки, в його кінці, в кар'єрі маємо таке відслонення (37).

- 1. Чорвоземельний ґрунт, інтенсивно переритий червоточинами і менше кротовинами, вилугуваний. Рідкі дрібні листочки корінної породи . . . . . 0,45 м
- 2. Лесуватий суглинок, зверху бруднуватосіро-половий від великої кількості карбонатів, розкиданих по всьому горизонту трубочками, і в нижній частині з білозіркою і злегка стверділими конкреціями. Часті крупні і тонші пори, виповнені карбонатними трубочками і поволокою. В суглинку трапляються рідкі платівки 1×2 см і дуже тонкі, 2—3 мм, тонкої породи. Донизу горизонту розмір і кількість платівок поступово збільшується. Інтенсивно скипає з НСІ. Поступовий перехід у нижчеуложену породу . . . . . 0,60 м

3. Жорстка з тонких і дрібних шматочків сланцюватого пісковикі зерен кварцу, польового шпату, листочків московіту та ін. Шматочки пісковикі зверху розірвані, нижче більш витримані в горизонтальному напрямку, але пухкі, легко випадають із маси породи і перетяраються в порошок . . . . . 0,17 м

4. Пісковик зверху сланцюватий і трохи звітрений, нижче, в глибини 20 см, масивний, але помітно сланцюватий. При розробленні дає плитки від 3 до 10—15 см. Відслонено . . . . . 2,17 м

В цьому відслоненні на кам'яновугільному пісковикі залягає лесуватий суглинок, глибиною 1,05 м. Суглинок, містячи в собі шматочки корінної породи, має загальний лесуватий габітус, морфологічними ознаками наближається до лесу. Спочатку суглинок справляє враження лесу, але при уважнішому розгляді, саме через наявність дрібних шматочків корінної породи, встановлюється його зв'язок з останньою.

Отже в двох зазначених відслоненнях ми маємо випадок утворення лесу і лесуватого суглинку на місцевих корінних породах. Це явище треба мати на увазі при детальнішому здійсненні четвертинних покладів. Тут ми відзначаємо тільки наявність елювіального лесу і те, що він трапляється по долинах і знижених участках, де близько від денної поверхні залягають корінні породи. Очевидно, варіант елювіального лесу має місцеве поширення, при тому обмежене.

5. **Червоно-бурі глини.** Червоно-бура глина залягає в основі лесової серії на всьому протязі району дослідження (відслонення 6, 14, 27, 30, 32, 45, 46, 52). Нашими свердловинами її пройдено тільки на 3—4 м і лише у відслоненнях Маріуполя ми бачимо глибину її 8 м. На всьому протязі червоно-бура глина досить в'язка, вогка, переповнена карбонатними стяжіннями і рідше з гіпсом (відслонення 45, 46). В сухому стані вона дає глибокі тріщини і розпадається на призматичні окремісті (відслонення 32, 46), у вогкому набуває яскравочервоного відтінку.

У межах пройденної нами глибини червоно-бура глина зберігає витриманий глинастий механічний склад. Але у відслоненнях нерідко бачимо, що донизу вона стає піскувата, глибиною до 1 м, але має в собі гнізда піску. Це ми спостерігали коло Маріуполя (45, 46).

Недостатність фактичного матеріалу не дає змоги поставити питання про відношення червоно-бурої глини і лесової серії, тим більше, що ми не маємо аналітичних даних. Але, коли обмежитись тільки даними морфологічними, то можна сказати, що червоно-бура глина часто нагадує копальні ґрунти, особливо третій, а буро-жовтуватий варіант її дуже нагадує метаморфізовану відміну нижніх поверхів лесу.

Механічним складом (див. таблицю) червоно-бура глина дуже близька до лесів, особливо в частині III, IV і V фракцій. Різниця полягає в тому, що вона містить у собі помітно більше мулуватих часток, менших 0,001 мм діаметром, і трохи менше піску проти лесу того ж пункту (Барвенково), або піску в ній майже немає (Гришино). Але морфологічними ознаками вона рідко відокремлюється від лесів.

Щодо відношення червоно-бурої глини до підстелюючих порід, то тут ми маємо небагато вказівок, які свідчать про зв'язок її з корінними породами. Цей зв'язок червоно-бурої глини з підстелюючим палеогеном ми бачимо в околицях с. Кленівки. Тут червоно-бура глина містить у собі кварцові зерна, частіші донизу. Вона ж донизу стає більш жовтувата й піскувата і поступово переходить у нижчеуложені каолінові палеогенові піски з тими ж крупнішими кварцовими зернами, що й у глині.

В даному випадку можна з певністю говорити, що червоно-бура глина утворилася на місці коштом місцевої породи і, очевидно, ґрунтотворним шляхом. Такий самий зв'язок червоно-бурої глини з кам'яновугільними мергелями спостерігаємо коло ст. Ясинуватої (відсл. 27), з каолінястими глинами в районі

0,57 м). Отже перший копальний ґрунт є з цього погляду переходовий до давніших ґрунтів. Ця переходовість помітна також і в напрямку та виявленні процесів ґрунтоутворення, — це ми побачимо з порівняльної характеристики давніших ґрунтів.

Другий копальний ґрунт. Відмінно від першого копального ґрунту, другий має інтенсивніше буре забарвлення з відтінками переважно жовтуватим і рідше червонуватим, а іноді (відсл. 6) й темношоколадним. Цей ґрунт здебільшого вилюгований від карбонатів, які утворюють ясно виявлений ілювіальний горизонт, що міститься в підлежному лесі, при цьому карбонатний горизонт спускається по вертикалі значно нижче, ніж у першому ґрунті. З другого боку, майже в усіх профілях (див. стратиграфічну таблицю) спостерігається потемніння ґрунту донизу на глибині близько 70 см (відсл. 52). Це зв'язано з утворенням ілювіального півтораокисного горизонту ґрунту, грубиною близько 1 м. Отже в другому копальному ґрунті вже виразно виділяються названі ілювіальні горизонти, карбонатний і півтораокисний, відокремлені по вертикалі від верхнього гумусового горизонту. Часті випадки (відсл. 1), коли скипання з HCl спостерігається тільки в нижній частині ґрунту (верхня вилюгована) і воно збільшується в міру наближення до нижньої межі; разом з тим у цій самій частині ґрунту спостерігаються видимі карбонати, трубочки по порах і дрібні конкреції. Крім того, іноді ґрунт вилюгований плямами (відсл. 22), тобто порода скипає тільки в окремих місцях. Це явище треба розуміти так, що ґрунт вилюгований і в ньому містяться вторинні карбонати, які пройшли сюди переважно з вищеуложених горизонтів. У таких ґрунтах унизу бачимо масове накупчення конкреції.

Особливість другого копального ґрунту є також інтенсивна переритість. Тут часто спостерігаються давні з завуальованими контурами кротовини, 5 см діаметром, заповнені ущільненим переритим лесовим матеріалом, ходи землеріїв 2 см діаметром і дрібніші (червоточини). На площинах розлому породи спостерігаються виступи стовпчиків ескрементів, досить ущільнені. Густа переритість кротовинами свідчить про чорноземельний тип ґрунтоутворення. Беручи на увагу це, а також наявність у ґрунті виявлених ілювіальних горизонтів, карбонатного і півтораокисного, можна певніше говорити про явище деградації другого копального ґрунту. З цього погляду даний ґрунт, очевидно, зазнав глибших процесів спопільнення, ніж перший. Очевидно, повогчення клімату міндель-ріської міжльодовикової епохи, що настало після сухішої степової її фази чорноземлетворення, було значніше, тобто інтенсивніше і триваліше, ніж у ріс-вюрмську епоху.

Другий копальний ґрунт, за нашим обчисленням, має середню грубину 1,37 м, хоч у багатьох випадках значно грубший — до 1,50 і 1,80 м. Тут можна відзначити, що грубина другого копального ґрунту в південному напрямку помітно зростає (відсл. 41, 44, 52). В другому копальному ґрунті, як і в першому, трапляється гіпс у вигляді дрібних кристалів.

Третій копальний ґрунт. Третій копальний ґрунт пройдено свердловиною в небагатьох пунктах (відсл. 6, 13, 14, 29, 34, 38, 41, 52). Він у перетині чітко виділяється червонувато-бурым кольором, що поступово переходить у жовтуватий нижчеуложеного четвертого поверху лесу. В інших випадках він жовтуватобурий з червонуватим відтінком (відсл. 29, 38), темносіруватий (відсл. 6), темношоколадний (відсл. 52). Майже в усіх перетинах спостерігається посвітління породи в нижніх частинах і непомітний перехід донизу. Нижню межу легко визначити з наявності карбонатного ілювіального горизонту, що займає верхню частину підґрунту. Цей горизонт показує на вимивання карбонатів від ґрунту, що ми насправді й маємо. Ґрунт іноді зовсім вилюгований (відсл. 6). В інших випадках спостерігаються карбонатні стягнення у верхній частині ґрунту, а внизу їх не видно, і тут скипання з HCl значно менше. Це вже свідчить про наявність

у верхній частині ґрунту вторинних карбонатів. Карбонати часто виявлені у формі трубочок.

Треба відзначити також, що при звогченні нижніх частин ґрунту останній набуває тут темнішого забарвлення. Нарешті, ґрунт досить переритий червоточинами, розсипається і в сухому стані комкувато-порохуватий.

Всі подані морфологічні ознаки свідчать про те, що третій копальний ґрунт належить до чорноземлі трохи деградованої, як і перший ґрунт. Це говорить про те, що і ґюнц-міндельська епоха відрізнялася вогким кліматом, але не таким як міндель-ріська. З цього погляду ґюнц-міндельська епоха нагадує ріс-вюрмську.

Третій копальний ґрунт ґрубиною цілком збігається з другим. Середня ґрубина його 1,36 м, хоч в окремих випадках буває 1,73 м (52), 1,80 м (38), 1,40 м (34), 0,90 м (29).

У деяких відслоненнях ґрунту (6, 29, 34, 41) подибуємо гіпс.

Щоб закінчити характеристику копальних ґрунтів, зупинімося на гумусі, для чого подаємо дані у вигляді таблиці <sup>1)</sup>.

Поверхні леса	Назва горизонту	% гумусу	% води
I	1 поверхні леса . . . . .	0,52	5,75
II	1 копальний ґрунт . . . . .	1,56	6,05
	2 поверхні леса . . . . .	0,62	4,60
III	2 копальний ґрунт . . . . .	0,90	0,85
	3 поверхні леса . . . . .	0,57	5,87
IV	3 копальний ґрунт . . . . .	1,10	7,50
	4 поверхні леса . . . . .	0,62	6,05

У цій таблиці подані дані аналізів з одного перетину ст. Гришино (відсл. 52), що міститься майже в центральній частині нашого району дослідження. Тут для порівняння наводимо кількість гумусу копальних ґрунтів і їх матерніх порід, тобто відповідних поверхнів леса.

З таблиці бачимо, що копальні ґрунти містять гумусу від 0,90% до 1,56%, а леси від 0,52% до 0,62%. Виявляється, що леси містять гумусу приблизно однаково, чого не можна сказати про ґрунти. Відносна кількість гумусу в копальних ґрунтах зумовлюється характером ґрунтоутворення. Вона цілком збігається з тим, що ми говорили вище про міру деградації ґрунтів на основі морфологічних ознак. Там ми відзначали, що другий копальний ґрунт деградований більше, ніж інші, він же має і найменше гумусу — 0,90%. Третій копальний ґрунт наближається до першого, будучи більше деградований, і має трохи менше гумусу — 1,10% замість 1,56%. Останній, за нашим відзначенням, належить до чорноземлі, що стоїть ближче до сучасного ґрунту. Всі копальні ґрунти мають проти лесів більше гігроскопічної води: це пояснюється більшою розпорощеністю їх механічного складу.

**4. Елювіальний лес.** Елювіальний лес утворився на продуктах звітрення місцевих корінних порід. Ми спостерігали це явище в багатьох місцях східної частини району дослідження, де корінні породи залягають неглибоко від денної поверхні. Такі місця неглибокого залягання корінних порід є балки з досить положистими схилами. В кінці цих схилів ми й бачимо виходи корінних порід, прикритих малоґрубою товщею леса чи лесуватого суглинку.

<sup>1)</sup> Аналіз зроблено в лабораторії Українського н.-д. Інституту ВУАН.

Такі корінні породи є кристалічні й кам'яновугільні гравконітові сланцюваті пісковики.

При першому огляді даних відслонень ми бачимо звичайну картину залягання на корінній породі одного поверху лесу чи лесуватого суглинку. Між цими породами, корінними і лесуватими, на перший погляд немає нічого спільного. Але при уважнішому огляді виявляється, що між ними є тісний зв'язок. Зупинімося на фактичному матеріалі.

Ст. Волноваха. Північносхідна частина с. Платонівки по балці р. Мокра Волноваха. Балка широка й неглибока, з закритими схилами. В дні балки різко спускається русло М. Волновахи. На лівому схилі балки над руслом ріки виступають граніти і гнейси, зверху звітрілі, над ними і вище по схилу залягає лес. У невеличкому кар'єрі вибирають суглинок і жорству, що грає роль піску (відсл. 40).

1. Гумусовий горизонт змитого ґрунту . . . . . 1,10 м

2. Лес, сіро-половий, з бурувато-жовтуватим відтінком, суглиннястий, поруватий, з рідкими карбонатними трубочками, при висиханні дає вертикальні тріщини в утворенням стовпчастих виступів. У сухому стані поділяється на дрібні стоццасто-призматичні окремісті, що знову такі поділяються на ще дрібніші структурні агрегати. Дрібні, до 3—4 мм діаметром, шматочки кварцу, гострокутні і рідше шматочки польового шпату та інших темних мінералів. Починаючи з глибини 0,50 м, густа білозірка поруч з карбонатними трубочками, іноді зібраними в окремі плями. З глибини 0,60 м з'являється буруватий відтінок і масове накупчення борошнуватих, іноді трохи затверділих карбонатних стяжнів, що дають у самому низу (на глибині 1 м) цілі гнізда. По всьому профілю трапляються різкі шматочки кварцу, польового шпату і темних мінералів, що донизу стають частіші і більші розміром, до 5—10 мм. Скипає з НСІ. Нижня межа нерівна, порода язиками і кишнями заходить у нижчеуложену, а також і остання в вивах першої займає чималі, до 20×30 см, ізольовані камери, повиваючись білою карбонатною породою . . . . . 1,10 м

3. Звітрілі граніт і гнейс нерівної поверхні, землясті на глибині до 0,50 м, нижче масивні з меншими ознаками звітрення.

У цьому відслоненні ми маємо лес з тими самими морфологічними ознаками, що й типовий соловий лес, тобто він сіро-половий, поруватий, стовпчастий, з карбонатними трубочками і білозіркою, звичайною для тутешніх лесів глинястого складу. Різниця тільки в тому, що в даному лесі маємо продукти руйнування кристалічних порід, кварц, темні мінерали, рідше польовий шпат, які не мають ніяких ознак обкатаності і внизу лесу трапляються частіше і збільшуються розміром, поки, нарешті, на контакті з підстелюючими лес породами не залягають масово. Якби в лесі не було цих різкатих зерен, складових частин підстелюючих кристалічних порід, то всякий, хто знає леси, залічив би даний лес до лесу типового. Але вся справа саме в наявності зазначених мінералів, які красномовно говорять про зв'язок лесу з підстелюючою породою, що, до речі, не має ніяких ознак перевідкладання чи делювіального походження. Перед нами порода, утворена на місці в результаті звітрення гранітів і гнейсів.

Зупинімося ще на одному прикладі.

Ст. Іловайська. За 1,5 км від неї на NO балка, що починається коло залізниці і йде до х. Благодатного, до р. Кринки. Кар'єр коло верхів'я балки з проритим дном, у якому протікає струмок. Схили балки досить положисті, закриті і лише під самим дном у відслоненнях спостерігається лесуватий суглинок. На лівому схилі балки, в його кінці, в кар'єрі маємо таке відслонення (37).

1. Чорноземельний ґрунт, інтенсивно переритий червоточинами і менше кротовинами, вилагуваний. Рідкі дрібні листочки корінної породи . . . . . 0,45 м

2. Лесуватий суглинок, зверху бруднуватосіро-половий від великої кількості карбонатів, розкиданих по всьому горизонту трубочками, і в нижній частині з білозіркою і злегка стверділими конкреціями. Часті крупні і тонші пори, виповнені карбонатними трубочками і поволокою. В суглинку трапляються рідкі платівки 1×2 см і дуже тонкі, 2—3 мм, тонкої породи. Донизу горизонту розмір і кількість платівок поступово збільшується. Інтенсивно скипає з НСІ. Поступовий перехід у нижчеуложену породу . . . . . 0,60 м

3. Жорства в тонких і дрібних шматочків сланцюватого пісковіку і зерен кварцу, польового шпату, листочків московіту та ін. Шматочки пісковіку зверху розірвані, нижче більш витримані в горизонтальному напрямку, але пухкі, легко випадають із маси породи і перетираються в порошок . . . . . 0,17 м

4. Пісковик зверху сланцюватий і трохи звітрений, нижче, в глибині 20 см, масивний, але помітно сланцюватий. При розробленні дає плитку від 3 до 10—15 см. Відслонено . . . . . 2,17 м

В цьому відслоненні на кам'яновугільному пісковіку залягає лесуватий суглинок, грубиною 1,05 м. Суглинок, містячи в собі шматочки корінної породи, має загальний лесуватий габітус, морфологічними ознаками наближається до лесу. Спочатку суглинок справляє враження лесу, але при уважнішому розгляді, саме через наявність дрібних шматочків корінної породи, встановлюється його зв'язок з останньою.

Отже в двох зазначених відслоненнях ми маємо випадок утворення лесу і лесуватого суглинка на місцевих корінних породах. Це явище треба мати на увазі при детальнішому здійсненні четвертинних покладів. Тут ми відзначаємо тільки наявність елювіального лесу і те, що він трапляється по долинах і знижених частках, де близько від денної поверхні залягають корінні породи. Очевидно, варіант елювіального лесу має місцеве поширення, при тому обмежене.

**5. Червоно-бурі глини.** Червоно-бура глина залягає в основі лесової серії на всьому протязі району дослідження (відслонення 6, 14, 27, 30, 32, 45, 46, 52). Нашими свердловинами її пройдено тільки на 3—4 м і лише у відслоненнях Маріуполя ми бачимо грубину її 8 м. На всьому протязі червоно-бура глина досить в'язка, вогка, переповнена карбонатними стяжіннями і рідше з гіпсом (відслонення 45, 46). В сухому стані вона дає глибокі тріщини і розпадається на призматичні окремісті (відслонення 32, 46), у вогкому набуває яскравочервоного відтінку.

У межах пройдені нами глибини червоно-бура глина зберігає витриманий глинястий механічний склад. Але у відслоненнях нерідко бачимо, що донизу вона стає піскувата, грубиною до 1 м, але має в собі гнізда піску. Це ми спостерігали коло Маріуполя (45, 46).

Недостатність фактичного матеріалу не дає змоги поставити питання про відношення червоно-бурої глини і лесової серії, тим більше, що ми не маємо аналітичних даних. Але, коли обмежитись тільки даними морфологічними, то можна сказати, що червоно-бура глина часто нагадує копальні ґрунти, особливо третій, а буро-жовтуватий варіант її дуже нагадує метаморфізовану відміну нижніх поверхів лесу.

Механічним складом (див. таблицю) червоно-бура глина дуже близька до лесів, особливо в частині III, IV і V фракцій. Різниця полягає в тому, що вона містить у собі помітно більше мулуватих часток, менших 0,001 мм діаметром, і трохи менше піску проти лесу того ж пункту (Барвенково), або піску в ній майже немає (Гришино). Але морфологічними ознаками вона рідко відокремлюється від лесів.

Щодо відношення червоно-бурої глини до підстелюючих порід, то тут ми маємо небагато вказівок, які свідчать про зв'язок її з корінними породами. Цей зв'язок червоно-бурої глини з підстелюючим палеогеном ми бачимо в околицях с. Кленівки. Тут червоно-бура глина містить у собі кварцові зерна, частіші донизу. Вона ж донизу стає більш жовтувата й піскувата і поступово переходить у нижчеуложені каолінові палеогенові піски з тими ж крупнішими кварцовими зернами, що й у глині.

В даному випадку можна з певністю говорити, що червоно-бура глина утворилася на місці коштом місцевої породи і, очевидно, ґрунтотворним шляхом. Такий самий зв'язок червоно-бурої глини з кам'яновугільними мергелями спостерігаємо коло ст. Ясинуватої (відсл. 27), з каоліністими глинами в районі

Волновахи (відсл. 42). Все це разом дає підставу говорити про те, що червоно-бурі глини утворилися в умовах дуже відмінних від лесу. Червоно-буру глину ми розглядаємо як продукт звітрення місцевих корінних порід, залічуючи це до догюнцького льодовикового часу, початку четвертинного періоду.

**6. Алювіальні відклади.** З цих відкладів треба відзначити дуже поширений сучасний алювій, що заповнює річкові долини в області пійми. Сучасний алювій виявлений пісками, супісками й суглинками, які через невеликі розміри річкових долин приходять в область пійм, головне, делювіальним шляхом з навколишніх схилів.

Щодо давнього алювію, який відповідає відкладам борових терас, то його ми відзначаємо на основі літературних даних (9), де говориться про борову терасу в долині р. Вовчої. В інших районах нам не довелося спостерігати аналогічних терас, бо ми провадили свою роботу виключно на вододілах.

## ЛІТЕРАТУРА

1. Гапеев А. А. — Геологический очерк западной окраины Донецкого бассейна. Материалы по общей и прикладной геологии. Изд. Геол. ком., в. 123, Ленинград, 1927.
2. Безуглый А. — Предварительный отчет о 3-хверстной геологической съемке, л. 14, р. XXVII.
3. Борисяк А. А. — Геологический очерк Изюмского уезда. Труды Геол. комитета, нов. сер., в. 3.
4. Бондарчук В. Г. — 3-хверст. геологическая съемка Мариупольского уезда, л. 16—XXIX.
- 4а. Бондарчук В. Г. — Четвертинні поклади північної Призовіщини, „Журн. Геол.-геогр. цинку ВУАН“, № 3—6.
5. Высоккий Г. Н. — Программа исследований и опытов в Великоанадольском лесничестве. Тр. экспедиции Докучаева. В. 2. СПб. 1898.
6. Высоккий Г. Н. — Гидрогеологические и гидробиологические наблюдения в Великом Анадоле. I. Иллювий. Почвоведение. 1899.
7. Закревская Г. В. — Предварительный отчет о 3-хверстной геологической съемке, л. 14—XXVI.
8. Земляченский П. — Великоанадольский участок. Труды экспедиции Докучаева. Т. I, в. 3. СПб. 1894.
9. Кавалеридзе В. П. — Попередній нарис про ґрунти Сталінської округи. Сталін. ОЗВ і Агрохем. лаборат., Київ, 1929.
10. Кавалеридзе В. П. — 3-хверстная почвенная карта районов быв. Сталинского округа. Центр. агрохем. лаборатория, 1917—1929.
11. Кавалеридзе В. П. — К вопросу о четвертичных отложениях юго-западной части Донбаса. Четвертинный период, в. 1—2, ВУАН. 1930.
12. Крокос В. I. — Матеріали до характеристики четвертинних покладів східної та південної України, Матеріали дослідж. ґрунтів України, В. 5. Секція ґрунтознавства, 1927.
13. Курналов В. В. — Отчет Екатеринбургскому Губернскому Земству. Материалы к оценке земель Екатер. губ. В. I. Мариупольский уезд, 1904, в. 6, Бахмутский уезд, 1911.
14. Крутиков и Погребов Н. Ф. — Гипсометрическая карта Донецкого каменноугольного бассейна. Масштаб 10 в. в дюйме. Геолком. 1915.
15. Левитский. — Предварительный отчет о 3-хверстн. геологической съемке. Л. 14—XXVIII.
16. Лихарев В. К. — Общая геологическая карта Европейской части СССР. Лист 61. Северная и северо-восточная часть листа. Труды Геол. комитета, в. 161, 1928.
17. Махов Г. — Почвы Донецкого края. Артемовск. Опытная станция, 1926.
18. Махов Г. Г. — Мапа ґрунтів України в 25 верст. масштабі. Матеріали досл. ґрунтів України, в. 7. Секція ґрунтознавства. 1927.
19. Махов Г. и Лавренко Е. — Почвы и леса Донецкого края. Почвоведение, № 3—4, 1926.
20. Набоких А. И. — Результаты ориентировочных исследований 1906—1911 гг. в Юго-Западной России. Материалы по исслед. почв и грунтов Херсонск. губ. В. 4. Одесса, 1915.
21. Прасолов А. И. — О черноземе приазовских степей. Почвоведение, № 1, 1916.
22. Никифоров К. К. — Морфологическое описание черноземов северной части Донской обл. Труды Докучаевской почв. ком. В. 4, Петроград, 1916.
23. Шатский Н. С. — О тектонике северной части Донецкого бассейна. Бюл. Моск. Об-ва Испыт. Природы. Отд. Геологии, т. II, в. 3, 1924.
24. Геологическая карта Донецкого каменноугольного бассейна. Изд. Геол. К-та. 1920.



РЕЗЮМЕ

Четвертичные отложения нашего района исследования западной части Донецкой области и прилегающих районов Харьковской и Днепропетровской областей выражены такими генетическими типами: золовый лесс, элювиальный лесс, ископаемые почвы, лессовидный суглинок, аллювий древний и современный, краснобурые глины.

Золовый лесс покрывает весь наш район. Стратиграфически он состоит из четырех ярусов, разделенных тремя ископаемыми почвами. В основании лессовой серии залегают краснобурые глины. Четырехярусный состав лессовой серии наблюдается на всей площади исследования за исключением западных склонов Донецкого кряжа. Здесь на Дебальцево-Никитинском участке и на высоком плато Ясиноватой имеем уменьшение числа лессовых ярусов. Так, на Никитовке и Ясиноватой нами констатировано три яруса, а на Дебальцевом два.

Отсутствие лесса на крутых склонах плато и иногда в условиях глубоко разчлененного рельефа способствовало выделению безлессового района между пунктами Ясиноватая — Скотоватое — Криничная. Нашими исследованиями на этом участке на плато установлено четыре яруса лесса в северной его части (Скотоватое) и три в южной (Ясиноватая).

Элювиальный лесс, образованный на продуктах выветривания местных коренных пород, встречается там, где коренные породы выходят на дневную поверхность. Такими участками являются речные долины и плато, прилегающее к возвышенным участкам Донецкого кряжа. Коренными породами являются, по нашим материалам, каменноугольные и кристаллические. Этот лесс имеет только местное значение.

Устанавливается закономерное распространение мощности лесса, особенно первого, второго и отчасти третьего его ярусов. Оно заключается в том, что мощность этих ярусов уменьшается в направлениях южном и восточном. Это объясняется тем, что в южные участки, как наиболее удаленные от районов оледенения, доносилось меньше лессовой пыли, чем в более северные участки, а на западных склонах Донецкого кряжа естественно могли происходить явления смылов в момент отложения той-же лессовой пыли. Что же касается распределения мощности четвертого яруса, то тут у нас нет достаточных данных. Закономерное распространение лесса, обуславливаемое развитием ледниковых явлений, подтверждается также и механическим их составом. Последний в южном направлении, т. е. с удалением от границ оледенения, становится более глинистым. Более глинистым он становится и по направлению к верхним частям лесса.

Ископаемые почвы по типу образования принадлежат к черноземам, подвергнутым некоторой деградации. Первая и третья ископаемые почвы имеют сравнительно одинаковую степень деградации, вторая же подвергнута видимо более глубоким изменениям. По нашему представлению ископаемые почвы пережили две фазы: степную, когда почва формировалась, и последующую, более влажную, когда она начала изменяться в сторону деградации. На основании морфологических признаков и данных анализов на гумус, мы установили, что наиболее глубокую деградацию пережила вторая ископаемая почва, соответствующая миндель-рисской междуледниковой эпохе. Это явление указывает на то, что эта эпоха была наиболее влажной. Эпохи же третьей ископаемой почвы и первой, гюнц-миндельской и рисс-вюрмской, были менее влажными, но более влажными чем современная.

Первый и второй ярусы лесса стелются по склонам, определяя этим возраст современного рельефа. Современный рельеф в основном было сформировано в связи с наибольшим развитием ледниковых явлений восточной Европы. Это соответствует рисскому оледенению.

### ZUSAMMENFASSUNG

Die Quartärablagerungen unseres Erforschungsrayons im westlichen Teile des Donetzgebiets und der angrenzenden Rayons der Charkower und Dnjepropetrowsk Gebiete sind durch folgende genetische Typen vertreten: äolischen Löss, alluvialen Löss, fossile Böden, Lösslehm, altes Alluvium, rezentes Alluvium und rotbraune Tone.

Der äolische Löss bedeckt den ganzen Rayon und besteht stratigraphisch aus vier Stufen, durch drei fossile Böden getrennt. An der Basis der Lösserie liegen rotbraune Tone. Der vierstufige Bestand der Lösserie wird auf dem ganzen erforschten Territorium, ausser der Westabhänge des Donetzlandrückens beobachtet.

Hier, im Bezirke Debalzewo — Nikitowka, und auf dem hohen Plateau Jassinowataya haben wir eine Verringerung der Zahl der Lösstufen.

Nämlich bei Nikitowka und Jassinowataya haben wir nur drei Stufen, bei Debalzewo nur zwei Stufen festgestellt.

Die Abwesenheit des Lösses an den steifen Abhängen des Plateaus und manchmal bei tiefgegliedertem Reliefe trug zur Absonderung des lössfreien Rayons zwischen Jassinowataya — Skotowatoje — Krinitschnaja bei. Unsere Forschungen ermittelten in diesem Bezirke auf dem Plateau vier Lösstufen in seinem Nordteile (Skotowatoje) und drei Stufen im südlichen Teile (Jassinowataya). Der alluviale Löss, der sich auf den Verwitterungsprodukten der örtlichen Urgesteine bildete, tritt da auf, wo die Urgesteine zu Tage treten und zwar in den Flusstälern und auf den Plateaus, die an die hochgelegenen Bezirke des Donetzlandrückens grenzen.

Auf Grund unserer Forschungen erscheinen als Urgesteine Karbon und kristallinische Gesteine.

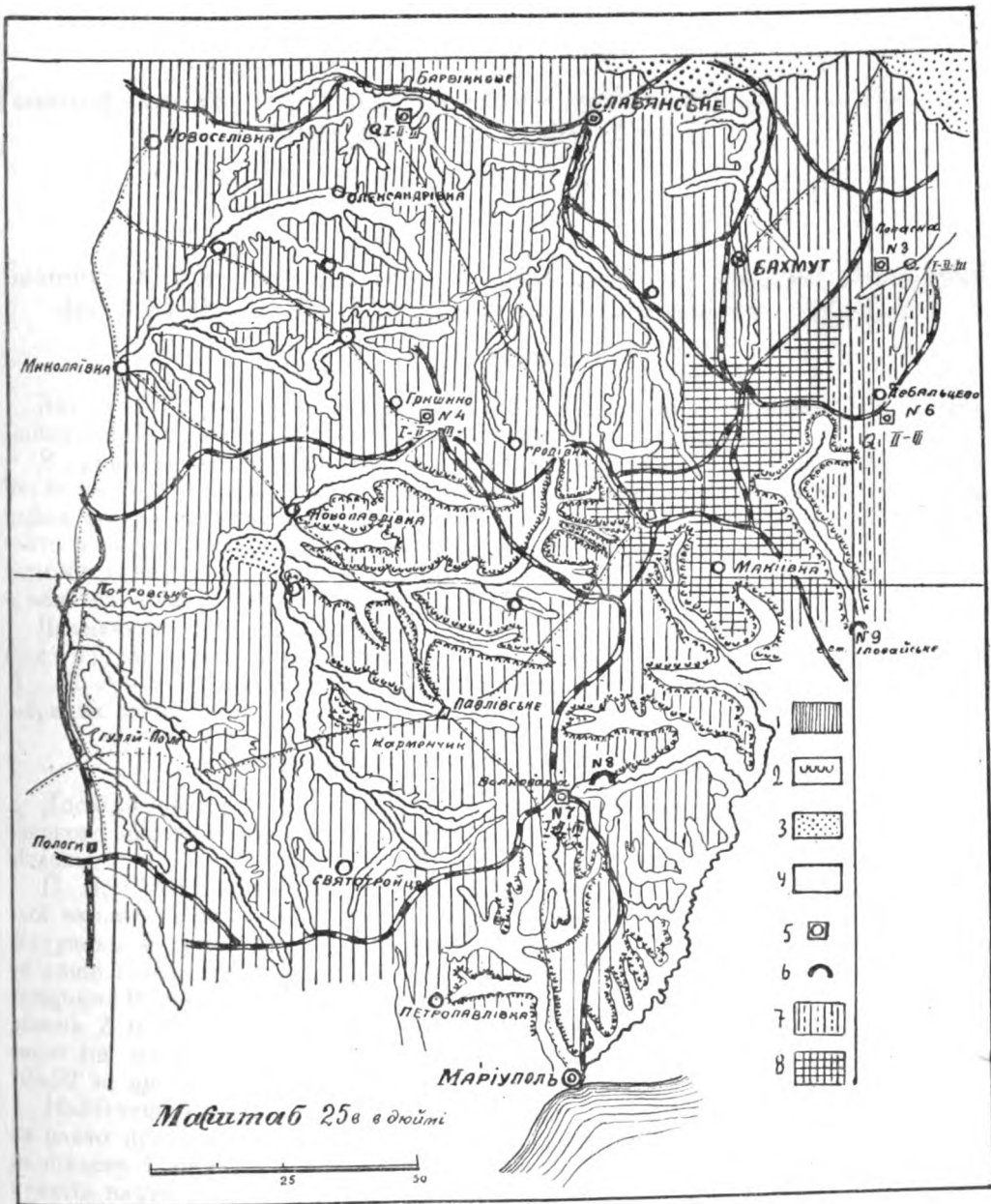
Dieser Löss hat nur örtliche Bedeutung. Es wird die gesetzmässige Ausbreitung der Mächtigkeit des Lösses festgesetzt, namentlich der ersten, zweiten und dritten Stufe desselben. Sie besteht darin, dass die Mächtigkeit dieser Stufen in südlicher und östlicher Richtung abnimmt. Dieses erklärt sich dadurch, dass die südlichen von der Vereisungszone entferntesten Bezirke weniger Lösstaub als die nördlicher gelegenen erhielten und dass an den Westabhängen des Donetzlandrückens Auswaschungsvorgänge stattfinden konnten zur Zeit der Ablagerung des Lösstaubes. Betreffs der Verteilung der Mächtigkeit der vierten Stufe besitzen wir keine genügenden Angaben. Die gesetzmässige Ausbreitung des Lösses, die durch die Entwicklung der Gletschererscheinungen bedingt wurde, bekräftigt sich auch durch seinen mechanischen Bestand. Derselbe wird in südlicher Richtung — d. h. mit der Entfernung von den Vereisungsgrenzen — toniger. Toniger wird er auch in der Richtung nach den oberen Teilen des Lösses.

Die fossilen Böden gehören, dem Typus ihrer Entstehung nach, zu etwas degradierter Schwarzerde. Der erste und dritte fossile Boden weist relativ die gleiche Degradationsstufe auf, der zweite fossile Boden ist augenscheinlich tieferen Veränderungen ausgesetzt worden. Unseren Erachtens haben die fossilen Böden zwei Phasen durchgemacht — die Steppenphase, als der Boden sich formierte, und die darauffolgende, feuchtere, als die Degradation anfang. Auf Grund morphologischer Merkmale und Humusanalysen haben wir festgesetzt, dass der zweite fossile Boden, der der Mindel-Riss Interglazialzeit entspricht, die maximalste Degradation erfahren hat. Diese Erscheinung weist darauf hin, dass dieser Zeitabschnitt am feuchtesten war, hingegen war die Zeit des dritten und ersten fossilen Bodens, Güntz-Mindel und Riss-Würm weniger feucht aber feuchter als die Gegenwart.

Die erste und zweite Lösstufen sind an den Abhängen gelegen und bestimmen das Alter des heutigen Reliefs. Das heutige Relief entstand wesentlich im Zusammenhang mit der maximalen Entwicklung der Gletschererscheinungen Osteuropas, was der Rissvereisung entspricht.

Д.К. Біленко

*Четвертинні відклади західної частини Донецької області та суміжних районів Харківської та Дніпропетровської обл.*



Легенда: 1 — чотири поверхи лесу, 2 — елювій корінних порід, 3 — давній алювій, 4 — сучасний алювій, 5 — шурф з свердловиною, 6 — відслонення, 7 — два поверхи лесу, 8 — три поверхи лесу.



**Геоморфологія і четвертинні поклади межиріччя Ворскла — Орчик — Берестова в їх середній течії**

*П. К. Заморій*

**Geomorphologie und quartäre Ablagerungen im Zwischenflussgebiet der Mittelläufe der Worskla, des Orschik und der Berestowa**

*P. K. Samorij*

Влітку 1931 року я працював у складі Полтавської 3-верстової геологічної знімальної партії проф. Крокоса як керівник підпартії.

Я провів геологічне здіймання південної половини 13 аркуша XXIV ряду. Через те, що більша частина дослідженого району (плато та тераси річок) майже зовсім не мав природних відслонень, для з'ясування геологічної будови плато й терас доводилося закладати шурфи та свердловини, а також описувати численні криниці селян, калгоспів та радгоспів, де не було зрубів. Зібрані в полі матеріали і були частково використані для цієї статті.

Вважаю за свій обов'язок висловити тут щиру подяку проф. В. І. Крокосові та керівникові сектору Четвертинної геології Геол. інст. ВУАН Л. А. Лепікашеві за їх цінні поради підчас камерального оброблення зібраних матеріалів.

**Морфологія та геологічна будова району**

Досліджена територія розташована на південнозахідному краї загального високого підвищення, яке тягнеться майже через увесь СРСР з півночі на південь.

П. П. Отоцький (33, с. 2) зазначає, що колишня Полтавщина, в склад якої входить і район нашого дослідження, лежить на схилі, висоти якого поступово й дуже рівномірно знижуються до р. Дніпра<sup>1)</sup>, про що свідчать не лише гіпсометричні дані, а й напрямок течії всіх великих річок кол. Полтавщини. В середньому це зниження (падіння), за даними Отоцького, дорівнює 2 м на протязі 4 км. Для колишньої Полтавщини він подає хитання висот на плато від 170,40 м до 191,70 м, для долин річок від 85,20 м до 106,50 м, що майже відповідає висотним позначкам нашого району (33, с. 2).

Найбільші висоти спостерігаємо на дослідженій ділянці в східній частині, на плато правого берега р. Берестової, а саме 172,2 м, які поступово спадають на південь і південний захід (спадання висот із сходу на захід від найвищих пунктів плато до долин річок характеризує півелювальний хід через долини

<sup>1)</sup> Тут треба зробити деяку поправку. Ще 1888 р. А. В. Гуров відзначив, що „наклонная площадь Полтавской губернии не представляет постепенного и равномерного поднятия от Днестра к северо-восточным границам губернии; она поднимается слабо покатыми терасами, отделенными заметными уступами, тянущимися приблизительно параллельно течению Днестра“ (13, с. 5). Отже зроблена вказівка в даному разі стосується лише дослідженої ділянки, а не всієї Полтавщини.

річок Берестової, Орчика та Ворскли); найменші висоти подибуємо на плато в Карлівському академічному заповіднику, а саме 127,01 м. Таким чином, амплітуда хитання висот на плато сягає 45,17 м.

Найнижчі позначки бачимо в долинах річок; так, у долині р. Ворскли на N від нашої дільниці, біля м. Полтави рівень води, за даними нашого дослідження, є 80,28 м (липень місяць).

Отже висотні позначки дослідженої дільниці хитаються від 80,28 м до 172,27 м з різницею до 91,99 м.

Цей район являє собою рівнину, в межах якої протікають річки: Ворскла з притоками, Орчик з притоками, Берестова, Мокра та Суха Лип'янки, які розчленовують її поверхню. Головні геоморфологічні елементи району; 1) плато та 2) річкові долини з їх терасами.

### Район плато

Плато займає значні простори і виділяється трьома дільницями (див. карту).

Перша дільниця плато міститься в північнозахідному куті дослідженого району на північ та північний захід від долини р. Ворскли.

Ця дільниця плато підноситься досить високо над долиною р. Ворскли, до якої вона уривається високим і крутим схилом (корінним берегом р. Ворскли).

Висотні позначки її хитаються від 144,20 м до 150,17 м.

Поверхня першої дільниці плато рівнинна, крім майже центральної її частини, де її прорізують досить глибокі балки. Перша й найбільша балка з її притоками йде від с. Вільшани на південь у напрямку до х. Климьенка.

Ця балка з своїми бічними розгалуженнями (притоками) перетинає першу дільницю плато майже в середній частині. Вона має широке забагнене дно і круті задерновані схили, на яких і з правого, і з лівого боку спостерігаємо терасоподібні зсуви, що східчасто підвищуються один над одним. Ці зсуви відбуваються на червонобурих глинах. У розгалуженому верхів'ї цієї балки, на крутих задернованих схилах, нерідко трапляються діючі яри, з урвистими вертикальними стінками, що врізаються в схили й плато. Діяльність цих ярів шкідливо відбивається на хліборобстві, бо забирає під себе орні землі.

Крім зазначеної балки, є ще друга балка, що глибоко вдається в плато і відкривається на першу надлукову правобережну терасу р. Ворскли в центрі с. Старі Сенжари. Ця балка, подібно до першої, має широке забагнене дно й круті задерновані схили, нерідко з осувними терасами. В бічних відгалуженнях цієї балки та на її схилах так, як і в попередній, спостерігаємо численні діючі яри, що дуже розростаються весною підчас розтавання снігу та після великих злив. Крім того, ростові ярів допомагають ще й незначні низові джерела ґрунтової води.

Перша дільниця плато вривається до далнини р. Ворскли крутим і високим схилом — корінним берегом р. Ворскли, який від північної межі дільниці до х. Климьенка майже не має відслонень; схил задернований лише далі на SW; у напрямку до м. Старі Сенжари подибуємо видовжені яри балки, які глибоко врізаються в плато і в своєму верхів'ї діють, мають стрімкі урвисті схили і дуже добрі відслонення, в той час як у середній частині й біля устя ці яри перетворюються в балки з закритими задернованими схилами. Очевидно, ці яри в своєму верхів'ї переживають стадію молодості, а в центральній частині та біля устя — стадію старості, відмирання. В деяких з цих балкових ярів на їх широкому дніщі в середній частині та біля устя помічається балочка — яр сучасної фази ерозії, що вирита серед алювіальних покладів балки сучасними поверхневими водами (Варавин яр).

Перша дільниця плато значною мірою вкрита листвяними лісами, особливо північна та північносхідна її частина. Можливо, що залісненість місцевості від північної межі дослідженої дільниці до х. Климьенка й спричинилася до меншої ерозії цього схилу, до відсутності тут відслонень.

Для характеристики геологічної будови першої дільниці плато подаємо опис шурфа № 1, закладеного 600 м на W від х. Ганжі.

Q <sub>III</sub> <sup>ac</sup> (WII) <sup>1)</sup>	1. Темносірий гумусовий горизонт, грудкувато-пилуватий в орній частині та зернястий під ріллею . . . . .	0,00— 0,30 м
	2. Переходовий горизонт, темнуватосірого, донизу з легким буруватим відтінком кольору; до 0,50 м горіхуватий; 0,50—0,61 м грубогоріхуватий. Горіхи видовжені. В нижній частині горизонту помітна карбонатна цвіль. Лінія скипання на глибині 0,50—0,55 м хвиляста . . . . .	0,30— 0,61 м
	3. Другий переходовий горизонт темнуватосірого з буруватим відтінком кольору, сипкостовпчастої структури з ясною карбонатною цвілью, у вигляді „люблініта“. В ньому трапляється багато гумусових та лесових кротовин і червоточин . . . . .	0,61— 0,80 м
	4. Бруднуватосіро-половий „кротовинний лес“ з ясною карбонатною цвілью по всьому горизонту та карбонатними трубочками в нижній його частині . . . . .	0,80— 1,35 м
	5. Темнополовий лес суглинястий, стовпчастий, з середньою кількістю карбонатних трубочок, дрібних журавчиків вапна, гумусових кротовин та червоточин . . . . .	1,35— 2,40 м
	6. Темнополовий в сіруватим відтінком лес, суглинястий, стовпчастий з рідко помітними плямами вапна до 0,5 см діаметром. Перехід у наступний горизонт язиками та кишочками . . . . .	2,40— 3,90 м
Q <sub>III</sub> <sup>cl</sup> (R—W)	7. Темнуватосірий копальний ґрунт з вертикальними половими жилками, гніздами вапна до 2—3 см діаметром, FeMn бобовинками та середньою кількістю кротовин . . . . .	3,90— 4,70 м
Q <sub>II</sub> <sup>ac</sup> (R)	8. Яснополовий „кротовинний лес“, дуже карбонатний. Переритих дільниць лесу більше ніж цілих . . . . .	4,70— 5,30 м
	9. Білосто-сизувато-половий дуже мергелястий лес в карбонатними трубочками та крупинками CaCO <sub>3</sub> . . . . .	5,30— 5,70 м
	10. Жовтаво-половий дуже мергелястий лес, вогкий. У лесі помітні жовтуваті плями та FeMn бобовинки до 2 мм діаметром. На глибині 6,20 м з'явилася ґрунтова вода . . . . .	5,70— 6,20 м
	11. Теж жовтувато-половий лес з жовтими плямками та FeMn бобовинками до 2 мм діаметром . . . . .	6,20— 9,20 м
Q <sub>I</sub> <sup>cl</sup> (M—R)	12. Сизувато-половий в сіруватим від гумусу відтінком глинястий копальний ґрунт. У ньому помітні крупинки вапна, іржаво-вохристі плями та FeMn бобовинки до 3 мм діаметром . . . . .	9,20—11,00 м
Q <sub>I</sub> <sup>ac</sup> (M)	13. Сірувато-бурий глинястий лес, прожилкований карбонатними трубочками. В лесі помітні крупинки вапна, іржаво-бурі Fe та чернувато-бурі FeMn бобовинки до 3 мм діаметром . . . . .	11,00—13,00 м
	14. Оливково-сизий (оглесвий) глинястий лес з великою кількістю карбонатних трубочок, крупинками та журавчиками вапна, а також FeMn бобовинками до 3 мм діаметром та іржаво-вохристими плямами . . . . .	13,00—14,60 м
	15. Сірувато-брунатний глинястий горизонт, злегка гумусовий, зболотнілий, з силою FeMn бобовинок до 5 мм діаметром. З HCl скипає лише окремими плямами . . . . .	14,60—14,80 м
	16. Жовтувато-бурий глинястий лес, вогкий, з силою жовтувато-вохрихих та невеликою кількістю сизуватих плям. Рідко помітні FeMn бобовинки . . . . .	14,80—16,40 м
	17. Темнуватополовий в жовтуватим відтінком суглинястий лес. Помітні жовтувато-вохристі та сизуваті плями . . . . .	16,40—18,25 м
Q <sub>I</sub> <sup>cl</sup> (G—M)	18. Сірувато-брунатний горизонт копального ґрунту (верхня його частина) з присипкою SiO <sub>2</sub> , FeMn пунктацією та бобовинками. . . . .	18,25—19,00 м
	19. Темнуватосірий з легким брунатним відтінком копальний ґрунт з помітною кількістю FeMn бобовинок (копальний ґрунт досить інтенсивно забарвлено гумусом). З HCl не скипає, деградований . . . . .	19,00— 20,40 м

<sup>1)</sup> В описовій частині вживаються умовні позначення, прийняті в легенді для міжнародної карти четвертинних відкладів у масштабі 1:1 500 000 Крім того, альпійська термінологія W<sub>II</sub>, W<sub>I</sub>, R, M і G вживається в цій роботі умовно. Pw — означає полтавський поверх.

$Q_I^{ac}(G)$	{	20. Сизувато-половий лес з силою іржаво-вохристих плям. З HCl не скипає . . . . .	20,40—21,00 м
		Зрідка помітні карбонатні трубочки, дрібні FeMn бобовинки. Скипає з HCl . . . . .	21,00—22,10 м
$Q_I^{Pr}(Pl)$	{	21. Червоно-бура в'язка глина, з рідко помітними FeMn бобовинками . . . . .	22,10—26,00 м

З наведеного розрізу видно, що в геологічній будові плато беруть участь чотири поверхи лесу та червоно-бурі глини. Іноді в ярах, що врізаються в плато, подибуємо і п'ять поверхів лесу; за приклад цього може бути відслонення № 2, розташоване на віддалі близько 0,5 км на NW від х. Клименка в глибокому яру, з урвистими стінками, що врізаються в схил плато. Рельєф — поступовий схил на схід.

$Q_{III}^{ac}(W_{II})$	{	1. Яснополовий карбонатний лес, суглинястий, стовпчастий. Карбонати в формі трубочок . . . . .	0,00— 5,40 м
		$Q_{III}^{el}$ (W Interst.)	2. Копальний грунт темнуватосірого кольору . . . . .
$Q_{III}^{ac}(W_I)$	{	3. Темнополовий з буруватим відтінком лес, стовпчастої структури . . . . .	6,40— 7,10 м
$Q_{III}^{el}(R-W)$	{	4. Копальний грунт темнуватосірого, з легким брунатним відтінком кольору, вилугуваний . . . . .	7,10— 8,00 м
$Q_{II}^{ac}(R)$	{	5. Темнополовий лес із злегка сіруватим відтінком від незначної гумусності . . . . .	8,00— 8,80 м
$Q_{II}^{el}(M-R)$	{	6. Копальний грунт темнуватосірого кольору, з добре виявленою присипкою $SiO_2$ . . . . .	8,80— 9,30 м
		7. Бурий ілювіальний горизонт копального ґрунту, стовпчасто-призматичний . . . . .	9,30—10,20 м
$Q_I^{ac}(M)$	{	8. Половий лес . . . . .	10,20—11,00 м
$Q_I^{el}(G-M)$	{	9. Копальний грунт темнуватосіро-брунатний, брилуватостовпчастий . . . . .	11,00—13,50 м
$Q_I^{ac}(G)$	{	10. Яснополовий лес з середньою кількістю давніх сіруватобрунатних кротовин до 7 см діаметром . . . . .	13,50—14,50 м
$Q^{Pr}(Pl)$	{	11. Червоно-бура піскувата глина . . . . .	14,50—16,00 м

Нижче до 18 метрів осипище. На дні яру вимито конкреції (жовна вапна) до 15 см завбільшки.

Нижче через 80 м в цьому ж яру в правого боку спостерігали п'ять копальних ґрунтів, а саме — два незначних гумусових просмужки до 30 см кожний у першому поверсі лесу в верхній частині відслонення і три досить грубих копальних ґрунти, що лежать нижче.

На схилі від плато до р. Ворскли спостерігаємо у відслоненнях солодководяні суглинки, за приклад чого може бути опис відслонення № 3, в яру з урвистими стінками. Яр починається на S від ст. Сенжарські млини у верхній частині поступового схилу від плато. Яр перетинає схил в SO напрямку.

$Q_{III}^{el}?$ (R-W)	{	1. Сірувато-бурий, майже змитий гумусовий горизонт . . . . .	0,00— 0,18 м
		2. Бурий ілювіальний горизонт з добре виявленими намівами $Fe_2O_3$ та $Al_2O_3$ . Перехід чіткий. Лінія скипання з HCl на глибині 0,85 м . . . . .	0,18— 0,85 м
$Q_{II}^{ac}(R)$	{	3. Яснополовий, легко суглинястий лес, м'який, нижній на дотик, тонкошпаристий, стовпчастий. У ньому трапляються в середній кількості карбонатні й гумусові трубочки та дуже рідко кротовини . . . . .	0,85— 5,90 м
$Q_{II}^{el}(M-R)$	{	4. Сірувато-брунатний копальний грунт з великою кількістю жовен $CaCO_3$ до 4 см діаметром, які помітні по всьому горизонту. В ґрунті в середня кількість іржаво-вохристих та сизуватих плям. З HCl скипає слабо . . . . .	5,50— 9,25 м



$Q_I^{ac} (M)$	5. Темнополювий з буруватим відтінком лес, стовпчастий. У ньому рідко помітні карбонатні трубочки, гнізда вапна, FeMn бобовинки та цяточки. Перехід у наступний горизонт язиками та кишечками . . . . .	9,25—10,25 м
$Q_I^{cl} (G-M)$	6. Темносірий копальний ґрунт, інтенсивно забарвлений гумусом. У ньому помітні вертикальні полові жлчки, зрідка по ходах комах напіввицвілі, трохи стверділі конкреції вапна та багато FeMn бобовинок до 4 мм діаметром. Копальний ґрунт, злегка скипає з HCl плямами, деградований . . . . .	10,25—12,25 м
	7. Темнополювий з буруватим відтінком ілювіальний горизонт з добре виявленими намівами Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> та Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . З HCl не скипає. В горизонті є багато Fe та FeMn бобовинок до 3 мм діаметром, а також ходів черв'яків з гумусовими намівами . . . . .	12,25—13,55 м
	8. У цьому ж яру, 10 м нижче, під описаним копальним ґрунтом залягають дуже мергелясті лесуваті суглинки, з густою FeMn пунктацією, бобовинками, жовтаво-вохристими плямами та помітною кількістю жовен вапна до 4 см діаметром. Видима глибина до . . . . .	1 м
$Q_I^{ac} (G)$	9. 8 м нижче на дні яру під описаним мергелястим суглинком залягають сірувато-полові лесуваті солодководієві суглинки з великою кількістю солодководієвих черепашок. Суглинок одноманітний, плитчастий, нижній на дотик, злегка піскуватий. Між плитками знаходимо такі черепашки: Bithynia lanchi Shepp, 2) Vallonia pulchella Müller, 3) Succinea putris Linn., 4) Planorbis planorbis Linn., 5) Paraspira leucostoma Millet, 6) Galla truncatula v. langispirata Cless. Перелічена фауна трапляється переважно в солодких водах, крім одної форми Vallonia pulchella Müller, яка є наземна, тобто суходільна. В суглинку є багато жовтуватих та іржаво-вохристих плям від оксидів Fe до 2 см діаметром і рідко дрібна FeMn пунктація. Видима глибина суглинку в яру до 8 м. Цей суглинок підстилається жовтуватим та іржавим плитчастим суцільним, який злегка сцементований оксидами Fe. Суцільне з HCl не скипає. Видима глибина . . . . .	0,80 м

На схилах від плато до долини р. Ворскли й балок подибуємо у відслоненнях делювіальні суглинки, а також породи третинного віку; за приклад цього можуть бути описи перетинів № 4, 5 і 6.

Відслонення № 4 розташоване в с. Старі Сенжари в нижній частині крутого S схилу.

$Q_{III}^{cl} (W)$	1. Делювіальний лесуватий суглинок . . . . .	0,00— 1,40 м
$Q_{(PI)}^{pr}$	2. Червоноувато-бура глина (замаскована осувами) . . . . .	1,40— 1,80 м
Pw	3. Верстуваті піски: сірі, ясносірі, жовтуваті та іржаво-вохристі з просмушками оливково-сірої глини до 22 см глибиною . . . . .	1,80— 4,50 м
	4. Верстуваті середньозернясті піски з уламками пісковика, який залягає горизонтальними шарами. У нижній частині залягають:	
	5. Верстуваті сірі пісковики глибиною до . . . . .	0,5 м

На правих крутих схилах балки, що відкриваються в долину р. Ворскли в с. Старі-Сенжари, а також на корінному правому березі Ворскли спостерігаємо численні терасуваті осуви, які ступінчасто підвищуються один над одним. Ці осуви відбуваються на червоно-бурих глинах.

Відслонення № 5 у м. Старі Сенжари, в яру з урвистими схилами, що прорізує S схил великої балки. Середина положистого S схилу.

$Q_{III}^{ac}$	1. Напівзмитий сірувато-бурий сучасний ґрунт . . . . .	0,00— 0,60 м
	2. Половий карбонатний лес, суглинястий, стовпчастий. Карбонати у формі частих трубочок, плям до 1 см діаметром та білястих валотів по площинах структурних окремоностей. До глибини 2,50 м помітні кротовини. Перехід у наступний горизонт язиками та кишечками . . . . .	0,60— 3,40 м

$Q_1^{el} (G-M)$	3. Яснобрунатний копальний ґрунт з рідко помітними жовнами вапна до 4 см діаметром. У ньому рідко трапляються давні кротовини та вертикальні полові жиляки. Ґрунт деградований. Перехід у наступний горизонт виявлений добре . . . . .	3,40— 4,33 м
$Q_1^{ac} (G)$		
$Q^{Pr} (Pl)$	4. Яснополовий з легким жовтуватим відтінком лес, віжний на дотик, м'який, тонкшпаристий, з жовтувато-вохристими та сизуватими плямами. В ньому помітні карбонатні трубочки, що розташовані гніздами, багато жовен та дутиків вапна до 6 см діаметром і рідко гумусові кротовини. Перехід у червоно-буру глину різкий . . . . .	4,33— 6,40 м
$P_w$	5. Червоно-бура глина з жовнами вапна . . . . . В нижній частині цього яру відслонено:	6 40—11,00 м
	6. Оливково-сизі пластичні глини глибиною до . . . . .	0,5 м
	7. Жовтуваті середньозернисті скісно уложені верствуваті піски. Видама глибина до . . . . .	8 м

По яру тече струмок, який живиться джерельцями, що іноді виступають на схилах. Яр на 50% засипаний осувами.

Відслонення № 6 у SW частині х. Голоти в яру, що прорізує крутий О схил, нижня частина схилу.

$Q_1 (G?)$	1. Жовтувато-половий лесуватий солодководяний суглинок з великою кількістю жовтуватих, вохристих та сизуватих плямочок. У суглинку помітні карбонатні трубочки, журавчики та жовна $CaCO_3$ до 4 см діаметром, FeMn пунктація та дрібна солодководяна фауна, а саме: <i>Planorbis planorbis</i> Linn., 2) <i>Valvata piscinalis</i> w. <i>antiqua</i> Sow. та 3) <i>Bithyma leachi</i> Shepard. Глибина суглинку зитається від 4,00 до 6,00 м.

Друга дільниця плато розташована між долиною р. Орчика та третьою надлуковою (найдавнішою) терасою р. Ворскли, яка відмежована від плато добре виявленим приступком, що проходить по лінії трохи на захід від могил Близняки, Скарбний, Три брати, х. Балясного. Поверхня другої дільниці плато, у відміну від першої, має надзвичайно рівний характер. Тут ми маємо рівні степи, крім північної частини, де проходить балка Тагамлик з притоками, а також центральної та південної частини, де проходять балки (річки) Мокра та Суха Лип'янка — притоки р. Орелі, які трохи порушують рівнинність величезних степових просторів. Крім зазначених річок, на цій дільниці плато трапляються тарілковидні депресії (блюдця), а також могили.

Б. К. Поленов (35, с. 8—9) зазначає, що „при огляді 3-верстової топографічної карти видно, що поверхня цієї дільниці плато прорізана численними балками-річками, які ніби займають величезні простори і вся місцевість ніби перетята в найрізноманітніших напрямках меншими балочками-притоками більших балок-річок. Дослідник чекає зустрінути в природі нерівну, багату на схили місцевість, а замість того, наскільки сягає зір спостерігача, стелються величезні рівнинні степи, що непомітно підносяться до самого Орчика і круто вриваються до останнього. Згадані балки-річки хоч і протікають у глибоких западинах з крутими схилами, але ці западини такі вузькі, що ніби зникають серед степів і зовсім непомітні здалеку спостерігачеві. Щодо дрібніших балочок, ясно видних на карті, то, ідучи степом, тільки уважний спостерігач розрізнить ледве помітні невеликі жолобковидні улоговини з пологістими схилами, які непомітно переходять у плато і мають на дні ставки. З наближенням до р. Орчика й ці незначні долинки балки зникають і поверхня плато являє собою ідеальну степову рівнину, позбавлену навіть невеликих нерівностей, крім звичайних для високих плато Полтавщини тарілковидних знижень, блюдець та могил“.

Цікаво відзначити, що р. Орчик не має з правого боку значних балок-приток, які спостерігаємо в балках-річках Мокрої та Сухої Лип'янки.

Друга дільниця плато, так само як і перша, вривається на сході крутим схилом, що являє собою одночасно і схил плато і корінний берег долини р. Орчика. На крутому схилі плато до р. Орчика трапляються численні осуви, що утворюють осувну терасу. Схил плато в основному задернований, лише в околицях с. Федорівки, Орчиково-Чернетчина та почасти в Карлівці на цьому схилі подибуємо глибокі й короткі діючі яри з стрімкими схилами, що вриваються в корінний берег плато і відслонюють як лесову серію, червоно-бурі та оливково-сизі глини, так і полтавські піски (окремими дільницями). Висотні позначки цієї дільниці плато хитаються від 128,01 м до 149,31 м.

Для характеристики геологічної будови плато (східної його частини) подаємо опис шурфа в свердловину № 7, який міститься біля двох могилок у східній частині плато на віддалі 1 км на SSO від висоти 151,44 м (посередині між селами Орчиково-Чернетчино та Федорівка) і на віддалі 0,80 км на W від правого корінного берега р. Орчика.

Q <sup>ac</sup> (W)	}	1. Темнуватосірий гумусовий горизонт з дрібними корінцями вкриття. До 18 см орний, грудкувато-пилуватий; 18—38 см підорній, зернистої, дрібнозернистої та пороховидної структури. Структура виявлена добре . . . . .	0,00— 0,38 м
		2. Темнуватосірий, донизу з легким буруватим відтінком переходовий горизонт. До 58 см горіхуватий та грубогоріхуватий; 56—69 см сипкостовпчасто горіхуватий. Від 56 см донизу горизонту де-не-де по ходах комах помітно карбонатну цвіль .	0,38— 0,69 м
		3. Бурувато-половий карбонатний лес (карбонатний ілювій сипкостовпчастої структури. В ньому слабо помітні карбонатні трубочки. Багато гумусових кротовин . . . . .	0,69— 1,10 м
		4. Темнополовий лес, суглинястий, стовпчастий. В ньому в середня кількість добре виявлених карбонатних трубочок, багато гумусових кротовин та небагато ходів черв'яків і комах .	1,10— 1,90 м
		5. Темнополовий лес, суглинястий, стовпчастий, на глибині 2,20 м з'являються друзі гіпсу до 1 см діаметром. Рідко помітні ходи черв'яків та комах. Перехід поступовий . . . . .	1,90— 2,90 м
Q <sup>cl</sup> (R—W)	}	6. Темнуватосіро-брунатний копальний ґрунт, добре забарвлений гумусом. По всьому горизонту багато друз гіпсу до 2 см діаметром та середня кількість давніх кротовин. Перехід у наступний горизонт поступовий . . . . .	2,90— 3,90 м
		7. Яснополовий легко суглинястий карбонатний лес, м'який, ніжний на дотик, тонкошпаристий. Карбонатні трубочки трапляються рідко і слабо виявлені. По всьому профілю в середня кількість друз гіпсу до 3 см діаметром, давні гумусові кротовини до 6—7 см діаметром і спальні комірки великих землеріїв, заповнені гумусовим матеріалом . . . . . Далі опис свердловини:	3,90— 6,70 м
Q <sup>cl</sup> (M—R)	}	8. Темнуватополовий лес, суглинястий, з середньою кількістю карбонатних трубочок, кручинками вапна та гумусовими трубочками . . . . .	6,70— 8,00 м
		9. Брунатного кольору з сірватим відтінком від незначної гумусності копальний ґрунт. Помітні FeMn бобовинки. Скипає з HCl . . . . .	8,00—11,80 м
Q <sup>ac</sup> (M)	}	10. Темнуватополовий з легким брунатним відтінком лес. У ньому в багато журавчиків CaCO <sub>3</sub> . . . . .	11,80—14,00 м
		11. Яснополовий лес, суглинястий, з середньою кількістю карбонатних трубочок та крупинок вапна. Помітні гумусові трубочки та FeMn пунктація . . . . .	14,00—15,10 м
Q <sup>cl</sup> (G—M)	}	12. Темнуватосіро-брунатний копальний ґрунт, добре гумусний. В ньому помітні вертикальні полові жилки, рідко крупинки вапна та FeMn бобовинки. З HCl скипає слабо . . . . .	15,10—17,30 м
		13. Темнуватополовий лес, з ледве помітним брунатним відтінком. Рідко помітні карбонатні трубочки, журавчики вапна до 1 см діаметром, багато крупинок вапна та FeMn бобовинки .	17,30—18,00 м

Q<sub>pr</sub> P(1) { 14. Червоно-бура глина з конкреціями вапна до 2—3 см діаметром. Скипає з HCl. Рідко помітні дрібні FeMn бобовинки. 18,00—22,00 м

Відмінно від східної частини цієї ділянки плато, в геологічній будові якого беруть участь чотири поверхи лесу з трьома копальними ґрунтами і червоно-бурі глини, — в західній його частині констатовано п'ять поверхів лесу з чотирма копальними ґрунтами та червоно-бурі глини, при чому в третій поверх лесу (ріський) вклинюються флювіогляціальні піски; останні поширені лише в західній частині плато від долини р. Ворскли до р. Лип'янки. Подаємо опис перетинів № 8, 9 та 10.

Шурф-колодязь № 8, на віддалі 3,5 км на О від х. Маркова в садібі Ткач Степаниди Іванівни. Рельєф — рівнинне плато з поступовим зниженням на захід.

Q <sub>III</sub> <sup>ac</sup> (WII)	1. Черноземля . . . . .	0,00— 1,20 м
	2. Темнополовий лес, суглинястий, стовпчастий. В ньому багато карбонатних трубочок та гумусних кротовин і червоточин. Перехід поступовий . . . . .	1,20— 2,85 м
Q <sub>III</sub> <sup>el</sup> (W Interst.)	3. Сірувато-брунатного кольору копальний ґрунт, з дуже рідкими карбонатними трубочками. Копальний ґрунт виявлений слабо . . . . .	2,85— 3,50 м
	4. Темнополовий лес, суглинястий, стовпчастий. В ньому рідко помітні карбонатні трубочки та червоно-бурі FeMn бобовинки. Перехід добре виявлений . . . . .	3,50— 4,25 м
Q <sub>III</sub> <sup>el</sup> (R—W)	5. Темнуватобрунатний з сіруватим відтінком копальний ґрунт, супісковий, з рідко помітними жовнами CaCO <sub>3</sub> . . . . .	4,25— 5,15 м
	6. Бурий ілювіальний горизонт копального ґрунту, з добре виявленими намівами Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> та Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . З HCl копальний ґрунт не скипає. Тип ґрунту — темносірй лісовий суглинок . . . . .	5,15— 5,70 м
Q <sub>II</sub> (R)	7. Ясносірий з ледве помітним жовтуватим відтінком дрібнозернястий пісок з просмужками жовтуватого піску . . . . .	5,70— 6,57 м
	8. Темнуватополовий лес, супісковий, місцями піскуватий. Лес плиткуватий, нагадує солодководяний лес, але фауни не знайдено. В ньому трапляються ліззи ясносірого піску з силою жовтувато-вохристих плям та зрідка давні гумусові кротовини . . . . .	6,57— 8,25 м
	9. Сизувато-половий лесуватий суглинок, трохи піскуватий, плитчастий, нагадує солодководяний лес, але фауни не знайдено . . . . .	8,25— 9,00 м
	10. Темнуватосіро-брунатний супісковий горизонт . . . . .	9,00— 9,65 м
	11. Ясносірий та сизуватий верстуватий пісок . . . . .	9,65—10,75 м
Q <sub>II</sub> <sup>el</sup> (M—R)	12. Темнуватосіро-брунатний копальний ґрунт, суглинястий, у верхній частині злегка піскуватий. З HCl не скипає, деградований. Де-не-де трапляються дутки вапна до 5 см діаметром . . . . .	10,75—12,75 м
Q <sub>I</sub> <sup>ac</sup> (M)	13. Темнуватополовий лес, м'який, ніжний на дотик, товкошпаристий. У ньому добре виявлені карбонатні трубочки, зрідка жовна вапна до 3 см діаметром, давні гумусові кротовини та давні ходи червків з гумусовими намівами . . . . .	12,75—15,13 м
	14. Темнуватополовий лес, суглинястий, стовпчастий. У ньому багато карбонатних трубочок. Помітні сизуваті плями . . . . .	15,13—15,95 м
Q <sub>I</sub> <sup>el</sup> (G—M)	15. Сірувато-брунатний копальний ґрунт з вертикальними половими жилками та давніми лесовими кротовинами до 7 см діаметром. Скипає з HCl . . . . . Нижче до води закріплено дерев'яним зрубом.	15,95—17,55 м

Шурф-колодязь № 9 у садібі Слюсаря Степана Євдокимовича.  
Рельєф — плато. На віддалі 1,25 км на N від могили Трьох братів.

Q <sub>III</sub> <sup>ac</sup> (WII)	1. Закріплено зрубом . . . . .	0,00— 1,35 м
	2. Темнуватополовий лес з численними карбонатними трубочками . . . . .	1,35— 2,40 м
	3. Темнополовий лес з рідкими карбонатними трубочками . . . . .	2,40— 3,38 м

$Q_{III}^{el}$	{	4. Темнуватосірий з брунатним відтінком копальний ґрунт. Рідко помітні жовна $CaCO_3$ . . . . .	3,38— 4,55 м
$(W\ interst.)$			
$Q_{III}^{ac}$	{	5. Сірузато-білястий мергелястий проверсток лесу . . . . .	4,55— 4,65 м
$(W_1?)$			
$Q_{III}^{el}$	{	6. Копальний ґрунт темнуватосірого з брунатним відтінком кольору. Скипає з $HCl$ . . . . .	4,65— 5,14 м
$(R-W)$			
$Q_{II}$	{	7. Половий лесуватий суглинок (лес), плиткуватий, з силою жовтувато-вохристих плям, кількість яких донизу горизонту зменшується . . . . .	5,14— 7,95 м
		8. Сизувато-половий, піскуватий лесуватий суглинок з проверстками жовтувато-вохристого піску; зовнішнім виглядом нагадує солодководяний суглинок, але фауни не знайдено . . . . .	7,95— 8,55 м
		9. Ясносірий, дрібнозернястий пісок з проверстками жовтувато-іржавого піску . . . . .	8,55— 9,70 м
		10. Половий з сизуватим відтінком лес, плиткуватий, з силою жовтувато-вохристих плям від окисів $Fe$ . . . . .	9,70—11,10 м
		11. Жовтуватий, злегка глинястий пісок . . . . .	11,10—11,65 м
$Q_{II}^{el}$	{	12. Темнуватосірий з брунатним відтінком копальний ґрунт, добре гумусний, деградований. Скипає з $HCl$ рідко, окремими плямами . . . . .	11,65—13,90 м
$(M-R)$			
$Q_I^{ac}$	{	13. Темнуватополовий лес з численними корбоватними трубочками . . . . .	13,90—15,00 м
		14. Яснополовий лес, суглинястий, м'який, тонкошпаристий. У ньому помітні карбонатні трубочки та сила жовен вапна до 6 см діаметром . . . . .	15,00—17,40 м
$Q_I^{el}$	{	15. Темнуватосірий з брунатним відтінком копальний ґрунт . . . . .	17,40—19,35 м
$(G-M)$			
$Q_I^{ac}$	{	16. Половий лес, суглинястий, м'який, ніжний на дотик, тонкошпаристий. Помітні карбонатні та зрідка гумусові кротовини . . . . .	19,35—21,00 м
$(G)$			

Нижче закріплено дерев'яним зрубом. З дна колодязя викидано на поверхню червоно-буру піскувату глину з жовнами вапна до 3 см діаметром. Шурф-колодязь № 10, на віддалі 200 м на S від м. Близнюки в садибі Напоста Ф. С. Рельєф — плато.

$Q_{III}^{ac}$	{	1. Закрито зрубом . . . . .	0,00— 1,90 м
		2. Темнополовий лес з карбонатними трубочками . . . . .	1,90— 3,70 м
$Q_{III}^{el}$	{	3. Темнуватосірий з легким брунатним відтінком копальний ґрунт (чорноземля) . . . . .	3,70— 4,60 м
$(R-W)$			
$Q_{II}$	{	4. Яснополовий, легкосуглинястий лес, м'який, ніжний на дотик, тонкошпаристий. У ньому багато карбонатних трубочок, помітні журавчики вапна та багато кротовин . . . . .	4,60— 5,00 м
		5. Ясносірий з легким жовтуватим відтінком дрібнозернястий пісок . . . . .	5,00— 5,55 м
		6. Сизувато-половий плиткуватий суглинок з проверстками жовтувато-бурого суглинка (нагадує озеровий лес, але фауни не знайдено) . . . . .	5,55— 9,15 м
		7. Теж сизувато-половий плиткуватий суглинок (лес). Плиткуватість виявлена слабше . . . . .	9,15—10,65 м
		8. Темносірого кольору з легким брунатним відтінком копальний ґрунт. Помітні вертикальні полові жиляки та $FeMn$ бобовинки . . . . .	10,65—11,50 м
$Q_{II}^{el}$	{	9. Переходовий горизонт копального ґрунту, темнуватосіро-брунатного кольору. Помітні давні гумусові кротовини . . . . .	11,50—11,80 м
$(M-R)$			
$Q_I^{ac}$	{	10. Темнополовий, злегка піскуватий лес. Помітні карбонатні трубочки та кротовини . . . . .	11,80—12,10 м
		11. Ясносірий з жовтуватим відтінком дрібнозернястий пісок. Помітні кротовини . . . . .	12,10— 12,40 м
		12. Жовтуватий пісок з прошарками темнуватополового лесуватого суглинка . . . . .	12,40—13,10 м

$Q_1^{el}(G-M)$	{	13. Темносірий, інтенсивно забарвлений гумусом копальний ґрунт з карбонатними трубочками, плямами вапна та вертикальними половими жилками. Скипає з HCl . . . . .	13,10—15,05 м
$Q_1^{al}(G)$	{	14. Темнополювий з бруннатим відтінком лес. Помітні журавчики вапна . . . . .	15,05—15,70 м

Нижче закріплено зрубом. На глибині 18,45 м ґрунтова вода. На дні колодязя, за словами господаря, червоні глини з сірими камінцями (жовними вапна).

Присутність флювіогляціальних покладів у третьому поверсі лесу плато дає можливість виділити новий геоморфологічний район у позальодовиковому районі, а саме плато з флювіогляціальними покладами. Очевидно, в ріську епоху талі води ріського льодовика заливали західну більш знижену частину другої дільниці плато.

Третя дільниця плато міститься між долинами річок Берестової та Орчика і являє собою трикутник, основа якого лежить на півночі, а вершина на півдні за межами аркуша. На сході вона обмежена долиною р. Берестової, на заході долиною р. Орчика.

Починаючи від надзапальної тераси р. Орчика, місцевість поступово підвищується в напрямку на О і NO добре виявленим у рельєфі пологішим, місцями крутватим схилом (уступом). На сході плато вривається досить крутим схилом, що являє собою корінний берег р. Берестової. На цьому схилі спостерігаємо численні зсуви, нерідко незначні осуви-тераски та численні короткі й глибокі діючі яри з урвистими схилами у верхів'ї їх. Ці яри врізаються в поверхню плато.

Поверхня цієї дільниці плато в основному має хвилясто-рівнинний характер, крім водозбірної площі р. Ланної, що має на своїх схилах численні глибокі балки та рідше діючі яри, які й спричиняють помітну різноманітність у рельєфі місцевості.

Крім річки Ланної, третя дільниця плато в східній своїй частині розчленована численними балками, які відкриваються на заплаву терасу р. Орчика. Ці балки розташовані майже перпендикулярно до долини р. Орчика і видовжені майже паралельно одна до одної, крім чималої балки, що проходить через с. Педашки та Лукашівку. Перелічені балки в межах плато мають круті та похилі задерновані схили, які, за його межами, при виході балок на дволесову терасу Орчика, стають дуже повільними і поступово зливаються з поверхнею терас. В деяких балках добре вимальовуються дві фази ерозії: перша, давніша, зв'язана з дволесовою терасою і своїм віком дорівнює останній, та друга, молодша, сучасна фаза ерозії, що виявлена сучасним ровом на дні цих балок, який відкривається в пійму р. Орчика.

Цікаво відзначити, що р.р. Берестова, Орчик та його притока Ланна мають притоки та балки лише на лівобережжях, в той час як на їх правобережжі балок майже не трапляється.

Поверхня третьої дільниці плато має помітний похил із сходу на захід від високого плато біля правого берега р. Берестової до долини р. Орчика, крім східної та північносхідної його частини, де в наслідок властивості йому легкої хвилястості немає рівномірного спадання висот з північного сходу на південний захід. Висоти його порівнюючи на невеликих віддалях хитаються від 134,19 м до 171,47 м.

Центральна та східна частини цієї дільниці плато складені чотирма поверхами лесу з трьома копальними ґрунтами та червоно-бурими глинами, що підстелюють лесову серію. Подаємо опис перетину № 11, що характеризує геологічну будову цієї частини плато.

Шурф № 11 закладено на плато, на віддалі близько 1 км на W від корінного берега р. Берестової та 2 км на NW від с. Леб'яже. Висота над рівнем моря 171,47 м.

Q <sup>ac</sup> (W)	1. Темносірий гумусовий горизонт; 0,21 см орний, ясніший від підорного, грудкувато-пилуватий; 21—41 см підорний дрібнозернистий та зернистий, структура виявлена добре . . . . .	0,00— 0,41 м
	2. Переходовий темнуватосірий горизонт, добузу з буруватим відтінком. До 55 см горіхуватий та грубогоріхуватий, а нижче сипкостовпчастий. Лінія скипання на глибині 60 см. З глибини 65 см по ходах черв'яків помітно небагато карбонатної цвілі . . . . .	0,41— 0,75 м
	3. Карбонатний іаювій (лес), бурувато-половий, сипкостовпчастий. Рідко помітні карбонатні трубочки, які почасти розсотані і слабо виявлені; багато гумусових кротовин та середня кількість ходів черв'яків з гумусовими намивами . . . . .	0,75— 1,05 м
	4. Темнополовий з легким буруватим відтінком лес, суглинястий, стовпчастий. З глибини 1,10 м де-не-де помітні напівстверділі подібні до журавчиків зірочки CaCO <sub>3</sub> до 1 см діаметром. Гумусові кротовини трапляються до 1,60 м, нижче їх не видно . . . . .	1,05— 1,60 м
	5. Темнополовий з буруватим відтінком лес, суглинястий, стовпчастий. У нижчій частині горизонту в давні напівцивілі кротовини. Перехід у наступний горизонт язиками та кишеньками . . . . .	1,60— 3,20 м
Q <sup>cl</sup> (R — W)	6. Темнуватосіро-брунатний копальний ґрунт, досить добре виявлений. У ньому помітні плями та гнізда вапна, середня кількість друз гіпсу до 2,5 см діаметром і давні напівцивілі гумусові кротовини до 6—7 см діаметром . . . . .	3,20— 4,10 м
Q <sup>ac</sup> (R)	7. Яснополовий лес, легко суглинястий, м'який, ніжний на дотик, тонкошпаристий, стовпчастий. У ньому багато злегка виявлених карбонатних трубочок, дуже мало журавчиків CaCO <sub>3</sub> до 1,5 см діаметром, середня кількість друз гіпсу та багато давніх напівцивілих кротовин (у верхній частині горизонту) . . . . .	4,10— 6,30 м
	8. Темнуватополовий лес, суглинястий, стовпчастий. Лес м'який, ніжний на дотик, тонкошпаристий, з гумусовими трубочками, вертикальними жилками яснополового лесу та друзми гіпсу . . . . .	6,30— 7,20 м
Q <sup>cl</sup> (M — R)	9. Темнуватобрунатний з легким сіруватим відтінком від гумусу копальний ґрунт. Слабо скипає з HCl. В ньому помітні вертикальні полові жилки до 1 см завгубшки, багато друз гіпсу до 2 см діаметром та рідкі FeMn бобовинки до 2—3 мм . . . . .	7,20—10,00 м
Q <sup>ac</sup> (M)	Опис свердловини:	
	10. Темнуватополовий лес з рідко помітними плямами вапна та дрібними FeMn бобовинками . . . . .	10,00—11,20 м
	11. Бурувато-половий з жовтуватим відтінком лес, суглинястий, з рідкими карбонатними трубочками, плямами CaCO <sub>3</sub> , густою FeMn пунктацією та бобовинками до 2 мм діаметром . . . . .	11,20—11,90 м
Q <sup>cl</sup> (G — M)	12. Яснополовий, з легкою сизуватістю, солодководяний лес з великою кількістю карбонатних трубочок, крупинок та журавчиків CaCO <sub>3</sub> до 2 см діаметром та великою кількістю солодководяних черепашок . . . . .	11,90—13,60 м
	13. Темнобрунатний, з легким сіруватим відтінком копальний ґрунт. В ньому зрідка трапляються дутики CaCO <sub>3</sub> та карбонатні трубочки, FeMn бобовинок — середня кількість . . . . .	13,60—16,00 м
Q <sup>ac</sup> (G)	14 Темнуватобрунатний лес, суглинястий. Помітні карбонатні трубочки, багато гнізд та журавчиків CaCO <sub>3</sub> до 2 см діаметром і середня кількість FeMn бобовинок до 2 мм діаметром . . . . .	16,00—16,75 м
Q <sup>pr</sup> (Pl)	15. Червоно-бура в'язка глина з рідкими гніздами вапна та FeMn бобовинками . . . . .	16,75— 20,20 м

В західній частині плато констатовано п'ять поверхів лесу з чотирма копальними ґрунтами, при чому в третій поверх лесу (ріський) вклинюються флювіогляціальні поклади (піски та суглинки), які лише в західній частині плато — від долини р. Орчика і в напрямку на схід з підвищенням абсолютних позначок плато виклинюються.

Для характеристики геологічної будови західної частини третьої дільниці плато подаємо опис шурфа № 12, закладеного на трохі розмитому плато 2,5 км на NO від с. Климівки. Плато має помітний похил на W.

Q <sub>III</sub> <sup>ac</sup> (W <sub>II</sub> )	{	1. Сучасний ґрунт (чорноземля) . . . . .	0,00— 0,47 м
		2. Бурувато-половий карбонатний лес (карбонатний ілювій), сипкостовпчастої структури. Помітна середня кількість кротовин та червоточин . . . . .	0,47— 0,75 м
		3. Темнополовий з легким буруватим відтінком лес суглинястий, сипкостовпчастий. Рідко помітні карбонатні трубочки та зірочки СаСО <sub>3</sub> , згруповані на глибині 0,80—1,10 м, нижче їх не видно. Перехід у наступний горизонт поступовий, але помітний . . . . .	0,75— 1,80 м
Q <sub>III</sub> <sup>el</sup> (W interst.)	{	4. Темнополовий з легким сіруватим відтінком копальний ґрунт. Помітні давні гумусові та лесові кротовини до 6—7 см діаметром. Перехід у наступний горизонт язиками та кишеньками . . . . .	1,80— 2,25 м
Q <sub>III</sub> <sup>ac</sup> (W <sub>I</sub> )	{	5. Яснополовий лес, суглинястий, донизу злегка супісковий, м'який, ніжний на дотик, тонкошаристий. У ньому помітні карбонатні трубочки, багато давніх кротовин, що мають колір копального ґрунту. Донизу лес набуває темнополового з буруватим відтінком кольору . . . . .	2,25— 3,20 м
		6. Темнополовий з буруватим відтінком супісковий лес. Помітні гнізда карбонатних трубочок розміром до 2 см, що розташовані одне від одного на відстані до 8 см . . . . .	3,20— 3,65 м
Q <sub>III</sub> <sup>el</sup> (R—W)	{	7. Темнуватосіро-брунатний, добре гумусовий копальний ґрунт, супісковий. У ньому помітні вертикальні полові жилки, карбонатні трубочки, які розташовані гніздами в нижній частині горизонту, та середня кількість кротовин (копальний ґрунт чорноземельного типу) . . . . .	3,65— 4,35 м
Q <sub>II</sub> (R)	{	8. Жовтувато-половий дуже супісковий лесуватий суглинок . . . . .	4,35— 4,65 м
		9. Жовтуватий, дрібнозернистий пісок . . . . .	4,65— 5,17 м
		10. Темнополовий лес, супісковий з прошарками жовтуватого піску. Помітні карбонатні трубочки та дрібні друви гіпсу . . . . .	5,17— 5,40 м
Q <sub>II</sub> <sup>el</sup> (M—R)	{	11. Темносірий, інтенсивно забарвлений гумусом копальний ґрунт. У ньому трапляються журавчики СаСО <sub>3</sub> розміром до 6 см та сила друз гіпсу (в нижній його частині) . . . . .	5,40— 6,15 м
		12. Темнополовий з сірувато-брунатним відтінком переходовий горизонт копального ґрунту. Рідко трапляються карбонатні трубочки та давні кротовини . . . . .	6,15— 6,40 м
Q <sub>I</sub> <sup>ac</sup> (M)	{	13. Темнополовий з легким брунатним відтінком лес, сипкостовпчастий. Рідко трапляються карбонатні трубочки . . . . .	6,40— 7,80 м
Q <sub>I</sub> <sup>el</sup> (G—M)	{	14. Темносірий інтенсивно забарвлений гумусом копальний ґрунт. Рідко помітні вертикальні полові жилки . . . . .	7,80— 8,20 м

Присутність флювіогляціальних покладів у третьому поверсі лесу свідчить про те, що в різьку епоху льодовикові води сягали лише на західну окраїну плато, а далі на схід їх не пускали більші висоти плато.

Отже в геологічній будові більшої території описаних трьох дільниць плато беруть участь чотири поверхи лесу з трьома копальними ґрунтами і лише на початках схилів від плато до долин річок Ворскли та Орчика подибуємо п'ять поверхів лесу з чотирма копальними ґрунтами.

На схилі від плато до долини р. Берестової (на правому корінному березі р. Берестової) подибуємо численні короткі й глибокі діючі яри, в яких відслонюється лесова серія, червоно-бурі глини, оливково-сізі, зрідка полтавські піски (околиці сіл Орчиково, Чернетчино), а також лесовий делювій, що трапляється переважно в нижніх частинах схилів.



### Долини річок

В межах дослідженої дільниці з орографічного погляду добре виділяються долини таких річок: 1) Ворскли з її притоками, Мокрого Тагамлика, Мокрої та Сухої Лип'янки, Орчика з притокою Ланна та Бєлєстової.

Річкові долини дослідженого району мають здебільшого добре виявлені тераси (крім Мокрої та Сухої Лип'янки).

#### Долина р. Ворскли

Р. Ворскла заходить у межі дослідженої дільниці на NW від с. Лукошіної, має добре розвинену долину, ширина якої хитається від 14 - 15 км до 24 км. В цій долині добре виділяються такі тераси: 1) лукова або пійма, 2) перша надлукова або піскова, 3) друга надлукова або однолесова та 4) третя надлукова або найдавніша тераса, що вкрита трьома поверхами лесу з двома копальними ґрунтами, а окремі її дільниці трьома поверхами лесу та трьома копальними ґрунтами, при чому третій копальний ґрунт алювіального походження.

1. Лукова тераса або пійма річки Ворскли досить широка; найбільшої ширини (до 6 км) вона сягає по лінії х. Клименка, с. Мале Перещепино і найменшої — проти х. Голоти (до 1 км). Пійма забагнена і заросла луково-болотяною, а окремі її дільниці густою чагарниковою рослинністю. Течія річки слаба, і вона блукає по піймі, де утворює місцями меандри. На піймі трапляються невеликі озероподібні депресії, заповнені водою, та стариці р. Ворскли. Геологічну будову пійми характеризують перетини № 13, 14.

Свердловина № 13 закладена на рівній лівобережній заплавіні р. Ворскли, на віддалі 2 км на W від х. Байківки.

Q <sup>al</sup> <sub>IV</sub>	}	1. Чорнувато-сірий гумусовий горизонт, злегка супісковий, задернований корінням лукової рослинності . . . . .	0,00— 0,25 м
		2. Темнуватосірий з сизуватим відтінком гумусовий горизонт, супісковий. У ньому трапляються в середній кількості FeMn бобовинки до 3—4 мм діаметром . . . . .	0,25— 0,75 м
		3. Сизуватобілястий дуже мергелястий горизонт з великою кількістю зеленуватих та жовтуватих плям. У ньому помітні FeMn бобовинки до 4—5 мм діаметром . . . . .	0,75— 0,90 м
		4. Сірий дрібнозернястий пісок з жовтими та іржаво-вохристими плямами від окисів Fe. На глибині 1,10 м ґрунтова вода . . . . .	0,90— 1,10 м

Свердловина № 14, закладена на рівній заплавіні правого берега р. Ворскли, на O від х. Ганжі.

Q <sup>al</sup> <sub>IV</sub>	}	1. Чорно-сірий гумусовий горизонт, вогкий, до 12 см задернований корінням лукової рослинності . . . . .	0,00— 0,45 м
		2. Темнуватосірий мулуватий горизонт, вогкий, з великою кількістю сизих, зеленуватих та чорнуватих плям. Трапляються окремі крупинки мергелю та в нижній частині горизонту солоководяна фауна . . . . .	0,45— 0,75 м
		3. Сизий з зеленуватим відтінком горизонт з силою білястих плям та гнізд мергелю. Багато уламків та черепашок солоководяної фауни. Трапляється середня кількість FeMn бобовинок . . . . .	0,75— 1,35 м
		4. Того ж забарвлення горизонт, дуже супісковий, мокрий. У ньому трапляються FeMn бобовинки до 2 мм діаметром та ясовжовті плями від окисів Fe . . . . .	1,35— 1,50 м
		5. Пісок зеленувато-сірого кольору (перевідкладений глинкопитовий пісок) з прошарками сірого піску; на глибині 1,80 м ґрунтова вода . . . . .	1,50— 1,80 м

Між піймою та правим корінним берегом р. Ворскли розташована правобережна перша надлукова тераса у вигляді неширокої смуги, яку простежуємо

від північної межі дільниці до х. Гриневича. Далі на південь ця тераса виклинюється і знову з'являється в околицях м. Старі Сенжари, яке на ній і розташоване. Тераса в північній дільниці складена шаруватими алювіальними пісками, а південна (на якій розташоване м. Старі Сенжари) мулуватими та піськово-мулуватими алювіальними покладами.

Геологічну будову N частини цієї тераси характеризує шурф № 15, закладений на віддалі 4 км на N від х. Булановка. Рельєф — хвиляста тераса з похилом на O.

Q <sup>al</sup> <sub>IV</sub>	{	1. Темнуватосірий гумусовий горизонт, супісковий . . . . .	0,00— 0,65 м
		2. Жовтувато-сіруватий пісок з рідко помітними ортзандовими просмушками . . . . .	0,65— 1,35 м
		3. Ясносірий дрібнозернястий пісок, шаруватий, з просмушками сірого піску . . . . .	1,35— 1,80 м

З лівого боку пійма відмежована від першої надлукової тераси (піскової) добре виявленим у рельєфі приступком, а на окремих дільницях поступовим схилом.

2. Перша надлукова або піскова тераса видовжена паралельно заплавині річки у вигляді піскової смуги від північної межі дільниці в SW напрямку. Найбільшої ширини (до 7 км) тераса сягає на лінії Сл. Смоленська — х. Пудлівка, і найбільше звужена між с. Писарівкою та х. Гніпи, де піски тераси розмиті водами р. Тагамлика. Поверхня піскової тераси горбкувата. Ця горбкуватість залежить від піскових еолових накупчень у вигляді деформованих кучугур піску, які почасти закріплені деревною та чагарниковою рослинністю, а почасти їх розвіюють вітри, в наслідок чого трапляються чималі ділянки, зовсім позбавлені рослинності. Крім кучугур піску, на пісковій терасі трапляються западини видування: останні переважно задерновані бур'янами.

Найвищі висоти тераса має майже насередині, звідки вона нахилена як у бік пійми, так і до притерасового зниження коло однолесової тераси. Найвищі ділянки по нівелювальному ходу ст. Перещепино — могила Чубата подибуємо між ст. Перещепино і селом Мале Перещепино на кучугурах піску, а саме 90,83 м, і найнижчі ділянки (западини видування) 81,85 м (див. нівелювальний хід ст. Мале Перещепино — могила Чубата).

Амплітуда хитання висот на терасі між найвищими дільницями (пісковими кучугурами) та найнижчими (западинами видування) дорівнює 8,98 м.

Піскова тераса підноситься над рівнем заплавини 7—9 м в хитанням від 6 до 14 м. На терасі подибуємо незначні озерця, переважно у великих западинах видування, а також болота. Найбільші болота трапляються майже посередині піскової тераси на захід від с. Сопківки до західного кінця планшету. В одному з них, а саме в болоті Холодному знайдені поклади торфу, які тепер розробляють.

В геологічній будові цієї тераси беруть участь давні алювіальні піски, які у своїй верхній частині перевіяні вітрами.

Подаємо описи перетинів № 16, 17, 18, 19 та 20, які характеризують геологічну будову цієї тераси.

Свердловина № 16 закладена на віддалі 1 км на захід від с. Ватажки. Рельєф — велика кучугура піску, що почасти розвіюється вітрами.

Q <sup>al ac</sup> <sub>IV</sub>	{	1. Дрібнозернястий пісок сірувато-бруннатного кольору, дуже слабо гумусний (сучасний нанос). Корінці вкриття трапляються рідко . . . . .	0,00— 0,65 м
		2. Темнуватосірий з бруннатним відтінком похований пісковий ґрунт . . . . .	0,65— 0,95 м
		3. Дрібнозернястий пісок, яснобруннатного кольору (переходний горизонт копального ґрунту) . . . . .	0,95— 1,20 м
		4. Пісок дрібнозернястий, сірувато-жовтуватий з просмушками іржаво-бурого напівтверділого піску та плямами білясто-сірого піску . . . . .	1,20— 2,20 м

Q <sup>al ac</sup> IV	{	5. Пісок дрібнозернистий, ясносірого з білястим відтінком кольору. Трапляються в середній кількості закруглені кварцові зерна до 2 мм діаметром . . . . .	2,20—2,40 м
		6. Пісок дрібнозернистий, сірувато-жовтуватого кольору . . . . .	2,40—2,70 м
		7. Пісок сірувато-бруватний, слабо гумусний (копальний ґрунт), безкарбонатний, мокрий . . . . .	2,70—3,30 м

Свердловина № 17 розташована на віддалі 16 м на О від попередньої. Рельєф — видма, в якій піски розвіюються вітрами.

Q <sup>al ac</sup> IV	{	1. Дрібнозернистий ясножовтуватий пісок з невеликими плямами іржаво бурого, злегка сцементованого піску . . . . .	0,00—0,95 м
		2. Дрібнозернистий, ясножовтуватий пісок, трохи зводчений . . . . .	0,95—1,50 м
		3. Пісок дрібнозернистий, ясносірого з жовтуватим відтінком кольору, мокрий. В нижній частині горизонту трапляються плями сизуватого піску. На глибині 2,00 м ґрунтова вода . . . . .	1,50—2,00 м

Кар'єр № 18 міститься в NO частині х. Пристань. Рельєф — горбкувата піскова тераса. Кар'єр на південному крутому схилі кучугури, на який навіюється пісок незакріплених рослинністю кучугур, розташованих на N від цієї кучугури. Східний та західний схили кучугури закріплено чагарниковою та деревною рослинністю.

Q <sup>al ac</sup> IV	{	1. Дрібнозернистий пісок, жовтувато-сірого кольору . . . . .	0,00—3,75 м
		2. Пісковий копальний ґрунт інтенсивно чорного кольору в верхній частині та темнуватосірого в нижній. Копальний ґрунт укритий сучасними наносами піску, грубиною до 3,75 м . . . . .	3,75—4,20 м
		3. Дрібнозернистий пісок сизувато-біястого кольору . . . . . Нижче осипище.	4,20—5,75 м

За словами селянина, що має 86 років, ця кучугура нанесена приблизно за 40 років і сорок років тому той копальний ґрунт, що ми бачимо, був на поверхні. Це свідчить про досить інтенсивне перевіювання вітрами пісків та про потребу їх закріплення.

Кар'єр № 19 між хутором Пристань та Дергачі, на вкритій чагарниками зниженій забагненій ділянці.

Q <sup>al</sup> IV	{	1. Супісок темнуватосірого кольору. Багато корінців укриття. . . . .	0,00—0,25 м
		2. Мергель сизувато-білий, дуже стверділий, донизу супісковий. Помітні FeMn бобовники . . . . .	0,25—0,80 м

Село Сопки, розташоване на кучугурах піскової тераси, які частково розвіюються, частково закріплені шелюгою. На захід від с. Сопки подибано два болота — перше без назви, а друге — Холодне.

В болоті Холодному є поклади торфу грубиною до 1,5 м, а місцями до 2 м. Торф тепер розроблюється.

Кар'єр № 20 майже на середині болота Холодного. Болото топке, заросло болотяною рослинністю.

Q <sup>IV</sup>	{	1. Бруднуватобурий торф, пухкий, мокрий, що складається з напівперегнилої живої болотяної рослинності . . . . .	0,00—0,35 м
		2. Чорнувато-бурий торф, трохи щільніший від верхнього, мокрий . . . . .	0,35—0,70 м
		3. Яснобурий торф, пухкий, дуже мокрий . . . . .	0,70—1,20 м

Цікаво відзначити, що в притерасовому зниженні, між пісковою та одноступовою терасою, міститься цілий ряд боліт, видовжених з NO на SW, а саме:

1) Болото між х. Гейка та х. Гулаки; 2) між с. Мале-Перещепино, х. Підболотним та Маринчі і 3) далі на SW, на S та почасти на SO від ст. Ново-Сенжарської. Створюється враження, що ці болота являють собою старицю колишньої р. Мокрий Тагамлик, що протікала тут: змінивши ложе, річка залишила на місці старого свого ложа ряд озеровидних знижень, які перетворилися в болота. Окремі ділянки колишнього річища р. Мокрий Тагамлик

пізніше було засипано навіяними з піскової тераси пісками (околиці м. Перещепино, між х. Підболотним та х. Ткаченко).

Зміна ложа р. Мокрий Тагамлик відбилася й на генезі піскової тераси, а саме: між х. Писарівкою та с. Перещепино, а також між х. Писарівкою та х. Гани піскова тераса дуже звужена, в цих ділянках вона розмита водами колишньої більш повноводної р. Мокрий Тагамлик.

Поверхня більшої частини боліт укрита з поверхні видвітами солей та солончаковою рослинністю (солеросами). На цих болотах поширені болотяні та солончакові ґрунти.

Піскова тераса відмежована від однолесової тераси добре виявленим у рельєфі приступком; нарідко перехід між цими терасами виявлений слабо.

3. Друга надлукова або однолесова тераса коло підшви приступка має висоту 82,53 м, а через 500 м на О підноситься до 91,46 м, тобто на віддалі 500 м на 8,93 м. Далі на схід друга надлукова тераса набирає рівнинного характеру і поступово підвищується до притерасового зниження біля найдавнішої тераси. Висоти її хитаються від 88,90 м (в балці за х. Святенка) до 93,92 м (див. нівел. хід ст. М. Перещепино, мог. Чубата).

Над пісковою терасою друга надлукова тераса підноситься на 6—7 м, але трапляються окремі ділянки на цій терасі, що лежать нижче від верхівок деяких кучугур піскової тераси. Оскільки вона вкрита одним поверхом лесу, ми її надалі називатимемо однолесовою терасою.

Однолесова тераса знову таки має вигляд смуги від 4 до 6 км завширшки, витягненої паралельно пісковій терасі. Між с. Козельщиною та х. Дублявського вона розмита водами р. Мокрий Тагамлик.

Поверхня однолесової тераси рівнинна, одноманітна. Одноманітність її рельєфу порушують балки р. Кустолова, яка має за базу ерозії пійму Ворскли та її притоки, що йде від Круто-Бальських хуторів; балка Кустолово йде від х. В'язівки до х. Трояки і прорізує майже середину тераси; від Трояків вона повертає на SO до х. Кустоловських, звідки йде неширокою покрученою стрічкою (в межах притерасового зниження) в SW напрямку за межі планшету. Правий берег балки (річки) більш підвищений і крутий, а лівий більш пологіший. Ложе її забагнене.

Крім зазначених балок річок у південнозахідній частині тераси, в околицях х. Солонці, х. Мірки та х. Дев'ятки маємо западину, видовжену з NO на SW; окремі ділянки западини частково забагнені і вкриті луково-болотною рослинністю, а більша частина її занята солонцями.

На поверхні однолесової тераси, крім балок, нерідко трапляються незначні розміром депресії (поди, тарілочки, блюдця).

Однолесова тераса вкрита одним поверхом лесу, який підстелюється солодководяними суглинками та давніми пісково-глинястими алювіальними річковими покладами.

Подаємо опис перетинів № 21, 22, які характеризують геологічну будову однолесової тераси.

Силосна яма № 21 в селі Токарі, в садибі артілі „Нове Життя“. Рельєф — рівна тераса з поступовим зниженням на схід.

Q <sub>ae</sub> III (W <sub>II</sub> )	}	1. Темносірий гумусовий горизонт, злегка супісковий, зернястий . . . . .	0,00—0,43 м
		2. Переходовий горизонт темнуватосірий, теж супісковий, слабо горіхуватої структури вгорі та сипкостовпчастої донизу . . . . .	0,43—0,70 м
		3. Темносірий з буруватим відтінком вилугуваний горизонт сипкостовпчастої структури. Лівія скипання на глибині 1,05 м видима. Ґрунт — вилугувана супіскова чорноземля . . . . .	0,70—1,05 м
		4. Яснополовий, злегка супісковий лес, поруватий. Лес густо прожилкований карбонатними трубочками (карбонатний ілювій) . . . . .	1,05—1,65 м
		5. Жовтуватий дрібнозернястий пісок з плямами іржавого піску та незначними просмушками ясносірого пісочку . . . . .	1,65—2,27 м

Q <sub>III</sub> <sup>ac</sup> (W <sub>II</sub> )	}	6. Сизуватий солодководяний суглинок, супісковий, плитчастий, з силою жовтувато-вохристих плям від окисів Fe. Суглинок густо прожилкований карбонатними трубочками. В ньому багато таких солодководяних черепашок: 1) <i>Planorbis planorbis</i> Linn., 2) <i>Paraspira spirorbis</i> Linn., 3) <i>Paraspira septemgyrata</i> Zieg. non Rossm., 4) <i>Paraspira leucostoma</i> Millet . . . . .	2,27—2,60 м
		7. Сизувато-половий лесуватий суглинок з жовтувато-вохристими плямами, злегка супісковий, без фауни . . . . .	2,60—3,60 м
		8. Жовтуватий пісок з іржаво-вохристими плямами . . . . .	3,60—3,80 м

Силосна яма № 22 в кол. хуторі Хоменки, в садібі артілі ім. Молотова. Рельєф — рівна тераса з поступовим зниженням на захід.

Q <sub>III</sub> <sup>ac</sup> (W <sub>II</sub> )	}	1. Темнуватосірий гумусовий горизонт, злегка супісковий, в орній частині безструктурний, в підорній зернистий . . . . .	0,00—0,32 м
		2. Переходовий горизонт темнуватосірого з легким брунатурним відтінком кольору, горіхуватої та грубогоріхуватої структури . . . . .	0,32—0,64 м
		3. Вилугуваний горизонт сірувато-брунатурного кольору, стовпчастої структури. Увесь гумусовий горизонт дуже переточений червяками та комахами. Лінія скипання з НСІ на глибині 0,79 м видима . . . . .	0,64—0,79 м
		4. Яснополовий карбонатний лес (карбонатний ілювій), злегка супісковий, сипкостовпчастий. В ньому рідко помітні злегка виявлені карбонатні трубочки та зрідка журавчики CaCO <sub>3</sub> до 1—1,5 см діаметром . . . . .	0,79—1,23 м
		5. Темнуватополовий лес, злегка супісковий; супісковість донизу зростає . . . . .	1,23—2,10 м
Q <sub>III</sub> <sup>al</sup> (W <sub>II</sub> )	{	6. Жовтуватий дрібнозернистий та рівнозернистий пісок . . . . .	2,10—2,50 м

По всьому профілю помітно багато ходів червяків та комах з гумусовими намівами та зрідка гумусові кротовини.

Як видно з наведених перетинів, у геологічній будові цієї тераси бере участь один поверх лесу, грубиною від 1,65 м (перетин № 21) до 2,10 м (перетин № 23), який підстелюється давніми алювіальними породами: пісками та суглинками, а іноді солодководяними суглинками.

Однолесова тераса відокремлена від третьої надлукової (найдавнішої) тераси добре виявленим у рельєфі приступком.

4. Третя надлукова або найдавніша тераса у підніжжя приступка має висоту 96,58 м, а за 1,5 км на схід підноситься до 112,76 м, тобто на 16,18 м. Висоти її поверхні хитаються від 108,12 м до 117,34 м і поступово спадають із сходу на південний захід до однолесової тераси. Надалі цю терасу ми називатимемо найдавнішою, оскільки вона щодо віку найстаріша в долині р. Ворскли. Ця тераса підвищується над однолесовою терасою пересічно на 20—22 м.

Найдавніша тераса р. Ворскли проти інших її терас (однолесової та піскової) займає найбільшу площу лівобережжя долини р. Ворскли і сягає до 12 км ширини. Найбільш звужену ділянку тераси подибуємо в околицях х. Маркова, звідки вона поширюється на N, а особливо на S.

Поверхня найдавнішої тераси рівнинна, місцями злегка хвиляста, зрідка на ній трапляються балки, найбільша з яких є Крута балка з відгалуженнями, і незначні депресії (тарілочки, блюдця). Крута балка досить глибоко врізується в поверхню тераси і має круті й короткі схили, що в верхній своїй частині непомітно зливаються з поверхнею тераси. Дно балки забгнене і заросло луковою рослинністю. Треба згадати ще про балки в околицях с. Кустолово та хут. Собакарьових, які мають більш пологі схили, що непомітно зливаються з поверхнею тераси і мають забгнені днища.

В балках на найдавнішій терасі (Крута балка) добре виявлені дві фази ерозії. Перша, давніша, що зв'язана з однолесовою терасою і дорівнює їй щодо віку, і друга, молодша, зв'язана з заплавами сучасних річок і виявлена сучасним рівчаком.

Між х. Черкеса та с. Новий Тагамлик найдавніша тераса розмита водами р. Мокрий Тагамлик.

Найдавніша тераса відмежована від плато добре виявленим у рельєфі приступком, коло підніжжя якого, на терасі, висота 117,34 м, а за 1 км на плато висоти підносяться до 127,58 м (могила Три брати), тобто на 10,24 м.

Геологічну будову найдавнішої тераси Ворскли характеризують перетини № 23, 24 та 25.

Шурф-криниця № 23 в х. Семенівка (кол. хутір П'ятакова) в садибі селянина Д. С. Костовного. Рельєф — найдавніша тераса.

Q <sub>III</sub> <sup>ac</sup> (W <sub>II</sub> )	1. Закрито врубом . . . . .	0,00— 1,55 м
	2. Темнополовий лес з численними карбонатними трубочками . . . . .	1,55— 2,50 м
Q <sub>III</sub> <sup>cl</sup> (W interst.)	3. Темнополовий з сірувато-брунатним відтінком копальний ґрунт з рідкими карбонатними трубочками. Перехід у наступний горизонт язиками та кишнями . . . . .	2,50— 3,00 м
	4. Темнополовий лес з частими карбонатними трубочками та рідко помітними кротовинами. Перехід добре виявлений . . . . .	3,00— 4,25 м
Q <sub>III</sub> <sup>cl</sup> (R—W)	5. Темнуватосірий з легким брунатним відтінком копальний ґрунт з жовнами CaCO <sub>3</sub> до 4 см діаметром та карбонатними трубочками, які помітні лише в верхній частині горизонту і донизу зникають. Рідко трапляються FeMn бобовники та давні кротовини. З HCl не скипає (деградований) . . . . .	4,25— 5,20 м
	6. Бруднуватобурувато половий „кротовинний лес“, з HCl не скипає . . . . .	5,20— 5,50 м
Q <sub>II</sub> <sup>ac</sup> (R)	7. Половий лес, суглинястий, з численними карбонатними трубочками, рідкими дутиками та жовнами вапна, а також з силою жовтувато-вохристих плям . . . . .	5,50— 6,75 м
	8. Темнополовий лес . . . . .	6,75— 7,15 м
Q <sub>II</sub> <sup>al</sup> (R)	9. Сизувато-половий солодководяний суглинок, плиткуватий, з силою іржаво-вохристих плям та дрібною солодководяною фауною, а саме: 1) <i>Paraspira spirorbis</i> Linn., 2) <i>Paraspira leucostoma</i> Millet, 3) <i>Paraspira septemgyrata</i> Zieg. non Rossm. Місце цієї фауни в каюжах та тихих водах . . . . .	7,15— 7,85 м
	10. Ясносірий дрібнозернястий верстуватий пісок з силою проверстків жовтувато-вохристого піску . . . . .	7,85— 8,45 м
	11. Сизувато-половий піскуватий солодководяний суглинок з дрібною солодководяною фауною . . . . .	8,45— 8,85 м
	12. Ясносірий верстуватий пісок з просмужками жовтувато-вохристого піску . . . . .	8,85— 9,25 м
	13. Сизуватий лесуватий суглинок, плиткуватий, з рідко помітними карбонатними трубочками . . . . .	9,25— 9,85 м
	14. Темнополовий з сизуватим відтінком лесуватий суглинок, плиткуватий, з силою жовтуватих плям та рідкими давніми гумусовими кротовинами. Донизу суглинок піскуватий. Нижче під врубом видно пісок . . . . .	9,85—11,50 м

Шурф № 24 на середині тераси між х. Свинов'язівкою та могилою Три брати, що міститься на плато. Рельєф — найдавніша рівна тераса, що поступово знижується на захід до х. Свинов'язівки.

Q <sub>III</sub> <sup>ac</sup> (W <sub>II</sub> )	1. Темносірий гумусовий горизонт, до 0,20 м орний, безструктурний, 0,20—0,38 м підорний, зернястий, з присипкою сірого промитого піску . . . . .	0,00— 0,38 м
	2. Переходовий горизонт, темнуватосірий, донизу з бурватим відтінком. У верхній частині горіхуватий та грубогоріхуватий, донизу сипкостовпчастий. По ходах червяків та комах добре виявлена карбонатна цвіль . . . . .	0,38— 0,75 м
	3. Яснополовий карбонатний лес, суглинястий, стовпчастий. Рідко помітні карбонатні врубочки та карбонатна цвіль, яка трапляється по ходах червяків та комах у вигляді „любліниту“. Кротовин та червоточин багато . . . . .	0,75— 1,10 м
	4. Темнуватополовий лес, суглинястий, стовпчастий. Карбонатні трубочки та окремі журавчики вапна рідко. Кротовин мало. Перехід поступовий . . . . .	1,10— 2,10 м

$Q_{III}^{el}$ (W interst.)	5. Темнополювий з легким брунатним відтінком копалинний ґрунт з ледве помітною гумусністю. Рідко давні кротовини та червоточини. Перехід у наступний горизонт язиками та кишнями . . . . .	2,10— 2,75 м
$Q_{III}^{ac}$ (W <sub>I</sub> )		6. Темнуватополовий лес, донизу з слабим сірватим відтінком, суглинястий, стовпчастий. Багато давніх напіввиділях кротовин. Перехід поступовий . . . . .
$Q_{III}^{el}$ (R—W)	7. Темносірий копалинний ґрунт з вертикальними брунатними жилами та великою кількістю кротовин; найбільше кротовин у нижній частині горизонту. Перехід поступовий . . . . .	3,75— 4,65 м
$Q_{II}$ (R)	8. „Кротовинний лес“ бруднуватосіро-полового кольору з рідкими журавчиками $CaCO_3$ . . . . .	4,65 - 5,30 м
	9. Половий лес, суглинястий, донизу супісковий. У верхній частині горизонту стовпчастий, а в нижній плитчастий. Зрідка помітні карбонатні трубочки, журавчики вапна до 1,5 см діаметром, сизуваті плями, густа $FeMn$ пунктація, часті гумусові трубочки, давні гумусові кротовини та червоточини . . . . .	5,30— 7,00 м
	10. Ясносірий, дрібно- й рівнозернистий пісок з проверстками сірого піску . . . . .	7,00— 8,60 м

Глибше продовжуємо опис свердловини, закладеної поруч з щурфом:

$Q_{II}$ (R)	11. Сизувато-половий суглинястий лес з рідко помітними жовтуватими плямами . . . . .	8,60— 10,00 м
$Q_{II}^{al}$ (R—M?)	12. Мергелястий лесуватий суглинок, сизувато-полового з легким сірватим відтінком кольору, трохи піскуватий, верствуватий . . . . .	10,00—10,30 м
	13. Темнуватосірий з легким брунатним відтінком копалинний ґрунт, верствуватий (алювіального походження). В ньому рідко трапляються плями $CaCO_3$ . На глибині 10,70—11,70 м прошарок жовтуватого-полового з сизуватим відтінком піскуватого суглинка з невеликими плямами карбонатів . . . . .	10,30—11,70 м
	14. Яснополовий, з легким сизуватим відтінком лесуватий суглинок, дуже мергелястий, мокрий. Помітні журавчики вапна . . . . .	11,70—12,80 м
	15. Жовтуватий пісок-плавун. Ґрунтова вода з'явилася на глибині 12,60 м . . . . .	12,80—13,00 м

Щурф-колодязь № 25 в х. Свинов'язівці, в садибі сел. М. О. Капланського. Рельєф—найдавніша рівна тераса з ледве помітним ухилом на О. 400 м на О від могил.

$Q_{III}^{ac}$ (W <sub>II</sub> )	1. Закритий зрубом сучасний ґрунт . . . . .	0,00 —0,95 м
	2. Темнополювий лес, суглинястий, стовпчастий, з великою кількістю карбонатних трубочок. На глибині 1,75 м з'являються окремі журавчики $CaCO_3$ . . . . .	0,95 —2,05 м
$Q_{III}^{el}$ (W interst.)	3. Темнополювий з легким сірватобрунатним відтінком копалинний ґрунт. Перехід у наступний горизонт язиками та кишнями . . . . .	2,05— 2,55 м
$Q_{III}^{ac}$ (W <sub>I</sub> )	4. Темнуватополовий лес . . . . .	2,55— 3,55 м
$Q_{III}^{el}$ (R—W)	5. Темнуватосірий з брунатним відтінком копалинний ґрунт, деградований, з $HCl$ не скипає. В нижній частині горизонту помітні давні кротовини до 7 см діаметром. Перехід язиками та кишнями . . . . .	3,55— 4,35 м
$Q_{II}^{ac}$ (R)	6. Яснополовий лес з частими карбонатними трубочками та зрідка дутиками вапна. Кротовини мало . . . . .	4,35— 5,90 м
$Q_{II}$ (R)	7. Темнуватополовий, злегка піскуватий лес, плитчастий, з частими карбонатними трубочками. В нижній частині горизонту незначні прошарки піску. (Цей лес нагадує солодководіаний суглинок, але фауни не знайдено) . . . . .	5,90— 7,95 м

$Q_{II}^{ae} (R)$	{	8. Ясносірий, дрібнозернистий пісок з незначними про- шарками жовтувато-іржавого піску . . . . .	7,95—9,55 м
		9. Сизувато-половий, піскуватий, лесуватий суглинок, плит- частий, з силою іржаво-вохристих плям . . . . .	9,55—10,50 м
		10. Темнуватополовий лес з плямами карбонатів до 0,5 см діаметром . . . . .	10,50—11,60 м
$Q_{II}^{al} (R-M?)$	{	11. Темносірий копальний ґрунт, інтенсивно забарвлений гумусом, верствуватий (алювіального походження). Рідко помітні полові кротовини . . . . .	11,60—13,05 м
		12. Переходовий горизонт копального ґрунту буруватого кольору, теж ясноверствуватий. Рідко помітні кротовини . . . .	13,05—13,25 м
		13. Сизувато-половий лесуватий супісок, плитчастий, з рід- ко помітними давніми гумусовими кротовинами до 7 см ді- аметром . . . . .	13,25—14,35 м
		Нижче до одного метра під зрубом видно цей самий су- пісок, а ще нижче обвалився пісок. Ґрунтова вода на гли- бині 17,50 м.	

Як видно з наведеного опису перетинів у геологічній будові найдавнішої тераси беруть участь три поверхи лесу ( $W_{II}$ ,  $W_I$  та  $R$ ) з двома копальними ґрунтами ( $W$  інтерстадіалу та  $R-W$ ), нижче яких залягають давні алювіальні поклади. І лише в двох перетинах (№ 24, 25) з 19-ти описаних на найдавнішій терасі перетинів подибано і третій копальний ґрунт алювіального походження, сформований на давніх річкових алювіальних покладах.

Ця тераса відмежована від плато добре виявленим у рельєфі крутуватим схилом (уступом).

### Долина р. Мокрий Тагамлик

Р. Мокрий Тагамлик бере початок на півночі за межами дослідженої дільниці і має характер неширокої водянистої балки з крутими та похилими схилами до влиття в неї лівобережного допливу р. Сухий Тагамлик; далі на захід долина річки значно поширюється й сягає до 2 км ширини.

Правий берег річки крутий, задернований, відслонення трапляються рідко. При переході річки з району плато в район найдавнішої та однолесової терас правий берег стає більш положистий, плиткий, а на терені піскової тераси та пійми р. Ворскли обидва береги майже цілком однакові.

Долина р. Мокрий Тагамлик складається з пійми та однолесової тераси.

Пійма річки Мокрий Тагамлик неширока; найбільшої ширини вона сягає по лінії х. Сухоносової — х. Строжевський і найбільше звужена в околицях с. Базилевщини (менше за 0,5 км).

Пійма забгнена і заросла луково-болотняною рослинністю. По дну пійми покрученою стрічкою протікає річка, то притискуючись до правого берега, то знову від нього відхиляючись; у межах заплавини р. Ворскли вона тече паралельно р. Ворсклі й утворює ніби її старицю.

В геологічній будові цієї тераси беруть участь пісково-глинясті алювіальні поклади.

На лівому березі р. Мокрий Тагамлик над її піймою підвищується на 2—3 м, а окремими дільницями й до 5 м однолесова тераса.

Однолесова тераса, поширена з лівого боку пійми річки; вона починається в околицях с. Машівки, звідки йде у вигляді смуги від 1 до 1,25 км завширшки в напрямку до х. Огуївки; за х. Огуївкою ця тераса виклинюється.

Поверхня тераси рівнинна, має помітний похил у напрямку до заплавини річки, місцями забгнена.

Ця тераса добре виявлена в рельєфі і добре виявленим приступком відмежована від плато та третьої надлукової тераси (найдавнішої) лівобережжя р. Ворскли, в межах якої й виклинюється.

Геологічну будову цієї тераси характеризує шурф-колодязь № 26 в с. Пасківка (або Тимченківка) на рівній однолесовій терасі р. Мокрий Тагамлик.



Тераса поступово знижується на N до річки с. Пасківка (або Тимченківка), садиба А. І. Батраченко.

Q <sup>ac</sup> <sub>III</sub> (W <sub>II</sub> )	{	1. Черноземя . . . . .	0,00—0,75 м
		2. Темнуватополовий лес, суглинястий, дуже переритий великими землерями. На глибині 1,25 м з'являються друзи та грубі трубочки гіпсу . . . . .	0,75—1,45 м
		3. Темнополовий лес, суглинястий, стовпчастий, в рідко помітними друзами гіпсу та гумусовими кротовинами. Перехід добре виявлений . . . . .	1,45—2,15 м
Q <sup>al</sup> <sub>II</sub> (W Interst.)	{	4. Темносірий копальний ґрунт, верстуватий (алювіального походження), з гніздами CaCO <sub>3</sub> , друзами гіпсу до 2—3 см діаметром та зрідка давніми кротовинами як гумусовими, так і лесовими до 7—8 см діаметром . . . . .	2,15—2,85 м
Q <sup>al</sup> <sub>III</sub>	{	5. Яснополовий, дуже мергелястий лесуватий суглинок, трохи оглеєний, мокрий, в складі жовтувато-іржавих та сизуватих плям і великою кількістю гумусових кротовин . . . . .	2,85—3,15 м
		6. Сизувато-половий, дуже супісковий, лесуватий суглинок (місцями переходить у супісок), мокрий, безструктурний, в іржавих плямах від окисів Fe. . . . .	3,15—3,85 м
		7. Жовтувато-половий, в легким сизуватим відтінком пісок, мокрий . . . . .	3,85—4,00 м

### Долина р. Орчика

Р. Орчик входить у межі дослідженої дільниці на N від м. Карлівки і тече в південному напрямку. Довжина її в межах дільниці доходить до 27 км. Правий берег річки крутий та похилий, переважно задернований, лише в околицях м. Карлівки, с. Федорівки та с. Орчико-Чернетчина трапляються короткі й глибокі діючі яри з урвистими стінками, що прорізують правий корінний берег і відслонюють четвертинні та дочетвертинні породи. На схилах правого берега Орчика трапляються численні джерела, що спричиняються до забалтання схилів та осувів, які утворюють осувну терасу. Ця тераса добре виявлена від північних околиць с. Федорівки до с. Орчико-Чернетчина.

Правий берег Орчика, за даними нівелювання акад. Оппокова, у м. Карлівці має висоту 147,74 м, а рівень води в річці на тій же лінії 90,14 м; різниця в висотах сягає 57,60 м.

Трохи далі на південь, майже посередині між с. Федорівкою та Орчико-Чернетчиним, за даними нашого нівелювання, висота правого берега р. Орчика дорівнює 143,23 м, рівень води 83,18 м, різниця в висотах 60,05 м.

Отже на віддалі 12 км висоти правого берега спадають на 4,51 м і рівень води в річці Орчику знижується на 6,06 м. Незначне падіння ложа річки спричиняється до повільної течії води та блукання річки по забалтній піймі, де вона іноді утворює меандри.

Пійма річки Орчика завширшки від 1 до 2,5 км, забалтена і заросла луково-болотяною та чагарниковою рослинністю. Поверхня пійми рівнинна; тут лише подекуди трапляються окремі піскуваті підвищення еолових накупчень пісків між Карлівкою й Попівкою, в околицях сіл Федорівки, Клімівки та частини Орчико-Чернетчина на лівому березі річки і зрідка незначні, заповнені водою озероподібні зниження.

Висота пійми над рівнем моря, за даними нашого нівелювання, хитається від 87,33 до 88,78 м.

Пійма складена мулуватими та піскуватими алювіальними покладами. Геологічну будову пійми характеризують перетини № 27, 28.

Свердловина № 27 на рівній піймі р. Орчика з лівого боку річки, на віддалі 1 км на S від с. Клімівки.

Q <sup>al</sup> <sub>IV</sub>	}	1. Чорнувато-сірий гумусовий горизонт, задернований корінням лукової рослинності. Помітні товсті трубочки солей (CaCO <sub>3</sub> ) . . . . .	0,00 - 0,30 м
		2. Темносірий з сизуватим відтінком мулуватий горизонт з великою кількістю гнізд та плям напівцивлого вапна, густими FeMn бобовинками та іржаво-вохристими плямами . . . . .	0,30—1,10 м
		3. Сизо-половий, дуже мергелястий горизонт з силою розсотаних карбонатних трубочок, великою кількістю іржаво-бурих цяточок від окисів Fe та FeMn бобовинок до 3 мм діаметром. У нижній частині порода мокра і випадає з шупа . . . . .	1,10—1,60 м

Яма № 28 для добування мергелю міститься на О від середини с. Орчикова-Чернетчина, на рівній піймі р. Орчика. Ями давні, більшість їх засипані і заросли луковою рослинністю.

Q <sup>al</sup> <sub>IV</sub>	}	1. Густа дернина з напівперегнилого коріння лукової рослинності, яка перебуває у стадії формування торфу . . . . .	0,00—0,25 м
		2. Чорнувато-сірий мулуватий гумусовий горизонт з товстими трубочками солей . . . . .	0,25—0,70 м
		3. Сірувато-білий злегка піскуватий мергель з жовтувато-вохристими плямами від окисів Fe та ходами черв'яків з гумусовими намивами . . . . .	0,70—0,90 м
		4. Сірувато-сірий дуже мергелястий пісок . . . . .	0,90—1,20 м

З правого боку пійми, між піймою та правим корінним берегом річки підвищується на 2—3 м над піймою перша надлукова алювіальна тераса правого берега Орчика.

Правобережна, перша надлукова тераса починається на південь від с. Федорівки, в місці, де річка відхиляється ліворуч від корінного берега і продовжується на S за межі дослідженого району. На ній розташоване село Орчикова-Чернетчина.

Алювіальна тераса найбільшої ширини (до 2 км) сягає проти с. Клімівки і найбільше звужена на південь від с. Орчикова-Чернетчина.

Поверхня тераси злегка хвиляста; тут трапляються незначні піскуваті накупчення еолових пісків у вигляді горбкуватих підвищень та незначні депресії, серед яких нерідко трапляються забагнені дільниці. Ця тераса складена алювіальними піськово-глинястими та пісковими покладами.

Геологічну будову цієї тераси характеризує силосна яма № 29 на відстані 6 км на S від с. Федорівки. Рельєф — горбкувата алювіальна тераса правобережжя р. Орчика на видовженому з півночі на південь горбі.

Q <sup>al</sup> <sub>IV</sub>	}	1. Темнувато-сірий донизу з буруватим відтінком горизонт, супісковий (вилугуваний супісковий ґрунт). На глибині 1,25 м скипає в HCl. У нижній частині горизонту багато гумусових кротовин та ходів черв'яків з гумусовими намивами . . . . .	0,00—1,25 м
		2. Темнуватополовий лесуватий суглинок, злегка супісковий, невиразно стовпчастий. В ньому багато карбонатних трубочок, гумусових кротовин та спальних комірок, а також сіла ходів черв'яків і комах з гумусовими намивами . . . . .	1,25—1,85 м
		3. Темнуватополовий лесуватий суглинок, супісковий. Донизу горизонту супісковість зростає, місцями є прошарки глинястого піску . . . . .	1,85—2,35 м
		Карбонатні трубочки рідко, багато ходів черв'яків та комах з гумусовими намивами. Далі свердловиною відслонено.	
		4. Жовтуватий дрібнозернистий пісок . . . . .	2,35—3,30 м
		5. Жовтуватий пісок з прошарками темнополового суглинку; помітні журавчики вапна на гумусові намиви по ходах комах. В дольній частині горизонту порода мокра і випадає з шупа . . . . .	3,30—4,00 м

Вздовж лівого берега річки Орчика, над її заплавиною видовжена дво-лесова тераса.

Дволесова тераса. В долині річки Орчика добре розвинена дво-лесова тераса, що тягнеться смугою від 1,25 до 2 км завширшки, паралельно заплавіні річки.

Поверхня тераси рівнинна, місцями злегка хвиляста; має помітний похил на захід до пійми, від якої відмежована добре виявленим приступком, а також на схід до притерасового зниження біля плато. Від плато ця тераса теж відмежована добре виявленим у рельєфі приступком.

Майже на протязі всієї тераси на її поверхні трапляються окремі могили та цілі ланцюги їх. Зрідка на терасі в припіймовій її частині (околиці сіл Федорівки, Климівки) трапляються окремі дільниці алювіальних пісків, почасти перероблених вітрами і в південній частині (на S від с. Климівки) незначні забагнені дільниці, які заросли луково-болотяною рослинністю.

Треба відзначити, що проти с. Федорівки дволесова тераса розмита водами річки Ланної.

Висотні помітки на терасі хитаються від 93,67 до 94,98 м; вона підноситься над піймою пересічно на 6—8 м і добре виявленим приступком відмежована від плато.

Геологічну будову цієї тераси характеризує шурф-колодязь № 30, закладений на віддалі 2 км на NO від с. Климівки на рівній дволесовій терасі річки Орчика. Тераса поступово знижується на захід до р. Орчика.

Q <sub>III</sub> <sup>ac</sup> (W <sub>II</sub> )	}	1. Сучасна чорноземля темносірого кольору, донизу з бурватим відтінком. У нижній частині горизонту трапляється середня кількість кротовин та ходи черв'яків . . . . .	0,00—1,05 м
		2. Темнуватополовий лес, суглинястий, стовпчастий. У горизонті в середня кількість карбонатних трубочок, які місцями розсатові в карбонатну поволоку, та сила ходів черв'яків з чорними гумусовими намивами . . . . .	1,05—2,10 м
		3. Темнополовий лес, суглинястий, стовпчастий, з рідкими карбонатними трубочками. Донизу горизонту лес стає слабо супісковим . . . . .	2,10—3,35 м
		4. Темнополовий з яснобрунатним відтінком лес з середньою кількістю карбонатних трубочок та рідко помітними гвіздами CaCO <sub>3</sub> . . . . .	3,35—4,13 м
Q <sub>III</sub> <sup>el</sup> (W Interst.)	}	5. Темнуватосірий з легким брунатним відтінком копальний ґрунт, добре гумусний, плиткуватий. У верхній частині горизонту рідко помітні жовна вапна до 7 см діаметром. Перехід поступовий . . . . .	4,13—5,35 м
		6. Темнополовий лес, суглинястий, стовпчастий. В ньому рідко помітні дутики CaCO <sub>3</sub> до 1,5 см діаметром та де-не-де кротовини . . . . .	5,35—5,75 м
Q <sub>III</sub> <sup>ac</sup> (W <sub>I</sub> )	}	Ниже закріплено зрубом.	

### Долина р. Ланної

Річка Ланна входить у межі аркуша в північносхідному куті південної його половини і тече в південнозахідному напрямку до р. Орчика, прорізаючи плато, дволесову терасу та пійму Орчика. Довжина її в межах аркуша доходить до 25 км.

Річка має нешироку долину від 0,5 до 1 км завширшки. Влітку вона майже зовсім пересихає.

Правий берег Ланної в межах плато високий і крутий, переважно задернований, хоч місцями перетятий короткими й глибокими діючими ярами, з стрімкими урвистими схилами (околиці сіл Холодне Плесо та Нижня Ланна), де відслонено лесову серію, зрідка червонобурі, оливково-сизі глини та полтавські піски, а також делювій лесуватого habitus-у.

На захід від с. Нижня Ланна, при переході річки з району плато на дволесову терасу Орчика, правий берег її стає більш положистий і плиткий і майже однаковий з лівим.

Лівий берег Ланної являє собою похилий і місцями поступовий схил, що від пійми поступово переходить у плато. Окремими дільницями виділяються над заплавиною незначні терасуваті підвищення (околиці с. Нижня Ланна), складені алювіальними суглинками.

За даними нівелювання акад. Оппокова (34), в околицях с. Верхня Ланна маємо такі висотні позначки: правий берег 152,49 м, рівень води в річці 1,11 м, лівий берег 145,07 м. Отже різниця в висотах між правим берегом та рівнем води в річці дорівнює 41,49 м.

З лівого боку Ланна приймає в себе цілий ряд забагнених балок в крутих та задернованих схилах; серед них найбільшою є балка Піщана, що позначена на 3-верстовій карті як річка й балка Коржиха. Балка Піщана з лівого боку приймає в себе численні дрібніші забагнені балки, теж з крутих задернованих схилах; діючих ярів у системі лівобережних допливів — балок річки Ланної — не спостерігається. На дні деяких балок подибуємо невеликі ставки, які живляться переважно атмосферними та сніговими водами. Днища балок забагнені, бо до поверхні підходять червоно-бурі глини, на яких затримується ярус ґрунтової води. Перелічені балки можна використати для спорудження водойм-ставків.

### Долина р. Берестової

Долина р. Берестової займає південносхідний кут аркуша. Довжина річки в межах аркуша сягає до 12—14 км.

Правий корінний берег річки крутий, високий і дуже перетятий короткими та глибокими діючими ярами (околиці с. Леб'яжого). Висотні позначки, за даними нашого нівелювання, на правому березі 157,42 м, рівень річки 80,50 м. Отже різниця в висотах сягає до 76,92 м.

Між корінним правим берегом р. Берестової та її піймою лежить правобережна, перша надлукова тераса річки, що підноситься над піймою пересічно від 3 до 9 м.

Ширина цієї тераси хитається від 0,5 до 0,75 км. Поверхня тераси рівнинна, а на північ від с. Леб'яжого, по дорозі на Червоноград злегка хвиляста від алювіальних та еолових накупчень піску в вигляді незначних горбів. В основному тераса має помітний похил у бік пійми.

В геологічній будові цієї тераси беруть участь мулуваті та піскуваті алювіальні поклади.

Пійма р. Берестової має в межах аркуша ширину від 1 до 1,5 км; по ній протікає неширокою покрученою стрічкою річка і утворює цілий ряд рукавів, меандр та „стариків“. Поверхня пійми злегка хвиляста, на ній трапляються озероподібні, заповнені водою зниження, окремі забагнені ділянки та незначні піскові горбки. Більша частина поверхні пійми вкрита чагарниковою та луково-болотяною рослинністю. Висотні позначки пійми хитаються від 80,47 м до 82,29 м. Пійма складена піськово-глинястими та пісковими алювіальними покладами.

Над піймою р. Берестової, на її лівобережжі, спостерігаємо, в межах аркуша, дві надлукові тераси: першу — надлукову або піскову і другу — надлукову або дволесову терасу.

1. Перша надлукова або піскова тераса видовжена з північного сходу на південний захід і має ширину від 0,75 км (околиці с. Вільховий Ріг) до 1,5 км (околиці с. Обозівки). Поверхня тераси горбкувата; вона вкрита кучугурами піску та западинами видування. Окремі ділянки пісків тераси закріплені соснами, а в більшій частині вони задерновані бур'янами і лише невеликі островці їх розвіваються вітрами. Піски помітно навіваються і на лесову терасу, і на пійму, де теж трапляються окремі складені з пісків ділянки.

Піскова тераса відмежована від пійми помітним приступком, висотою від 1 до 4 м і, навпаки, поступово переходить у наступну дволесову терасу. Висотні позначки цієї тераси хитаються від 94,32 м до 101,92 м. Ця тераса складена алювіальними річковими пісками, почасти переробленими вітрами.

Подаємо опис свердловини № 31, яка характеризує геологічну будову цієї тераси.

Свердловина закладена посередині між селами Обозівкою та Вільховим Рогом. Рельєф — піскова, злегка горбкувата тераса. Поверхня тераси задернована пісковою рослинністю.

Q <sup>al</sup> ac IV	}	1. Темнуватосірий, злегка гумусовий пісок . . . . .	0,00—0,56 м
		2. Сірувато-брунатний дрібнозернястий пісок, злегка гумусний, вогкий . . . . .	0,56—0,98 м
		3. Ясносірий середньозернястий пісок, мокрий. Рідко помітні жовтувато-іржаві плями піску . . . . .	0,98—1,60 м
		4. Ясносірий пісок-плавун. На глибині 1,70 м ґрунтова вода . . . . .	1,60—1,70 м

Піскова тераса поступово переходить у дволесову, дільниця якої заходить у межі аркуша. Поступово знижується до піскової тераси р. Берестової.

2. Дволесова тераса р. Берестової займає в межах аркуша крайній південносхідний кут. Поверхня її майже рівна, з добре виявленим похилом у бік річки. Висотні позначки цієї тераси хитаються від 111,82 до 126,67 м.

Подаємо опис перетину № 32, який характеризує геологічну будову цієї тераси. Цей перетин (сілосна яма) міститься майже на середині дволесової тераси, на віддалі 1,25 км на О від с. Обозівки. Рельєф — поступовий S та W схил (сілосна яма до глибини 2,20 м, а нижче опис свердловини).

Q <sup>ac</sup> III (W <sub>II</sub> )	}	1. Темносірий гумусовий горизонт . . . . .	0,00—0,43 м
		2. Сірувато-бурий вилугуваний, злегка супісковий горизонт. Лінія скипання в НСІ на глибині 0,94 м . . . . .	0,43—0,94 м
		3. Яснополовий лес (карбонатний ілювій), злегка супісковий, сипкостовпчастий. У ньому злегка помітні карбонатні трубочки та добре виявлена карбонатна цвіль як по ходах комах, так і по цілих дільницях . . . . .	0,94—1,50 м
		4. Темнуватополовий лес, злегка супісковий, з середньою кількістю карбонатних трубочок, рідкими журавчиками СаСО <sub>3</sub> , до 1 см діаметром, силою ходів черв'яків з гумусовими намивами та середньою кількістю гумусових кротовин . . . . .	1,50—3,10 м
		5. Темнуватополовий, з ясножовтуватим відтінком, дуже супісковий лес. У ньому рідко помітні карбонатні трубочки та плями СаСО <sub>3</sub> до 0,5 см діаметром . . . . .	3,10—3,30 м
Q <sup>el</sup> III (W <sub>interst.</sub> )	}	6. Темнополовий, з легким сіруватим відтінком лес (копальний ґрунт), трохи супісковий. У ньому трапляються карбонатні трубочки та рідко дрібні журавчики СаСО <sub>3</sub> . . . . .	3,30—4,00 м
		7. Темнополовий лес, супісковий . . . . .	4,00—4,40 м
Q <sup>ac</sup> III (W <sub>I</sub> )	}	8. Ясножовтий, дрібнозернястий пісок . . . . .	4,40—4,50 м
		9. Темнополовий, супісковий, лесуватий суглинок з карбонатними трубочками . . . . .	4,50—4,60 м
Q <sup>el</sup> III (W <sub>I</sub> )	}	10. Ясножовтуватий, дрібнозернястий пісок . . . . .	4,60—4,75 м
		11. Темнуватополовий лесуватий суглинок, супісковий, з карбонатними трубочками . . . . .	4,75—5,30 м
		12. Ясножовтуватий (донизу ясносірий) дрібнозернястий пісок . . . . .	5,30—5,75 м
		13. Ясножовтуватий пісок, з прошарками темнуватополового лесуватого суглинку. В суглинку помітні карбонатні трубочки . . . . .	5,75—5,90 м
		14. Темнуватополовий лесуватий суглинок, злегка піскуватий. Середня кількість карбонатних трубочок та сила журавчиків СаСО <sub>3</sub> до 1,5 і навіть 2 см діаметром . . . . .	5,90—6,40 м
Q <sup>el</sup> III (W <sub>I</sub> )	}	15. Бурувато-брунатний лесуватий супісок з карбонатними трубочками та силою журавчиків СаСО <sub>3</sub> до 1,5 см діаметром. В ньому прошарки піску . . . . .	6,40—7,55 м

### Стратиграфічний нарис

Досліджена територія геоморфологічно належить до лівобережного (полтавського) плато, яке обіймає широку смугу між східноукраїнськими висотами та Наддніпрянською низиною і входить у склад північноукраїнської мувьди.

Абсолютні висоти верхів вододілів хитаються в середньому від 170 до 190 м. Плато має розчленований рельєф і добре вироблені річкові долини, зокрема в межах дослідженої дільниці, долини річок Ворскли з притоками, Орчика з притоками та Берестової, а також Мокрої та Сухої Лип'янки. Плато має суцільний лесовий покрив (крім долин річок та давніх балок, де лесу немає), який підстелюють третинні, крейдяні та юрські поклади, що й виповнюють Наддніпрянську западину. Плато на півдні переходить у Самаро-Дніпрівське невисоке плато (30, с. 35).

В геологічній будові дільниці беруть участь і породи, властиві всій північноукраїнській мульдї, а саме: 1) юрські, 2) крейдяні, 3) третинні та четвертинні (27). В межах дільниць добре вивчено у відслоненнях, в шурфах та свердловинах лише поклади четвертинної доби й верхній поверх третинної (полтавський), які майже суцільно вкривають досліджену дільницю, крім річкових долин, де лесова серія та верхній поверх третинної доби (полтавський) розмиті. Старіші від полтавського поверху породи у відслоненнях не трапляються. Між породами полтавського поверху та лесовою серією залягають червоно-бурі глини, які своїм віком за їх стратиграфічним уложенням є на межі третинної та четвертинної доби.

Червоно-бурі глини поширені майже по всій території дослідженої дільниці, крім долин річок та деяких глибоких балок, де вони розмиті. Виходи червоно-бурих глин на поверхню бачимо на схилах правих берегів річок Ворскли, Орчика, Ланної та Берестової<sup>1)</sup>, а також у глибоких балках та діючих ярах, що прорізують праві береги перелічених річок і балок (перетини № 4, 6). Крім того, червоно-бурі глини констатовано на плато такими шурфами та свердловинами: № 1, 7 та 11<sup>2)</sup>.

В межах дослідженої дільниці червоно-бурі глини можна поділити на два підповерхи: глини власне червоно-бурі та оливково сизі, що залягають у нижній частині червоно-бурих глин і зв'язані поступовими переходами з пісками полтавського поверху.

Червоно-бура глина механічним складом важка, пластична. В ній багато конкрецій  $\text{CaCO}_3$  у вигляді жовен та борошнуватих гнізд до 10—15 см діаметром. Крім конкрецій  $\text{CaCO}_3$ , зрідка помітні кристали та друзи гіпсу,  $\text{FeMn}$  бобовники, ясночервоно та жовтувато-вохристі плями. Основна маса червоно-бурої глини скипає з  $\text{HCl}$ , але трапляються окремі ділянки, які з  $\text{HCl}$  не скипають, безкарбонатні.

Походження конкрецій вапна у червоно-бурих глинах А. В. Гуров (13, с. 679) пояснює так: „Эти известковые стяжения и выделения отчасти концентрировались при помощи углекислых вод, на счет углекислой известной, содержащейся местами в самых глинах в мелкодробленном состоянии. отчасти произошли путем всачивания растворов двууглекислой известной извне из выше лежащих наносов, там, где эти последние состоят из одной желто-бурой делювиальной глины и лесса“.

Ця думка А. В. Гурова досить правильно пояснює походження конкрецій вапна в червоно-бурих глинах.

Утворення гіпсових кристалів та друз гіпсу, за думкою Гурова (13, с. 681), є наслідок або просочування розчинів зверху, або хемічних процесів, що відбувалися в самих глинах. Сірчанокисле вапно могло потрапити в рибі глини в розчині з наносів. Гіпс міг утворитися також у самих глинах, що мають у собі вуглекисле вапно, при діянні на останнє розчинів сірчанокислих лугів, які просякали з верхніх шарів ґрунту.

<sup>1)</sup> Детальний опис перетинів з червонобурими глинами див. у повному звіті П. К. Заморія. 3-верстове геологічне зймання 13 аркуша XXIV ряду: 3-верстова карта.

<sup>2)</sup> Решту перетинів з червоно-бурими глинами подано в повному звіті П. К. Заморія. 3-верстове геологічне зймання 13 аркуша XXIV ряду: 3-верстова карта.

Грубина глин у відслоненнях хитається від 0,40 м до 10 м, а на плато сягає до 16,90 м (17). Точно встановити грубину червоно-бурих глин у відслоненнях не вдалося тому, що більшість відслонень замасковані осувами, які відбуваються на червоно бурих глинах. За спостереженнями А. В. Гурова (13, с. 161—162) на північ від с. Федорівки в ярах, що відкриваються в долину р. Орчика, грубина рябих глин сягає до 6 м. В іншому місці А. В. Гуров (13, с. 684) подає середню грубину рябих глин для колишньої Полтавщини 5 м (вона не буває менша за 2 м і зрідка сягає максимум 10 м); зокрема на р. Берестовій він подає грубину до 4 м, на Орчику від 4 м (Карлівка) до 6 м (Федорівка), на Ворсклі до 6,5 м (на північ від дослідженої ділянки в м. Полтаві).

За даними Білецького (10, с. 13), грубина червоно-бурих глин на правобережному плато р. Ворскли в околицях м. Полтави хитається від 6,00 м до 9,30 м.

За даними Агафонова (4, с. 66) грубина „рябих глин“ на колишній Полтавщині хитається від 2 до 44 м і найбільшій грубини сягає по р. Орелі.

В межах України грубина червоно-бурої глини іноді сягає до 11 м (20, с. 284). Отже наші дані з даними попередніх дослідників щодо грубини червоно-бурих глин майже збігаються.

Перехід червоно-бурих глин у вкриваючі їх породи (лес та лесуваті суглинки, а також підстелюючі оливково-сизі глини) поступовий. Оливково-сизі глини часто трапляються у відслоненнях на схилах правих берегів таких річок: Ворскли, Орчика, Ланної та Берестової (17). Крім того, оливково-сизі глини пройдено свердловиною на плато біля м. Полтави (17). Ці глини мають оливково-сизий та зеленувато-сірий колір.

Механічним складом ці глини злегка піскуваті, іноді трапляються й пластичні. Як правило, піскуватість оливково-сизих глин донизу зростає, і вони поступово переходять у сизуватий, злегка лупакуватий пісок. Структура глин переважно клинцювата й лупакувата. В глинах часто трапляються численні конкреції  $\text{CaCO}_3$  у вигляді гнізд та жовен, зрідка окремі друзи гіпсу та  $\text{FeMn}$  бобовинки. Контакт оливково-сизої глини з вкриваючою її червоно-бурою та підстелюючими пісками виявлено у вигляді поступового переходу. Різнокольорові (рябі) глини знайдено нами лише у відслоненні на правому березі р. Орчика на північ від м. Карлівки у верхній частині пісків полтавського поверху (17). Крім того, коло м. Карлівки на цьому ж схилі у відслоненні подібано інтенсивно жовті на колір глини, грубиною до 0,20 м, які за їх стратиграфічним уложенням валічено до оливково-сизих глин (17).

Механічний склад червоно-бурої глини подаємо за даними Г. А. Білецького (10, с. 27) у вигляді таблиці.

Місцевість	Глибина	% вогк.	Ф р а к ц і ї						
			1—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001	% солей
Шведська могила . .	22,65—25,40 м	8,30	—	4,87	8,30	26,49	3,01	36,20	21,13

З таблиці видно, що червоно-бура глина має в собі „фізичної глини“ (часток < 0,01 мм) 65,70% і невеликий процент „фізичного піску“ (часток > 0,01 мм).

У відміну від червоно-бурих глин, оливково-сизі глини за польовим макроскопічним визначенням механічним складом легші ніж червоно-бурі.

Походження та вік червоно-бурої глини як для Полтавщини, так і для різних районів України різні автори пояснюють у літературі неоднаково.

1889 р. Н. А. Соколов (42, с. 175) при описі червоно-бурих гіпсоносних глин 48 аркуша відзначив, що ці глини зв'язані поступовими переходами

з понтичними й сарматськими покладами, а тому розглядає їх як продукт звітрювання корінних порід, що підстелюють червоно-бурі глини.

А. І. Набокіх (31, с. 20—27) розглядає червоно-бурі глини як елювіальні або делювіальні породи, що утворилися з різних порід в умовах порівнюючи теплого й вогкого клімату.

В другій роботі (32, с. 114) А. І. Набокіх розглядає червоно-бурі гіпсові глини м. Одеси як продукт звітрювання понтичного вапняку, що являє собою залишок давнього ґрунту, аналогічного terra Rossa.

П. А. Православлев (37, с. 179) висловлює думку, що темнобурі та коричнево-бурі глини (червоно-бурі) місцями нагадують terra Rossa і умовно залічує їх до верхів Понту.

В. І. Крокос (20, с. 283) так само, як і Соколов, розглядає червоно-бурі глини як продукт звітрювання корінних порід, при чому вважає, що в червоно-бурі глину перетворилися „силикатсодержащие породи: гранит, третичные глинистые породы“.

Вік червоно-бурих глин, як уже згадувалося, різні автори встановлюють неоднаковий.

Так, проф. Гуров (13, с. 694) вважає, що червоно-бурі глини є „пресноводное образование, выражающее плиоценовую эпоху“.

Армашевський (3, с. 205) та Левінсон-Лессінг (28, с. 22) залічують їх до четвертинних покладів.

Агафонов (4, с. 64), Феофілактів (45) та Леваковський<sup>1)</sup> залічують ці глини до третинних покладів, Сінцов (43, с. 63) до постпліоцену.

В. І. Крокос (20, с. 284) на основі умов залягання червоно-бурих глин залічує їх до верхнього пліоцену і вважає, що можна припустити, що червоно-бурі глини південної та східної України утворилися в той самий час.

Червоно-бурі глини дослідженого району мають спільні ознаки з червоно-бурими глинами південної та північносхідної України, а тому ми вважаємо, що думка Н. А. Соколова та В. І. Крокоса про походження червоно-бурих глин найбільше відповідає дійсності. Щодо віку червоно-бурих глин на дослідженій дільниці, то на підставі її стратиграфічного уложення в основі лесової серії можна прийти до висновку, що ця глина утворилася до відкладання п'ятого поверху лесу, а саме за верхнього пліоцену, а оливково-сізі глини, що підстелюють червоно-бурі глини, за часом їх утворення, очевидно, треба віднести до верхніх горизонтів олігоцену.

Як уже сказано, на правих берегах річок Ворскли, Орчика, Берестової та частини Ланної, на межі лесової серії та червоно-бурих глин, залягає поверх ґрунтової води, який живить численні джерела на схилах, забабнює їх та спричиняється до численних великих осувів лесових порід, що вкривають червоно-бурі глини та утворюють добре виявлені осувні тераси, що східчасто підвищуються одна над одною (м. Старі Сежари).

### Четвертинні поклади

Геологічну будову Полтавщини, в склад якої входить і район нашого дослідження, вивчали багато дослідників, але на четвертинні поклади вони звертали мало уваги. Зокрема четвертинні поклади дослідженого нами району до 1888 р. в літературі майже не висвітлювали. 1888 р. А. В. Гуров (13) більш-менш детально зупиняється на характеристиці четвертинних покладів нашого району і навіть подає схематичні геологічні перетини та профілі по річках Ворсклі (м. Старі Сенжари), Орчику (м. Карлівка та Федорівка), Берестовій (с. Леб'яже) та інших пунктах дослідженої нами дільниці, де він виділяє четвертинні поклади під назвою лесів та лесуватих суглинків,

<sup>1)</sup> Леваковський, О почве и воде г. Харькова, 1875, с. 8.



і зовсім не розчленовує їх за копальними грунтами на стратиграфічні горизонти. Він лише побіжно згадує, що Міддендорф знайшов у Карлівці в нижніх горизонтах лесу темний суглинок, який має в собі ясні відбитки рослин (13, с. 856). Далі Гуров вазначав, що „явление гумусового лесса довольно распространенное, особенно, если принять в соображение, что к серьезному исследованию лесса приступили сравнительно недавно и, вероятно, откроются еще новые находки этого интересного древнего чернозема“ (13, с. 857) — і більше ніяких вказівок на копальні ґрунти автор не дає.

Крім Гурова, горішні поверхи четвертинних покладів (ґрунти) нашого району були детально дослідили Георгієвський (14, с. 1—153) та Полевов (35, с. 30—120). На інших дослідженнях, проваджених у межах Полтавщини, я зупинятися не буду, а відзначу тільки, що 1927 р. проф. Крокос (20, с. 178) дав детальний опис двох перетинів четвертинних покладів (хоч і не всієї серії) для дослідженого нами району, де виділив копальні ґрунти та три поверхи лесу.

Взагалі треба сказати, що хоч четвертинні поклади кол. Полтавщини і зокрема нашого району досліджували багато дослідників, але зібрані ними матеріали застаріли і не відповідають сучасному станові наших знаннів у галузі четвертинної геології.

Четвертинні поклади в межах дослідженої дільниці виявлені такими породами: 1) лесовою серією, 2) копальними (похованими) грунтами, 3) давніми алювіальними покладами, 4) новішими покладами (алювієм та делювієм).

Поклади ці зв'язані з рельєфом. Згідно з виділеними трьома геоморфологічними елементами — 1) плато з схилами, 2) терасами та 3) ложами балок — намічаються три серії властивих цим елементам нашаровань.

Найповніше лесова серія представлена на плато, де ми бачимо чотири і рідше п'ять поверхів лесу. Крім того, лесова серія добре розвинена на найдавнішій, вкритій трьома поверхами лесу терасі р. Ворскли, менше на дволесових терасах (Орчика, Берестової), де спостерігаємо два поверхи лесу, і найменше на терасах однолесових, вкритих лише одним поверхом лесу. На перелічених терасах лесова серія підстелюється давніми алювіальними річковими покладами.

Треба сказати, що на пісковій терасі Ворскли й на піймах річок дослідженої дільниці лесової серії немає, нерідко на стрімких схилах правих берегів річок та на днищах балок товщу лесових порід теж розмито.

Давні алювіальні поклади терас ми розглянемо окремо, а вік їх установлюватимемо на підставі стратиграфії вкриваючої їх лесової серії.

Досліджена дільниця належить до позальодовикового району; тут у межах плато можна виділити стратиграфічні одиниці четвертинних порід: 1) перший поверх лесу з сучасним ґрунтом, 2) другий поверх лесу з першим копальним ґрунтом, 3) третій поверх лесу з другим копальним ґрунтом, іноді в флювіогляціальними пісками, що вклинюються в третій поверх лесу в другій та третій дільницях плато в західних їх частинах, 4) четвертий поверх лесу з третім копальним ґрунтом і 5) п'ятий поверх лесу з четвертим копальним ґрунтом. Кожний копальний ґрунт утворився на підстелюючому його поверхі лесу.

Лесову серію та копальні ґрунти ми будемо описувати зверху вниз по окремих стратиграфічних горизонтах комплексно на різних елементах рельєфу (плато, схилах, терасах). Вік окремих стратиграфічних поверхів у перетинах подаємо у вигляді індексів, прийнятих для міжнародної карти четвертинних покладів Європи.

### Перший поверх лесу $Q_{III}^{ac}$ ( $W_{II}$ )

Перший поверх лесу плащувато вкриває плато, схили та річкові тераси. Немає його в місцях давньої та сучасної ерозії, як, наприклад, пійми та піскові тераси річок, ложа балок і на стрімких схилах правих берегів річок.

За нашими даними, середня глибина першого поверху лесу на плато дорівнює пересічно 3,00—3,50 м (17).

Проф. Набокiх подає (31, с. 17—18) для України пересічну глибину першого поверху лесу близько 4 м з хитанням від 3 м до 5 м. Красюк для Подільської залізниці 200—400 см (24, с. 70—81), Л. А. Лепікаш (29, с. 34) для Проскурівщини 300 см, проф. В. І. Крокос для південної та східної України подають пересічну глибину першого поверху лесу плато 301 см (20, с. 182), В. І. Бондарчук — для суміжного з нашою дільницею району — 1,50—3,00 м (9, с. 169) і І. С. Педан для Орельського плану — від 1,00 до 2,00 (36, с. 92).

З наведених даних видно, що глибина першого поверху лесу дослідженого району майже цілком збігається з даними попередніх дослідників щодо глибини першого поверху лесу на плато для суміжних з нашою дільницею районів та для південної й східної України.

Глибина першого поверху лесу на схилах у наслідок процесів змивання та намівання хитається від 1,10 до 5,40 м (17). Крім того, більшу глибину лесу бачимо в тих випадках, коли першого копального ґрунту немає. Так, на найдавнішій терасі, де першого копального ґрунту немає, перший поверх лесу дорівнює 3,20 м, а в решті шурфів, де є перший копальний ґрунт, глибина цього поверху лесу пересічно становить 2,14 м (17).

На дволесовій терасі річки Орчика глибина першого поверху лесу хитається від 4,13 (№ 30) до 4,70 м (17). На дволесовій терасі р. Берестової вона дорівнює 3,30 м (№ 32).

І, нарешті, на однолесовій терасі р. Ворскли глибина першого поверху лесу пересічно дорівнює 2,00—2,50 м з хитанням від 1,43 м до 3,10 м (17).

На однолесовій терасі р. Мокрий Тагамлик глибина першого поверху лесу (№ 26) хитається від 2,15 м до 2,30 м (17).

Побільшена глибина першого поверху лесу на дволесових терасах річок Орчика та Берестової, очевидно, пояснюється навіюванням піску з піскових терас підчас їх утворення (тераса р. Берестової) та почасти алювіальними процесами.

Перший поверх лесу на однолесових терасах залягає на давніх алювіальних річкових покладах, що виявлені солодководіями суглинками, піськово-глинястими та пісковими породами. Перший поверх лесу на терасах річок, у відміню від першого поверху лесів плато, більш піскуватий.

Лес першого поверху на плато має темнополовий та буруватий колір, на терасах яснополовий, половий та темнуватополовий. Буруватість краще виявлена в верхній частині поверху, де лес більше змінений ґрунтоутворними процесами, ніж глибші його горизонти. За макроскопічним польовим визначенням лес плато глинястий, лес терас: найдавнішої — суглинястий, а однолесової — супісковий; при цьому супісковість лесу однолесової тераси з наближенням до піскової тераси зростає. Збільшена піскуватість лесу терас пояснюється процесами навіювання пісків з піскової тераси підчас його утворення. Структура лесу плато стовпчасто-призматична та стовпчаста, а на терасах стовпчаста й сипко-стовпчаста. У верхній частині першого поверху лесу сформовані сучасні ґрунти, виявлені на правобережжі Ворскли лісовими суглинками й почасти чорнозем'ями, а на решті дослідженої території як на плато, так і на терасах — різними відмінами чорноземель.

Безпосередньо під сучасними ґрунтами і на плато, і на терасах часто подибуємо „кротовинний лес“ від 0,50 до 1,00 м глибиною, при чому глибина його на терасах більша, ніж на плато. Колір його бруднуватобуруватий та бруднувато-темнополовий. Бруднуватий він від значної переритості лесу та гумусових горизонтів сучасного ґрунту великими землеріями. „Кротовинний лес“ через велику переритість землеріями пухкий, структура його порушена землеріями, а звідси й механічний та хемічний склад змінений. Ходи великих

землеріїв та черв'яків густо вкриті карбонатною цвіллю у вигляді голчастих кришталіків. За „кротовинний лес“ вважаємо той, у якому більш як 50% площі вкрито кротовинами. Між переритими дільницями лесу трапляються цілі непорушені дільниці („міжкротовинний лес“), у яких помітні карбонатні трубочки. Утворення „кротовинного лесу“ в літературі пояснюється надмірною діяльністю землеріїв в окремих районах.

Проф. Махов (30) за причину скупчення давніх землеріїв вважає більшу вогкість і пухкість підгрунтя лісостепу.

„Кротовинний лес“ поширений там, де були сприятливі умови для життя землеріїв, а саме в районі чорноземель і найбільше на лесових терасах.

Під „кротовинним лесом“ залягає лес мало порушений землеріями. В ньому помітні карбонатні трубочки, видвіти вапна у вигляді голчастих кришталіків по ходах черв'яків та комах, борошнувата біляста поволока по площинах структурних окремоостей, дутики, журавчики та зрідка жовна вапна. Конкреції вапна найбільше зосереджені в верхніх горизонтах лесу під сучасним ґрунтом, де вони утворилися в наслідок ґрунтотворних процесів через вимивання в розчинах атмосферними водами  $\text{CaCO}_3$  та  $\text{MgCO}_3$  з сучасного ґрунту в матерню породу (лес); досить значну кількість конкрецій вапна спостерегаємо в нижніх горизонтах, на межі з копальним ґрунтом. Крім конкрецій вапна, в лесі трапляється гіпс у вигляді окремих кришталіків, друз та товстих гіпсових трубочок (у верхніх горизонтах лесу), що виповнюють ходи комах. Цікавий момент є неглибоке від поверхні залягання гіпсу в районі плато, а саме на глибині 1,60—1,80 м (Карлівський акад. заповідник), на що ми не знаходимо вказівок в жодного з попередніх дослідників Полтавщини (16).

Так, Махов (30 с. 110) подає для зони середніх чорноземель глибину залягання гіпсу 3—4 м від поверхні і то спорадично, в той час, як ми своїми спостереженнями виявили його на глибині 1,40—1,80 м, а в окремих випадках (на схилах) він підноситься й до 1,25 м. Високе залягання гіпсу в верхній частині першого поверху лесу, очевидно, можна пояснити циркуляцією ґрунтових вод, що залягали ближче до поверхні в недавно минулій геологічній час. Крім конкрецій вапна та гіпсу в лесі трапляється небагато  $\text{FeMn}$  бобовинок, а також зрідка жовтуваті та сизуваті плямочки (в нижніх горизонтах поверху при неглибокому заляганні ґрунтових вод).

Цікаво відзначити, що біля відслонення № 2 в першому поверсі лесу подібано два гумусові прошарки, грубиною до 30 см кожний.

1924 р. акад. В. В. Різниченко для першого поверху лесу Канівського району подає три гумусові просмужки, які він зв'язує із стадіями бюль, гніц, даун (39, с. 66).

Проф. Крокос (21, с. 11) зазначив, що перший поверх лесу по деяких місцях України може бути розчленований на підповерхи, які відповідають коливальним рухам вюрму II. I, нарешті, 1932 р. акад. В. В. Різниченко для четвертої тераси в районі середнього Дніпра (ріської) відзначає, що „в верхньому подъярусі першого яруса лесса иногда удается подметить до 4 полосок слабого гумусового потемнения, соответствующего последним стадиям отступления ледников неовюрма: 1) амерзее, 2) бюль, 3) гніц, 4) даун (40, с. 118).

Ми подибали два гумусові прошарки в першому поверсі лесу лише в одному випадку (біля відслонення № 2) і то на схилі, а тому в нас немає фактичних даних, на підставі яких можна було б розчленувати перший поверх дослідженої дільниці на підповерхи.

Літологічним складом лес першого поверху дослідженого району, як уже згадувалося, неоднаковий. На плато маємо глинястий лес, на терасах суглинястий та легкосуглинястий (найдавніша тераса Ворскли, дволесові тераси річок Орчика та Берестової), а також супісковий (однолесова тераса р. Ворскли та західний край дволесової тераси р. Берестової).

Подаємо механічний склад першого поверху лесу на плато<sup>1)</sup>:

Шурф і зразок	Глибина м	% вогкості	% піску		% пилу			% мулу	„Фізична глина“ <sup>2)</sup>
			середн.	дрібн.	груб.	середн.	дрібн.		
			1,0—0,25	0,25— —0,05	0,05— —0,01	0,01— —0,005	0,005— —0,001		
№ 11—2	2,00—2,30	6,19	0,80	3,01	17,65	41,93	9,46	27,15	78,54

З таблиці видно, що лес третьої ділянки плато, східної його частини має в собі великий процент середнього пилу та мулу так, що на підставі наведеного аналізу залічуємо його до мулувато-пилуватого лесу, що характерно для лесів полтавського плато (30, с. 48). В першому поверсі лесу спостерігаємо досить високий процент „фізичної глини“ (78,54%), але це пояснюється неточністю методу Сабаніна<sup>3)</sup>.

В цьому ж зразку лесу маємо: гумусу — 0,66%, N — 0,0370%, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0,080% та CO<sub>2</sub> — 4,60%.

Цікаво навести дані механічного та хемічного аналізів першого поверху лесу з другої ділянки плато за матеріалами проф. Махова (30, с. 48).

Місцевість	Глибина, в якій взято зразки	> 0,25	0,25 — —0,05	0,05 — —0,01	0,01 — —0,005	< 0,005
Півд. част. полтавського плато м. Карлівки	1,90—2,00 м	0,21%	1,49%	21,0%	26,65%	51,65%

Цей лес, за його механічним складом, проф. Махов залічує до пилувато-мулястого лесу. Коли об'єднати останні дві фракції, то одержимо 77,30% „фізичної глини“, а це майже збігається з нашим аналізом. Взагалі перший поверх лесу на першій та другій ділянці плато, за даними механічних аналізів, досить глинястий.

Хемічний склад лесу такий: SiO<sub>2</sub> — 80,72%, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 4%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 12%.

Щодо віку, то перший поверх лесу паралелізуємо з неовюрмом<sup>4)</sup> Q<sub>III</sub><sup>nc</sup> (W<sub>п</sub>), тобто з останнім наступом льодовикових мас східної Європи.

Перший поверх лесу на плато підстелюється другим або першим копальним ґрунтом (17), на найдавнішій терасі — першим та рідко другим копальним ґрунтом (17) і на однолесовій терасі — давніми алювіальними річковими покладами, що виявлені солодководяними суглинками, піськово-глинястими покладами та пісками. Перехід першого поверху лесу в копальні ґрунти поступовий, нерідко виявлений у вигляді язиків та кишень. На однолесовій терасі перехід першого поверху лесу в солодководяний суглинок та піськово-глинясті поклади поступовий.

### Перший копальний ґрунт Q<sub>III</sub><sup>el</sup> (W interst.)

Перший копальний ґрунт у нормальних умовах залягання вкритий першим поверхом лесу і сформований на верхній частині другого поверху. За В. І. Крокосом, він є свідком останньої перерви наступу льодовикових мас.

<sup>1)</sup> Всі наведені в цій роботі аналізи зроблено в лав. УНДГІ, під керівництвом Ташанаєва.

<sup>2)</sup> Частки дрібніші за 0,01 мм діаметром об'єднують під назвою „фізичної глини“ (18, с. 170).

<sup>3)</sup> В наведених в цій роботі таблицях механічних аналізів лесів та копальних ґрунтів вміст дрібних фракцій показано більший, ніж є насправді. Це тому, що метод Сабаніна, яким робили механізи, дає перебільшення глинястих часток на 10—20% (19, с. 74).

<sup>4)</sup> Альпійська термінологія — вюрм, ріс, міндель, гюнд вживається в цій роботі умовно.

Цього копального ґрунту на плато майже немає; подибано його на плато лише в трьох перетинах — № 8, 9 та 12, де він слабо виявлений. На терасах, як найдавнішній, так і дволесових, він виявлений краще ніж на плато, і це, очевидно, пояснюється більшою вогкістю ґрунтів на терасах і сприятливішими умовами наабирування гумусу.

Перший копальний ґрунт має такі морфологічні ознаки: темнополовий з сірувато-брунатним відтінком, слабо гумусовий, суглинястий, рідко супісковий, шпаристий, з рідкими карбонатними трубочками, дрібними плямами  $\text{CaCO}_3$  та давніми гумусовими кротовинами до 6—7 см діаметром, що зосереджені, головне, в нижній частині копального ґрунту. Перехід у наступний горизонт язиками та кишнями. Копальний ґрунт алювіального походження (шурф № 26) досить інтенсивно забарвлений гумусом; крім гнізд вапна та давніх кротовин, трапляються друзи гіпсу до 2—3 см діаметром. Під копальним ґрунтом другий поверх лесу змінений ґрунтотворними процесами і збагачений на  $\text{CaCO}_3$ . Перехід у наступний горизонт язиками та кишнями.

Грубина першого копального ґрунту в середньому хитається в більшості випадків від 0,45 (№ 12) до 0,65 м (№ 10), іноді сягає до 1,00 м, 1,17 м (перетини № 2, 9).

Збільшена грубина першого копального ґрунту пояснюється явищами наживу. Час утворення зв'язуємо (умовно) з вюрмським інтерстадіалом.

### Другий поверх лесу $Q_{III}^{ac}$ ( $W_1$ )

Другий поверх лесу на плато констатовано лише в шурфах № 8, 9 та 12.

У більшості випадків другого поверху лесу на плато немає. На терасах та схилах від плато його подибано в таких шурфах та відслоненнях: № 2, 23, 24, 25, 30 та 32.

У верхній частині другого поверху лесу, як уже згадувалося, сформований перший копальний ґрунт, а в нижній — його підстелке другий копальний ґрунт, сформований на третьому поверсі лесу, або давні алювіальні піщовоглинясті поклади на дволесових терасах (Орчика та Берестової).

Грубина другого поверху лесу на плато дорівнює 1,60 м (№ 8) — 1,85 м (№ 12), на найдавнішій терасі хитається від 1,53 м (№ 25) до 2,70 м (№ 23); іноді на найдавнішій терасі другий поверх лесу в копальним ґрунтом невиявлений, він, очевидно, з'єднаний з першим поверхом, що відбивається на його збільшеній грубині проти першого поверху лесу на цій терасі (17). На дволесовій терасі р. Орчика грубину другого поверху лесу встановити не вдалося.

Лес другого поверху яснополового, пологового, темнополового та рідко бурувато-брунатного кольору, суглинястий, іноді супісковий, стовпчастий, м'який, ніжний на дотик, тонкошпаристий. В ньому помітні карбонатні трубочки, нерідко розташовані гніздами, плями та журавчики вапна, іноді друзи гіпсу,  $\text{FeMn}$  крапочки та давні гумусові кротовини. Верхня частина лесу, що безпосередньо підстелює копальний ґрунт, найбільше збагачена на карбонати; в ній знаходиться також найбільше давніх гумусових кротовин.

Час утворення другого поверху лесу зв'язуємо (умовно) з вюрмським зледенінням (вюрмом I).

Другий поверх лесу підстелюється другим копальним ґрунтом. Іноді другого поверху лесу немає і перший поверх лежить безпосередньо на третьому.

### Другий копальний ґрунт $Q_{III}^{cl}$ ( $R - W$ )

Другий копальний ґрунт сформований на третьому поверсі лесу, який утворився за ріс-вюрмської міжльодовикової доби. Грубина його хитається на плато від 0,49 м (№ 9) до 1,25 м (№ 23) і на схилах від 0,90 м (№ 2)

до 4,00 м (17). Збільшена глибина другого копального ґрунту на схилі пояснюється явищами наміву.

Треба відзначити, що другий копальний ґрунт на плато чорноземельного типу, крім шурфа № 8 та № 9, де цей ґрунт деградований, і № 2, де він вилугуваний. На схилах він теж виявлений переважно чорноземлями, деградовані ґрунти трапляються рідко і, нарешті, на найдавнішій терасі деградовані ґрунти подибуємо найчастіше (17). Більше вилугування та деградацію другого копального ґрунту на найдавнішій терасі р. Ворскли можна пояснити кращими умовами звогнення на цій терасі, ніж на плато й на схилах, а також легким механічним складом, що теж сприяло більшому вилугуванню солей у копальних ґрунтах.

Другий копальний ґрунт чорноземельного типу має темносірий, темнуватосірий та темнуватосіро-брунатний колір, зрідка карбонатні трубочки та конкреції вапна у формі гнізд, журавчиків та жовен, а також спорадично друзи гіпсу, FeMn бобовинки, іноді вертикальні полові жилки та середню кількість давніх кротовин як гумусових, так і лесових. Нерідко в нижній частині копального ґрунту та в верхніх горизонтах третього поверху лесу порода так перерита великими землеріями, що утворюється копальний „кротовинний лес“ проф. Крокоса. Ці ґрунти скипають з HCl. Щодо інтенсивності гумусового забарвлення, то воно в копальних ґрунтах значно слабше, ніж у сучасному ґрунті, — це пояснюється мінералізацією гумусу в перших.

В копальному ґрунті здебільшого не можна тепер виділити структурні окремоті по генетичних горизонтах, очевидно, через фізично-хімічні зміни, що відбувалися і, можливо, відбуваються в ньому й тепер. Стародавні кротовини під копальним ґрунтом, а також наявність переходового по гумусовому забарвленню горизонту є незаперечний доказ того, що цей ґрунт степового типу ґрунтотворення. На підставі цього можна припустити, що й кліматичні умови ріс-вюрмського інтерґляціалу були подібні до сучасних.

Крім ґрунтів степового типу ґрунтотворення, як уже згадувалося, трапляються ґрунти й попільнякового типу, а саме: деградовані чорноземлі та темносірі лісові ґрунти (17). Ці ґрунти мають переважно сірувато-брунатний та брунатний колір, добре виявлену присипку SiO<sub>2</sub> в гумусовому горизонті та бурі наміви Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> й Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; іноді гумусові горизонти цих ґрунтів досить інтенсивно забарвлені. У верхній частині деградованих копальних ґрунтів помітні гнізда та жовна вапна, друзи гіпсу та FeMn бобовинки. Як у ґрунтах чорноземельного, так і попільнякового типу ґрунтотворення, трапляються вертикальні полові жилки, а в їх підґрунті, тобто в верхній частині третього поверху лесу, добре виявлене накупчення вапна, вимитого сюди з третього копального ґрунту в наслідок процесів ґрунтотворення, особливо яскраво виявлені вмиті карбонати під деградованими ґрунтами у вигляді карбонатового ілювію.

Перехід копального ґрунту в підстелюючий поверх лесу в чорноземельних ґрунтах поступовий, іноді у вигляді язиків та кишень, а в ґрунтах деградованих — чіткіший. Механічним складом за макроскопічним польовим визначенням копальні ґрунти плато важчі (більш глинясті), ніж копальні ґрунти терас.

Подаємо наслідки механічного аналізу другого (ріс-вюрмського) копального ґрунту з плато:

№ шурфа	Глибина в метрах	Вогк. %	% піску		% п и л у			% мулу <0,001	Фізична глиня*
			середн.	дрібн.	груб.	серед.	дріб.		
			1,0— —0,25	0,25— —0,05	0,05— —0,01	0,01— —0,005	0,005— —0,001		
11	3,50—3,60	4,30	0,34	1,85	2,78	40,93	7,17	20,93	69,03

З таблиці видно, що в другому копальному ґрунті є найбільше часток середнього пилу (від 0,01 до 0,005 мм) і зростає в порівнянні з першим поверхом лесу процент грубого пилу. Знову привертає увагу великий процент „фізичної глини“ (69,03%). Механічним складом цей ґрунт мулувато-пилюватий.

Вміст гумусу в цьому ґрунті 0,70%, N—0,0321%, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>—0,52%, CO<sub>2</sub>—3,22%; помітна збагаченість ґрунту на гумус та азот проти перших поверхів лесу та зменшення в ньому CO<sub>2</sub>; це пояснюється впливом давніх ґрунтотворних процесів, що відбувалися в ньому. Час утворення другого копального ґрунту залічуємо (умовно) до ріс-вюрмського інтерґляціалу.

### Третій поверх лесу Q<sub>II</sub><sup>ac</sup>(R)

Третій поверх лесу, як уже згадувалося, в верхній частині вкритий другим поверхом лесу або першим поверхом в тих місцях, де другого немає. Підстелюється він третім копальним ґрунтом, сформованим на четвертому поверсі лесу, або давніми алювіальними річковими покладами на території третьої надлукової (найдавнішої) тераси р. Ворскли. Глубина його на плато хитається від 1,75 м (№ 12) до 7,00 м (№ 9), пересічно дорівнює 5—6 м. Проф. Крокос (20, с. 188) подає для південної та східної України глибину третього поверху лесу від 5,00 м до 8,00 м. Отже наші дані щодо глибини третього поверху лесу для плато майже цілком збігаються з даними В. І. Крокоса. Зменшена глибина третього поверху лесу в шурфі № 12 пояснюється тим, що шурф було закладено на еродованому плато лівого берега р. Орчика, де цей поверх лесу міг бути розмитий. На схилах глибина його хитається від 1,35 м до 7,60 м і на найдавнішій терасі р. Ворскли — від 2,90 м (№ 23) до 8,05 м (№ 25).

Третій поверх лесу на плато (в західних частинах другої та третьої ділянки плато) має яснополовий та темнуватополовий колір. Лес цього поверху механічним складом легший ніж перший, другий та четвертий поверхи лесу, стовпчастий, м'який, нижній на дотик, тонкошпаристий, нерідко з численними, слабо виявленими карбонатними трубочками, конкреціями вапна, друзами гіпсу, іноді FeMn бобовинками, сизуватими плямочками, гумусовими трубочками та давніми гумусовими та лесовими кротовинами.

Треба відзначити, що на другій ділянці плато, в західній надворсклянській її частині по лінії могил Близнюки, курган Скарбний, Три брати та х. Козельського (аж до р. Сухої Лип'янки) в третій поверх лесу плато вклинюються шаруваті флювіогляціальні піски, переверстоввані прошарками лесуватих суглинків (шурфи № 8, 9, 10). З напрямку на схід від долини р. Ворскли з підвищенням висот плато ці піски виклинюються (див. геологічний профіль № 1).

В цих перетинах лес теж переважно має яснополовий колір, легкий механічний склад, карбонатні трубочки, журавчики вапна, FeMn пунктацію, рідко FeMn бобовинки та багато кротовин; але в ньому трапляються прошарки ясносірого та жовтуватого дрібнозернястого флювіогляціального піску й прошарки сизувато-полового та яснополового (нерідко піскуватого) плиткуватого суглинку.

Крім другої ділянки плато, вклинювання піску в третій поверх лесу маємо й на третій ділянці плато в західній його частині на схилі до р. Орчика (шурф № 12), де третій поверх лесу складений такими породами: а) жовтувато-половим дуже супісковим лесуватим суглинком, б) жовтуватими дрібнозернястими флювіогляціальними пісками та в) темнополовим супісковим лесом з прошарками жовтуватого піску.

Флювіогляціальні піски вклинюються в третій поверх лесу другої та третьої ділянки плато в їх західних частинах, від долин річок Ворскли (друга

дільниці) та Орчика (третя дільниці) і з піднесенням абсолютних позначок плато у напрямку на схід виклинюються. Утворення цих флювіогляціальних пісків зв'язуємо з максимальним зледенінням на Україні (ріським), коли флювіогляціальні води заливали плато.

В західних частинах другої та третьої дільниці плато та в першій дільниці в шурфах (№ 7, 11 та 1) піски в третьому поверсі лесу не трапляються (17). Відсутність флювіогляціальних пісків у третьому поверсі лесу в зазначених дільниці плато пояснюється тим, що ці дільниці мають більші абсолютні позначки (більші висоти), які й не пускали в річкових долин льодовикових вод, що входили в устя річок Ворскли та Орчика і заходили лише на нижчі дільниці плато (другої та третьої) в західних їх частинах, де й залишили флювіогляціальні піски (див. геологічні та нівелювальні профілі № 1, 2). Лес цих дільниць плато механічним складом більш глин'ястий, ніж тих лесів плато, де в третій поверх лесу вклинюються флювіогляціальні піски. Але і в цих шурфах третій поверх лесу механічним складом легший від вкриваючого та підстелюючого його поверхів лесу.

Наводимо наслідки механічного аналізу третього поверху лесу плато:

№ шурфа і зразка	Глибина в метрах	% вог- кості	% піску		% п и л у			% мулу	„Фізична глина“
			середн.	дрібн.	груб.	середн.	дрібн.		
			1,0— —0,25	0,25— —0,05	0,05— —0,01	0,01— —0,005	0,005— —0,001		
11—4	4,25—4,35	3,68	0,78	2,02	27,41	33,76	5,39	30,64	69,79
11—6	6,70—6,80	5,39	1,44	3,97	24,15	42,31	7,10	21,03	70,44

З таблиці бачимо, що третій поверх лесу плато досить глин'ястий, хоч і трохи легший механічним складом від вкриваючого та підстелюючого його поверх лесу. Значної різниці в механічному складі I, III та IV поверхів лесу механічні аналізи не виявили, але при польовому макроскопічному визначенні ця різниця яскраво впадає в очі, тобто лес третього поверху механічним складом значно легший від вкриваючого та підстелюючого його поверхів лесу.

Хемічні аналізи цього лесу виявили:

№ шурфа і зразка	Глибина в метрах	% вогк.	% гумусу	% N	% P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	% CO <sub>2</sub>
11—4	4,25—4,35	3,68	0,34	0,0185	0,051	9,70

Як видно з цього аналізу, третій поверх лесу проти сформованого на ньому другого копального ґрунту, має менший процент гумусу та азоту і більше у як три рази CO<sub>2</sub>; це зайвий раз стверджує ті ґрунтоутворні процеси, які відбувалися в копальному ґрунті, а саме: збагачення копального ґрунту на гумус та азот у наслідок акумуляції степової рослинності в ґрунті та збіднення його на CO<sub>2</sub> через винос карбонатів у ґрунтових розчинах в підґрунтя (в лес).

На найдавнішій терасі р. Ворскли третій поверх лесу має такі морфологічні ознаки: темнуватополовий та яснополовий колір, легкий механічний склад, стовпчасту та плиткувату структуру. В ньому трапляються карбонатні трубочки, нерідко розташовані гніздами, плями, журавчики та дутики вапна, FeMn пунктація, бобовинки, жовтувато-вохристі та іржаві плямочки, кротовини (в верхній частині) та гумусові трубочки. На найдавнішій терасі в третьому поверсі лесу трапляються шари та прошарки ясносірого та жовтуватого дрібнозернистого флювіогляціального піску, що переверствують лес



та лесуваті суглинки, які входять у склад третього поверху лесу (№ 24, 25). Вік третього поверху лесу, як на найдавнішій терасі Ворскли, так і на плато, залічуємо (умовно) до ріської доби.

### Третій копальний ґрунт Q<sub>II</sub><sup>1</sup> (M—R)

Третій копальний ґрунт констатовано в перетинах № 1, 2, 3, 7, 8, 9, 10, 11, 12 та численних перетинах, описаних на дослідженій ділянці (17). Глибина його хитається від 0,55 м до 4,00 м, здебільшого від 2 м до 3,50 м. На велику глибину цього копального ґрунту перший звернув увагу В. І. Крокос на Вінничині і назвав його „надгрубою чорноземлею“ (22, с. 66). На досліджених ділянках більша частина надгрубих ґрунтів чорноземельного типу, які скипають з HCl, і лише подекуди трапляються надгрубі деградовані чорноземлі (17). Велика глибина цього копального ґрунту зберігається на всій території дослідженої ділянці. На досить велику глибину третього копального ґрунту вказує й В. Г. Бондарчук для Решетилівського планшету (9, с. 147) та І. С. Педан для Орельського планшету (36, с. 71).

Надгрубі ґрунти чорноземельного типу мають темносирій та темнуватосирій з брунатним відтінком колір. В них трапляються карбонатні трубочки, плями, жовна вапна, FeMn бобовинки, вертикальні полові жилки, давні гумусові кротовини та в деяких перетинах друзи гіпсу (№ 11, 12). В більшості випадків добре виявлений перехідний по гумусовому забарвленню горизонт копального ґрунту. Перехід у підстелюючий лес поступовий.

Деградовані надгрубі ґрунти, як і надгрубі чорноземлі, темнуватосірого з брунатним відтінком кольору, але в них добре виявлений півтораоксидний горизонт сірувато-брунатного кольору. Ці ґрунти не скипають з HCl; іноді в них трапляються крупинки вапна. Помітна FeMn пунктація та бобовинки. Перехід у підстелюючий поверх лесу виявлений чіткіше.

Треба відзначити, що на найдавнішій (третьій надлуковій) терасі р. Ворскли третій копальний ґрунт алювіального походження (№ 24, 25); ці ґрунти на терасі сформовані на давніх річкових алювіальних покладах.

Третій копальний ґрунт, як уже згадувалося, сформований на плато та схилах на верхній частині четвертого поверху лесу, здебільшого збагачений на вапно, вимите з копальних ґрунтів у наслідок процесів ґрунтоутворення. За макроскопічним польовим визначенням механічний склад третього копального ґрунту глинястий. Подаємо наслідки механічного аналізу третього копального ґрунту.

№ шурфа	Глибина в метрах	% вогкості	% піску		% п и л у			% мулу	Фізична глина*
			середн.	дрібн.	груб.	середн.	дрібн.		
			1,0— —0,25	0,25— —0,05	0,05— —0,01	0,01— —0,005	0,005— —0,001		
11	8,00—8,10	6,84	0,67	3,35	18,69	40,38	11,47	25,44	77,29

З таблиць видно, що третій копальний ґрунт механічним складом мулувато-пилуватий, трохи важчий (більш глинястий) від вкриваючого його поверху лесу (див. попередню таблицю механалізу); це цілком стверджує наслідки польового макроскопічного визначення механічного складу третього копального ґрунту.

Вміст гумусу в цьому ж копальному ґрунті — 0,62%; N — 0,083%; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0,059%; CO<sub>2</sub> — 3,12%. Як гумусу, так і азоту в третьому копальному ґрунті більше ніж у вкриваючому та підстелюючому його поверху лесу (див. хемічні авалізи цих поверхів лесу) і, навпаки, менше CO<sub>2</sub>; це цілком відповідає давнім ґрунтоутворним процесам, що відбувалися в цьому копальному ґрунті.

Щодо віку, то ми умовно залічуємо його до міндель-ріського інтергляціалу.

Третій копальний ґрунт сформований у верхній частині четвертого поверху лесу, до опису якого ми й перейдемо.

### Четвертий поверх лесу Q<sub>1</sub><sup>ac</sup> (M)

Цей поверх лесу, як уже сказано, в верхній частині закінчується третім копальним ґрунтом, що вкритий третім поверхом лесу, а в нижній частині підстелюється четвертим, утвореним на п'ятому поверсі лесу, копальним ґрунтом.

У межах дослідженої ділянки четвертий поверх лесу вивчено в численних перетинах (17). Глибина його хитається в межах 2,20 м (№ 2), 7,10 м (№ 7); менша глибина його на схилах пояснюється явищами змиву.

Проф. Крокос подає для південної та східної України глибину четвертого поверху лесу 2,12—14,45 м (20, с. 194), Бондарчук для Решетилівського планшету—7,00—8,00 м (9, с. 143) і І. С. Педан для плато Орельського планшету понад 2,7 м (36, с. 68).

Лес четвертого поверху має жовтувато-половий колір (іноді шоколадний), карбонатні трубочки, конкреції вапна, рідко FeMn бобовинки та іржаво-вохристі цяточки. Іноді лес набуває сізуватого відтінку від оглеювання. Лес м'який, ніжний на дотик, тонкошпаристий.

Наслідки механалізу четвертинного поверху лесу:

№ шурфа і зразка	Глибина в метрах	% вогкості	% піску		% пи л у			% мулу <0,001	Фізична глина*
			середн.	дрібн.	груб.	середн.	дрібн.		
			1,0— —0,25	0,25— —0,05	0,05— —0,01	0,01— —0,005	0,005— —0,001		
11—9	10,00—11,20	8,29	0,79	3,57	26,93	47,22	7,16	14,33	68,71
11—11	11,90—13,60	3,36	0,72	0,69	32,36	32,41	9,11	24,71	66,23

З таблицьки видно, що в четвертому поверсі лесу переважають фракції середнього та грубого пи л у, а також мулуватих часток. Процент „фізичної глини“ теж досить високий. Цей лес щодо механічного складу залічуємо до мулувато-пи луватого.

Хемічні аналізи четвертого поверху лесу виявили:

№ шурфа і зразка	Глибина в метрах	% вогкості	% гумусу	% N	% P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	% CO <sub>2</sub>
11—9	10,0—11,20	8,29	0,44	0,26	0,070	4,40
11—11	11,90—13,60	3,36	0,27	0,20	0,057	9,50

Отже бачимо, що цей поверх лесу має в собі менший процент гумусу й азоту і багато більше CO<sub>2</sub> ніж у копальному ґрунті, сформованому в верхній його частині.

В четвертий поверх лесу (в нижню його частину) вклинюється шар ясносірого та жовтуватого дрібнозернистого піску, переверстованого прошарками темнуватополового лесуватого суглинку (№ 10).

Крім того, в шурфі № 11 подибано в нижній частині четвертого поверху лесу солоdkоводяний лес до 1,70 м глибиною. В цьому лесі багато карбонатних трубочок, конкрецій CaCO<sub>3</sub> та солоdkоводяних черепашок.

Наявність солоdkоводяного лесу та лесуватих суглинків в прошарках піску в нижній частині четвертого поверху лесу свідчить про те, що на початку міндельської доби на східному краї третьої ділянки плато та SW частині другої ділянки плато існували солоdkоводяні озера, де й відклався

цей лес з солодководяною фауною. Вклинювання піску в четвертий поверх лесу (№ 10) можна, крім того, пояснити й навіюванням піску з річкової долини на SW край плато на початку міндельської доби.

Цікаво відзначити, що В. Г. Бондарчук (9, с. 145) для суміжного з нашою дільницею району теж установив у четвертому поверсі лесу солодководяний лесуватий суглинок з фауною солодководяних та суходільних м'якунів. Вік четвертого поверху лесу умовно зв'язуємо з міндельським зледенінням.

Як вище зазначалося, четвертий поверх лесу підстелюється четвертим копальним ґрунтом, сформованим на п'ятому поверсі лесу.

### Четвертий копальний ґрунт Q<sup>el</sup>(G—M)

Четвертий копальний ґрунт констатовано в численних перетинах на дослідній території (17). Грубина його хитається рід 1,00 м до 5,50 м (17) і іноді зменшується до 0,80 м, що пояснюється явищами змиву. Найчастіше трапляються копальні ґрунти грубиною 1,60—3,50 м. Взагалі цей копальний ґрунт виявлений на дослідній території „надгрубими чорноземлями“, іноді вилугуваними та деградованими. На збільшену грубину четвертого копального ґрунту вказують і інші дослідники, а саме: проф. Крокос для Вінничини (22) та Лубенщини (21), Бондарчук для Решетилівського планшету (9) та І. С. Педан — для Орельського планшету (36).

Для четвертого копального ґрунту характерні такі морфологічні ознаки: темносірий, сірувато- та яснобрунатний колір, карбонатні трубочки, плями, журавчики та дутики вапна, FeMn бобовинки, вертикальні полові жилки та зрідка давні лесові кротовини. Цей ґрунт представлений переважно „надгрубими чорноземлями“, іноді вилугуваними й деградованими.

Наслідки механалізів четвертого копального ґрунту:

№ шурфа і зразка	Глибина в метрах	% вогкості	% піску		% пилу			% мулу	„Фізична глина“
			середн.	дрібн.	груб.	середн.	дрібн.		
			1,0—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001		
11—12	13,60—16,00	8,57	0,72	0,69	32,36	32,41	9,11	24,71	66,23

З таблички видно, що четвертий копальний ґрунт має в собі досить високий процент пилу і середнього, і грубого, а також мулу. Механічним складом він пилувато-мулуватий.

Хемічний склад цього ж копального ґрунту такий:

№ шурфа і зразка	Глибина в метрах	% вогкості	% гумусу	% N	% P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	% CO <sub>2</sub>
11—12	13,60—16,00	8,57	0,35	0,029	0,038	2,20

В цьому копальному ґрунті процент гумусу трохи більший, ніж у вкриваючому його поверсі лесу і, навпаки, менший у підстелюючому (п'ятому) поверсі лесу, але процент CO<sub>2</sub> значно менший ніж у вкриваючому та підстелюючому поверху.

Менший процент CO<sub>2</sub> в копальному ґрунті свідчить про те, що карбонати в наслідок ґрунтотворних процесів були винесені з нього в підґрунтя (в 5-й поверх лесу).

Час утворення четвертого копального ґрунту ми зв'язуємо (умовно) з ґюнц-міндельським інтерґляціалом.

### П'ятий поверх лесу Q<sub>1</sub><sup>ac</sup> (G)

П'ятий поверх лесу з копальним ґрунтом у його верхній частині вкривається четвертим поверхом лесу і підстелюється червоно-бурими глинами. Контакт його з вкриваючими та підстелюючими породами виявлений у вигляді поступових переходів <sup>1)</sup>. Грубина його на плато хитається від 2,60 м до 7,95 м (17). На схилах від 1,00 м до 8,20 м (17). Менша грубина п'ятого поверху лесу на схилах пояснюється явищами змиву.

Колір п'ятого поверху лесу мінливий, а саме: темнополювий, брунатний, жовтувато-бурий, половий та яснополювий. В ньому трапляються карбонатні трубочки, гнізда та журавчики вапна, FeMn бобовинки, цяточки, блідосизуваті та жовтувато-вохристі плями і рідко давні гумусові кротовни. Мінливість забарвлення цього поверху лесу, очевидно, можна пояснити оглеюванням лесу та дальшими поновними процесами.

Наслідки механічних аналізів п'ятого поверху лесу:

№ шурфа і зразка	Глибина в метрах	%	% піску		% п и л у			%	Фізична глина*		
			вогкості	середн.	дрібн.	груб.	середн.			дрібн.	м у л у
				1,0— —0,25	0,25— —0,05	0,05— —0,01	0,01— —0,005			0,005— —0,001	
11—13	16,00—16,75	6,45	0,59	0,93	16,46	39,42	14,57	28,03	82,02		

Отже лес п'ятого поверху механічним складом пиловато-мулуватий. У ньому досить високий процент середнього пилу й мулу, а також „фізичної глини“.

На правому березі р. Ворскли іноді п'ятий поверх (у нижній частині схилу) складений з верстуватого лесуватого суглинку, що нагадує солодководяний лес. У деяких місцях (№ 3, б) знайдено солодководяну фауну. Літологічним складом суглинку мінливий. Він має в собі жовтувато-вохристі плямочки та трубочки, сизуваті плями, злегка виявлені карбонатні трубочки, конкреції вапна (гнізда борошнуватого вапна та жовна) і FeMn бобовинки. Структура суглинку плиткувата. Він м'який, ніжний на дотик, тонкошпаристий.

Наявність у п'ятому поверсі лесу солодководяних суглинків свідчить про те, що в гюньцьку добу існували окремими дільницями солодководяні озера вздовж правих берегів річок, прилеглих до долин, де відкладалися солодководяні суглинки.

Крім описаних порід, у ярах на крутих схилах правих берегів річок та балок (найбільше на схилі р. Берестової) трапляються неверстовані леси без копальних ґрунтів, грубина яких хитається у відслоненнях від 0,80 м до 9,80 м (17).

### Делювіальні поклади

В ярах, що прорізують круті схили річок та балок, у нижніх частинах схилів, окрім неверстованих лесів, трапляються делювіальні верстуваті поклади, переважно лесуватого habitus-у.

Делювіальні поклади констатовано в нижніх частинах крутих схилів правих берегів річок Ворскли, Орчика та Берестової.

Петрографічний склад делювіальних покладів в основному залежить від тих покладів, які брали участь в їх утворенні. В межах дослідженої дільниці в формуванні делювію найбільше брали участь матерні породи, тобто леси, а тому й делювіальні поклади переважно мають лесуватий habitus. Грубина їх у відслоненнях хитається від 1,10 м до 10,80 м (17).

<sup>1)</sup> Крім перетину № 5, де перехід від лесу до червоно-бурої глини чіткий.

Треба сказати, що загальна глибина лесової серії на плато дослідженої ділянки сягає до 22,10 м; на пологістих схилах до річок та балок вона значно зменшується, а на стрімких схилах правих берегів річок іноді зовсім розмита і на поверхню виступають червоно-бурі та оливково-сірі глини, а іноді навіть піски полтавського поверху. На терасах глибина лесової серії чимало залежить від її віку; що старша тераса, то грубша на ній лесова серія і навпаки. Так, на найдавнішій терасі р. Ворскли (третій надлуковій), укритій трьома поверхами лесу з двома копальними ґрунтами, глибина лесової серії хитається від 4,70 м до 11,60 м (17). На дволесових терасах річок глибина її значно менша, а саме: на дволесовій терасі р. Берестової сягає до 4,40 м (№ 38), а на дволесовій терасі р. Орчика лесову серію пройдено до 5,75 м (№ 30). На однолесовій терасі р. Ворскли глибина першого поверху хитається від 1,43 м до 3,10 м (17). І, нарешті, на однолесовій терасі р. Мокрий Тагамлик глибина лесової серії сягає 2,15 м (№ 26).

На перелічених терасах, як ми вже говорили, лесова серія підстелюється давніми алювіальними річковими покладами.

### Давні алювіальні (четвертинні) поклади терас

Лесову серію з терас я описав, характеризуючи леси плато й терас, а тепер подам опис давніх алювіальних покладів, що підстелюють леси.

1) На третій надлуковій (найдавнішій) терасі р. Ворскли давні алювіальні поклади, що підстелюють третій поверх лесу, представлені темнуватополовими, половими та сизувато-половими лесуватими суглинками, супісками й дрібнозернястими пісками сірого, ясносірого, іржавого та сизувато-полового кольору. Піски часто переверстовують суглинки прошарками незначної глибини (шурфи № 23, 24, 25). У верхніх горизонтах давніх алювіальних покладів, виявлених солодководяними суглинками, спостерігаємо рясну солодководяну фауну (шурф № 23), а саме: 1) *Paraspira spirorbis* Linn., 2) *Paraspira leucostoma* Millet, 3) *Paraspira septemgyrata* Zieg. non Rossm.

Цікаво, що іноді на солодководяних суглинках сформований ріс-вюрмський копальний ґрунт, при чому в верхніх горизонтах суглину, змінених давніми ґрунтоутворними процесами (безпосередньо під копальним ґрунтом) зацілілої фауни немає, трапляються лише майже зовсім звітрілі уламки черепашок, а глибше, паралельно із зниканням ознак давніх ґрунтоутворних процесів, кількість солодководяних черепашок зростає, і вони краще збереглися, не звітріли (17). Очевидно, в ріську добу найдавніша тераса р. Ворскли була вкрита застоїними та проточними солодководяними озерами, де й відклався солодководяний суглинок (озеровий лес) з фауною, переверстований прошарками піску. Вік цих давніх алювіальних покладів відповідає ріському зледенінню. Глибину їх через відсутність глибоких свердловин встановити не вдалося.

В перетинах № 24 та 25 у верхніх частинах алювіальних покладів, що підстелюють третій поверх лесу, сформовані копальні ґрунти, досить інтенсивно забарвлені гумусом теж алювіального походження. Очевидно, за міндель-ріського інтергляціалу деякі ділянки найдавнішої тераси звільнилися від річкових вод на недовгий час, але достатній для того, щоб тут утворилися копальні ґрунти алювіального походження. Час утворення давніх алювіальних покладів, що підстелюють третій поверх лесу на найдавнішій терасі, залічуємо до початку ріської епохи, а деяких її ділянок, де є копальний ґрунт алювіального походження, можна залічити до міндель-ріського інтергляціалу.

На дволесових терасах річок Берестової та Орчика давні алювіальні поклади, що підстелюють другий поверх лесу, виявлені шаруватими дрібнозернястими пісками жовтуватого та ясножовтуватого кольору, які переверстовані лесуватим суглинком темнуватополового кольору (шурф № 32). Ці поклади ми подибали лише в шурфі на терасі р. Берестової, а на терасі;

р. Орчика ґрунтова вода не дала змоги пройти шурфами навіть другого поверху лесу. Вік цих покладів ми залічуємо (умовно) до початку вюрму I. Фауни в них не знайдено.

Давні алювіальні поклади однолесових терас р. Ворскли й Мокрого Тагамлика, що підстеляють перший поверх лесу, представлені жовтуватими, сизими та сизувато-половими лесуватими, нерідко солодководяними суглинками, які мають переважно плитчасту структуру й часто переверстовані прошарками дрібнозернястого піску жовтувато-сірого кольору (№ 21, 22). В суглинку рідко трапляються карбонатні трубочки, гнізда та журавчики вапна, багато FeMn бобовинок до 3 мм діаметром, сизі, жовтуваті та іржаві плями, уламки дрібної солодководяної фауни, а також заціліла солодководяна фауна, а саме: 1) *Planorbis planorbis* Linn., 2) *Paraspira spirorbis* Linn., 3) *Paraspira septemgyrata* Zieg. non Rossm., 4) *Paraspira leucostoma* Millet.

Суглинок поступово переходить у вкриваючий їх перший поверх лесу та нижче в жовтуваті та жовто-сірі дрібнозернясті й злегка глинясті піски, які нерідко переверстовані прошарками суглинку. Глинястість пісків донизу зменшується і в нижній частині давній алювії виявлений чистим піском. У піску часто трапляється багато іржаво-вохристих плям та зрідка пухки FeMn бобовинки.

Цікаво відзначити, що глибина солодководяних суглинків на однолесовій терасі з наближенням до піскової тераси зменшується. Очевидно, в той час як на середині та в східній частині однолесової тераси були застойні солодководяні озера, куди відкладався лес, у західній частині ще існували проточні води, які не давали змоги відкладатися солодководяним суглинкам. Можливе ще й друге припущення, а саме, що ці суглинки були розмиті після їх відкладання водами річки Ворскли, що заходила на окраїну однолесової тераси. Час утворення однолесових річкових терас, крім р. Мокрий Тагамлик, залічуємо до W<sub>II</sub>.

На однолесовій терасі р. Мокрий Тагамлик перший поверх лесу підстеляється копальним ґрунтом, інтенсивно забарвленим гумусом алювіального походження. Цей ґрунт сформований на давніх алювіальних покладах. Час утворення цієї тераси, очевидно, треба залічити до вюрмського інтерстадіалу.

Давні алювіальні поклади перших надлукових (безлесових) терас р. Ворскли та Берестової виявлені дрібно- та середньозернястими пісками. Ці піски місцями закріплені деревною рослинністю, але нерідко вони розвіюються вітрами і утворюють кучугури піску різноманітної форми (переважно деформовані дюни).

Іноді на піскових терасах подибуємо сучасні ґрунти в копальному стані, які вкрито сучасними пісковими наносами (перетини № 16, 18). Час утворення пісків безлесових (піскових) терас залічуємо до польодовикової доби.

Крім пісків, на цих терасах знаходимо забагнені дільниці (болота), складені пісько-мулуватими та мулуватими солевмісними суглинками з добре розвиненими на них солончаками, які з поверхні вкриті вицвітами солей переважно хлоридів та сульфатів і галофітною рослинністю (солеросами).

### Новіші поклади

Новіші поклади розвинені на днищах широких річкових долин (заплавин); вони утворилися за польодовикового часу і продовжують формуватися ще й тепер.

Сюди належать:

- а) торфовища,
- б) луковий мергель,
- в) делювіально-алувіальні поклади річкових долин та балок.

Торфовища найбільше подибуємо в долині р. Ворскли на її безлесовій терасі, де трапляються невеликі болота, в яких добувають торф (болото Холодне) і використовують як місцеве паливо. Грубина торфу хитається від 1 до 2 м.

Луковий мергель трапляється на лукових терасах річок Ворскли та Орчика. Грубина його хитається від 0,15 до 0,50 м. Мергель вкривають та підстелюють мулуваті та піскуваті алювіальні породи.

Делювіально-алювіальні поклади найбільше розвинені в річкових долинах, утворюючи заплавні та надзаплавні тераси.

Заплавні тераси (пійми) вкриті піскувато-мулуватими алювіальними покладами.

Надзаплавні тераси делювіально-алювіального походження розвинені в долинах річок Ворскли, Орчика та Берестової (на їх правобережжях).

В геологічній будові зазначених терас беруть участь мулуваті, піщово-мулуваті та піскові поклади.

### ЗАГАЛЬНІ ВИСНОВКИ

На підставі вивчення геологічної будови дослідженого району можна відтворити його геологічну історію. В геологічній будові плато в основному, зверху вниз, беруть участь чотири поверхи лесу з трьома копальними грунтами, а на окремих ділянках і п'ять поверхів лесу з чотирма копальними грунтами та червоно-бурі глини, які підстелюють лесову серію.

Утворення кожного поверху лесу ми зв'язуємо з наступами льодовикових мас східної Європи та умовно з альпійськими зледеніннями, а саме: гюнцьким, ріським та вюрмським, а утворення копальних грунтів зв'язуємо з міжльодовиковими епохами (інтергляціалами).

Треба відзначити, що вюрмська епоха характеризується двома фазами наступу льодовикових мас, поділених вюрмським інтерстадіалом, за якого утворився перший копальний грунт; кожній фазі вюрмського зледеніння відповідає поверх лесу, а саме: першій фазі — другий поверх лесу (рахуючи від поверхні) та другій фазі — перший поверх лесу.

Припущення проф. Крокоса, що лес утворився за льодовикових епох, найбільше відповідає дійсності; про це свідчать стратиграфічні дані та вклинювання флювіогляціальних пісків у третій поверх лесу на найдавнішій терасі р. Ворскли і в цей самий поверх лесу на плато позальодовикового району (в західній частині II та III ділянки плато). Вклинювання флювіогляціальних пісків у третій поверх лесу на плато в західних частинах II та III ділянки дає можливість прийти до висновку, що в ріську епоху льодовикові води заходили не лише в давні долини річок Ворскли та Орчика, а й на другу й третю ділянки плато, де вони й залишили після себе флювіогляціальні поклади. На таке саме вклинювання флювіогляціальних пісків у третій поверх лесу плато позальодовикового району вказує і проф. Крокос для Вінничини. Очевидно, в ріську добу на великих просторах України (західної та східної) відбувалися паралельно аналогічні процеси, а саме: заливання плато водами ріського льодовика<sup>1)</sup>, який і залишив після себе флювіогляціальні піски. Виходячи з цього, ми можемо поставити питання про виділення нового геоморфологічного елемента в позальодовиковому районі, а саме: плато з флювіогляціальними пісками. В даному разі геологічний перетин по лінії висоти 142,02 м. Вільховий Ріг добре ілюструє, як льодовик намагався посилати на плато свої води, які доходили лише на більш знижені його ділянки, де й залишили після себе

<sup>1)</sup> Слід сказати, що долини річок ріської льодовикової доби були значно мілкіші, і рельєф був менше розчленований.

флювіогляціальні піски, а із зростанням висот вони виклинювалися. Далі висоти із своїм підвищенням льодовикових вод не пускали.

Треба сказати, що вклинювання флювіогляціальних пісків (ріського льодовика) в третій поверх лесу, а також легший механічний склад лесу цього поверху, як на плато, так і на третій надлуковій терасі р. Ворскли, ще раз стверджує припущення В. І. Крокоса, що леси України утворилися за льодовикових епох.

Вивчена геологічна будова району дає можливість накреслити основні моменти з історії розвитку рельєфу та часу утворення окремих стратиграфічних горизонтів.

Формування рельєфу в річкових долинах ми розглянемо по окремих річках, а вік річкових терас установлюватимемо на основі їх стратиграфії.

#### Р. Ворскла.

1. Третя надлукова або найдавіша тераса р. Ворскли вкрита трьома поверхами лесу, вік яких ми умовно зв'язуємо з  $W_I$ ,  $W_{II}$  та R, а тому час утворення цієї тераси залічуємо до початку ріської епохи. Третій поверх лесу підстелюється давніми алювіальними покладами, а в деяких ділянках тераси копальним ґрунтом алювіального походження. Приймаючи, що ґрунти алювіального походження можуть утворитися за дуже короткий час, ми останньому копальному ґрунтові стратиграфічного значення не надаємо, але наявність його на цій терасі свідчить, що за міндель-ріського інтергляціалу деякі ділянки третьої надлукової тераси звільнялися від річкових вод на недовгий час, але достатній для того, щоб тут утворився копальний ґрунт алювіального походження.

В деяких ділянках на цій терасі знаходимо солодководяні суглинки з такою фауною: *Paraspira spirorbis* Linn., 2) *Paraspira leucostoma* Millet, 3) *Paraspira septemgyrata* Zieg. Ця фауна живе в калюжах та тихих водах, пригнічена.

Наявність солодководяних суглинків з фауною на цій терасі свідчить про існування на ній солодководних озер до відкладання третього поверху лесу. Ця тераса в літературі не була описана.

2. Друга надлукова або однолесова тераса Ворскли вкрита одним поверхом лесу, який підстелюється давніми річковими алювіальними покладами. Час утворення цієї тераси умовно залічуємо до початку  $W_{II}$ . За часів  $W_I$  та вюрмського інтерстадіалу назбирувалися давні алювіальні поклади, а на початку  $W_{II}$  вирізувалися приступки однолесової тераси, тераса звільнилася від річкових вод і почав формуватися перший поверх лесу.

У нижній частині першого поверху іноді подибуємо на однолесовій терасі солодководяні суглинки, з фауною, а саме: 1) *Planorbis planorbis* Linn., 2) *Paraspira spirorbis* Linn., 3) *Paraspira septemgyrata* Zieg. non Rossm., 4) *Paraspira leucostoma* Millet, що свідчить про те, що на цій терасі існували солодководні озера до відкладання першого поверху лесу.

3. Перша надлукова або піскова тераса р. Ворскли утворилася за польодовикової доби.

4. Пійма р. Ворскли утворилася за польодовикової доби і в тепер у стадії формування.

Р. Мокрий Тагамлик має такі тераси: 1) пійму та 2) однолесову.

1. Пійма утворилася за польодовикової доби і тепер перебуває в стадії фармування.

2. Однолесова тераса Мокрого Тагамлика вкрита одним поверхом лесу, який підстелюється копальним ґрунтом алювіального походження, сформованим на давніх алювіальних річкових покладах. Час утворення цієї тераси залічуємо до початку  $W_{II}$  та почасти до вюрмського інтерстадіалу.

#### Р. Орчик.

1. Пійма р. Орчика утворилася за польодовикової доби і в тепер у стадії формування.



2. Правобережна перша надлукова алювіальна тераса та окремі ділянки подібної тераси з лівого боку річки щодо часу утворення відповідають пісковій терасі р. Ворскли.

3. Дволесова тераса р. Орчика утворилася на початку  $W_1$ . Очевидно, ця тераса звільнилася від річкових вод на початку  $W_1$ , і на ній почав відкладатися другий поверх лесу (рахуючи від поверхні).

Р. Берестова.

1. Пійма р. Берестової утворилася в польодовикову епоху і в тепер у стадії формування.

2. Час утворення першої надлукової (піскової) тераси треба залічити до польодовикової доби.

3. Час утворення другої надлукової або дволесової тераси залічуємо до початку  $W_1$ .

Час утворення окремих поверхів лесу, копальних ґрунтів та терас у межах дослідженої ділянки для наочності можна подати так:

Е по х а	Н а п л а т о	В річкових долинах <sup>1)</sup>
Польодовикова.	Формування сучасного ґрунту.	Утворення перших надлукових терас (безлесових) рр. Ворскли та Берестової.
Вюрмське зледеніння.	Утворення першого поверху лесу. Утворення першого копального ґрунту. Утворення другого поверху лесу.	На початку $W_{II}$ вирізувалися приступки однолесових терас. На початку $W_I$ вирізуються приступки дволесових терас рр. Орчика та Берестової. В час вюрмського інтерстадіалу утворився перший копальний ґрунт.
Ріс-вюрмський інтергляціал.	Утворення другого копального ґрунту.	Утворення ріс-вюрмського копального ґрунту на третій надлуковій терасі р. Ворскли.
Ріське зледеніння.	Утворення третього поверху лесу. (Відкладання флювіогляціальних покладів, що вклинаються в третій поверх лесу в західних частинах II та III ділянок плато).	Вирізування терасового приступка на більшій території третьої надлукової тераси р. Ворскли.
Міндель-ріський інтергляціал.	Утворення третього копального ґрунту.	Звільнення деяких ділянок найдавнішої тераси Ворскли на короткий час, але достатній для утворення тут копального ґрунту алювіального походження.
Міндельське зледеніння.	Утворення четвертого поверху лесу.	
Гюнд-міндельський інтергляціал.	Утворення четвертого копального ґрунту.	
Гюндьке зледеніння.	Утворення п'ятого поверху лесу.	
Верхній пліоцен.	Утворення червоно-бурих глин.	

<sup>1)</sup> На терасах річок утворення поверхів лесу та копальних ґрунтів іде паралельно з утворенням на плато, а тому ми тут зазначили лише час вирізування терасових приступків або час утворення самих терас.

### Корисні копалини

Корисні копалини на дослідженій території представлені породами, які можна використати на будівництво, паливо, почасти ганчарне виробництво, як формувальний матеріал та здобрення. Ці породи великого промислового значення не мають і їх можна використовувати лише для місцевих потреб. Всі породи, що являють собою корисні копалини району, можна поділити на такі групи: 1) будівельні матеріали. 2) паливо та 3) інші корисні копалини.

1. Будівельні матеріали. Серед будівельних матеріалів найпоширеніша порода в межах аркуша є лес плато й терас, а також солодководяні суглинки, делювіальні суглинки та копальні ґрунти. Лес використовують на цегельнях для виготовлення цегли і здебільшого він є добрий будівельний матеріал. Біля м. Карлівки є добре устаткована цегельня, де для виготовлення цегли використовують лес першого поверху, копальний ґрунт та легко суглинястий лес другого поверху, рахуючи від поверхні (стратиграфічно третього). Відомо, що для виготовлення паленої цегли вибирають леси, що найменше містять у собі вапна, через це ми часто спостерігаємо цегельні на терасах та схилах терас і плато, де лес і делювіальні мулуваті суглинки, в яких карбонати вимиті, більше вилугувані ніж у лесах нормального плато. Окрім виготовлення цегли, лес і лесуваті суглинки використовують безпосередньо на будування стін будинків у колгоспах та радгоспах, а також самих стін. Ці леси поширені на всіх трьох ділянках плато району і майже скрізь мають порівнюючи однакову якість.

Треба сказати, що піскуваті леси терас можна використовувати не лише для виготовлення цегли, а й клінкеру, а для цього потрібне технологічне випробування. Крім лесу, як будівельні матеріали, можна використати червонобурі та оливково-сіві глини, а також піски полтавського поверху, які можна домішувати до лесу при виготовленні цегли.

2. Паливо. На піймах річок Ворскли, Орчика та Берестової іноді трапляються торфуваті луки, але покладів торфу, який можна було б використати як паливо, на піймах ми не знайшли. Зложища торфу, що заслуговують на увагу і які тепер уже розробляються, є лише в болоті Холодному, розташованому серед піскової тераси р. Ворскли, на захід від с. Сопки. Грубина торфу в болоті Холодному хитається від 1 до 2 м; болото видовжене з півдня на північ, в північній частині завширшки до 0,6 км, а на північ звужується до 0,3—0,2 км.

Можливо, що в інших болотах, які трапляються на пісковій терасі та на її межі з однолесовою терасою, теж є поклади торфу; їх можна було б використати для палива, але це є предмет дальших спеціальних досліджень.

3. Інші корисні копалини. До інших корисних копалин залічуємо: оливково-сіві вогнетривалі глини, знайдені лише в ярах на правому березі р. Ворскли в околицях м. Старі Сенжари. Ці глини залягають під червонобурими глинами на межі з полтавськими пісками, шаром до 0,5 м грубиною; запаси їх малі і промислового значення вони не мають. Раніш ці глини використовували кустарі для ганчарного виробництва.

### ЛІТЕРАТУРА

1. Арендаренко, Записки о Полтавской губернии, Полтава, 1848.
2. Армашевский, Предварительный отчет о геологических исследованиях в Полтавской губернии 1883 г., „Известия Геол. ком.“, т. IV, 1885.
3. Армашевский, Геологические исследования в области бассейнов Днестра и Довна. Общая геологическая карта России, лист 46, „Труды Геол. ком.“, т. I, XV, 1903.
4. Агафонов, Третичные образования Полтавской губернии. Материалы к оценке земель Полтавской губернии, вып. XVI, 1894.

5. Агафонов, Ледниковые отложения Полтавской губ. Материалы к оценке земель Полтавской губ., вып. XVI, 1894.
6. Блеле, О местонахождении горных пород в Харьковской и Полтавской губерниях, пригодных для построения предполагаемого шоссе от Кременчуга до границы Курской губ., „Горный журнал“, № 5, 1843.
7. Борисяк, Записки о геологическом путешествии, Харьков, 1848.
8. Борисяк, Сборник материалов, относящихся к геологии Южной России, 1867.
9. Бондарчук, 3-верстовые геологические съемки Решетилівського аркуша 12—XXIV ряду, 3-верстовая карта, рукопись, 1932.
10. Білецький, Наслідки геологічно-розшукових робіт на глини для вироблення каналізаційних труб та ганчарного виробництва в околицях м. Полтави 1933 р. (остаточний звіт). Рукопис, с. 1—41.
11. Гуров, Главнейшие практические результаты геологических исследований Полтавской губ. в 1883 г., „Земский обзор“, № 12—14, 1883.
12. Гуров, Константиноградский уезд в геологическом отношении, „Земский обзор“, Орган Полтавского земства, 1884.
13. Гуров, Геологическое описание Полтавской губернии. Отчет Полтавскому губ. земству, 1888.
14. Георгиевский, Полтавский уезд, Материалы к оценке земель Полтавской губ., вып. 1, 1890.
15. Докучаев, Наши степи прежде и теперь, 1892.
16. Загорій, Четвертинні поклади та ґрунти Карлівського академ. заповідника, „Журнал Геолого-географ. цикла ВУАН“, № 1/5, 1933 р., с. 67—96.
17. Загорій, 3-верстовые геологические съемки 13 аркуша XXIV ряду, 3-верстовая карта (рукопись).
18. Захаров, Краткий курс практических занятий по почвоведению, Госиздат, Москва — Ленинград, 1929.
19. Захаров, Курс почвоведения, изд. 2, 1931.
20. Крокос, Материалы для характеристики четвертичных отложений восточной и южной Украины, Материалы исследований ґрунтів України, вып. 5, 1927.
21. Крокос, Четвертинні поклади Лубенщини, „Вісник Укр. район. геол.-розв. управи“, вып. 14, 1929.
22. Крокос, Четвертинні поклади деяких місць правобережної України. Материалы исследований ґрунтів України, вып. 1, вид. Центр. агро-хем. лабораторії, 1928, с. 49—71.
23. Крокос, Інструкція до вивчення четвертинних покладів України, „Четвертинний період“, вып. 3, 1931.
24. Красюк, Почвы и ґрунты по линии Подольской железной дороги. Сообщения Отдела почвоведения СХУК НКЗ, вып. 26, с. 1—224, Петроград, 1922.
25. Леваковский, Исследование осадков меловой и следующих за ней формаций, „Труды Общ. исп. природы при Харьковск. ун-в.“, т. VI—VII, 1872.
26. Лучицкий, Новые данные по гидрогеологии Полтавской губернии, „Зап. Киев. общ. ест.“, т. 25, 1916.
27. Лічкова, Каталог свердловин України, в. 2, вид. СОМА, т. I, ОЧК, с. 1—132, вып. 2, с. 1—184.
28. Левинсон-Лессинг, Лубенский уезд, вып. 2. Материалы по оценке земель Полтавской губ.
29. Лепікаш, Ґрунти Проскурівщини, вид. ЦАХЛ, Київ, 1931.
30. Махов, Ґрунти України, Харків, 1930.
31. Набоких А. И., Факты и предположения относительно состава и происхождения послетретичных отложений черноземной полосы России. Материалы по исслед. почв и ґрунтов Херсонской губ., вып. 6, Одесса, 1915.
32. Набоких А. И., Результаты ориентировочных почвенных исследований 1906—1911 г. в юго-западной России. Матер. по исслед. почв и ґрунтов Херсонской губ., вып. 4, с. 1—115, Одесса, 1915.
33. Отоцкий, Орографический очерк Полтавской губ. Материалы к оценке земель Полтавской губ., вып. 16, 1894.
34. Опшюков, Речные долины Полтавской губернии, 1905.
35. Поленов, Константиноградский уезд. Материалы к оценке земель Полтавской губ., вып. 7.
36. Педан, 3-верстовые геологические съемки 13 аркуша XXV ряду, 1932 (рукопись).
37. Православле, Гидрогеологические исследования в Анашевском уезде Херсонской губернии в 1914 г. Ежегодник по геологии и минералогии России, т. XVII, вып. 6—8, с. 135—200, Харьков, 1917.
38. Різниченко, До питання про стратиграфію та тектоніку терас середнього Дніпра, „Вісник Укр. район. геол.-розв. упр.“, 14, 1930.
39. Різниченко, До четвертинної історії району канівських дислокацій, „Вісник Укр. геол. ком.“, вып. 5, с. 53—71, Київ, 1924.
40. Різниченко, Левобережні терраси Дніпра от Прохоровки до Кременчуга. Путеводитель экскурсий второй четвертично-геологической конференции. 2 конференция АИЧОЕ. Геол.-разв. изд., Ленинград — Москва, 1932 г., с. 118—143.

41. Соколов, Геогностический очерк Полтавской губ., „Горный журнал“, № 1, 1843.  
42. Соколов Н. А., Общая геологическая карта России. Лис. 48, „Труды Геол. ком.“, т. IX, вып. 1, СПб, 1889.  
43. Сяндов И. Ф., Геологическое исследование Одесского уезда, „Записки Новор. общ. ест.“, т. XX, вып. 1, с. 51—136, Одесса, 1895.  
44. Феофилакто в, О делювиальных образованиях в Киевской и Полтавской губ., „Труды СПб общ. естествоисп.“, т. VII, 1875.  
45. Феофилакто в, Протоколы III съезда естествоиспытателей в Киеве, с. 17, и геогностические карты Киевской губ., 1872.

## РЕЗЮМЕ

Исследованный район представляет собой равнину, в пределах которой протекают реки: Ворскла с притоками, Орчик с притоками, Берестовая, Мокрая и Сухая Липянки. Главные геоморфологические элементы этого района: 1) плато и 2) речные долины с их террасами.

Плато занимает большое пространство и выделяется тремя большими участками<sup>1)</sup>.

Первый участок плато расположен на запад от долины р. Ворсклы. Поверхность его в основном ровная, за исключением тех участков, где проходят балки. Высотные отметки его колеблются от 144,20 м до 150,17 м.

В геологическом строении этого участка плато принимает участие лессовая серия, разделенная тремя ископаемыми почвами на четыре яруса<sup>2)</sup>, и краснобурные глины.

Второй участок плато расположен между долинами рек Ворсклы и Орчика. Поверхность этого участка имеет идеально равнинный характер. Высоты его колеблются от 128,01 до 149,31 м.

Этот участок плато сложен лессовой серией, разделенной тремя ископаемыми почвами на четыре яруса (причем в состав третьего яруса лесса входят флювиогляциальные пески) и только в западной части участка (в начале склона к долине р. Ворсклы) лессовая серия разделена четырьмя ископаемыми почвами на пять ярусов. Лессовая серия подстилается краснобурными глинами.

Третий участок плато находится между долинами рек Орчика и Берестовой. Поверхность этого участка имеет волнисто-равнинный характер за исключением водозборной площади р. Ланной, которая со своими балками вызывает заметное разнообразие в рельефе местности.

Высоты участка колеблются от 134,19 м до 171,47 м.

Центральная и восточная часть этого участка плато сложена четырьмя ярусами лесса с тремя ископаемыми почвами и краснобурными глинами, залегающими в основании лессовой серии.

В западной части этого участка плато констатировано пять ярусов лесса с четырьмя ископаемыми почвами, причем в третий ярус лесса (рисский) вклиниваются флювиогляциальные отложения (пески и суглинки), которые находятся в западной части плато от долины р. Орчика и в направлении на восток с увеличением абсолютных отметок плато выклиниваются.

Образование каждого яруса лесса мы связываем (условно) с наступлением ледниковых масс восточной Европы и условно с альпийскими оледенениями, а именно: гюнцким, миндельским, рисским и вюрмским, а образование ископаемых почв связываем с междуледниковыми эпохами (интергляциалами).

Необходимо отметить, что вюрмская эпоха характеризуется двумя фазами наступления ледниковых масс, разделенных вюрмским интерстадиалом, во время которого образовалась первая ископаемая почва; каждой фазе вюрмского

<sup>1)</sup> Смотри карту.

<sup>2)</sup> На склонах от плато к реке Ворскле встречается пять ярусов лесса с четырьмя ископаемыми почвами.

оледенения отвечает ярус лесса, а именно: первой фазе — второй ярус лесса (считая от поверхности) и второй фазе — первый ярус лесса.

Предположение проф. Крокоса В. И., что лесс образовался во время ледниковых эпох, наиболее отвечает действительности, о чем свидетельствуют стратиграфические данные и вклинивание флювиогляциальных песков в третий ярус лесса на наиболее древней террасе р. Ворсклы и в этот же ярус лесса на плато позаледникового района (в западные части II и III участка плато). Вклинивание флювиогляциальных песков в третий ярус лесса на плато в западных частях II и III участка дает возможность прийти к выводу, что в рисскую эпоху ледниковые воды заливали не только древние долины рек Ворсклы и Орчика, а и второй и третий участок плато, где они и оставили после себя флювиогляциальные отложения. На подобное вклинивание флювиогляциальных песков в третий ярус лесса плато позаледникового района указывает и проф. Крокос для бывш. Винницкого округа. Очевидно, в рисскую эпоху на громадных пространствах Украины (западной и восточной) происходили параллельно аналогичные процессы, а именно: заливание плато водами рисского ледника<sup>1)</sup>, который и оставил после себя флювиогляциальные пески. Исходя из этого, мы можем поставить вопрос о выделении нового геоморфологического элемента в позаледниковом районе, а именно: плато с флювиогляциальными песками. В данном случае геологический разрез по линии высоты 142,02 м. Ольховый Рог хорошо иллюстрирует, как ледник стремился посылать свои воды на плато, которые заливали только более пониженные его участки, где и оставили после себя флювиогляциальные пески, а с увеличением высот они выклиниваются. Дальше высоты со своим увеличением ледниковых вод не пускали. Вклинивание флювиогляциальных песков рисского ледника в 3-й ярус лесса, а также более легкий механический состав лесса этого яруса как на плато, так и на третьей надлуговой террасе р. Ворсклы лишний раз подтверждает допущение В. И. Крокоса, что образование лессов Украины происходило во время ледниковых эпох.

В пределах исследованной территории в орографическом отношении хорошо выделяются долины таких рек: 1) Ворсклы с ее притоком Мокрый Тагамлык, 2) Мокрой и Сухой Липянок, 3) Орчика с притоком Ланная и 4) Берестовой.

Речные долины исследованного района имеют в большинстве случаев хорошо выраженные террасы (за исключением Мокрой и Сухой Липянок). Река Ворскла имеет, в пределах исследованного района, хорошо развитую долину, ширина которой колеблется от 14—15 до 24 км. В этой долине хорошо выделяются такие террасы:

1) Луговая или пойма, 2) первая надлуговая (правобережная) терраса, 3) первая надлуговая или песчаная (левобережная), 4) вторая надлуговая или однолесовая и 5) третья надлуговая или наиболее древняя терраса.

1. Луговая терраса Ворсклы имеет ширину от 1 до 6 км, она заболочена и заросла лугово-болотной растительностью. Эта терраса сложена песчано-глинистыми аллювиальными отложениями.

2. Первая надлуговая правобережная терраса Ворсклы встречена на север от х. Гриневича и в окрестностях с. Старые Сенжары. Терраса в северной своей части сложена слоистыми аллювиальными песками, а в южной (окрестности Ст. Сенжары) илистыми и песчано-илистыми аллювиальными отложениями.

3. Первая надлуговая или песчаная терраса (левобережная) достигает в ширину до 7 км. Она отграничена от луговой террасы хорошо выраженным в рельефе уступом. Поверхность террасы бугристая от эоловых накоплений песка в виде дюн и деформованных кучугур песка. Высотные отметки

<sup>1)</sup> Нужно отметить, что речные долины риской ледниковой эпохи были значительно мельче и рельеф был меньше расчленен.

колеблются от 81,85 до 90,83 м. Эта терраса возвышается над поверхностью луговой террасы на 7—9 м с колебанием от 6 до 14 м. Она сложена аллювиальными песками, в верхней части перевейными ветрами. Эта терраса отграничена хорошо выраженным в рельефе уступом от однолессовой террасы.

4. Вторая надлуговая или однолессовая терраса имеет ширину от 4 до 6 км и возвышается над песчаной террасой в среднем на 6—7 м. Высотные отметки ее колеблются от 88,90 м до 93,92 м.

Поверхность террасы равнинная, однообразная. Эта терраса сложена одним ярусом лесса мощностью 1,65—2,10 м, подстилаемым аллювиальными породами (песками и суглинками), нередко с пресноводной фауной. Однолессовая терраса отграничена от третьей надлуговой террасы хорошо выраженным в рельефе уступом.

5. Третья надлуговая или наиболее древняя терраса достигает в ширину до 12 км. Она возвышается над однолессовой террасой в среднем на 20—22 м. Высотные отметки ее колеблются от 108,12 м до 117,34 м. Поверхность террасы равнинная. Терраса отграничена от плато хорошо выраженным в рельефе уступом. Эта терраса покрыта тремя ярусами лесса с двумя ископаемыми почвами, а отдельные ее участки тремя ярусами лесса с тремя ископаемыми почвами, причем третья ископаемая почва аллювиального происхождения.

Долина р. Мокрый Тагамлык достигает в ширину до 2 км. В ее состав входят пойма и однолессовая терраса.

Пойма заболочена и заросла лугово-болотной растительностью: она сложена песчано-глинистыми аллювиальными отложениями.

С левой стороны над поймой возвышается на 2—3 м, а отдельными участками и до 5 м однолессовая терраса, ширина которой колеблется от 1 до 1,25 км. Эта терраса сложена одним ярусом лесса, подстилаемым древними аллювиальными суглинками и песками, в верхней части которых сформирована ископаемая почва аллювиального происхождения.

В долине р. Орчика хорошо выражены следующие террасы: 1) луговая терраса или пойма, 2) первая надлуговая (правобережная терраса) и 3) первая надлуговая левобережная или двулессовая терраса.

1. Луговая терраса р. Орчика имеет в ширину 1—2,5 км, она заболочена. Терраса сложена илистыми и песчано-илистыми отложениями.

2. Правобережная, первая надлуговая терраса распространена на юг от с. Федоровки и достигает 2 км в ширину. Она сложена аллювиальными песчано-глинистыми и песчаными отложениями.

3. Первая надлуговая (левобережная) терраса Орчика достигает до 2 км в ширину. Поверхность ее волнистая. Она сложена лессовой серией, разделенной ископаемой почвой на два яруса и древними аллювиальными отложениями.

В состав долины р. Берестовой входят такие террасы: 1) луговая или пойма, 2) первая надлуговая (правобережная), 3) первая надлуговая (левобережная) или песчаная и 4) вторая надлуговая или двулессовая.

1. Луговая терраса или пойма р. Берестовой имеет ширину в пределах исследованного района от 1 до 1,5 км. Она заболочена. Высотные отметки ее колеблются от 80,47 м до 82,29 м. Терраса сложена песчано-глинистыми и песчаными аллювиальными отложениями.

2. Правобережная первая надлуговая терраса возвышается над поймой в среднем от 3 до 9 м. Ширина ее колеблется от 0,50 до 0,75 км. Она сложена илистыми и песчаными аллювиальными отложениями.

3. Первая надлуговая (левобережная) или песчаная терраса имеет в ширину от 0,75 до 1,5 км; она покрыта кучугурами песка. Высотные отметки ее колеблются от 94,32 до 101,92 м. Она сложена аллювиальными речными песками, в верхней части перевейными ветрами.

4. Вторая наддуговая или двулессовая терраса занимает юговосточный угол исследованного района. Высотные отметки ее колеблются от 111,82 до 126,67 м. Сложена терраса двумя ярусами лесса с одной ископаемой почвой и древними аллювиальными песчано-глинистыми отложениями, которые подстилают второй ярус лесса.

Время образования отдельных ярусов лесса, ископаемых почв и террас в пределах исследованного района для наглядности можно представить в виде таблицы:

Э по х а	Н а п л а т о	В р е ч н ы х д о л и н а х <sup>1)</sup>
Послеледниковая.	Формирование современной почвы.	Образование первых наддуговых террас (безлессовых) рек Ворсклы и Берестовой.
Вюрмская.	Образование первого яруса лесса. Образование первой ископаемой почвы. Образование второго яруса лесса.	В начале WII вырезался уступ однолессовой террасы. В начале WI вырезаются уступы двулессовых террас рек Орчика и Берестовой.
Рисс-вюрмский интергляциал.	Образование второй ископаемой почвы.	Образование рисс-вюрмской ископаемой почвы на третьей наддуговой террасе р. Ворсклы.
Рисская.	Образование третьего яруса лесса. (Отложение флювиогляциальных пород, вклинивающихся в третий ярус лесса в западных частях второго и третьего участка плато).	Вырезывание террасового уступа на большей территории третьей наддуговой террасы р. Ворсклы.
Миндель-рисская.	Образование третьей ископаемой почвы.	Освобождение некоторых участков третьей наддуговой террасы Ворсклы на недолгое время, но достаточное для образования здесь ископаемой почвы аллювиального происхождения.
Миндельская.	Образование четвертого яруса лесса.	
Гюнц-миндельский интергляциал.	Образование четвертой ископаемой почвы.	
Гюнцкая.	Образование пятого яруса лесса.	
Верхний плейстоц.	Образование краснобурых глин.	

### Полезные ископаемые

Полезные ископаемые района можно разделить на такие группы: 1) строительные материалы, 2) топливо и 3) другие полезные ископаемые.

1. К строительным материалам нужно отнести лессы как плато, так и террас рек, а также пресноводные суглинки, деллювиальные суглинки и ископаемые почвы, которые могут быть использованы для изготовления жженного кирпича, для изготовления „саманных“ стен в колхозах и совхозах, а также, возможно, и для изготовления клинкера, для чего необходимо сделать предварительные технологические исследования. Кроме лесса, как строительные материалы возможно использовать и краснобурые, и оливковосирые глины,

<sup>1)</sup> На террасах рек образование ярусов лесса и ископаемых почв происходило параллельно с образованием их на плато, а посему мы здесь отмечаем только время вырезывания террасовых уступов, или время образования самих террас.

а также пески полтавского яруса, которые можно примешивать к лессу при изготовлении кирпича.

2. К топливу нужно отнести отложения торфа в болоте Холодном, расположенного среди песчаной террасы р. Ворсклы. Мощность торфа колеблется от 1 до 2 м.

3. К другим полезным ископаемым нужно отнести: оливоксовишые огнеупорные глины, залегающие под краснобурими глинами на границе с полтавскими песками, слоем мощностью до 0,5 м. Эти глины констатированы в оврагах правого берега р. Ворсклы в м. Старые Сенжары. Запасы этих глин очень малы и промышленного значения они не имеют. Раньше эти глины использовывались кустарями для гончарного производства.

#### ZUSAMMENFASSUNG

Das erforschte Gebiet stellt ein, von den Flüssen Worskla und Orschik nebst deren Zuflüssen, sowie von der Berestowaja, der Mokraja- und der Suchaja-Lipänka durchströmtes Flachland dar. Die geomorphologischen Elemente dieses Bereiches präsentieren sich in der Hauptsache als: 1) Plateau und 2) Flusstäler und deren Terrassen.

Das Plateau umfasst ausgedehnte Flächenräume, indem es in der Gestalt dreier grosser Teilstücke hervortritt (s. Karte).

Das erste Teilstück des Plateaus, das westlich vom Worsklaflusstal gelegen ist, besitzt eine, im wesentlichen, ebene Oberfläche, abgesehen von den Teilen dieses Bezirks, die von Balki (Steppenschluchten) durchfurcht werden. Die Höhenangaben variieren hier in den Grenzen von 144,20 m bis zu 150,17 m.

Am geologischen Aufbau dieses Teilstückes des Plateaus sind beteiligt: eine von drei fossilen Böden in vier Stufen getrennte Lösserie <sup>1)</sup> und rotbraune Tone.

Die Oberfläche des zwischen den Flusstälern der Worskla und des Orschik gelegenen zweiten Teilstückes des Plateaus besitzt durchaus Flachlandcharakter mit Höhen von 128,01 bis 149,31 m.

Dieser Plateauteil besteht aus der von drei fossilen Böden in vier Stufen aufgeteilten Lösserie, deren dritte Stufe in ihrem Bestande fluvioglaziale Sande aufweist; bloss in der westlichen Partie dieses Teilstückes, wo die Hanglage zum Worsklaflusstal ihren Anfang nimmt, wird die Lösserie von vier fossilen Böden in fünf Stufen geteilt. Unter der Lösserie lagern rotbraune Tone.

Das dritte Teilstück des Plateaus befindet sich zwischen den Flusstälern des Orschik und der Berestowaja. Das Gelände dieses Teilstückes trägt den Charakter eines wellenförmigen Flachlandes, mit Ausnahme des Flussgebiets der Lannaja, das mit seinen „Balki“ beträchtliche Abwechslung in der Einförmigkeit des Reliefs der Gegend darbietet. Die Höhen im Teilstück schwanken zwischen 134,19 und 171,47 m.

Die zentrale und die östliche Partie dieses Teilstückes des Plateaus bestehen aus vier Lösstufen mit drei fossilen Böden und rotbraunen Tönen, die an der Basis der Lösserie gelagert sind, während im westlichen Teile desselben fünf Lösstufen mit vier fossilen Böden zur Beobachtung gelangen; in die dritte (Riss) Lösstufe sind fluvioglaziale Ablagerungen (Sande und Lehme) eingekeilt; diese befinden sich im westlichen Teile des Plateaus von dem Orschikflusstal an; nach Osten hin keilen sie sich, mit der absoluten Zunahme der Höhenangaben, aus.

Die Formierung der einzelnen Lösstufen wird von uns mit dem Vorstoss der Gletschermassen Osteuropas und, bedingungsweise, mit den alpinen Vergletsche-

<sup>1)</sup> An den der Worskla zugewandten Böschungen des Plateaus lassen sich fünf Lösstufen mit vier fossilen Böden erkennen.



rungen, dem Günz, Mindel, Riss und Würm, in Zusammenhang gebracht, während die Entstehung der fossilen Böden mit den Zwischeneiszeiten (den Inter-glazialen) zu konnektieren ist.

Zu betonen ist, dass die Würmepoche durch zwei Phasen des Vordringens der Gletschermassen, — geteilt durch die Würm-Interstadiale, während deren sich der erste fossile Boden formierte, — gekennzeichnet ist; jedweder Phase der Würmvereisung entspricht eine gewisse Lösstufe und zwar: der ersten Phase — die zweite (von der Oberfläche gerechnet) Lösstufe, und der zweiten Phase — die erste Lösstufe.

Am meisten gestützt durch das vorhandene Tatsachenmaterial ist die Annahme des Prof. W. I. Krokos über die Lössbildung während der Glazialperioden; hierfür legen Zeugnis ab: stratigraphische Daten und das Einkeilen fluvioglazialer Sande in die dritte Lösstufe hinein an der ältesten Worsklaflussterrasse, sowie in ebendieselbe Lösstufe am Plateau der extraglazialen Region (in den westlichen Teilen des 2. und 3. Teilstückes des Plateaus). Das Einkeilen der fluvioglazialen Sande in die dritte Lösstufe am Plateau in den westlichen Anteilen des 2. und 3. Teilstückes lässt zur Schlussfolgerung gelangen, dass zur Risseiszeit die glazialen Wässer nicht nur die Altflusstäler der Worskla und des Ortschik erreichten, sondern auch das zweite und das dritte Teilstück des Plateaus, wo sie nun auch die fluvioglazialen Ablagerungen hinterliessen. Über ein derartiges Einkeilen fluvioglazialer Sande in die dritte Lösstufe des Plateaus des extraglazialen Bereichs berichtet Prof. Krokos auch hinsichtlich des (vormaligen) Bezirks Winnitza. Offenbar vollzogen sich während der Rissperiode in den enormen Weiten der (westlichen und östlichen) Ukraine Hand in Hand analoge Prozesse, nämlich die Überflutung des Plateaus von den Wässern des Rissgletschers<sup>1)</sup>, dessen Hinterlassenschaft fluvioglaziale Sande sind. Daraufhin erhebt sich die Frage nach der Aussonderung eines neuen geomorphologischen Elements im extraglazialen Gebiet, in der Gestalt des Plateaus mit fluvioglazialen Sanden. Hier wird durch das geologische Profil längs der Höhenlinie von 142,02 m Olchowij-Rog die Tendenz des Gletschers seine Wässer dem Plateau zuzuführen, gut veranschaulicht. Diese Wässer überfluteten bloss dessen niederere Teilstücke, dort fluvioglaziale Sande hinterlassend, während letztere sich, mit zunehmender Höhenlage, auskeilen. Schliesslich verhindert die Höhensteigerung den Zufluss der Gletscherwässer. Durch das Einkeilen der fluvioglazialen Sande des Rissgletschers in die dritte Lösstufe hinein, sowie durch die leichtere mechanische Zusammensetzung des Lösses dieser Stufe sowohl am Plateau, als auch an der dritten überauigen Terrasse des Worsklaflusses wird nochmals die Annahme von W. I. Krokos hinsichtlich der Formierung der Lösses der Ukraine während der Glazialperioden erhärtet.

Innerhalb des erforschten Territoriums treten in orographischer Beziehung folgende Flusstäler gut hervor: 1. das der Worskla mit deren Zufluss Mokry-Tahamlyk, 2. diejenigen der Mokraja-Lipänka und der Suchaja Lipänka, 3. das des Ortschik und dessen Zuflusses Lannaja und 4. dasjenige der Berestowaja.

Die Flusstäler des untersuchten Bezirks besitzen meistens gut ausgeprägte Terrassen; Ausnahmen hiervon bilden die Mokraja- und die Suchaja Lipänka. Der Worsklafluss hat im erforschten Gebiet ein gut entwickeltes Tal, dessen Breite zwischen 14—15 km und 24 km variiert. In diesem Flusstale treten nachstehende Terrassen deutlich hervor: 1. eine Wiesenterrasse oder Aue; 2. die erste rechtsufrige überauige Terrasse; 3. die erste überauige oder sandige linksufrige Terrasse; 4. die zweite überauige oder einlössige Terrasse (mit einem Lösshorizont) und 5. die dritte überauige, älteste Terrasse.

<sup>1)</sup> Es ist zu vermerken, dass die Flusstäler der Risseiszeit bedeutend flacher waren und das Relief weniger zergliedert.

1. Die Wiesenterrasse der Worskla. 1 bis 6 km breit, ist versumpft und mit Wiesen-Moor-Vegetation bestanden, sie setzt sich aus sandig-tonigen und alluvialen Ablagerungen zusammen.

2. Die erste überauige, rechtsufrige Terrasse der Worskla ist nördlich vom Chutor (kleines Landgut) Grinewitsch und in der Umgegend der Ortschaft Starye-Senshari angetroffen worden. Der nördliche Teil der Terrasse setzt sich zusammen aus schichtigen, alluvialen Sanden und der südliche (Umgebung von Starye-Senshari) — aus schlammigen und sandig-schlammigen alluvialen Ablagerungen.

3. Die erste überauige oder sandige (linksufrige) Terrasse ist bis zu 7 km breit. Von der Wiesenterrasse ist sie durch eine im Relief distinkt ausgeprägte Staffelung abgetrennt. Die Terrassenoberfläche ist hügelig infolge von äolischen Sandakkumulationen in der Gestalt von Dünen und deformierten „Kutschuguri“ (Sandhügelchen). Die Höhenkoten weisen Schwankungen von 81,85 bis zu 90, 83 m auf. Diese Terrasse erhebt sich über dem Niveau der Wiesenterrasse um 7–9 m, mit Extremen von 6 und 14 m und ist sie aus alluvialen Sanden, zuoberst von Winden überweht, zusammengesetzt. Genannte Terrasse wird von derjenigen mit einem Lösshorizont, durch eine, im Relief markant ausgedrückte, Staffelung begrenzt.

4. Die zweite überauige oder einlössige Terrasse ist 4 bis 6 km breit und erhebt sich durchschnittlich um 6–7 m über der sandigen Terrasse, mit Koten zwischen 88, 90 bis 93, 92 m. Die Terrassenoberfläche trägt Flachlandcharakter und ist einförmig. Diese Terrasse besteht aus einer, 1,65 bis 2,10 m mächtigen Stufe Lösses, dem alluviale Formationen (Sande und Lehme) mitunter mit Süßwasserfauna unterlagert sind; sie wird von der dritten überauigen Terrasse durch eine im Relief gut ausgeprägte Staffelung abgegrenzt.

5. Die älteste, dritte überauige, bis zu 12 km breite Terrasse erhebt sich im Mittel um 20–22 m über der einlössigen Terrasse; die Höhenangaben betragen hier von 108,12 bis zu 117,34 m. Diese Terrasse, deren Oberfläche flachlandartig ist, wird vom Plateau durch eine im Relief wohlmarkierte Staffelung abgeschlossen. Überdeckt ist diese Terrasse mit drei Lössstufen mit zwei fossilen Böden bzw. einzelne Bezirke derselben — mit drei Lössstufen und drei fossilen Böden und ist der dritte fossile Boden alluvialer Herkunft.

Zum Bestande des Flusstales des Mokry-Tahamlyk, das 2 km breit ist, gehören eine Aue und eine Terrasse mit einem Lösshorizont. Die Flussaue ist versumpft und mit Wiesenmoorvegetation bestanden; sie besteht aus sandig-tonigen Alluvialablagerungen. Linkerseits erhebt sich zu 2–3 m über der Aue und parzellenweise auch bis zu 5 m eine einlössige Terrasse, deren Breite von 1 bis zu 1,25 km beträgt. Diese Terrasse besteht aus einer Lössstufe, unter der altalluviale Lehme und Sande lagern, zuoberst hat sich ein fossiler Boden alluvialer Herkunft gebildet.

In dem Flusstal des Orschik sind gut ausgeprägt folgende Terrassen: 1. die Wiesenterrasse oder Aue; 2. die erste überauige (rechtsufrige) Terrasse und 3. die erste überauige linksufrige zwei-lössige (mit zwei Lösshorizonten) Terrasse.

1. Die Wiesenterrasse des Orschikflusses besitzt eine Breite von 1 bis 2,5 km und ist versumpft, sie setzt sich aus schlammigen und sandig-schlammigen Ablagerungen zusammen.

2. Die rechtsufrige, erste überauige Terrasse erstreckt sich südwärts von Fedorowka und erreicht eine Breite von 2 km. Zusammengesetzt ist sie aus sandig-tonigen und sandigen Alluvialablagerungen.

3. Die erste überauige (linksufrige) Terrasse des Orschik ist bis zu 2 km breit, hat eine wellenförmige Oberfläche. Ist zusammengesetzt aus einer, von einem Fossilboden in zwei Stufen aufgeteilten Lösserie und aus altalluvialen Ablagerungen.

Zum Bestande des Flusstales der Berestowaja zählen folgende Terrassen; 1. Wiesenterrasse oder Aue; 2. erste überauige (rechtsufrige) Terrasse; 3. erste überauige (linksufrige) oder sandige Terrasse; 4. zweite überauige oder zweilösige Terrasse.

1. Die Wiesenterrasse oder Aue des Berestowajaflusses ist, im Bereiche des erforschten Gebiets, 1—1,5 km breit und versumpft, mit Höhenangaben von 80,47 bis zu 82,29 m. Diese Terrasse setzt sich aus sandig-tonigen und sandigen Alluvialablagerungen zusammen.

Zeitalter	Am Plateau	In Flusstälern <sup>1)</sup>
Postglazial.	Formierung jetzeitlichen Bodens.	Bildung der ersten überauigen (lössfreien) Terrassen der Worskla und des Berestowajaflusses.
Würm.	Formierung der 1. Lössstufe. Formierung des 1. fossilen Bodens. Formierung der 2. Lössstufe.	Zu Beginn des W. II. schnitt sich die Staffelung der einlössigen Terrasse ein. Zu Beginn des W. I schneiden sich die Staffelungen der zweilössigen Terrassen der Flüsse Orschik und Berestowaja ein.
Riss-Würm Inter-glazial	Bildung des zweiten fossilen Bodens.	Bildung des fossilen Riss-Würm Bodens an der dritten überauigen Terrasse des Worsklaflusses.
Riss.	Formierung der dritten Lössstufe. Ablagerung der in die dritte Lössstufe in den westlichen Partien des 2. und 3. Teilstückes des Plateaus sich einkeilenden fluvioglazialen Gesteine.	Einschneiden der Terrassenstaffelung in einem grossen Areal der dritten überauigen Terrasse des Worsklaflusses.
Mindel-Riss.	Formierung des dritten fossilen Bodens.	Freiwerden einiger Bezirke der dritten überauigen Terrasse der Worskla, jedoch nicht für genügend lange Zeit, um hier die Formierung eines fossilen Bodens von alluvialer Herkunft zu ermöglichen.
Mindel.	Formierung der 4. Lössstufe.	
Günz-Mindel Inter-glazial	Bildung des 4. fossilen Bodens.	
Günz.	Formierung der 5. Lössstufe.	
Ober-Pliozän.	Bildung von rotbraunen Tonen.	

2. Die rechtsufrige erste überauige Terrasse erhebt sich über die Aue durchschnittlich um 3 bis 9 m; ihre Breite variiert in den Grenzen von 0,50 und 0,75 m. Sie ist aus schlammigen und sandigen Alluvialablagerungen zusammengesetzt.

3. Die erste überauige (linksufrige) oder sandige Terrasse ist 0,75 bis 1,5 km breit und wird sie von Land-„Kutschuguri“ bedeckt. Ihre Höhenkoten schwanken

<sup>1)</sup> An den Flussterrassen erfolgte die Formierung der Lössstufen und fossilen Böden Hand in Hand mit deren Bildung am Plateau; deshalb wird hier bloss das Zeitalter des Einschneidens der Terrassenstaffelungen bzw. die Zeit der Formierung der Terrassen selbst angegeben.

in den Grenzen von 94,32 und 101,92 m. Ihren Bestand machen alluviale Flusssande, zuoberst windüberweht, aus.

4. Die zweite überauige oder zweilössige Terrasse umfasst die südöstliche Ecke der untersuchten Region; die Höhenangaben betragen von 111,82 bis 126 67 m. Zusammengesetzt ist diese Terrasse aus zwei Lösstufen mit einem fossilen Boden und altalluvialen sandig-tonigen Ablagerungen, welche der zweiten Lösstufe unterlagert sind.

Die Zeit der Bildung der einzelnen Lösstufen, der fossilen Böden und Terrassen innerhalb des erforschten Gebiets wird durch nachstehende Tabelle veranschaulicht.

### Nutzbare Mineralien und Gesteine des Gebiets

Diese lassen sich in folgende Gruppen einordnen: 1. Baumaterialien, 2. Heizstoffe und 3. sonstige nutzbare Mineralien und Gesteine.

1. Den Baustoffen sind zuzuzählen: die Löss sowohl des Plateaus als auch der Flussterrassen, Süßwasserlehme, Deluviallehme und fossile Böden. Diese können für die Verfertigung von gebrannten Ziegeln und „Saman“-Wänden (Pisébau) in den Kollektiv- und Sowjetwirtschaften verwertet werden, möglicherweise auch zur Anfertigung von Klinkern, wozu aber vorerst technologische Untersuchungen anzustellen sind. Abgesehen vom Löss, kann man als Baustoff auch rotbraune und olivfarbengraublau Töne verwenden, gleichwie Sande der Poltawa-Stufe, die dem Löss bei der Anfertigung von Ziegeln beigemischt werden

2. Den Heizstoffen sind zuzurechnen die Torfablagerungen in dem, an der sandigen Terrasse des Worsklafusses, gelegenen Moor Cholodny; die Mächtigkeit des Torfes beträgt hier 1 bis 2 m.

3. Unter den sonstigen nutzbaren Materialien wären zu nennen: feuerbeständige olivfarben-graublaue Töne in den Schluchten des rechten Ufers der Worskla in Starije Senshari. Diese lagern in der Gestalt einer 0,5 m mächtigen Schicht unter rotbraunen Tönen, indem sie an Poltawaer Sande grenzen. Wegen ihrer geringen Menge kommt ihnen jedoch keine industrielle Bedeutung zu. In früheren Zeiten wurden diese Töne von Heimarbeitern für Töpferarbeit verwendet.

achen ein:  
fasst zu  
in 1185.  
einen ras  
er wies.

Böden mit  
nde Tee-

Gebirg  
im Mittel-

Platen:  
essig die  
l. Sie  
werden  
technis  
maxim  
richwe  
Jäger

en in der  
py, die

nen mit  
Ufer  
richtig  
ten. Die  
lung  
arbeiten













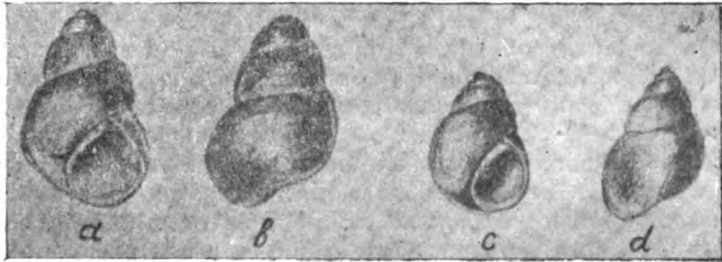
Про *Paludina diluviana* Kunth

В. Г. Бондарчук

On *Paludina diluviana* Kunth

V. G. Bondarchuk

Останнім часом, коли почали інтенсивно розробляти стратиграфію четвертинних покладів, чималу увагу віддають *Paludina diluviana*, яку більшість дослідників вважають провідною скам'янілістю для міндель-ріського інтергляціалу. Про цю черепашку є досить багата література, але одності в поглядах дослідників щодо походження, поширення та типу *P. diluviana* немає.



a - b. *Paludina diluviana* в Темпельгофа; c - d. *P. diluviana* в Westeregeln.  
(За Кунтом. Розміри натуральні).

*Paludina diluviana* вперше описав А. Кунт 1865 р. (17) в розвідці „Die losen Versteinerungen im Diluvium von Tempelhof bei Berlin“, з підморенових покладів околиць Берліна. Автор виду дав йому таку характеристику:

„Das Gehäuse bedeckt, genabelt, ziemlich thurmformig für eine *Paludina*. Die Umgänge, deren bei ausgewachsenen Stücken 5—6 vorhanden sind, sehr wenig gewölbt, die Naht in Folge dessen sehr wenig eingesenkt. Am Embryonalende ist die Naht fast gar nicht eingesenkt; die Spitze ganz stumpf, die ersten 2 bis 2½ Umgänge bilden daher nahezu eine Halbkugel. Die Mündung einförmig, oben spitzwinkelig. Die Schale sehr dick (1 mm).

In allen Grössen bis 27 mm Höhe und 18 mm. Grössester Durchmesser an der letzten Windung. Höhe der Mündung 14 mm. Breite 10 mm. Nahe verwandt ist die Art mit *Pal. achatina* Brug., sie unterscheidet sich von ihr durch die höhere Gestalt, die wenig gewölbten Umgänge, die stumpfe Spitze, und die Dicke der Schale“.

До розвідки Кунт додав рисунки, що ілюструють його новий вид. Копії цих рисунків наводимо.

Темпельгофські зразки відрізняються масивністю черепашки, високою спіраллю та легкою приплющеністю обертів. Зразки з Westeregeln-а меншого

розміру, спіраль черепашки загострена, останній оберт розвинений відносно більше ніж у темпельгофських зразків.

Загальний габітус 4 рисунка різко відмінний від темпельгофських зразків і його трудно пояснити молодим віком форми.

1888 року вийшла праця Неймайра (26), у якій автор наводить чимало зразків під цією назвою.

Порівнення рисунків Неймайра з Кунтовими стверджують, що Неймайр під назвою *P. diluviana* описує форми, які нічого спільного з нею не мають. Проти трактування Неймайра заперечував І. Сінцов і пізніше цю помилку з'ясував Брусіна.

Цікаве в роботі Неймайра те, що він відрізняє дві відміни *P. diluviana* (с. 607), одна: „ist verhältnissmässig schlank, mit nidrigerer Mündung, etwas gewölbten Windungen, tiefer eingeschnittenen Nähten, weniger ausgesprochen kegelförmigem Gesamtumriss; eine Abplattung und Einengung der letzten Windung ist wenig bemerkbar. Dieser Abänderung, welche ich var. *gracilis* nennen will, gehört das von Kunth (diese Zeit. 1865. Bd. XVII, t. 7, f. 8a—b) abgebildete Exemplar an, und ein typischer Vertreter ist auf Taf. XXVII, fig. 1 abgezeichnet. Die zweite Abänderung, var. *crassa*, ist etwas breiter, entschiedener kegelförmig, die Windungen sind flacher, die Nähte weniger tief, der letzte Umgang ist deutlicher abgeflacht, die Mündung höher (l. c., f. 8c—d)“.

Як зразок останньої форми Неймайр наводить рис. 9 на XXVII таблиці.

Цитована праця Неймайра викликала гостру відповідь на неї з боку Сінцова (32), який закидає Неймайрові, що він під назвою *P. diluviana* змішав різні форми.

Переходячи до характеристики *P. diluviana*, Сінцов пише (с. 205): „В песчано-галечных отложениях Таганрога нередко попадаются палюдины, которые и по конфигурации, и по размерам совершенно совпадают с изображенной у Кунта на фиг. 8c—d“. Далі Сінцов підкреслює, що в околицях Таганрога зразки палюдин більшого розміру, але вони завжди мають витягнену форму: „Достоинно замечания, — говоритъ далі Сінцов, — то обстоятельство, что последний оборот хорошо сохранившихся русских экземпляров *Paludina diluviana* покрыт большим количеством слабо возвышающихся спиральных полосок, которые на предпоследнем обороте сменяются спиральными желобками“.

До праці Сінцов додає кілька рисунків, з яких 4—8 відповідають рисункам *c—d* Кунта, при чому, зразків, що були б подібні до кунтовської *P. diluviana* з Темпельгофа, у Сінцова немає.

1907 р. Брусіна (5) в спеціальній статті подає характеристику *P. diluviana* і доводить, що зразки, визначені Неймайром як *P. diluviana* — не типові, а також спростовує його твердження, ніби *P. diluviana* живе в усті Дунаю.

Цього таки року Кобельт (18, 33) описав чимало зразків *P. diluviana* з околиць Берліна, але докладний аналіз його рисунків стверджує, що під назвою *P. diluviana* тут є чимало інших форм, які сюди не належать. Як близькі до типу Кунта, тут можна визнати рисунки на табл. 346 (рис. 2148) та на табл. 346 (рис. 2154, 2155 та 2156.) Не вдаючись у детальний аналіз того, які саме черепашки під назвою *P. diluviana* подає Кобельт, можна тільки підкреслити, що тут фігурують форми групи *P. fasciata*, як *P. okaensis* та ін. Останнє виразно підкреслив акад. Павлов у роботі (27) за 1925 р.

В цій роботі Павлов подає коротку характеристику типу *P. diluviana* (с. 135) і зауважує, що зразки *P. diluviana* було знайдено в озері Неро та в долині р. Псла, в районі м. Манжалія. Поруч цікаво підкреслити, що з числа палюдин, описаних Кобельтом як *P. diluviana*, Павлов виділяє *P. sokolovi*, *P. megarensis* v. *conoid-anqusta*, *P. romaloi* та інші. За тип *P. diluviana*

Павлов, як видно з його малюнків, приймав описану Кунтом форму з Темпельгофа.

Між іншим, до існування *P. diluviana* в озері Неро, про що згадує Павлов, треба поставитися обережно; в усякому разі зразок, що його він описав як *P. diluviana* var. *crassa* і який зберігається в його збірці, дуже різниться від німецьких зразків. На мою думку, її скорше можна залічити до молоді форми *P. fasciata*; щождо знаходження *P. diluviana* в долині р. Псла, то в численних збірках палюдин з річок Полтавщини в мене немає жодної форми, яку можна було б залічити до *P. diluviana*.

На с. 142 згаданій роботі акад. Павлов зупиняється на зразках з околиць Таганрога, описаних Сінцовим як *P. diluviana* і виділяє їх в новий вид *P. sinzovi*. Треба підкреслити, що рамки нового виду Павлов проводить нечітко і залічує сюди форми, описані Сінцовим як *P. subconspina*, а інші, опукліші зразки цього виду залічує до нового виду *P. sokolovi*.

З сказаного видно, що поняття виду *P. diluviana* недосить визначено і вимагає деякої конкретизації.

Таксамо заплутане й питання про походження *P. diluviana*. Так Кобельт (33) ототожнює *P. diluviana* з північними расами *P. fasciata* і вважає, що остання виникла з *P. diluviana*. Цю думку підтримує Богачов (2, с. 198), який припускає виникнення *P. fasciata* з *P. diluviana*, а остання походить, очевидно, від *P. neumayri-fuchi*. Про донських *P. fasciata* Богачов (с. 94—95) каже: „...я с полной уверенностью говорю о распространении *P. diluviana* в бассейне Дона в постплиоценовое время и убежден, что здесь она видоизменилась в *P. fasciata*. Превращение это произошло в низовьях Дона уже после эпохи вторжения *Cardium edule* Lin.“. Про це говорить і Сінцов (32).

Щодо поширення попередників *P. diluviana*, то черепашки близькі до *P. neumayri* були визначені з пліоценових лігнітоносних глин у районі Познані та Східної Пруссії (Менцель, 24); *P. neumayri* таксамо знайшов Павлов (с. 16—17) у пліоцені середньої Волги біля Сызрані. Черепашки близькі до *P. fuchi* знайдено в околицях Самари Андрусовим; Чернишов знайшов у Казанському Закам'ї черепашки, визначені Богачовим як *P. diluviana* v. *crassa* (2, с. 196) разом з Левантинськими уніонідами. „Это указывает, — говорить Богачов (с. 196), — на широкое распространение типа гладких палюдин в реках восточно-европейской пліоценовой суши. Акклиматизировались здесь, консервативно гладкие палюдины дали стойкое потомство, к началу ледникового периода выработавши тип *P. diluviana*, тогда как в Паннонском и Славонском бассейне гладкие палюдины дали ряд скульптурных форм, оказавшихся нежизнеспособными и к началу ледникового периода совершенно вымерших“.

Ці висновки Богачова цілком ясно визначають географічні межі й час виникнення *P. diluviana* в різних місцях України (Градижськ, Тираспіль, Меджибож, узбережжя Озівського моря), а також і північно-німецькі зразки. Тип *P. diluviana* можна схарактеризувати так:

Черепашка масивна, середніх розмірів, з 5—6 обертів. Спіраль буває то вища (v. *gracilis*), то присадкувата (v. *crassa*). Останні обerti опуклі мало, іноді наче зрізані. Шви неглибокі, плечоподібного загину обертів немає. Скульптури не помітно. Апертура овальна, трохи витягнена вгору, колумела і внутрішня губа завжди значно утовщені. Umbo у вигляді вузької щілини.

Наведена характеристика стосується обох описаних Неймайром варієтетів, з яких v. *gracilis* відносно більшого розміру та стрункіший, а v. *crassa* менша і більш присадкувата. Обидві відміни зв'язані рядом проміжних форм так, що їх можна розглядати як дві крайні форми змінності типу. Наведеній характеристиці відповідають, крім роботи Кунта, Paludina, описані

в Кобельта (№№ рисунків яких 2156 і частини 2147—2148. У Павлова № 66 на табл. III).

Між іншим, серед німецьких зразків *P. diluviana*, що переходять в збірці А. Павлова, є форми, які відповідають рисункам *a—b* і *c—d* праці Кунта. Значна потертість зразків не дозволяє судити про характер скульптури їх, але ясно виступає різниця в конфігурації цих зразків. Тип, що відповідає рис. *c—d*, позначається тоншою черепашкою, високою спіраллю з загостреним вершком та значно розвинутим останнім обертом; а тип, показаний на Кунтовому рисунку *a—b*, має товсту високу черепашку і інші, описані Кунтом ознаки. Ця різниця чітко виступає на рисунках і в Кунта. Виходячи з останніх, Сінцов (32), описуючи палюдин з району Таганрога, залічує до *Paludina diluviana* черепашок, що відповідають кунтівській формі *c* та *d* і які пізніше описав Павлов як *P. sinzovi*. Порівняння *P. sinzovi* з деякими зразками Північної Німеччини дійсно виявляє зближення, різниця полягає в спіральній скульптурі, що помітна на таганрозьких зразках. Очевидно, в руках Кунта були трохи відмінні зразки палюдин з діалювію Північної Німеччини, і наступні дослідники, вважаючи за тип ту чи іншу відміну під *P. diluviana* описували різні черепашки, — це виразно видно з робіт Неймайра, Сінцова та Кобельта. За тип *P. diluviana* треба вважати рисунок *a* й *b* в роботі Кунта, до яких стосується і текст його розвідки. — з цього погляду ми і будемо далі розглядати *P. diluviana*.

На доданих фотографіях показані численні зразки *P. diluviana* з різних місць України, з них найбільш відповідає німецьким зразкам, при безпосередньому порівнянні, var. *gracilis* № 1—2. Зразки цього варієтета з ок. Тирасполя та ок. Берліна значно витягнуті проти типу і близькі до *P. tiraspolitana* Pav. *V. crassa* з Отради на Міуському лимані та з Меджибожа на р. Південному Бозі значно більшого розміру і масивніші ніж тираспольські та німецькі зразки. Останні, очевидно, є дуже молоді форми.

Розміри *P. diluviana* хитаються в дуже значних межах, дозрілі досить великі, як видно з таблички.

*P. diluviana* v. *gracilis*

Таблиця 1. Рис. 1-6

Ч.	Розміри в міліметрах						Місцевість	Примітка
	Черепашка			Апертура				
	Висота	Ширина	Відношення висоти до ширини	Висота	Ширина	Відношення висоти до ширини		
1	28,0	20,0	1,40	14,0	12,1	1,15	П. Німеччина	Апертура поламана
2	24,0	15,5	1,61	11,0	9,8	1,12	"	Апертура потерта
3	27,0	21,5	1,26	15,5	11,5	1,34	Отрада	
4	26,0	22,5	1,15	15,0	12,0	1,25	В. Вознесенка	
5	21,0	15,0	1,40	—	—	—	Тираспіль	Апертура поламана
6	26,8	19,5	1,37	14,0	11,0	1,27	Меджибож	
Пересічно	25,46	18,91	1,365	13,9	11,28	1,22		

*P. diluviana v. crassa*

Таблиця 1. Рис. 7—11

Ч. ч.	Розміри в міліметрах						Місцевість	Примітка
	Черепашка			Апертура				
	Висота	Ширина	Відношення висоти до ширини	Висота	Ширина	Відношення висоти до ширини		
1	22,0	15,0	1,46	12,40	9,0	1,37	Півн. Німеччина	Апертура поламана
2	20,0	15,0	1,33	11,90	9,5	1,25	Ок. Кислиці	
3	23,0	20,0	1,15	14,0	10,5	1,33	Отрада	
4	22,7	17,07	1,32	12,77	10,0	1,30	Меджибож	
5	19,5	13,5	1,44	9,5	7,0	1,35	Тираспільська рінь	
Перс.	21,44	16,11	1,34	12,11	9,2	1,31		

Наведений опис, фото та таблицьки виміру *P. diluviana* досить характеризують її тип. *P. diluviana*, що поширена в тираспільській ріні, супроводиться палудиною, яка загальною конфігурацією наближається до *P. diluviana*, але позначається деякою округлістю (трубчатістю) обертів, круглою апертурою та ін. Цю черепашку Павлов описав як *P. tiraspolitana*, при чому в його збірці черепашки такого вигляду визначаються то як *P. tiraspolitana*, то як *P. diluviana*.

1929 р. в збірці палудин з околиць м. Таганрога я подибавав черепашку, що в загальних рисах наближається до *P. diluviana* (Кунт, № 8 с—d) і почасти до *P. sinzovi*, поруч з якою вона трапляється. Цю черепашку я визначив як новий умовний вид *P. tanaissica*. Черепашки, подібні до *P. tanaissica*, які походять з Північної Німеччини, я подибував під назвою *P. diluviana* в збірці акад. Павлова і до цього часу відмінність їх пояснювали молодістю черепашки.

Отже близькими до *P. diluviana* є черепашки, визначені під назвами *P. sinzovi* Pav., *P. tiraspolitana* Pav. та *P. tanaissica* Bond.; їх відношення до типу *P. diluviana* і до генетичного ряду палудин *P. neumayri-fuchi* — *diluviana* — *fasciata* з'ясуємо далі.

*Paludina sinzovi* Pav.

Таблиця 1. Рис. 12—15

1865. *Paludina diluviana*. Kunth, Die losen Versteinerungen im Diluvium v. Temp. Z. d. D: G. G., табл. VIII, фіг. 8 с—d.

1899. *Paludina diluviana*. Синцов, Несколько слов о *P. diluviana* Записки имп. С.-ПБ общ. II серия, ч. 25, табл. 1, рис. 4—5.

1907. *Pal. diluviana*. Kunth, Rossmässler Iconographie. Табл. 347, фіг. 2155.

1925. *Pal. sinzovi*. Павлов, Неогеновые и послетретичные отложения Южной и Восточной Европы. Мемуары Моск. общ. люб. естест., выпуск 5, табл. 1, рис. 19—20.

Черепашка тонка, гостро конусувата, з 5—6 обертів. Оберти зростають поступово, крім останнього, що ледве більший за половину висоти всієї черепашки.

Оберти правильно й незначно опуклі, останній має спіральну скульптуру у вигляді тонких паралельних рубців. Апертура досить велика з гострими

краями. Внутрішня губа не утовщена і цим істотно різниться від *P. diluviana*. Umbo не закрите, у вигляді неширокої щілини.

Ч.ч.	Розміри в міліметрах						Місцевість	Примітка
	Черепашка			Апертура				
	Висота	Ширина	Відомеш-ня висоти до ширини	Висота	Ширина	Відомеш-ня висоти до ширини		
1	22,8	17,0	1,341	13,2	9,0	1,46	Таганрог	
2	20,2	15,9	1,271	10,5	8,2	1,28	"	
3	23,5	16,7	1,407	12,4	9,1	1,36	"	
4	21,0	15,2	1,394	11,5	8,8	1,308	"	
Перес.	21,87	16,2	1,353	11,9	8,77	1,365		

У своїй роботі (27) Павлов описує під назвою *P. sinzovi* деякі зразки, які Синцов визначав як *P. subconcinna*. Але мені здається, що Павлов не зовсім точно передає зміст, який Синцов вкладав у свій вид *P. subconcinna* і тому під назвою *P. sinzovi* я буду розуміти тільки ті черепашки, які Синцов описує як *P. diluviana* і що показані в нього на рис. 4—5 (32).

*P. sinzovi* значно поширена в районі Таганрогу, де часто можна побачити її самиць з ембріонами, яких пересічно буває 8. Мангікіян (35, с. 174) знайшов її в куяльницьких покладах околиць Одеси, а в збірці Павлова вона є з Домашкинських вершин.

*Paludina tanaissica* Bond.

Таблиця 1. Рис. 18—21

1897. *Paludina diluviana*, Синцов. Несколько слов о *Paludina diluviana* etc., табл. 1, рис. 7.

1930. *Paludina tanaissica*. Бондарчук, Каспійські поклади північно-східного узбережжя Озівського моря.

Дуже невелика тонка черепашка, правильно конусувата, з 5—6 обертів. Висота останнього оберту більша, ніж половина висоти всієї черепашки. Рубці глибокі, оберти в верхній частині утворюють чіткий киль (високе плече). Сліди росту в вигляді паралельних спокійних косих ліній, їх перетинають невисокі паралельні рубці спіральної скульптури, що особливо виразна на нижньому боці останнього оберту. Апертура велика, трошки витягнена вгору. Краї тонкі, umbo не закрите.

Ч.ч.	Розміри в міліметрах						Місцевість	Примітка
	Черепашка			Апертура				
	Висота	Ширина	Відомеш-ня висоти до ширини	Висота	Ширина	Відомеш-ня висоти до ширини		
1	18,4	13,8	1,33	10,0	8,2	1,22	Таганрог	
2	17,5	13,4	1,30	10,4	8,0	1,30	"	
3	15,5	11,5	1,34	9,0	6,5	1,38	"	
Перес.	17,1	12,9	1,32	9,8	7,5	1,30		



Серед німецьких зразків *P. diluviana* в збірці акад. Павлова трапляються черепашки, що конфігурацією нагадують *P. tanaissica*, від якої різняться грубою черепашкою, відносно меншою апертурою і наявністю не дуже ясної спіральної скульптури, яка зближує її з *P. sinzovi* Pav.

*Paludina tiraspolitana* Pav.

Під цією назвою Павлов (27, табл. III, рис. 69—70) подає черепашку тираспільської ріни, але без опису. Загальна конфігурація цієї черепашки чимало нагадує *P. sinzovi*, від якої різниться дебелишою, більш витягнутою черепашкою, трубчастістю обертів та круглою невеликою апертурою. Останнім вона різко відмінна від *P. diluviana*. Між іншим, у збірці Павлова ця черепашка іноді значиться під цією назвою. Серед німецьких *P. diluviana* часто трапляються витягнуті форми, що нагадують *P. tiraspolitana*. Щодо поширення цієї черепашки, то Павлов називає тираспільську рінь та узбережжя Личаського лиману (27, с. 81—83).

Крім описаних черепашок, у районі поширення *P. diluviana*, на півдні України, поруч з нею трапляється чимало форм, що, очевидно, близькі до неї, а саме *P. subconcinna* Sinz., *P. sokolovi* Pav. і, нарешті, *P. fasciata* Müll. Щоб в'ясувати генетичний зв'язок цих черепашок з *P. diluviana*, розберемо їх ознаки.

*Paludina subconcinna* Sinz.

Таблиця 1. Рис. 22—23.

1877. *Paludina subconcinna*. Синцов, Описание новых и мало исследованных форм раковин из третичных образцов. Новорос., Зап. Нов. общ. ест., т. IV.

1889. *Paludina subconcinna*. Синцов, Несколько слов о *Paludina diluviana* и родствен. с нею формах. Записки мінерал. общ., 2 сер., ч. 25, т. I, с. 9—10.

1925. *Paludina sokolovi*. Павлов, Неогеновые и послетретичные отложения ест. Мемуары Моск. общ., 5, с. 142.

Черепашка середніх розмірів, правильної конічної форми з 4—5 обертів. Оберти правильно опуклі, останній більший за половину висоти всієї черепашки. Сліди росту досить чіткі.

Розміри з багатьох вимірів:

Висота 22,1—25,5 мм, пересічно 24,15 мм

Ширина 19,8—22,0 мм, пересічно 20,71 мм

Відношення висоти до ширини 1,165 : 1,0

Висота аперттури 14,0—15,2 мм, пересічно 14,28 мм

Ширина аперттури 10,5—12,0 мм, пересічно 11,13 мм

Відношення висоти до ширини 1,313 : 1,0

*P. subconcinna* знайдена Синцовим у верхньопліоценових покладах Одещини і пізніше в околицях Таганрога. Щодо таганрозьких зразків, то Синцов говорить, що деякі *P. diluviana* характером скульптури „заметьно сходна с *P. subconcinna* из новых плиоценовых отложений Куяльницкого лимана, а сама *P. subconcinna* постепенно переходит в разновидность *P. fasciata*, живущую у Таганрога“.

Треба відзначити, що зразки *P. subconcinna* з Таганрога, рисунки яких Синцов подає в своїй праці (32), різняться загалом від куяльницьких, які наближаються до *P. sinzovi*. Це відзначив і Павлов (27, с. 142), який тип *P. subconcinna* Sinz. в Таганрога виділив в окремий вид *P. sokolovi*.

*Paludina sokolovi* Pav.

Таблиця 1. Рис. 24

1925. *Paludina sokolovi*. Павлов, Неогеновые и послетретичные отложения, табл. III, рис. 75—76; табл. VI, рис. 82.

Широка округла черепашка середніх розмірів з 4—5 обертів. Оберти правильно і значно опуклі, висота останнього дорівнює половині висоти всієї

черепашки; цей оберт чимало роздутий і це надає черепашці присадкуватого вигляду.

Висота черепашки 25,8—27,5 мм, пересічно 26,8 мм  
Ширина черепашки 21,1—24,5 мм, пересічно 23,4 мм  
Відношення висоти до ширини 1,14:1,0  
Висота апертури 15,0—15,8 мм, пересічно 15,3 мм  
Ширина апертури 11,5—12,4 мм, пересічно 11,97 мм  
Відношення висоти до ширини 1,27:1,0

Загальна конфігурація *P. sokolovi* цілком схожа з *P. subconcinna*, з одного боку, та з *P. fasciata* — з другого. *P. fasciata* при стрункішій черепашці різниться більшим розміром, але досить поглянути на рис. 25—26, щоб перекоонатися, що *P. sokolovi* належить до групи *P. fasciata*; очевидно, вона в ланка, що зв'язує *P. subconcinna* верхньопліоцену з сучасною *P. fasciata*.

Остання черепашка, як доведено роботами Жадіна (12), має великий нахил до екологічної змінності; тут можна виділити до 10 форм, що в значній мірі ухляються від типу. В коло цих „морф“ Жадін залічує і *P. diluviana sokolovi* та *pseudo-achatinoïdes*. На думку цього автора, вік *Pal. fasciata* може спускатися до середнього пліоцену.

Коли підходити до *P. fasciata* з широким розумінням виду, в коло цієї групи попадають форми, з якими вони разом жили і зв'язані з ними переходами. Це *P. subconcinna*, *P. sokolovi*, *P. zickendrathi* і, можливо, багато інших.

Досить багатий матеріал моєї збірки *Paludina* з постпліоцену Таганрога дозволяє відзначити (це видно і в збірці акад. Павлова), що деякі встановлені Павловим нові види — *P. sokolovi*, *P. zickendrathi*, *P. pseudo-achatinoïdes* є певні середні (що мають найбільш особин даного типу) відміни *P. fasciata*, зв'язані між собою переходами. Виходячи з даних Жадіна, треба зробити висновок, що *P. diluviana* жила одночасно з *P. fasciata*.

Але сама *P. diluviana* як і *P. fasciata* теж мала нахил до екологічної змінності, яка, на мою думку, йшла кількома шляхами, — на це я далі і зверну увагу.

Про *P. diluviana* вище вже сказано, що автор виду під цією назвою описав дві форми, показані в нього на рисунках 8 а—b та с—d. Про основну відмінність їх я вже згадував, і як тип *P. diluviana* ми приймаємо тільки ті черепашки, що описані Кунтом і показані на рисунку а—b.

Друга форма, яку вивчав Кунт, очевидно, жила разом з *P. diluviana*, але не можна припускати, що це в тільки відміна її. Кунтівський зразок с—d Сінцов брав за тип *P. diluviana* і це була його помилка, яку далі виправив А. Павлов, виділивши ці зразки під назвою *P. sinzovi* (див. її опис та табл. 1, рис. 12—15).

Мої досліді цілком стверджують думку Павлова, що палюдину з околиць Таганрога, яку Сінцов приймав за *P. diluviana* і яка наближається до кунтівських зразків с—d, треба виділити в окремий вид під запропонованою Павловим назвою.

Ця черепашка — супутник *P. diluviana*, очевидно, теж є палеоарктична форма, що відокремилась, можливо, від спільного кореня (*P. neumayri*?) в верхньому пліоцені. В усякому разі проміжні (морфологічно) форми з яскраво помітними рисами видів можна намітити як для німецьких, так і для українських зразків. Як такий зразок, можна навести рис. 9 нашої таблиці. Відміна, очевидно, відбулася в наслідок перебування в інших умовах, можливо, в проточних водах. Ця вітка є редуруюча, з нахилом до вимирання і одною з останніх ланок її є форма близька до *P. sinzovi*, а саме *P. tanaissica*. Вище досить повно висвітлено характеристику черепашки, що виявлена в околицях Таганрога малорослими численними зразками. Порівнюючи велике число зразків *P. tanaissica*, значна відмінність конфігурації дорослих форм від *P. sinzovi* примушує розглядати її як форму, що має яскраві сліди пригнічення від невідповідних їй умов:

Відсутність *P. tanaissica* серед сучасних, відомих *Paludina* та молодших палюдинових фаун (Богачка та ін.) дозволяє визначити як межу поширення її ріське зледеніння, хоч у міндель-ріських міжльодовикових покладах Таганрога вона і досить поширена. Щодо географічного положення, то треба думати, що *P. tanaissica* не могла заходити на північ від межі ріського зледеніння.

Цікаві матеріали щодо екології *P. diluviana* дає тираспольська ринь. Поряд з нормально розвинутими, хоч і відносно витягнутими *P. diluviana v. gracilis* (табл. 1, рис. 45) та *v. crassa* (табл. 1, рис. 10—11), тут часто трапляються зразки, що мають хоч і досить масивну, але дуже витягнену черепашку, з невеликою округлою апертурою; конфігурацією вони нагадують *P. diluviana*, від якої різняться витягнутістю черепашки, округлістю апертури та ін. Цю черепашку Павлов виділив під назвою *P. tiraspolitana* (табл. 1, рис. 16—17). Характер конфігурації черепашки примушує припустити, що тут ми натрапляємо на „морфу“ *P. diluviana*, яка під впливом проточних вод змінила вигляд черепашки. Як *P. tiraspolitana*, так і *P. sinzovi-tanaissica* стверджують змінність *P. diluviana* під впливом умов, і, можливо, виявляють знову таки виродження її.

Приймаючи *P. tiraspolitana* за місцеву відміну її, вертикальне поширення її треба обмежити міндель-ріським міжльодовиковим часом.

Друге цікаве питання—це відношення *P. diluviana* до *P. subconcinna* й *P. sokolovi-fasciata*. *P. subconcinna*, описана Сінцовим з постпліоцену Таганрога, різниться від описаної ним палюдини з околиць Одеси, в куяльницьких покладів. Останню Павлов виділив у групи *P. sinzovi*, тоді як деякі зразки в Таганрога він позначив назвою *P. sokolovi*.

Про *P. subconcinna* з околиць Таганрога Сінцов говорить, що вона поступово переходить у *P. atra-fasciata*. Богачов (195, с. 2) підкреслює, що *P. subconcinna*, очевидно, є місцева відміна, що жила разом з *P. diluviana*. Поруч треба відзначити, що Богачов (с. 194) припускає, що в водозборі Дона *P. diluviana* була значно поширена в постпліоцені, при чому автор „убежден, что здесь она видоизменилась в *P. fasciata* Müll. Превращение это произошло в низовьях Дона уже после вторжения *Cardium edule*“.

З цієї замітки не видно, які саме з таганрозьких палюдин Богачов приймає за *P. diluviana*, крім того, він не відокремлює і *P. subconcinna*. В збірках Павлова *P. subconcinna* Syn., *P. sokolovi* трапляється з тираспольської рині, при чому дуже поширена.

З наведеного випливає, що поруч з типом *P. diluviana*, у родовищах, де фауна більш-менш досліджена, завжди жили палюдини групи *P. fasciata*, а тому не можна погодитися з думкою Богачова, ніби в Донському водозборі переродження *P. diluviana* відбувалося після просякання в Понто-каспійський басейн *Cardium edule*, що поширився тут, в усякому разі після ріського зледеніння.

Вище досить певно сказано, що *P. fasciata* чи її „морфи“ (*P. subconcinna*, *P. sokolovi*, *P. pseudo-achatinoïdes*) жили значно раніш міндель-ріського інтергляціалу і констатовані Мангикіянном у куяльницьких покладах, а *P. fasciata*, на думку Жадіна, трапляється з середнього пліоцену. Виходячи з цього, треба припускати, що *P. diluviana* та *P. fasciata* мають одного предка, за якого найприродніше вважати *P. neumayri-fuchi* (Богачова), при чому вітка *P. diluviana* швидко вимерла, а *P. fasciata* інтенсивно розвивається.

*P. sinzovi* є окремий вид взагалі, який морфологічно може бути схожий з деякими відмінами зразка *P. diluviana* (явище конвергенції), але генетично чужий йому.

Це можна ілюструвати так:

*P. neumayri-fuchi*  $\left\{ \begin{array}{l} P. sinzovi - P. tanaissica \\ P. diluviana - P. tiraspolitana \\ P. subconcinna - P. sokolovi - P. fasciata \end{array} \right.$

При чому *P. sinzovi* відокремилася раніш, ніж інші і вимерла разом з *P. diluviana*.

Вертикальне поширення *P. diluviana*, як було доведено вище, обмежується міндель-ріським інтергляціалом; для нього вона є виключної ваги провідна скам'янілість і як така має велику вагу у виявленні стратиграфії лесу, льодовиковий вік якого вона стверджує.

Друге питання — географічне поширення *P. diluviana* та шляхи, якими вона поширилася в Східній Європі — тепер не можна задовільно розв'язати, бо замало ще вивчені терасові поклади Південної Росії й Польщі, звідки могла емігрувати палудинова фауна, яку льодовик відтискав на південь; цими ж шляхами могла поширитися *P. diluviana* із Східної Пруссії, яку треба вважати за її батьківщину.

На Україні *P. diluviana* відома з міндель-ріських покладів головніших річок та Чорноморсько-Озівського узбережжя (15—27—3).

#### ЛІТЕРАТУРА

1. Андрусов Н. Послетретичная тиренская тераса в области Черного моря. Прага, 1925.
2. Богачев В. Пресноводная фауна Евразии, ч. I, Тр. Геол. Ком., Нов. сер. В. 135, 1924.
3. Бондарчук В. Фауна солодководних покладів м. Меджибожа. Зб. пам. акад. Тутковського, ч. II, 1931.
4. Бондарчук В. Каспійські поклади північно-східного узбережжя Озівського моря. Збір. пам'яті акад. Тутковського, т. II, 1931.
5. Brusina S. Ueber Vivipara diluviana Kunth. Nachricht-Blatt. d. D. Malacozool. Ges. N. I. 1907.
6. Григорович-Березовский Н. Плиоценовые и постплиоценовые отложения южн. Бессарабии. Зап. Н. Общ., ч. XXVIII.
7. Geer. Unsere Land- und Süßwass.-Mollusken. 1912.
8. Sandberger F. Die Land- und Süßwasser-Conchilien der Vorwelt. Wiesbaden 1870—1875.
9. Sontag Geologie von Westpreussen. Berlin. 1919.
10. Soergel W. Löss, Eiszeit und paläolithische Kulturen. Jena 1919.
11. Жадин В. Наши пресноводные моллюски. Муром, 1926.
12. Жадин В. Исследования по экологии и изменчивости *Vivipara fasciata* Müll. Мовопр. Волжск. биологич. станції № 3. Саратов, 1923.
13. Sentszsch (Доповідь). Zeitsch. d. D. Geol. Gesel. № 1. 1913.
14. Крокос В. та Бондарчук В. Четвертинні поклади північно-східного узбережжя Озівського моря (друкується).
15. Крокос В. Матеріали до характеристики четвертинних покладів східної та південної України. Матер. досл. ґрунтів Укр. Харків, 1927.
16. Keilhack. Ergebnisse von Bohrungen II. Jarb. d. K. Pract. Geol. Hand. Bd. XXV. 1904.
17. Kunth. Die losen Versteinerungen im Diluvium von Tempelhof. Z. d. D. Geol. Ges. 1865.
18. Kuster-Kobelt. Systematisches Conchilien-Cabinet. 1909.
19. Clessin. Deutsche Exkursions-Molluscen-Fauna, 1884.
20. Limanowsky M. O znaczeniu ilów wstęgowych (warwowych) Chełmna dla stratygrafii dyluvium Pomorza. Sprawoz. Polsk. Instyt. Geol. т. I. 1922.
21. Личков Б. К вопросу о террасах Днепра и Припяти. Мат. по общей и прикл. геол. В. 95. 1928.
22. Martini und Chemnitz. Systematisches Conchilien-Cabinet.
23. Maas. Ueber das Auftreten der Paludina diluviana in Westpreussen. Z. d. D. Geol. 1902.
24. Menzel. Klimaänderungen und Binnenmollusken im nördlichen Europa. 1910.
25. Neumayr und Paul. Die Congerien und Paludinen-Schichten Slavoniens und deren Faunen. A. C. R. A. VII. 1875.
26. Neumayr M. Ueber Paludina diluviana Kunth. Zeit. d. D. Geol. Gesel. V. XXXIX. 1887.
27. Павлов А. Ноогеновые и послетретичные отложения Южной и Восточной Европы. Мемуары Геол. отд. Моск. общ. л. ест. В. 5. 1925.
28. Penecke K. Beiträge zur Kenntniss der Fauna der Slavonischen Paludinenschichten. Beitr. zur Paläont. Ost. Ung. Bd. III. N 3. 1884.
29. Соколов Н. К истории Причерноморских степей с конца третичного периода. „Почвоведение“, 1904, т. 6, № 2—3.
30. Sokolov N. Der Mius Liman und Entstehungszeit der Limane Süd-Russlands. Зап. Минер. Общ., т. XII, 1902.
31. Синцов И. Описание некоторых видов неоген. окаменел., найденных в Бессарабии и Херсон. губ. Зап. Нов. общ. ест., т. XXI, В. II, 1897.

32. Сяндов И. Несколько слов о *Paludina diluviana* Kunth. и о родственниках с нею форм. Зап. имп. минер. общ. II сер., ч. 25, 1888.  
33. Rossmessler A. Iconographie der Land-Süßwasser Molluscen. Wiesbaden. 1906.  
34. Хоменко И. К вопросу о возрасте песчано-галечных отложений города Тирасполя. Зап. Нов общ. ест., т. XXXVI, 1908, В. 3.  
35. Мангикян. О куяльницких отложениях окр. Одессы. Вісник УРГРУ, ч. 14, 1930.

## РЕЗЮМЕ

В последнее время, в связи с разработкой стратиграфии четвертичных отложений, исследователями большое внимание уделяется *Paludina diluviana*. Однако в литературе существует значительное расхождение во взглядах о содержании самого вида *Vivipara diluviana* и о вертикальном распространении его.

Изучая в последнее время пресноводную четвертичную фауну УССР, я подобрал значительный материал о *Vivipara diluviana* (Таганрог, Градизск, Меджибож, Тирасполь и пр.) Сравнение образцов *V. diluviana* из этих районов с северо-германскими образцами приводит меня к следующим заключениям.

Под названием *Vivipara diluviana* Kunth (17) описал два различных вида *Vivipara* из делювия Германии, изображенных автором на рисунках в тексте. Как тип *Vivipara diluviana*, принимается вид, изображенный у Кунта на рисунке 8 *a—b*, отличающийся массивной раковиной, к которому, очевидно, относится текст автора.

Рисунки 8 *c—d* изображают тонкостенную, высокую заостренную раковину, очевидно, генетически отличную от типа (рис. 8 *a—b*).

Эта раковина принята Синцовым (30) как тип *Vivipara diluviana*. Она найдена автором в окр. г. Таганрога и является вполне идентичной с *V. subconspina* Sinz. из плиоценовых отложений южной части УССР.

Позже Павлов (25) *Vivipara diluviana* Синцова выделил в отдельный вид, под названием *V. sinzovi*. Наши данные вполне согласуются с выводами Павлова, и поэтому *Vivipara*, описанную Кунтом под № 8 *c—d*, следует рассматривать как отдельный вид *Vivipara sinzovi*.

Последняя в районе Таганрога значительно распространена. Вместе с ней жила *Vivipara* значительно меньшего размера, отличающаяся низкой приземистой раковиной, описанная автором под названием *V. tanaissica* (4). *V. tanaissica* имеет признаки угнетения и, очевидно, есть вымирающая ветвь *V. sinzovi*.

*V. diluviana* представлена двумя вариантами — *v. gracilis* (табл. 1, рис. 1—6) и *v. crassa* (рис. 7—11). Эти два крайних морфологических типа связаны между собой переходами. Средние размеры *V. diluviana v. gracilis* из многочисленных измерений следующие: высота 25,46 мм, ширина 19,5 мм. Отношение В:Ш 1,365:1. Высота апертуры 13,9 мм, ширина апертуры 11,28 мм. Отношение В:Ш—1,22:1.

Соответствующие данные для *V. diluviana v. crassa* следующие: раковины: В—21,44 мм. Ш—16,11 мм. Отношение В:Ш—1,34:1. Апертура: В—12,11 мм. Ш—9,2 мм. Отношение В:Ш—1,31:1.

*V. diluviana* из тираспольского гравия обнаруживает тенденцию к образованию вытянутых раковин округленными оборотами и с небольшим круглым отверстием.

Эту вариацию Павлов описал под названием *V. tiraspolitana* (см. табл. 1, рис. 16—17). Это применение, по видимому, есть следствием ухудшения условий существования.

В отношении вертикального распространения *V. diluviana* следует признать миндель-рисский возраст ее, для отложений которого она является руково-

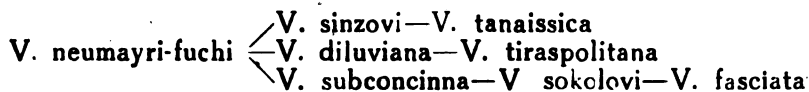
дящей. Верхняя граница распространения *V. diluviana* не переходит за рисское оледенение, когда она вымирает.

Между прочим, Богачев (2) упоминает, что *V. diluviana* в бассейне р. Дона переродилось в *fasciata*. Это перерождение произошло в эпоху проникновения *Cardium edule* в Понто-Каспийский бассейн.

Против такого заключения свидетельствует, с одной стороны, более древний возраст *V. fasciata*, которая, по мнению Жадина (12), встречается со среднего плиоцена, а, во вторых, изменчивость раковины *V. diluviana*, обнаруживающая тенденцию в сторону образования морф с вытянутой раковиной, резко отличающихся от *V. fasciata* и ее морф.

Исходя из этого, следует признать, что хотя *V. fasciata* и *V. diluviana* близкие формы, но происхождение ее из *V. fasciata* или наоборот является сомнительным.

Естественным является допущение происхождения этих двух видов из одного корня, за который можно принять *V. neumayri-fuchi*. Тогда место *V. diluviana* среди близких к ней форм объясняется следующей схемой:



Две верхние ветви из этой схемы вымерли до рисского оледенения, третья интенсивно развивается.

SUMMARY

Of late, in connection with the development of the stratigraphy of the Quaternary deposits, considerable attention has been devoted by the investigators to *Paludina diluviana*. Significant dissent is, however, extant in the views held in literature in relation to the constituents of the species *Vivipara diluviana* proper, as well as to the vertical distribution thereof.

In studying recently the fresh-water Quaternary fauna in the Ukr. S.S.R. the present writer has accumulated an appreciable amount of data on *Vivipara diluviana* (Taganrogue, Hradishsk, Medszibosh, Tiraspol and others). Specimens of *V. diluviana* from these districts having been placed in juxtaposition with samples from Northern Germany, the author has been led to the following conclusions.

Under the denomination of *Vivipara diluviana*, Kunth (17) described two different species of *Vivipara* from the Diluvium of Germany, which have been rendered by figures in the text. As the type of *Vivipara diluviana* there is assumed to be a species, represented in Kunth's by fig. 8 a, b; which is characterized by a massy shell, and to which the author's text is apparently relating.

Fig. 8, c, d are representing a shell, fine walled, high, and pointed, that genetically is obviously distinct from the type in fig. 8, a, b.

This shell was deemed by Sinzov (30) to be the type of *Vivipara diluviana*. It was found by the present author in the vicinity of Taganrogue, it being perfectly identical with *V. subconcinna* Sinz. from Pliocene deposits in the southern portion of the Ukr. S.S.R.

Subsequently Pavlov (25) singled out the *Vivipara diluviana* of Sinzov into a separate species with the denomination: *V. sinzovi*.

Our findings being wholly in agreement with the conclusions of Pavlov; the *Vivipara*, as described by Kunth under № 8 c, d, is to be regarded as an individual species of *Vivipara sinzovi*.

The latter is appreciably expanded within the Taganrogue region. Together with it, there lived a *Vivipara* of considerably lesser size, which was marked out by a shell: low and strubbed or thick-set, which has been described by the author under the denomination: *V. tanaissica* (4), the latter manifesting characters of depression and being evidently a branch of *V. sinzovi*, that is in the state of becoming extinct.

*V. diluviana* is being represented by two variations: *V. gracilis* (Table 1, fig. 1—6) and *V. crassa* (fig. 7—11). These two extreme morphological deposits are interconnected by transitional ones. From numerous measurements, the dimensions of *V. diluviana* v. *gracilis* are averaging, as follows: height of shell 25.46 mm.; breadth 19.5 mm.; height/breadth ratio 1,365:1; height of aperture 13,9 mm.; breadth thereof 11,28; h/b. ratio 1.22:1.

The data for *V. diluviana* v. *crassa* are respectively as follows. Shell: height 21,44 mm., breadth 16,11 mm., h/b. ratio 1,34:1. Aperture: height 12,11 mm., breadth 9,2 mm.; h/b. ratio 1,31:1.

*V. diluviana* from Tiraspil gravel (grit) has a tendency for the formation of elongated shells with rounded volutions (whorls, anfractus) and small round apertures.

This variation has been described by Pavlov as *V. tiraspolitana* (see table 1, fig. 16—17). This adaptation seems to have been the result of deterioration in the conditions of existence.

In considering the vertical expansion of *V. diluviana*, there must be recognized its Mindel-Riss date, for the deposits of which it is the leading form. The upper boundaries of *V. diluviana* do not transgress the Riss glaciation, at which time it died away.

Bogachev (2) states, that *V. diluviana* has degenerated into *fasciata* in the Don-river basin, this occurrence having taken place at the time of the *Caridium edule* penetrating into the Ponto-Caspian basin.

An objection to this conclusion is the more ancient age of *V. fasciata*, that, in Xadin's opinion (12), is being encountered from the middle Pliocene; then a point against it is the variability of the *V. diluviana* shell which tends towards the formation of morphological subdivisions with elongated shells, thus markedly differing from *V. fasciata* and its morphological subdivisions.

From the above evidence the conclusion is drawn that though, *V. fasciata* and *V. diluviana* be related forms, nevertheless the descent of the latter from the former or vice versa is doubtful.

The legitimacy of the assumption of these two species having descended from a sole root is to be acknowledged; as the latter, one may admit *V. neumayri-fuchi*.

Then the respective position of *V. diluviana* among other related forms is to be expressed by the following scheme:

*V. neumayri-fuchi*  $\left\{ \begin{array}{l} \text{V. sinzovi—V. tanaissica} \\ \text{V. diluviana—V. tiraspolitana} \\ \text{V. subconcinna—V. sokolovi—V. fasciata} \end{array} \right.$

where the two upper branches became extinct before the Riss glaciation, whereas the third is intensively developing.

ТАБЛИЦЯ 1

1-2	<i>Paludina diluviana</i> var. <i>gracilis</i>	Отрада
3-4	" " " "	Весело-Вознесенка
5	" " " "	Тираспіль
6	" " " "	Околиці Берліна
7	<i>Pal. diluviana</i> var. <i>crassa</i> "	Отрада
8	" " " "	Меджибож
9	" " " "	Околиці Берліна
10-11	" " " "	Тираспіль
12-13	<i>Pal. sinzovi</i> Pav.	Таганрог
14-15	" " " "	Тираспільська річка
16-17	<i>Pal. tiraspolitana</i> Pav.	Малаешти
18-19	<i>Pal. tanaissica</i> Bond.	Таганрог
20-21	" " " "	"
22-23	<i>Pal. subconcinna</i> Sinz.	"
24	<i>Pal. sokolovi</i> Pav.	"
25-26	<i>Pal. fasciata</i> Müll.	"

TABLE 1

1-2	<i>Paludina diluviana</i> var. <i>gracilis</i>	Otrada
3-4	" " " "	Vesselo-Vosnessenka
5	" " " "	Tiraspol
6	" " " "	Environs of Berlin
7	<i>Pal. diluviana</i> var. <i>crassa</i> "	Otrada
8	" " " "	Medzibosh
9	" " " "	Environs of Berlin
10-11	" " " "	Tiraspol
12-13	<i>Pal. sinzovi</i> Pav.	Taganrogue
14-15	" " " "	Tiraspol shingle
16-17	<i>Pal. tiraspolitana</i> Pav.	Malaeshty
18-19	<i>Pal. tanaissica</i> Bond.	Taganrogue
20-21	" " " "	"
22-23	<i>Pal. subconcinna</i> Sinz.	"
24	<i>Pal. sokolovi</i> Pav.	"
25-26	<i>Pal. fasciata</i> Müll.	"

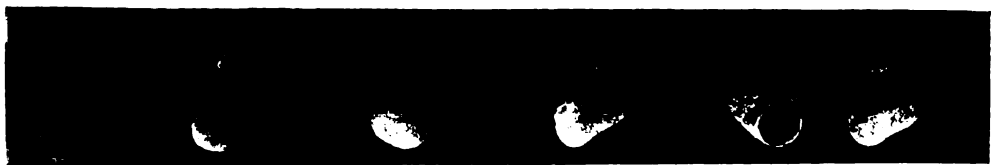


ТАБЛИЦЯ 1

TABLE 1



1 2 3 4 5



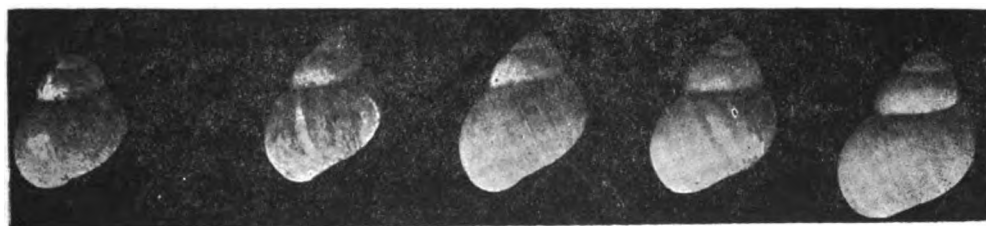
6 7 8 9 10 11



12 13 14 15 16



17 18 19 20 21



22 23 24 25 26

*Зменшено на 2/8 проти оригіналу*



**До знаходження мамута (*Elephas primigenius* Blum.) в с. Тишчинцях  
(Фастівського району) на Київщині**

*М. Бурчак-Абрамович*

**Über den Fund eines Mammuts im Dorfe Tyschtschinzi im Kyjiwer Gebiet**

*М. Burtshak-Abramowitsch*

У вересні 1932 р. в с. Тишчинцях (Фастівського району) селянин Онікій Максимович Денега, копаючи льох у товщі лесу, на глибині 2 м від поверхні знайшов деякі кістки (праве передрамя, ліве стегно, кусок лопатки) мамута. Така знахідка за пам'яті старожилів у цьому селі трапилася вперше і тому дуже зацікавила всю місцеву людність. Частина кісток ще в'ямі поколосся (Femur), інші були потім пошматовані місцевими експериментаторами. Кінець-кінцем, одна з цих кісток — переламаний наполовину Humerus потрапив до сільради, де його й зберігали. Восени 1933 р. про цю знахідку довідався робітник Київського авіаційного заводу Тимофій Михайлович Макаров, що тоді працював у с. Тишчинцях. Розуміючи все наукове значення цієї знахідки, Т. М. Макаров приставив до Геологічного музею ВУАН згаданий Humerus і повідомив Музей про умови знаходження решток мамута. Геологічний музей ВУАН негайно відрядив мене до с. Тишчинців з'ясувати геологічну обстановку знахідки та майбутні можливості розкопін.

Увесь дальший описовий матеріал і є наслідок мого дослідження в селі Тишчинцях.

С. Тишчинці (Фастівського району) лежить 7 км на захід від м. Фастова, на правому високому березі р. Кам'янки (лівобічна притока р. Росі).

Річка Кам'янка, що тече тут у південносхідному напрямку, має ліву широку низовинну заплавину, складену з річкових пісків, та високий правий берег з задернованими лесовими схилами. Правий високий берег підступає близько до сучасного русла і лише для правої заплави вузьку лукову смугу. Поверхня лівої заплави вкрита заболоченими зниженнями, густо порослими хащами очерету (*Phragmites communis* L.), рогозу (*Thypha angustifolia* L.), лози (*Salix* sp.) та ін.

Уподовж русла простягнулися напіввисоклі стариці. В більш підвищених пунктах лівої заплави, ближче до лівого підвищеного берегового схилу пишніють колгоспівські городи. На правому високому березі розляглося село Тишчинці. Правобережне підвищене лесове плато розчленоване системою балок, що устями своїми виходять до заплави р. Кам'янки. Схили балок цілком задерновані, тальвеги положисто увігнуті й вистелені балковим алювієм та делювієм, що складається з жовтуватих лесуватих суглинків і супісків. Задернованість схилів балок свідчить про давнє припинення денудаційної фази. Природних відслонень в окол. с. Тишчинці зовсім немає, а кількох незначних штучних глинищ у лесовій товщі при головній вулиці села занадто мало для докладнішого вивчення геології околиць. В згаданих лесових глинищах констатується типовий полого-жовтий еоловий лес з вапняно-мерге-

лястими конкреціями та дрібними білястими карбонатними трубочками. Згідно з свідченням селян, у с. Тишчинцях товща лесу сягає до 4—5 м глибини. Під лесом, за даними селян, залягають верстуваті піски з дрібними камінчиками (флювіогляціал).

В тальвегах верхів'я деяких балок вибиваються на денну поверхню холмді джерельця. Останні з значнішим дебетом каптовані в колодязні цямрини. напр., колодязь на дві балки коло колгоспу 3-го вирішального року п'ятирічки.

Рештки мамута знайдені в північній частині села на кутку „Дениківщина“, в садибі колгоспника О. М. Денегі на окраїні високого лесового плато правого берега р. Кам'янки близько 100 м від початку берегового схилу. На північ (метрів 200) від місця знаходження мамута тягнеться глибока балка, що тут виходить устям до заплавини р. Кам'янки. Отже мамут знаходиться на шпалі лесового плато, обмеженого з східного боку долиною р. Кам'янки, а з північного — згаданою балкою. На захід у бік плато місцевість поступово підноситься і досягає найвищих точок в 300—400 м від місця знаходження мамута. Безпосередня близькість заглибленої долини р. Кам'янки та згаданої балки, очевидно, в наслідок денудаційного зрису спричинилася до теперішнього висотного зниження периферійної частини плато, як от у пункті знаходження мамута. Неглибоке залягання його кісток (2 м від поверхні) говорить на користь цієї думки.

Геологічний профіль ями (льоху), де знайдено мамутові кістки, складається з таких порід:

0,0—0,62 м. Темносірий гумусовий підгоризонт сучасного ґрунту на вилугуваному лесі. Невиравно дрібногрудкувата структурність. Часті червоточини, вповнені екскрементами дощових хробаків. Донизу горизонт поступово жовтішає.

0,62—0,95 м. Брудножовтувато-бурий ілювіальний (В) підгоризонт сучасного ґрунту на вилугуваному лесі. Помітна невірна призматична структурність. Багато червоточин, вповнених сірим гумусовим матеріалом. Перехід донизу поступовий.

0,95—1,70 м. Жовтувато-буруватий ілювіальний підгоризонт (В<sub>2</sub>) сучасного ґрунту на вилугуваному лесі. Невиравно стовпчасто-призматична структура. Червоточини вповнені гумусовим матеріалом. Трапляються спальні камери дощових хробаків, заповнені гумусовим матеріалом.

Перехід донизу поступовий. Лінія скипання з НСІ проходить на глибині щось 170—175 см.

1,70—2,20 м. Полово-жовтий лес з нерівномірно розкиданими сіруватими гумусовими плямками по ходах червоточин. Є кротовини, вповнені сіро-бурим гумусовим матеріалом. Дсить часті білясті карбонатні трубочки. Порода тонкопорувата. Кістки мамута лежать на глибині 2 м у верхній частині лесової товщі, нижче горизонтів з ґрунтоутворенням. На рівні залягання кісток досить рясно розкидані ходи землеріїв, вповнені гумусовим матеріалом, та рідкі червоточини.

Великі трубчасті кістки кінцівок лежали горизонтально. Як удалося довідатися з розпитів, спершу натрапили на правий Numerus (передрам'я), що лежав плоскою стороною долі, щось за 30 см на схід від нього лежали лівий Femur (стегно) та лопатка.

Взаємного точного розпологу цієї групи кісток за розпитами виявити не вдалося. На відстані близько 1 м на схід від цих кісток лежав другий шийний хребець (Epistropheus), що його відкопав уже я. Лежав він на латеральному боці, обернений своїм Processus odontoideus на захід, у бік раніш знайденої групи кісток.

Безпосередньо за ним, за 10 см, лежала ліва Tibia (гомілка), обернена плантарно-проксимальним кінцем до згаданого хребця.

Одразу за гомілкою (5 см від неї на схід) лежав на латеральній поверхні тіла 3-й шийний хребець, обернений своєю Fossa vertebrae в бік гомілки.

Більше кісток нам не трапилося, хоч ми й провели невеликі рекогносцировні розкопи на дні ями і в ближчих стінках льоху.

З описаного розпологу кісток ясно видно, що вони після смерті мамута не лишилися на місці *in situ*, а були до деякої міри перемішані: Humerus потрапив до кісток кінцівок заднього пояса, а два шийні хребці опинилися в сусідстві з гомілкою. Про певне переміщення кісток свідчать також сліди згладження поверхні шийних хребців і обломлення їх паростків з наступним згладженням місць перелому. Тому навіть виникає сумнів, що недалеко є інші кістки мамуту. Дуже ймовірно, що вони були рознесені різними чинниками (водою, звірям) на значну віддаль від місця смерті тварини.

### Остеологічний опис решток

#### 1. *Epistropheus*. Другий шийний хребець

*Epistropheus* нашого мамута відрізняється в деяких деталях від *Epistropheus* мамута, описаного Заленським<sup>1)</sup>. В дальшому остеологічному описі я додержуватиму порядку, прийнятого в цій докладній праці Заленського. Одночасно відзначатиму всі особливості, що відрізняють останки нашого мамута від кісток, описаних Заленським.

Згідно з особливостями будови *Epistropheus*-а, наш мамут є доросла тварина, але ще не старого віку, і порівнюючи не дуже великого розміру. Шов між *Processus odontoideus* та тілом 2-го хребця на дорсальній стороні помітний мало, на вентральній і зовсім непомітний.

*Corpus vertebrae* майже круглої форми. Трансверсальна довжина каудальної частини тіла 15,6 м.

Сагітальний перетин (через середину дорсального заглиблення тіла) — 14,1 см. Відповідні виміри в мамута з р. Березівки доходили до 14,5 см, а в мамута, приставленого Шмідтом, 16,2 та 13,7 см. Отже наш мамут розміром займає середину.

Каудальний край дорсальної сторони тіла хребця утворює між ніжками невральної дуги незначне заглиблення. На вентрально-каудальному краї тіла нашого мамута немає медіального заглиблення, помітного на *Epistropheus*-ах інших мамутів. *Fossa vertebrae* нашого мамута досить глибока, з центром заглиблення, розташованим ближче до вентрального краю. З цієї причини контури *Fossa vertebrae* ексцентричні — вентральний сегмент менший і його стінки значно крутіші. Латеральні сегменти *Fossa vertebrae* поступово в дорсальному напрямку стають більш положисті. Дорсальний сегмент найбільше плоский, з слабким сагітальним угнуттям, що намічається від дорсального краю до найглибшого пункту *Fossa vertebrae*. Вентральна сторона тіла правильна округла і в краніальному напрямку звужується.

Дорсальна поверхня тіла *Epistropheus*-а між ніжками *Arcus vertebrae* поступово підноситься в каудальному напрямку і біля самого каудально-дорсального краю досить різко підноситься вгору, утворюючи, сказати б, невиразний положитий трансверсальний бар'єрчик. Сагітального гребеня на дорсальній поверхні тіла хребця, що його описує Заленський (l. c., с. 5) у березівського та шмідтівського мамута, у нашого непомітно. Можливо, що він затерся під час пересування хребця в лесі. Межа між *Processus odontoideus* та суглобовими поверхнями, згідно з даними Заленського, виразно виявлена лише в мамутів молодшого віку (березівського) у вигляді втисків на внутрішньому краї суглобових поверхень, які в старших мамутів зникають. У нашого мамута ця межа пред-

<sup>1)</sup> В. Заленський, Остеологические и одонтографические исследования над мамонтом (*Elephas primigenius* Blum.) и слонами (*El. indicus* и *El. africanus* Blum.). Науч. результаты экспед., снаряжен. Имп. Ак. Наук для раскопок мамонта, найденного на речке Березовке, 1, 1903.

ставлена мілкою западинкою, що досить виразно оконтурює внутрішній край суглобових поверхень. *Processus odontoideus* має форму конуса з дорсальною стінкою, значно коротшою від вентральної. Висота його по вентральній стінці доходить до 5 см (точно не визначена через відсутність виразного шва). У березівського мамута вона дорівнює 5,9 см, у шмідтівського до 7,2 см.

Висота *Processus odontoideus* по дорсальній сагітальній лінії дорівнює 4,5 см (у березівського 6,4, у шмідтівського 8 см).

Краніальна верхівка *Processus odontoideus* притуплена і лежить прямо (як у березівського), не відхиляючися помітно на дорсальну сторону (як у шмідтівського мамута). Жолобка з вентральної сторони передвершинної частини *Processus odontoideus*, що його описує Заленський у березівського та шмідтівського мамутів, у нашого непомітно.

Заленський описує (с. 6) т. зв. місток, що сполучає *Processus odontoideus* з бічними поверхніми фасеток, який у березівського мамута сягає до 1,5 см довжини та 2,1 см ширини. В старіших мамутів, за його даними, це сполучення значно ширше (до 5 см) і зливається з суглобовими поверхніми фасеток. У нашого хребця латеральна стінка *Processus odontoideus* відділяється від медіального краю суглобової поверхні легким заглибленням, яке зникає коло медіовентрального краю суглобової фасетки. Нижче латеральна стінка *Processus odontoideus* непомітно по положистій лінії переходить у вентро-медіальну поверхню фасетки. Містка в розумінні Заленського на нашому хребці немає, можливо, що він знівельований через стертя.

Права *Facies articularis anterior* у нашого мамута знищена в вентральній половині і на місці її є згладжене заглиблення. Ліва суглобова фасетка збереглася краще і лише в дорсо-медіальній частині, тоді як у вентральній половині вона також стерта. Довжина фасетки близько 8,4 см (у березівського мамута щось 8,2 см, у шмідтівського 8,8 см).

Ширину обох *Facies articularis anterior* не можна визначити, бо вони вповдовж латерального краю попсовані. Довгий краніодорсальний край *Facies articularis anterior* утворює посередині незначні угнуття.

Діапофізи у нашого мамута також дуже попсовані ще під час його відкладання в ласі. Від лівих залишились при основі лише незначні горбки, від правого — проксимальна частина горизонтальної та вентральної вітки поперечних відростків з великим *Foramen transversarium* між ними. Висота вертикальної вітки коло медіального боку близько 3,3 см.

Дуги *Eristropheus*-а завширшки 2,5 см (трансверсальний поперечник у найвужчому місці безпосередньо над дорсальним краєм *Facies articularis*). У березівського мамута ця ширина дорівнює 3 см.

Невральні дуги стикаються на висоті щось 6 см над серединою каудального краю дорсальної сторони тіла (сагітальний діаметр *Foramen vertebrale*).

Поперечний діаметр (при основі дуг на рівні найвищих точок дорсальної стінки тіла хребця в каудальній частині його) — 7,2 см. У березівського мамута ці величини такі: 6,3 см та 6,6 см, а в шмідтівського — 5,4 см та 6,8 см.

Зигапофізи (*Processus articulares posteriores*) по довгій осі мають близько 5 см, а завширшки щось 4,5 см. Останній вимір неточний, бо через попсованість хребця не було доброго певного пункту для встановлення вимірного приладу. У березівського мамута довжина щось 5,9 см, ширина 3,5 см, а в шмідтівського 5,6 см, ширина 4 см.

*Processus spinosus* в дистальній частині зруйнований. Сагітального дорсального жолобка на ньому не збереглося, і взагалі всі подробиці будови його знищені.

Ніжки *Arcus neuralis* розставлені помітно асиметрично: ліва ніжка порівнюючи з правою стоїть пряміше, а права в своїй верхній половині утворює склепіння більш увігнуте. Через це *Foramen vertebrae* має бічні контури неод-

накові — ліва сторона коротша та пряміша, а права довша випукліша і нахилена латерально. Вершина, в якій сходяться бічні сторони, лежить ближче до лівого боку.

## 2. Шийний 3-й хребець

Цей хребець був великою мірою згладжений і обламаний ще в період його відкладання в лесі.

*Processus spinosus* не зберігся.

Ширина *Laminae* верхніх дуг від вершини одного зигапофіза до вершини другого 13—14 см (вимір неточний через пошкодження), у березівського мамута 15 см, у шмідтівського 14,7 см. Товщина по середній (сагітальній) площі над *Processus spinosus* 2 см, у березівського 2,5 см, у шмідтівського 1,6 см. Вгнута поверхня задніх зигапофізів дуже попсована і не дається до точних вимірів. Обернена вона вентро-латерально-каудально. Горизонтальний діаметр фасетки її в найширшому місці близько 4 см.

Передній зигапофізи (*Processus articularis anterior*) скеровані дорсо-краніо-медіально. Поперечний найширший діаметр близько 4 см. У березівського мамута — 4,4 см, у шмідтівського 4,5 см. Вертикальний діаметр (найбільший) близько 2,5—4 см.

Тіло 3-го хребця має епістоцельну форму.

Вертикальний діаметр тіла коло 13,5 см (неточний), у березівського 12,3 см, у шмідтівського 13,7 см. Цей вимір я взяв по сагітальній площі з каудальної сторони тіла. Горизонтальний діаметр близько 14,5 см (виміряно по трансверсальній площі з каудальної сторони тіла), у березівського 12,2 см, у шмідтівського 14,6 см.

Діапофізи (*Processus transversarius*) не збереглися.

*Incisurae invertebrales* передньої сторони виявлені жолобками між передніми зигапофізами та тілом хребця. Задні *Incisurae invertebrales* простягаються заглибленими рівчачками від *Foramen vertebrae* під задніми зигапофізами до *Foramen transversarium*. Передня поверхня тіла хребця неправильно опукла. В центральній частині вона помітно увігнута і опукла по боках, особливо опукла на вентральній периферійній частині.

*Fossa vertebrae* задньої сторони тіла хребця увігнуті більш-менш рівномірно, але в найглибшій частині, розташованою ближче до вентрального краю. Епіфізи не збереглися. Ширина *Foramen vertebrae* при основі нижок дуги з каудального боку 7,4 см. Висота *Foramen vertebrae* — 5,2 см.

## 3. Scapula. Лопатка

*Scapula?* (лопатка) зруйнована остаточно підчас копання. Тепер залишилася тільки невелика частина пласкої зовнішньої поверхні розміром 30 + 30 см.

## 4. Tibia. Ліва гомілка

Ліва гомілка (*Tibia*) відкопана в цілому стані. Довжина її від *Eminentia intercondyloidea* до вершини *Malleolus internus (medialis)* дорівнює 58 см.

У березівського мамута ця довжина досягає 57,3 см.

Ширина проксимального епіфіза (медіо-латерального) в нашого мамута дорівнює 21,4 см, у березівського 20,5 см. *Condylus internus* витягнений дорсо-плантарно. Подовжній (дорсо-плантарний) діаметр його 15,7 см (у березівського 13,5 см). Поперечний діаметр 12 см (у березівського 10,5 см).

Медіальний край обох *Condylus* прямий. *Condylus externus (lateralis)* значно меншого розміру, лежить глибше і форма його більш округла. Подовжній діаметр 10,6 см (у березівського 9,5 см). Поперечний діаметр близько 11 см (у березівського 9,4 см). *Cochlea tibiae* (фасетка для сполучення з *Astragalus*) витягнена медіо-латерально. Медіо-каудальний край її злегка зрізаний навскоси, а латеральний (граничний з *Facies articularis malleolaris*) прямий. Попе-

речний діаметр *Cochlea tibiae* (медіо-латерально) 12,8 см (у березівського 11,8 см). Подовжній діаметр (дорсо-плантарно) 12,9 см (у березівського 10,1 см). Посередині фасетки впововж її злегка намічається опукле підвищення.

*Incisura peronea* з суглобовою поверхнею (*Facies articularis malleolaris*) на *Fibula* має поперечний діаметр (медіо-латерально) 5,2 см. Контури її більшменш трикутні.

*Tuberositas tibiae* дуже розвинені. Довжина його близько 18 см (від краю *Condylus lateralis* до дистального краю шерсткого підвищення). У березівського мамута цей промір дорівнює 17 см. *Crista tibiae* утворює посередині сагітальний глибокий рівчак, обмежений латеральними шерсткими *Tuberositas tibiae*, з медіально-бічною медіальною стіною *Crista tibiae*. Рівчачок цей проксимально виходить на медіальний край *Condylus externus* у вигляді *Fossa ligamenti*. Дистально він поступово вужчає і губиться, не досягаючи дистального краю *Crista tibiae*.

### 5. Femur sinister. Ліве стегно

Викопаний Денегою в цілому стані, але ще в ямі він поколовся на шматки. Від усієї кістки залишились такі частини:

а) *Caput femoris* з попсованою шийкою (*Collum femoris*) та невеликою частиною *Corpus*. Найбільший сагітальний діаметр голівки 15,3 см. Пря медіальній периферичній частині голівки глибока *Fovea capitis*, витягнена дорсо-плантарно. Сагітальна довжина її близько 2 см, трансверсальна ширина щось 4,5 см.

б) *Condylus lateralis*. Трансверсальна ширина близько 7,5 см.

в) *Condylus medialis*. Трансверсальна ширина (в найширшому пункті близько плантарного краю) — 9,7 см.

д) Фрагмент діафіза *Femur*-а завдовжки близько 30 см.

### 6. Humerus dexter. Передрам'я праве

Від передрам'я, викопаного ще в 1932 р., залишилась більша частина кістки (без проксимального епіфіза) та окремо частина його *Caput humeri*.

а) *Caput humeri*. Збереглася майже цілком поверхня голівки. Більший діаметр її (дорсо-волярно) щось 21 см (у березівського мамута 20,3 см). Менший діаметр (медіо-латерально) близько 15—16 см (у березівського 13,7 см).

б) *Humerus dexter* (без проксимального епіфіза).

Проксимальна частина *Crista deltoidea* зламана.

Довжина *Humerus*-а від латеральної вершини *Tuberculum ectocondyloideum* до латеральної дистальної вершини *Condylus lateralis* дорівнює 35,5 см.

Ширина *Humerus* (медіо-латерально) на висоті латерального кута *Tuberculum ectocondyloideum* 22,7 см.

Ширина внизу (в найширшому пункті, між *Epicondylus lateralis* та *Epicondylus medialis*) 26 см.

Ширина в самому низу, між *Condylus lateralis* та *Condylus medialis*, 22,3 см (у березівського 20,7 см).

*Fossa coronoidea* дорсальної поверхні передрам'я мілка і поділяється злегка помітним подовжнім підвищенням на глибшу латеральну частину (з медіо-латеральною шириною 11 см) та зовсім мілку медіальну (завширшки близько 5,5 см).

*Fossa olecrani* глибока. Ширина її близько 9 см (у березівського 14,3 см). Мій промір взято в найширшому пункті.

Ширина *Condylus lateralis* (медіо-латерально) 9 см (у березівського 6,4 см). Ширина *Condylus medialis* близько 11,5 см (у березівського 10,8 см).

Довжина *Condylus medialis* (дорсо-волярно) близько 16,6 см (у березівського щось 13,8 см). Довжина *Condylus lateralis* по латеральному краю близько 13,5 см.

Остеологічними ознаками наш мамут цілком подібний до вищезгаданих сибірських мамутів з роботи Заленського. Розміри окремих кісток свід:



чать про дорослу тварину середнього розміру. Останки мамута поховані в верхній половині першого зверху поверху еолового лесу, на глибині 2 м від сучасної денної поверхні. Такі стратиграфічні умовини говорять про досить пізній час відкладення решток мамута в товщі лесу. Якщо виходити з твердження, що лес, головне, відкладається підчас зледеніння, в фазах наступу льодовика, його стаціонарного стану та відступу, то час загибелі нашого мамута датується, найімовірніше, другою половиною зледеніння вюрму II.

#### РЕЗЮМЕ

Осенью 1932 г. в с. Тышчинцах (Фастовского района) при копании погребя были найдены разрозненные кости мамонта. Залегали они в толще первого яруса типичного эолового лесса на глубине 2 м непосредственно ниже лессового горизонта, затронутого почвообразованием. Остатки мамонта состояли из *Epistropheus*-а, третьего шейного позвонка, лопатки, левой *Tibia*, левого *Femur*-а, правого *Humerus*-а. Находились эти кости близко одна от другой (1 м.—0,1 м) в нарушенном против нормального положении. Так, возле левой *Tibia* находился 3-й шейный позвонок и *Epistropheus*. Правый *Humerus* лежал по соседству с левым *Femur*-ом и лопаткой. Небольшая степень сглаженности поверхностей и давняя обломка нескольких отростков шейных позвонков свидетельствует о некоторой транспортировке костей перед их окончательным отложением. По размеру кости соответствуют взрослому мамонту средней величины. Произведенные небольшие раскопки больше остатков мамонта не обнаружили. Местонахождение мамонта приурочено к возвышенному лесовому плато правого берега р. Каменки (левый приток р. Роси), от его слегка пониженной части берегового склона, в расстоянии около 200 м от современной правой поймы р. Каменки. Время отложения остатков мамонта относится, предположительно, ко второй половине оледенения вюрма II.

#### ZUSAMMENFASSUNG

Im Herbst 1932 wurden im Dorfe Tyschtschynzi (Fastower Bezirk) beim Ausgraben eines Kellers einzelne Mammutknochen gefunden. Sie waren in der Schicht der ersten Stufe eines typischen äolischen Lösses in einer Tiefe von 2 m gelegen, direkt unter dem der Bodenbildung ausgesetzten Lösshorizont. Die Mammutreste bestanden aus dem *Epistropheus*, dem dritten Halswirbel, dem Schulterbein, dem linken Schienbein, dem linken Schenkelknochen, dem rechten Humerus. Die Knochen befanden sich nahe von einander (1 m — 0,1 m), in einer von der normalen abweichenden Lage. Neben dem linken Schienbein befand sich der dritte Halswirbel und der *Epistropheus*. Der rechte Humerus lag neben dem linken Schenkelknochen und dem Schulterbein. Die unbedeutende Glattheit der Knochenoberflächen und der alte Bruch einiger Halswirbelauswüchse beweisen ein gewisses Transportieren der Knochen vor ihrer endgültigen Ablagerung. Den Dimensionen nach entsprechen die Knochen einem erwachsenen Mammut von mittlerer Grösse. Die unternommenen unbedeutenden Ausgrabungen brachten keine Knochen mehr zu Tage. Der Fundort des Mammut befindet sich auf dem erhöhten Plateau am linken Ufer des Flusses Kamenka (des linken Nebenflusses des Flusses Ross), auf dem leicht gesenkten oberen Teile des Uferabhanges auf einer Entfernung von etwa 200 m von der gegenwärtigen rechten Aue des Flusses Kamenka. Die Ablagerungszeit der Mammutreste gehört wahrscheinlich der zweiten Hälfte der Vereisung des Würms II an.

## ЗМІСТ

Проф. д-р В. І. Крокос. Четвертинна серія Полтавського району . . . . .	3
Д. К. Біленко. Четвертинні поклади західної частини Донецької області і прилеглі райони областей Харківської й Дніпропетровської . . . . .	29
Д. К. Загор'їй. Геоморфологія і четвертинні поклади межиріччя Борскла—Орчик—Берестова в їх середній течії . . . . .	61
В. Г. Бондарчук. Про <i>Paludina diluviana</i> Kunth . . . . .	117
М. Бурчак-Абрамович. До знаходження мамута ( <i>Elephas primigenius</i> Blum.) в с. Тишчинцяк (Фастівського району) на Київщині . . . . .	131

## INHALT

Prof. W. I. Krokos. Die Quartärserie der Poltawer Region . . . . .	3
D. K. Bilenko. Die Quartärablagerungen des westlichen Teils des Donetz Gebiets und der nächsten Regionen des Charkower und Dnipropetrowsker Gebiets . . . . .	29
P. K. Samorij. Über die Geomorphologie und die quartären Ablagerungen des Zwischenflusslandes der Mittelläufe der Worskla, des Orschik und der Berestowaja . . . . .	61
V. I. Bondarchuk. On <i>Paludina diluviana</i> Kunth . . . . .	117
M. Burtschak-Abramowitsch. Über den Fund eines Mammuts ( <i>Elephas primigenius</i> Blum.) im Dorfe Tyschtschinzi (Fastower Bezirk) im Kyjwer Gebiet. . . . .	131



Ціна 7 крб. 50 коп.

---

**Друкарня-літографія Всеукраїнської Академії Наук. Київ.**

УКРАЇНСЬКА АКАДЕМІЯ НАУК  
КОМІСІЯ ВИВЧАННЯ ЧЕТВЕРТИННОГО ПЕРІОДУ

ACADÉMIE DES SCIENCES D'UKRAINE  
COMMISSION POUR L'ÉTUDE DE LA PÉRIODE QUATERNAIRE

*Quaternary period*

# ЧЕТВЕРТИННИЙ ПЕРІОД

ВИП. 9

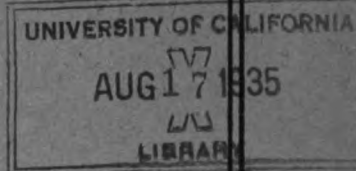
Відповідальний редактор Л. А. ЛЕПІКАШ

## DIE QUARTÄRPERIODE

LIEF. 9

Redigiert von L. A. LEPIKASCH

ВИДАВНИЦТВО УКРАЇНСЬКОЇ АКАДЕМІЇ НАУК  
КИЇВ—1935—KYIV







УКРАЇНСЬКА АКАДЕМІЯ НАУК  
КОМІСІЯ ВИВЧАННЯ ЧЕТВЕРТИННОГО ПЕРІОДУ

ACADÉMIE DES SCIENCES D'UKRAINE  
COMMISSION POUR L'ÉTUDE DE LA PÉRIODE QUATERNAIRE

---

# ЧЕТВЕРТИННИЙ ПЕРІОД

ВИП. 9

Відповідальний редактор Л. А. ЛЕПКАШ

---

# DIE QUARTÄRPERIODE

LIEF. 9

Redigiert von L. A. LEPIKASCH

---

ВИДАВНИЦТВО УКРАЇНСЬКОЇ АКАДЕМІЇ НАУК  
КИЇВ—1935—KYIV

Бібліографічний опис цього видання розміщено в „Літопису українського друку“, „Картковому репертуарі“ та інших покажчиках Української книжкової палати.

Відповід. редактор *Л. А. Лепіаш*  
Літредактор *Л. Д. Збрага*  
Техредактор *Є. Б. Ковловський*  
Учений коректор *М. В. Качеровський*

Друкується з розпорядження Української Академії Наук.  
Неодмінний секретар УАН акад. *О. В. Палладін*



**Четвертинні поклади північної частини УСРР***В. Г. Бондарчук***Quaternary Deposits in the northern part of the Ukr. SSR***V. Bondarchuk*

На завдання Інституту геології УАН я провів маршрутне дослідження четвертинних покладів Північної України з метою відвідати деякі місця, геологічна будова яких була неясна, або про які були суперечні літературні дані.

За договором з ЦНІГРІ, геологічні досліди треба було провести на території, що межує на північ з границею УСРР, а на південь з залізничними коліями Київ—Коростень—Олевськ і Київ—Курськ, з таким розрахунком, щоб, базуючись на попередніх роботах, в результаті геологічних досліджень поточного року була складена 1/1 000 000 карта четвертинних покладів.]

В роботі партії, крім мене, брали участь старші колектори — аспіранти Інституту Г. І. Молявко та А. В. Білорус.

В зв'язку з дуже незначною розчленованістю дослідженого простору, партія під час польових робіт, крім реєстрації природних відслонень, особливо увагу віддавала шурфувальній і буровій роботам, завданням яких було виявити четвертинну серію різних елементів рельєфу. Найголовніші перетини шурфів і свердловань, а також і природні відслонення, що дають уявлення про геологічну будову дослідженої місцевості, вміщені в описовій частині звіту. У стратиграфічній частині подано опис найголовніших горизонтів четвертинної системи, що поширені на території робіт партії.

**I. Історичний начерк**

Район робіт партії охоплює територію, досліджену нерівномірно. Особливо нерівномірно досліджено правобережну і лівобережну частини Дніпра. Правобережжя було районом діяльності акад. Тутковського, в наслідок робіт якого в цій частині в основному було встановлено найголовніші типи і характер четвертинних покладів. Крім Тутковського, на Правобережжі працювало багато інших дослідників, які внесли істотні додатки до вивчення країни.

Правобережжя було охоплене триверстовим геологічним здійсненням, проведеним за завданням Українського геолого-розвідкового тресту геологами Закревською, Ожеговою, Соболевим, Біленком і Риженком.

Лівобережжя вивчено мало. Тут, і то не для всієї території робіт партії, є відомості про четвертинні поклади в роботах Мірчінка, почасти Москвітїна.

Деякі новіші відомості про четвертинну систему Лівобережжя є в використаних нами звітах розвідкових партій УГРТ'у. Тоді як карта правобережної

частини району робіт партії складена на основі літературних даних та за триверстовою картою, а також за спостереженнями автора, карта лівобережної частини переважно складена за спостереженнями автора.

**Правобережжя.** Список літератури про геологічну будову Правобережжя містить декілька сотень назов. Не ставлячи собі завдання дати вичерпний літературний огляд, обмежимося тільки найголовнішими працями, що дають загальне уявлення про четвертинні поклади.

Тутковський у ряді робіт (21—32) дав детальну характеристику четвертинних покладів у басейнах рік Уборті, Словечни, Ужа й Норина, характеризує встановлену ним Поліську безвалунну область. У роботі за 1933 р. (31) Тутковський встановлює природні ландшафти України і детально характеризує поширення генетичних типів четвертинних покладів — лесу, морени та ін., виділених автором на доданій до роботи карті. Не говорячи про загальновідомі погляди автора на природу Полісся, його піскові накупчення (бархани за автором), відзначимо, що за його спостереженнями під мореною на Поліссі залягають білі піски з виявленими де-не-де ознаками льодовикового зм'яття.

Численні й детальні роботи автора виділяють і основні геоморфологічні особливості Полісся.

Фролов (33—34) 1912 р. слідом за Тутковським відзначає такі типи четвертинних покладів: 1) мореновий суглинок і 2) піски. Серед останніх він встановлює три типи: а) безвалунні верстуваті зандрові піски, б) еолові польодовикові безвалунні піски і в) валунні піски, які становлять продукт алювіальної переробки моренових глин. Сюди ж автор залічує передльодовикові піски, що залягають під мореною на півночі і нижче, на південь, під лесом.

Зандрову зону автор ділить на дві частини, приблизно по долині р. Теререва, при чому в північнозахідній частині поширені валунні суглинки, а в південнозахідній піски зандрові й борові. На доданій до роботи Фролова, карті показані суглинясті ґрунти коло Хабна, Розважного, Димера і Горностайполя.

Лучицький (8) згадує, що потретинні поклади в 31 аркуші 10-верстової карти репрезентовані переважно прісноводними суглинками, що підстеляють морену, — мореною і лесом. У північній частині лес майже не трапляється, і його місце займають піски, іноді чималої глибокості, на великих просторах. Ці піски в деяких місцях являють собою еолові накупчення величезних розмірів, а подекуди поступаються перед валунами або безвалунними суглинками, озеровими й річковими покладами.

Махов (9) констатував 1924 р. наявність лесових островів коло Горностайполя й Димера. Тут же він описує барханні піски на вододілі Ірпінь — Здвиг і Тетерів — Здвиг. Вододіл Тетерів — Уж, за даними Махова, являє строкату картину зміни барханних пісків валунними й польодовиковими пісками. Вододіл між Ужем і Прип'яттю майже цілком пісковий, крім островів валунних і лесуватих суглинок коло м. Чорнобиля, Корогода, Чистогалівки та ін.

Соболев (16—20) в роботах, що являють собою витяги з його звіту про триверстове геологічне здійснення України, виділяє такі типи четвертинних покладів на Правобережжі: доріські, можливо міндельські безвалунні суглинки, ріські, флювіогляціальні піски і ріський валунний суглинок (останній замінюється таксамо ріським безвалунним суглинком, іноді лесуватим), вюрмські терасові піски, іноді перероблені еоловими процесами, і сучасні алювіальні поклади. Крім того, він згадує поклади міндель-ріського і ріс-вюрмського віку.

Автор описує на Правобережжі плато, Поліську терасу, низьку надзаплавну терасу і заплаву.

Закревська (2) описала кінцево-мореновий ландшафт в околицях м. Чернобиля — у сс. Чистогалівці й Корогоді. В Чернобилі вона описує цікаві перетини четвертинних покладів, що дають таку поступову картину: піски флювіогляціальні, які переходять у лесуваті суглинки, копальний ґрунт, лес, копальний ґрунт, лес, валунний суглинок і флювіогляціальні поклади. За даними авторки, валунний суглинок залягає на вершечках піскових горбів між с. Чистогалівкою та м. Чернобилем.

В. І. Крокос, описуючи геологічні умови залягання палеолітичної станції в с. Довгиничах, приходять до висновку, що лесовий острів в Овручі складається з триярусної надморенової серії лесу з двома ярусами копального ґрунту (4а).

Для з'ясування геоморфологічних особливостей Полісся велику вагу мають роботи Лічкова (5—7), де автор, аналізуючи літературні й гіпсометричні дані правобережного Полісся, приходять до висновку, що „територія внутрішнього Полісся являє собою другу терасу, яка чергується з ділянками заплави, майже з усіх боків охоплена третьою терасою. Таким чином маємо висновок, що Полісся являє собою територію, яка складається з трьох денудаційних рівнів, рахуючи в тому числі денудаційну заплаву“ (6, с. 1038). Серед Полісся, за Лічковим, збереглись окремі островці плато, наприклад в околицях м. Чернобиля і м. Овруча.

Відомості про передчетвертинні поклади Правобережжя знаходимо в працях згаданих дослідників, а також у працях Сінцова, Коклика і особливо в Тутковського, що встановили тут бучацький, київський, харківський і полтавський яруси третинної системи та крейдяні поклади.

Крім того, Муравлянський (13) установив тут наявність рябих глин. Уявлення про передчетвертинні поклади дають також карта Феофілактова за 1872 р., дані Поліської експедиції для осушення боліт, а також загальна геологічна карта Європейської Росії.

Для характеристики четвертинних покладів Правобережжя особливо велике значення мають не видані звіти Закревської; Соболева й Ожегової про триверстове геологічне зймання.

Закревська в звіті про геологічне триверстове зймання Овруцького аркуша ХХ-7 дає таку характеристику будови району. З глибинних порід граніти спостерігаються на обмежених просторах по річках Мошаниці, Норину, Углениці, Ольшаниці, Бігунці. Виливні породи представлені аналогами гранітів — кварцовими порфірами. Вони спостерігаються в х. Довгому, в болоті Мошаниці й на півдні Овруч-Славчанського кряжа, в ярах с. Збранок.

Північну границю кристалічних порід Закревська веде так: х. Боровий Млинок, х. Корчаків, х. Ундрів, звідки швидко повертає на південь до х. Довгого. Від нього поширюється через болото Мошаницю, яр Рубіж, с. Збранки, с. Довгиничі, Годотемля і м. Овруч; звідси границя кристалічних порід іде до с. Костюшки і далі до х. Росаховського по р. Ужу.

Границя лежить по лінії тектонічного скиду. До палеозойських покладів автор залічує пірофілітові сланці (кембрійського віку), що лежать, здається, в основі червоного Овруцького пісковика, який автор за Тутковським залічує до девонських покладів. Овруцький пісковик в своєму поширенні зв'язаний з так званим Овруцьким кряжем.

Мезозойські поклади, за даними Закревської, репрезентовані залишками від денудації в минулому суцільного поля крейдяного пісковика ( $Сr_2?$ ). За первинні виходи автор вважає великі шматки пісковиків, що трапляються по р. Лезинці, Мошаниці і в урочищі „Шкрєбів лісок“. У пісковнику зрідка трапляються залишки *Pecten* і *Inoceramus*.

З третинних покладів автор згадує поширення в планшеті ХХ-7 палеогену, покладів полтавського поверху, які трапляються на південь від лінії Овруч — Залужжя — Слобода Шоломська — Шваби. На денну поверхню

полтавський поверх виходить на південь від Овруча вздовж колії залізниці. Крім цього, палеоген констатований в свердловинах у північній частині планшету — с. Скороходне і х. Усів, а також у відслоненнях лівого берега р. Уборті. Репрезентовані ці поклади пісковиком і ясно забарвленим піском.

Четвертинні поклади, за автором, репрезентовані льодозиковими і польодовиковими утвореннями. До льодовикових покладів автор залічує підморенові флювіогляціальні піски, валунний суглинок, валунні піски і флювіогляціальні надморенові піски. До польодовикових (після вюрму I) Закревська залічує озерові суглинки, лес, поверхневі піски.

Підморенові флювіогляціальні піски були виявлені в чотирьох свердловинах (м. Скородне, х. Усів, х. Підгаля, х. Лученки і в яру проти с. Сорокопоя). Середня глибина їх від 3 м і до 18 м (Підгаля). Ці піски нівелюють нерівність дольодовикового рельєфу. В північній частині планшету піски лежать на третинних покладах, на південь — на Овруцькому пісковіку.

Мореновий суглинок займає  $\frac{3}{4}$  планшету східної його частини. Західна границя поширення валунного суглинку дуже нерівна, особливо в Овруцькому кряжі; на захід с. Стодолівців, через х. Бутиновичі, Межилісся, Ольхову, Гребени, Журавлиці, Воронову, Лученки, Червоний бір, далі на схід і на південний схід через уроч. Берун, х. Обче, с. Піщаниці, Сороковщизну, верхів'я р. Вилки, с. Вилки, с. Черевки і с. Веледники.

Перед с. Черевками і коло ст. Веледники валунний суглинок поширений у вигляді кінцевих морен. Глибина валунного суглинку в дослідженому районі не перевищує 8—10 м, частіше 6—8 м, а в низинних і рівнинних частинах планшету — 1—3 м.

Валунний суглинок північних частин планшету сірого кольору з вохристими розводами, тим часом як суглинок більш південних районів червоно-бурого рівного кольору і більш піскуватий.

Валунні піски є продукти переробки валунного суглинку і проти нього вони мають обмежене поширення. Глибина цих пісків незначна — 0,5—1,2 м. Трапляються вони або в місцевостях виходів на денну поверхню валунних суглинків, або лінзами. В останніх більш поширені піски, які є еквівалент морени. Вони трапляються в ярах с. Збранок, Довгиничів, Хайчанки та ін.

В цих місцях валунні піски вкриті еоловими пісками або озеровими суглинками.

Озерові суглинки поширені в межах Овруцького кряжа, де вони заповнюють зниження в Овруцькому пісковіку. Ці породи добре відслонюються в молодих ярах. Тут вони виявляють двоюрисність. Нижній суглинок сіро-зеленого кольору з синім відтінком, досить щільний, тонко верстуватий і більш піскуватий, ніж верхній.

Верхня частина озерових суглинків ясновзеленого кольору. Цей суглинок являє собою прісноводний варіант лесу і переходить у верхньому напрямку в лес еоловий.

Лес, за даними автора, займає південні схили Овруцького кряжа. До флювіогляціальних покладів Закревська залічує грубоверстуваті піски з глинястими прошарками й рідкими валунами, переважно місцевих порід. Вік їх визначається неовюрмом. Польодовикові піски, за даними Закревської, являють собою перероблені еоловими процесами неовюрмські піски. Форми еолових утворень, за даними автора — це типові бархани.

Соболев (20) у звіті про триверстове адіймання аркушів 8 ряду XXI і XXII триверстової карти описує такі типи утворень: передріські піски констатовані в свердловині в Горностайполі. Передріські безвалунні піски територіально заміщуються лесуватими синюватими суглинками, які зв'язані з терасами. Вік цих покладів автор умовно розглядає як міндельський.

Ріські флювіогляціальні піски на лівобережному плато відокремлюють морену від рябих глин. Глибина цих покладів визначається 4,60—5,40 м.

Ріський валунний суглинок дуже поширений на плато і Поліській терасі. Гіпсометрія поверхні морени близька до гіпсометрії місцевості. Крім валунного суглинку, морену репрезентує іноді валунний пісок.

Ріські й вюрмські безвалунні суглинки поширені на Поліській терасі, а іноді на плато, де вони заступають морену. В деяких місцях спостерігається перехід безвалунних пісків у валунні, або іноді вони заміщені стрічковими глинами.

Вюрмські терасові піски, за даними Соболева, являють собою покривні поклади. Вони перевідкладені вітром у дюни, які утворюють іноді вузькі вали й дуги.

Ожегова (14) в звіті про геологічні зйомання XX-XXI-6 і XX-7 аркушів описує флювіогляціальні передльодовикові поклади, які виявлені тільки свердловинами. Льодовикові поклади — денна ріська морена — заходять тільки в східну частину району дослідження. Автор докладно описує границю поширення морени.

Алювіальні поклади відслонюються по долинах річок, утворюючи заплавні тераси. Сюди ж авторка залічує поклади болотних руд, що залягають серед пісків, нерідко судільними шарами. Вона відзначає велику заболоченість місцевості; за корінні утвори в болотах авторка вважає кристалічні породи, а також третинні пісковики й четвертинні піски та глини.

Біленко (1) в звіті про триверстове зйомання київського планшету дає геоморфологічну характеристику дослідженого району, границі поширення терас, лесу, зандр та ін., а також описує окремі типи покладів. Зокрема, за даними автора, в дослідженому ним районі поширені чотири яруси лесу, розділені горизонтами копального ґрунту. Автор відзначає піскові проверстки в лесі лівобережної частини планшету. В роботі дано повну характеристику всіх типів четвертинних покладів, поширених у районі дослідів автора.

*Лівобережжя.* Хоч літературні дані щодо четвертинних покладів лівобережної відносно Дніпра частини району робіт партії і досить великі, але ступінь дослідження Лівобережжя далеко ще не достатній.

Відомості про геологічну будову Чернігівщини подано в роботах Армашевського, Архангельського, Афанасьєва, Берга, Буреніна, Волкова, Липковської, Мірчінка, Москвітінна, Оппокова, Полинова. З наведеного списку найважливіші в роботі Мірчінка, зокрема про потретинні поклади Чернігівської губ. (10).

В цій роботі Мірчінка описує давніші четвертинні поклади, репрезентовані німими лесуватими суглинками, відділеними від під- і передльодовикових покладів гумусовим горизонтом.

Льодовикові поклади, утворення яких зв'язане із зледенінням, що охопило Чернігівщину, за даними Мірчінка, виражені флювіогляціальними перед- і підльодовиковими покладами, мореною і синхронічними їй утворами та покривними льодиковими супісками, суглинками й пісками.

Автор описує надморенові поклади — лес, лесуваті суглинки й копальний ґрунт, — докладно описує характер і походження покладів другої і третьої тераси, так само як і інших типів покладів.

Найновіші дані про четвертинні поклади дослідженої партією території знаходимо на карті четвертинних покладів Європейської частини СРСР і сусідніх країн.

### **Начерк головніших елементів рельєфу**

Геоморфологічна характеристика Полісся в загальних рисах дана в роботах Тутковського (28), Соболева (19) і Лічкова (7). Підсумовуючи спостереження всіх дослідників, з якими в загальних рисах збігаються і наші спостереження в районі робіт партії, ми бачимо такі елементи рельєфу: плато,

Подільська низина, або Подільська тераса, що є третя надзаплавна тераса, і дві молодші тераси. Ці елементи рельєфу найчіткіше виявлені на Правобережжі. На Лівобережжі переважно виявлені тераси; плато поширене тільки в східній частині району робіт партії і на південній його границі. Тут, як і на Правобережжі, можна виділити ті самі статиграфічні рівні терас — Дніпровська низина, перші і другі тераси. Однак, на Лівобережжі гіпсометрично виявлене число терас більше, ніж на Правобережжі.

**Правобережжя.** В західній пограничній частині правобережного Полісся басейни рр. Уборті, Словечни й Ужа цілком лежать у межах Подільської низини. Плато збереглося тільки в вигляді одного острова коло м. Овруча. Найбільш абсолютні позначки плато лежать на цьому краї в західній частині і сягають 251—255 м. У східній частині висоти наближаються до 160—162 м. Острів плато розчленований численними каньйоноподібними долинами струмків і річок, а в межах поширення лесу — численними глибокими ярами. Сам острів витягнутий з заходу на схід смугою близько 50 км завдовжки, 5 км завширшки, на сході, 14 км по меридіану Овруча і близько 20 км у західній частині.

Подільська низина має загальний похил на схід, характеризується монотонним рельєфом, абсолютні позначки її хитаються в межах планшету XX-7 від 128 до 136 при найнижчій точці 118,9 м.

Східна границя плато і тераси проходить вздовж правого берега Ужа на більш-менш значній від нього відстані, наближаючись до вододілу річок Ужа й Тетерева.

Характерні риси цієї ділянки такі [за даними Соболева (20)].

З краю Малинського плато коло с. Городища абсолютна висота 160 м (169,8 за даними Тутковського). Таку ж приблизно позначку має плато в SW частині планшету. На північ, за даними західної експедиції, коло Базару — 157,7 м, між Ксаверовим і Клинцями і коло Голубовичів — 176,7 м. Коло Хабного позначки плато 159,2 м, а в с. Хабному — 128,6. Таке підняття переходить р. Уж і має позначку коло с. Мохондів 160 м. Це підняття й становить вододіл між Ужем і Тетеревом і з позначкою в середньому дорівнює 160 м. Далі на схід вододіл знижується на NO. В Гнатівці-Сушиці має позначку 136,2 м, у Церків'ї на лівому березі р. Вересни і в с. Корниловці — 124,8 м. Ще далі на північний схід, в околицях с. Дитячок, позначка доходить 113,3 м і таку саму висоту, загальний терасовий габітус, вододіл зберігає й далі. Границя між плато і терасою в цьому районі досить неясна й орієнтовно проводиться по правому берегу р. Тетерева в районі на N від Приборська, Ходачевої, на NW через околиці Димерки, Церків'я, Максимовичів, Млачевки, Царів і до Хабного, зберігаючи висоти близько 115 м, і на лівобережжі Ужа, на захід р. Черевача. Такі позначки має тераса і на правому березі р. Тетерева, що являє собою широку піскову терасу, займаючи SO край планшету XXI-8.

Видний у рельєфі і відзначений на триверстовій карті невисокий, близько 8 м, уступ тераси спостерігається в напрямку х. Кам'янки, далі на SW, не доходячи до Димера і на W до Котюжанки на р. Здвижі. Між Здвижем і Таллю уступ проходить приблизно від Феневичів до Наталина, Рудні Тальської, між рр. Тетеревом і Таллю — вздовж північного краю ур. Зимовища і Колинців.

Найнижча позначка в межах планшету є рівень р. Прип'яті коло Плитовища — 100,3 м.

Схил Подільського плато можна спостерігати вздовж лівого берега р. Тетерева вгору від Хочевої й Приборська. До нього іноді долучаються рештки терас висотою 10—12 м і 2—5 м.

Моренове Подільське плато охоплює місцевість з висотами 160—125 м, підіймаючись над Тетеревом до 30 м, над Ужем — до 10 м. Типовий

Його перетин: ріська морена і підстилаючі її флювіогляціальні піски лежать на рябих глинах. Іноді виявлені сліди хвилястого моренового ландшафту (с. Заліщани). Морена супроводить ріські і вюрмські безвалунні піски й суглинки або вкрита вюрмськими боровими пісками, які утворюють арени на плато. Плато займає західну частину вододілу рр. Тетерева — Ужа, з SO обмежене долиною р. Тетерева, від південної частини планшету до Приборська, Хочевої. Північносхідна границя простежується від Приборська вгору по р. Терняві до її верхів'я — с. Муснек, далі по р. Кропивній вище Церків'я і вгору по р. Вересні, уроч. Олешні, до Королівки, Максимовичів, а звідси на WNW південним краєм долини Ужа через Малаївку, Царі, Хабне. Південнозахідний і W край поля проходить від Святоцької через Юзефівку, Михалін, Бобер, Андріївку, Замішани, Рубежівку, Олизарівку, Горовськ, Студень, Нові Горобці, до р. Різні і далі її берегом.

Головне поле являє трохи прикрите пісками моренове плато. Таке саме спостерігається в сколицях м. Базара та коло Димера.

Поліська тераса охоплює границю планшету в описаних уже межах. Абсолютні позначки терас 125—110, пересічно 115 м.

Геологічною будовою тераса дає декілька варіантів.

**Мореновий варіант** — морена вкрита вюрмськими безвалунними пісками і вюрмськими терасовими пісками. Підстилають морену ріські флювіогляціальні піски й синуваті суглинки.

**Безмореновий тип.** Ріська морена заміщена безвалунними суглинками. Третинних покладів немає. Ці обидва типи становлять лесову або суглинчасту Поліську терасу.

**Ареновий тип.** Морена і заступаючі її піски ріського віку вкриті вюрмськими терасовими пісками. Ареновий характер тераса виявляє в околицях с. Сичівки на правому березі р. Тетерева, на лівому березі р. Ужа, р. Черевача, Окачиць, на правому березі р. Прип'яті і на всій східній частині місцевості.

Друга вюрмська тераса. Умовно сюди належать шлейфи Поліської піскової тераси, якими вона спускається до заплави — наприклад, правий берег р. Ужа від Хабного до північної границі планшету і вздовж правого берега Тетерівської долини. Висота її 2—4—5 м; на північному сході рівниця між вюрмською і Поліською терасою губиться. Вюрмська тераса накладена на Поліську; сюди ж автор залічує і аркові піски на плато.

Поліська друга тераса вздовж Тетерева має похил на SO, і її відношення до другої тераси Дніпра, похиленої на S, видно на дільниці між Тетеровом і Прип'яттю в окол. Страхолісся. В околицях Сухолуччя нормальної будови друга тераса Дніпра підноситься над Дніпром на 10—11 м, таксамо як Поліська тераса над р. Тетеровом.

Заплава в досліджуваному районі часто заболочена й торфувата і загалом має незначну грубину терасових покладів. Ложищем терасового алювію переважно є полтавські піски.

За даними Соболева й Лічкова, серед Поліської рівнини трапляються окремі острови плато. Найбільші з них, за даними цих дослідників, містяться коло м. Чорнобиля

Нашими дослідженнями встановлено, що район Чорнобиля являє собою дислоковану дільницю тої самої Поліської тераси, що окремі дільниці її значно піднесені в наслідок льодовикового зм'яття.

**Лівобережжя.** Бувши мало досліджене, при складній геоморфологічній будові, Лівобережжя має величезний інтерес для з'ясування морфогенези Верхнього Дніпра в зв'язку з розвитком його долини й льодовиковими явищами. Однак, наші дані далеко недостатні для повного розв'язання цього питання і дають тільки дуже схематичну картину геоморфології Лівобережжя.

З елементів рельєфу тут розвинені плато й тераси. Границя плато з терасами в дослідженому районі схематично проходить так: на схід від Ніжена, на північ від Бахмача, на Конотоп, Кралевець, на захід Новгород-Сіверська і далі на північ на Новозибків. Абсолютні позначки плато хитаються від 145 до 200 м.

З комплексу терас на Лівобережжі дуже поширена моренова тераса, так звана Дніпрівська низина, що лежить у південній частині району дослідження, на захід від згаданої вище західної границі плато. Позначки цієї тераси хитаються від 119 до 126 м. Поверхня її рівнинна, мало розчленована. Місцями серед загальної рівнини тераси підносяться окремі острівні підвищення, своєю абсолютною висотою рівні з плато, але будова їх не завжди дає змогу говорити про це досить певно. З таких островів найбільші лежать — один з південний захід від Ніжена, а другий — на захід від Чернігова.

Моренова тераса місцями при гісометрично однакових рівнях виражена трилесовою серією, але без морени, що залягає на алювіальних пісках. Ця тераса, як і нижча з двома ярусами, виражена на Лівобережжі Дніпра нижче устя р. Десни. Більше поширені в районі робіт партії тераси з одним ярусом лесу і борова. Остання тераса йде вдовж долин усіх більш або менш значних річок на величезних просторах. Ця тераса разом з широкою, звичайно дуже заболоченою, вкритою торфовиками, заплавиною є характерна ознака Чернігівського полісся.

### Описова частина

З великого числа описаних партією відслонень і в опублікованих і не опублікованих літературних джерел нижче подаємо опис найтипівіших поодиноких перетинів четвертинних покладів дослідженого району з таким розрахунком, щоб дати якнайповніше уявлення про стратиграфію і літологічний склад четвертинних покладів.

**Правобережжя.** Район робіт партії міститься в межах Поліської низини, має загалом досить складну будову і дуже різноманітний склад покривних четвертинних покладів. Схематично тут можна виділити такі окремі райони, що відрізняються типом поширених тут четвертинних покладів: 1) район між р. Прип'яттю і р. Ужем — „Чернобильське плато“ Лічкова й Соболева, 2) Овруцький лесовий острів, 3) Поліське плато і 4) Поліську терасу.

**Чернобильсько-Чистоголівський район.** Місцевість характеризується загальним горбастим ландшафтом з грядами, витягнутими загалом з північного заходу на південний схід. Пасмо цих височин дає окремі закруглені, тупі, досить високі вершини до 40 м, що підносяться над оточуючими рівнинними просторами.

Серед останніх нерідко трапляються округлі або овальні з плоскими берегами невеликі озера й болітця — „гали“, що становлять дуже характерну ознаку району.

Схили горбастих височин розвіюються. Деколи замасковані або відпрепаровані діяльністю вітру, що в одних місцях нагромадив великі кучугури, а в інших позносив частини горбів. Геологічна будова району виявлена численними розчистками, свердловинами і почасти природними відслоненнями, що дають загалом таку картину.

1. У відслоненнях дорожних виїмок по шосе ст. Янів—Бураківка найбільші висоти Чистоголівсько-Бураківських височин. Видно:

- |  |         |
|--|---------|
| 1. Пісок ясножовтий, дрібнозернистий, перевіяний у верхній частині, гумусний . . . . .     | 12—15 м |
| 2. Пісок жовто-сірий, середньозернистий з дрібними уламочками кристалічних порід . . . . . | 2,0 м   |



Найбільші горби досягають 30 м відносної висоти, поросли місцями рідкими соснами, частіше розвіюються. Загальної закономірності в розподілі висот немає, хоч найбільші височини витягнуті в напрямку з NW — SO — W, іводі NO — SW. В загальному рельєф місцевості типовий для аренних пісків з пісковими кучугурами.

2. с. В. Корогод, 2 км на північ. Шурф на південній частині схилу одинокого горба.

Q <sub>IV</sub>	{	1. Пісок сірий з сіро-жовтими мазками. Трапляються зерна кварцу, польового шпату, слюди, марганевих „бобовинок” . . . . .	0,46 м
		2. Пісок темносірий, гумусний . . . . .	0,14 м
Q <sub>II</sub> M-Ral	{	3. Пісок бурувато-сірий, дрібнозернистий з гумусними мазками по ходах коренів рослинності. Розмір зерен 1—2 мм . . . . .	0,30 м
		4. Пісок ясносірий з жовтуватим відтінком, дрібно-нерівнозернистий. Складається з круглястих зерен сірого кварцу, червоного польового шпату. Починаючи з глибини 1 м від поверхні, в піску трапляються хвилясті ортзацтові буро-жовті лінії, розміщені на відстані 10—14 см . . . . .	1,10 м

Шурф укривав верхні горизонти четвертинних пісків, що не зазнали солової переробки.

3. с. В. Корогод, 3 км на NW від села. Найбільша височина; відносна висота її близько 20 м.

Q <sub>II</sub> Rm	{	1. Грунт темносірий з уламками деревного вугілля . . . . .	0,12 м
		2. Пісок сіро-жовтий (з темним відтінком), грубо-нерівнозернистий, з численними валучиками червоного граніту, гнейсу та ін., діаметром до 0,2 м. На глибині 0,70 м від поверхні в піску трапляються гнізда більш глинясті (діаметром до 10 см) . . . . .	0,80 м
Q <sub>II</sub> M-Ral	{	3. Пісок ясносірий, середньозернистий з жовтими проверстками. Складається з закруглених зерен кварцу, польового шпату. Валунів не видно . . . . .	0,70 м

В NW від виявленого горба напрямку витягнуте пасмо височин з розплавчастими схилами.

4. Там само (яма на вершині горба).

Q <sub>II</sub> Rm	{	1. Грунт . . . . .	0,18 м
		2. Пісок буро-жовтий, грубо-нерівнозернистий, з численними валунами різних кристалічних порід (діаметром 18 см).	
M-Ral	{	3. Пісок білий, дрібнозернистий . . . . .	1,0 м

4а. Яма на північному схилі горба.

Q <sub>IV</sub> al	{	1. Грунт . . . . .	0,20 м
		2. Пісок сірий . . . . .	0,30 м
Q <sub>II</sub> Rm	{	3. Морена червоно-бура з рідкими валунами й численними марганцевими плямами . . . . .	0,40 м

При самій основі височини за 40 м видно:

1. Грунт . . . . .	0,20 м
2. Пісок дрібнозернистий, сіро-жовтий з рідкими валунами.	

Між с. Чистоголівкою, на південь від чистоголівських височин, Великим та Малим Корогодами і м. Чорнобилем місцевість являє малохвилясту рівнину з положистими закругленими схилами. Височини незначні (відносна висота близько 15—20 м), з закругленими контурами і орієнтовані валами з NW SO, під деяким кутом до гряди моренових горбів Чистоголівка — Чорнобиль. Височини складені безвалунними жовтосірими пісками.

Рельєф не денудований, тільки вершини деяких горбів розвіюються вітрами.

Південні вали відрізняються від чистоголівських тим, що серед останніх є високі, конусоподібні вершини.

В зниженнях між валами іноді трапляються округлої форми озера, глибиною 1—2 м.

Будова цих рівнинних діляниць виявлена свердловинами північно-української партії. Розрізи свердловин дають можливість установити такий нормальний перетин: 1) ґрунт, 2) флювіогляціальні вюрмські піски, що переходять у 3) вюрмський лес, 4) давня кора звітрювання ріс-вюрмського віку, 5) ріські лесуваті суглинки, 6) ріські флювіогляціальні поклади, 7) морена і 8) білі середньо- або дрібнозернясті алювіальні піски міндель-ріського віку.

Цю стратиграфічну схему стверджують відслонення Чорнобиля і свердловини в с. Корогоді.

5. с. М. Корогод Чорноб. району. Свердловина на північ від села.

W <sub>II</sub> fgl	{	1. Ґрунт . . . . .	0,15 м
		2. Пісок сірий з бурим відтінком, верстуватий нерівнозернястий, кварцовий. Зерна обкатані, матові, забарвлені оксидами Fe з орштейновими прошарками. З HCl не скипає (0,15—2,55) . . . . .	2,40 м
W <sub>I</sub> W <sub>II</sub> el	{	3. Суглинок лесуватий, пісковий, злегка гумусний, верстуватий. Кварцові зерна обкатані. З HCl не скипає (2,55—2,95). . . . .	0,40 м
W <sub>I</sub> l	{	4. Супісок сіро-жовтий, верівнозернястий, кварцові зерна обкатані, матові. Трапляється ринь кристалічних порід. З HCl не скипає (2,95—3,45) . . . . .	0,50 м
		5. Суглинок лесуватий, пісковий. Кварцові зерна обкатані. З HCl не скипає (3,45—4,20) . . . . .	0,75 м
R-Wel	{	6. Похований ґрунт, суглинисто-пісковий, сірого кольору з темним відтінком. Трапляються лінії сірого піску і кварцові зерна молочного кольору, обкатані, до 2 мм. З HCl не скипає (4,20—4,50) . . . . .	0,30 м
Rfgl	{	7. Супісок сіро-жовтий, верстуватий, рівномірно зернястий, кварцові зерна обкатані (діаметр до 2 мм) (4,50—5,20) . . . . .	0,70 м
Rm	{	8. Суглинок мореновий, сіро-жовтий з бурим відтінком, пісковий. З HCl не скипає (5,20—6,85) . . . . .	1,65 м
		9. Суглинок валунний, пісковий, сіро-бурий. Серед обкатаних зерен кварцу трапляються гострокутні до 3 мм діаметром, а також зерна польового шпату. З HCl скипає і дає відшарувату поверхню (6,85—10,00) . . . . .	3,65 м

6. Чорнобиль (N частина), правий берег р. Прип'яті (кар'єр цегельні).

W <sub>II</sub> fgl	{	1. Пісок делювіальний, верстуватий, жовтуватий. В нижній частині перевідкладений . . . . .	1,15 м
W <sub>I</sub> W <sub>II</sub> el	{	2. Суглинок лесуватий, сизий, гумусний . . . . .	0,65 м
		3. Суглинок яснобліджовтий, карбонатний . . . . .	0,45 м
W <sub>I</sub> l	{	4. Суглинок лесуватий, сірувато-бліджовтий з численними іржавими трубочками, розміщеними по ходах коренів і норах. У деяких місцях має типову вертикальну структуру лесу, але в дрібних шматочках виявляється горизонтальна верстуватість. Донизу суглинок темніший і вогкіший. Серед іржавих трубочок спостерігаються білі вапнякові . . . . .	9,40 м
R-Wel	{	5. Суглинок темносірий, дуже оглеєний, гумусний, лесуватий. Спостерігаються вохристі (в верхній частині) і сизі плями. Суглинок дуже вогкий. Видно . . . . .	0,45 м

Нижче спід відкинутої землі кар'єру видно:

M-Ral	{	6. Пісок жовтий з ясносірими й бурими проверстками. Складений з зерен кварцу, польового шпату, зрідка слюди. Валунчиків не спостерігається . . . . .	1,10 м
		Пісок підноситься на рівнем води річки на 2—2,5 м.	

Трохи нижче від кар'єрів цегельні коло устя і в усті яру відслонюються:

W <sub>II</sub> fgl	{	1. Грунт сіро-попелястий, донизу ясносірий . . . . .	0,60 м
		2. Суглинок лесуватий, піскуватий, сіро-блідожовтий в ясно виявленою горизонтальною верствуватістю; в ньому чергуються смуги темносірі і блідожовті, різної товщини — від 2—10 см. Від такої верствуватості порода набирає стожкуватого вигляду. В породі трапляються гнізда, до 8 см діаметром дрібнозернястого сірого або жовтого піску . . . . .	1,30 м
W <sub>II</sub> l	{	3. Лес блідожовтий, пористий, з численними блідожовтими й бурими проверстками (2—10 мм). Бурувати проверстки мають домішку піску . . . . .	1,80 м
W <sub>I</sub> W <sub>II</sub> el	{	4. Суглинок темносірий, гумусний, лесуватий . . . . .	0,70 м
W <sub>I</sub> l	{	5. Суглинок ясно-блідожовтий, лесуватий, поруватий з горизонтальними буруватими смугами, іноді пом'ятими. Ясносірі гнізда дрібнозернястого лесового піску донизу темнішають . . . . .	2,75 м
R-W el	{	6. Грунт темносірий, копальний, лесуватий . . . . .	0,60 м
Rl	{	7. Суглинок лесуватий, з темносірими гумусними кротовинами. Донизу поступово переходить у нижче уложений шар. У суглинку численні черепашки Puppilla, Vallonia, Succinea і Monacha . . . . .	0,40 м
Rfgl	{	8. Пісок ясножовтий, середньозернястий, з численними дрібними впаучиками кристалічних порід, видно . . . . .	1,00 м

Правий берег р. Прип'яті в Чорнобилі являє собою піщану рівнину без помітних підвищень і долин.

1 км на WN від річки починається гряда чорнобильського-чистогогалівських височин.

З даних розрізів видно, що в основі четвертинних покладів Чорнобильщини залягають білі алювіальні піски значної глибини. Ці піски в багатьох місцях являють перевідкладені піски полтавського ярусу.

Дуже характерне залягання й алювіальних пісків у вигляді окремих горбів і цілих гряд їх між Чорнобилем і Чистогогалівкою. В зв'язку з тим, що на вершинах цих піскових піднять найчастіше залягають валунні піски і суглинки, іноді плащеподібні, що вкривають нижче уложені породи, Заєвська [2] прийняла ці горби за кінцеві морени.

Нагадуючи в загальних рисах кінцево-моренний ландшафт, чорнобильсько-чистогогалівські височини не мають, однак, з ними нічого спільного. Вони являють собою пом'яті льодовиковим тиском алювіальні піски або горбівитиски, що виникли під впливом тиску з північного сходу з боку долини р. Прип'яті.

З цього боку район Чорнобиля разом з Каневом і Мозирем являє собою одні з найцікавіших районів гляціодислокацій.

Овруцький лесовий острів. Геоморфологія і розміри Овруцького лесового острова з вичерпною повнотою описані в роботах акад. Тутковського [28—30]. Конфігурація його також досить чітко обрисована на доданій карті. Тому я наведу кілька відслонень, що дають поняття про стратиграфію четвертинних покладів на Овруцькому плато.

7. Відслонення лесу в нижній частині балки в с. Збранках дає в загальних рисах такий перетин:

W <sub>I-II</sub>	{	1. Грунт . . . . .	0,30 м
		2. Блідожовтий лес з легким сірим відтінком. Структура вертикально-лускувата. Пористий. Вапнякові трубочки рідко . . . . .	5,11 м
		На глибині близько 3 м від поверхні в лесі спостерігаються іноді гумусні прошарки, глибиною до . . . . .	0,40 м
R-W el	{	3. Лес темносірий, гумусний . . . . .	0,35 м
Rl	{	4. Ясно-блідожовтий лесуватий дуже тонкий суглинок, у нижній частині з буруватим відтінком . . . . .	1,40 м
		5. Блідожовтий лесуватий суглинок з мало виявленою горизонтальною верствуватістю . . . . .	3,50 м

Rm {	6. Бурій валунний суглинок, дуже пісковий . . . . .	7,00 м
Rfgl {	7. Сірі валунні піски . . . . .	1,00 м

Вище по яру горизонт 5 заступає типовий озеровий лес, що має місцями характер стрічковатих глин. У першому випадку в лесі трапляються черепашки прісноводних молюсків; в останніх особливо поширені *Limnophysa palustris*, *Planorbis* і *Gyraulus albus*.

Цілоком ідентичні перетини четвертинних покладів на Овруцькому лесовому острові дає проф. К р о к о с у праці про стратиграфію палеоліту в с. Довгиничах [4а].

Варто відзначити, що стародавні горизонти звірювання в лесовій серії Овруча виявлені не так рельєфно, як можна спостерігати в лесовому плато більш південних і південносхідних районів.

Поліське плато. Границі його поширення досить докладно висвітлені в геоморфологічному начерку, а також у роботах Соболева по триверстовому геологічному здійсненню, цитованих в історичній частині.

Комплекс четвертинних утворень на Поліському плато відзначається сталістю його складових компонентів. Надморенові поклади найчастіше репрезентовані переважно пісками, але частіше морена залягає на давніших покладах — полтавських пісках або на кристалічних породах. Частіше вона вкрита дюнними утвореннями, що являють собою перевідкладені зандрові вюрмські піски.

В деяких місцях надморенові поклади виявляють повніший комплекс, як це видно з перетину свердловини коло Поліської дослідної с.-г. станції біля с. Федорівки.

8а. Свердловина коло Поліської краввої с.-г. дослідної станції (с. Федорівка Малинського району).

Postgl aeol	{	1. Грунт . . . . .	0,50 м
		2. Пісок сірий, місцями ясносірий. У верхній частині з орштейновими проверстками в вигляді кривих ліній, дрібнозернястий. На глибині 0,80 м знайдено дві кротовини (діаметром 5—6 см). На границі між піском і похованим лесом лежить проверсток, 5 см завгрубшки, зцементованого лесом піску . . . . .	0,75 м
W <sub>I-II</sub>	{	3. Лес сірого з жовтим відтінком кольору. Щільний. Помітні ходи рослинності. Структура пластинчаста. Лес піскуватий. З НСІ скипає . . . . .	0,65 м
		4. Суглинок супісковий, темносірого кольору. В деяких місцях помітні карбонатні скупчення. З НСІ бурно скипає . . . . .	0,60 м
		5. Пісок сірий, середньозернястий, трапляються великі зерна кварцу обкатані, з матовою поверхнею. З НСІ не скипає . . . . .	0,50 м
Rfgl {	6. Суглинок лесуватий, жовтого кольору з валунчиками рапаківі (діаметром 1,5—2 см). З НСІ не скипає . . . . .	0,50 м	
Rm {	7. Суглинок валунний, червоно-бурого кольору, піскуватий . . . . .	4,00 м	

З перетину видно, що валунний суглинок у цьому районі вкритий ріськими флювіогляціальними пісками, що знову таки прикриті вюрмським лесуватим суглинком або лесом.

Лесуваті суглинки в цьому районі поховані під грубою верствою дюнних пісків, нав'язаних місцями в величезні дюни, іноді правильної серповидної форми. Останні особливо яскраво виявлені в лісі між дослідною станцією і долиною р. Ірші.

Дюнні накупчення не мають закономірного залягання утворень, що складають їх у вигляді сортованості пісків, косої шаруватості та ін.

Надто цікава в будові поліських дюн наявність у них копального горизонту ґрунту. Останній вказує на подвійну фазу розвитку дюнних форм:

1) перевіювання, 2) закріплення пісків рослинністю, 3) нова фаза розвіювання, особливо яскраво виявлена тепер у зв'язку з знищенням лісного покриву, розбивання схилів дюн худобою, а іноді розорювання їх.

8. Будову дюн характеризує розчистка верхньої частини дюни на північ від с. Федорівки Малинського району.

Postgl aeol	{	1. Пісок бурий . . . . .	0,40 м
		2. Похований ґрунт . . . . .	0,25 м
		3. Пісок жовто-сірий, частково забарвлений гумусом . . . . .	0,60 м
		4. Пісок ясносірий з орштейновими проверстками та плямами.	
		Верстуватості не помітно . . . . .	2,00 м

Поліська тераса. Поліська тераса, за даними проф. Соболева, відзначається чималим поширенням. Границі її були схарактеризовані вище.

Геологічну будову ілюструють свердловини, що їх описує Соболев у своїй неопублікованій ще роботі про геологічне триверстове здійснення аркуша XXI-8 триверстової карти.

9. Будова Поліської тераси в с. Черевачі.

W <sub>II</sub> fgl	{	1. Ясносірий попільняковий пісок з незначною грубністю гумусного горизонту . . . . .	0,25 м
		2. Ясний з жовтизною і бурими дифузійними смугами пісок . . . . .	0,45 м
		3. Сірий з синім відтінком та іржавими смугами пісок, глинястий . . . . .	0,70 м
		4. Ясножовтий середньозернястий пісок . . . . .	0,25 м
W <sub>I-II</sub> el	{	5. Бурувато-жовтий пісок . . . . .	0,25 м
W <sub>I</sub>	{	6. Жовтуватий пісок з бурими глинястими смугами . . . . .	0,95 м
		7. Зеленувато-жовтий суглинок, лесуватий . . . . .	1,30 м
Rm	{	8. Червоно-бурий валунний суглинок . . . . .	1,50 м
M-Rel	{	9. Ясносірий пісок . . . . .	2,50 м

Середня грубина морени у відслоненнях від 1,50 до 3,25 м.

10. Горностайпіль. Свердловина. Абсолютна висота 115,15 м.

W <sub>II</sub> fgl	{	1. Сіра гумусна пісковина . . . . .	0,26 м
		2. Жовтий дрібний кварцовий пісок . . . . .	1,14 м
W <sub>I-II</sub> el	{	3. Ясний бурувато-сірий лесоподібний суглинок . . . . .	0,25 м
W <sub>I</sub>	{	4. Білдожовтий тонкий лесовий безкарбонатний суглинок . . . . .	1,35 м
		5. Темносірий середньозернястий пісок. Добре обкатаний . . . . .	0,60 м
		6. Білдожовтий лесуватий суглинок . . . . .	0,50 м
R-W el	{	7. Буруватий, більш шоколадного кольору, вологий суглинок, лесуватий . . . . .	0,50 м 0,70 м
		8. Ясний лесуватий суглинок; з HCl не реагує . . . . .	0,95 м
Ral + aeol	{	9. Жовтувато-сірий з зеленкуватим відтінком піскуватий суглинок	0,75 м
		10. Жовтуватий дрібний пісок, глинястий . . . . .	0,70 м
		11. Жовтувато-бурий пісок . . . . .	0,90 м
		12. Жовтий з зеленкуватим відтінком глинястий пісок . . . . .	0,70 м
		13. Зеленкувато-жовтий дрібнозернястий пісок . . . . .	3,30 м
Rfgl	{	14. Жовтий нерівнозернястий пісок з валунами кварцу . . . . .	2,00 м
		15. Ясножовтий дрібнозернястий пісок . . . . .	0,90 м
		16. Жовтий грубий пісок з валунами кристалічних порід . . . . .	3,00 м
M-Ral	{	17. Синювато-сірий в'язкий суглинок . . . . .	0,30 м
		18. Білий кварцовий середньозернястий пісок . . . . .	3,45 м
		19. Білий дрібнозернястий пісок . . . . .	3,25 м
		20. Такий самий пісок з уламками пісковіку . . . . .	3,25 м
		21. Такий самий пісок з обтертими грудочками блакитнувато-го суглинку . . . . .	2,25 м

Загальні риси будови Поліської тераси цілком ідентичні з будовою Чистоголівсько-Чорнобильських піднесень, що являють ту саму картину четвертинних покладів, але порушену глядіодислокаціями.

Крім Поліської, на Правобережжі спостерігаються ще інші тераси, особливо вздовж правого берега Дніпра, між устями рр. Прип'яті й Тетерева.

З них найдавніша тераса з триярусною лесовою серією, але без морени. Типовий для неї такий перетин: 1) лес або лесуватий суглинок, 2) безвалунні піски, 3) лес або лесуваті суглинки, 4) копальний ґрунт (не завжди виявляється), 5) безвалунні білі піски.

Перша заплавна тераса має менш складну будову. Вона містить тільки алювіальні піски, що на них сформований сучасний ґрунт.

Заплавні тераси на Правобережжі складаються алювіальними пісками, рідше озеровим вапняком і болотною рудою. Особливо поширені поклади торфу в заболочених місцях заплави.

Лівобережжя. Порівнюючи мала вивченість лівобережної по відношенню до Дніпра частини району в роботах північно-української партії не дозволяє виділити тут особливо характерні дільниці, що мають спільні риси будови. Однак і тут можна виділити два основні райони, що різко відрізняються своєю будовою. Це — перша вододільна дільниця між Дніпром і Десною, включаючи сюди все правобережжя Десни, і другий район, що прилягає до лівого берега Десни, включаючи весь досліджуваний партією простір.

Останню дільницю знову таки можна поділити на окремі більш-менш великі підрайони, що відрізняються своєю геоморфологічною та геологічною будовою. Це: а) плато Кролевецько-Глухівського району, б) Дніпровсько-Деснянська стародавня тераса — моренова, в) середня лесова тераса, г) борова тераса і заплава.

Вододіл між Дніпром і Десною та правобережжя Десни. На вододільній дільниці визначаються гіпсометрично і геологічною будовою такі елементи: а) заплава, б) борова тераса, в) лесова тераса, г) еродоване плато і д) нормальне плато.

а) Заплавні тераси Дніпра та його лівобережних приток дуже заболочені. На них дуже поширені площі, вкриті торф'яниками. Трапляються дільниці, вкриті дюнними пісками, але вони мало поширені. Заплави при високому стоянні води в річках за дощових років (наприклад, 1933 р.) вкриваються численними озерами і стають зовсім не прохідні.

б) Борові тераси. Найбільш виявлена борова тераса на лівобережжі Дніпра, починаючи від Києва і вище. Найхарактерніші її дільниці відомі вище устя Десни і до широти с. Жадиничів. На цій дільниці рельєф борової тераси нерівний, горбастий, із скупченнями дюнних пісків. Скупчення ці не мають будь-якої правильності форм.

Чимало дюнних покладів спостерігається переважно вздовж верхнього краю тераси. Далі від заплави число кучугур на боровій терасі зменшується і рельєф її згладжується.

Крім описаної дільниці, значні простори борової тераси відомі на правому березі Десни на дільниці між м. Міною та Салтиковою Дівицею, в околицях Сосниці та ін.

Геологічну будову її видно з перетину шурфу коло с. Старолошакової Гути.

11. Шурф близько 100 м на схід від крайніх хат с. Старолошакової Гути, на північ від дороги на м. Остер.

Postgl al	{	1. Ґрунт . . . . .	0,70 м
		2. Сірувато-зелений з буруватими плямами алювіальний суглинок. У нижній частині його трапляються лінзочки дрібнозернистого піску .	2,30 м

Шурф викопано на рівній дільниці серед піскових горбів, які лежать на незначній відстані один від одного.

в) Лесова надзаплавна тераса на правобережжі Десни має невеличке поширення в вигляді окремих островів. Вона виявлена на ділянці між м. Міною, ст. Низьківкою, м. Синявкою і с. Волосковим. У зв'язку з цим докладніше геологічну будову її розглянемо при описі лівобережної частини Десни. Тут відзначають тільки, що покривна порода на цій терасі є лес і лесуваті суглинки.

г—д) Еродоване і нормальне плато. Надто цікаву будову виявляє на вододілі між Дніпром і Десною плато. Власне кажучи, тут плато в повному розумінні цього слова може бути схарактеризоване тільки в районі Новгород-Сіверська. Ближче до Чернігова будова плато настільки відрізняється від нормальної, що це дало привід проф. Крокосу, говорити про наявність тут тераси, ідентичної Дніпровській низині<sup>1)</sup>.

Сказане стверджують такі відслонення.

**12. Свердловина між сс. Котами і Масанами Чернігівського району:**

W <sub>II</sub> fgl {	1. Грунт . . . . .	0,20 м
	2. Ясносірий дрібнозернистий пісок з ортзандами . . . . .	3,11 м
W <sub>I-II</sub> al {	3. Темнуватосірий з бурими плямами суглинок . . . . .	4,68 м
	4. Бурувато-жовтий суглинок з рінню і гравієм . . . . .	3,32 м
W <sub>I</sub> fgl {	5. Жовтувато-сірий суглинок . . . . .	2,46 м
	6. Темнобурій суглинок . . . . .	1,42 м
R-Wal {	7. Темночервоно-бурій суглинок з рінню і дрібними валунчиками .	3,46 м
Rm {	8. Червоно-бура глина з низькими вохристими плямами і стяжіннями CaCO <sub>3</sub> . . . . .	3,44 м

**13. Цілком ідентичний розріз дає свердловина на полі колгоспу в с. Сибережі:**

W <sub>II</sub> fgl {	1. Грунт . . . . .	0,95 м
	2. Сірувато-блідожовтий лесуватий суглинок з рідкими валунчиками .	2,26 м
W <sub>I-II</sub> ol {	3. Темносірий гумусний суглинок . . . . .	0,40 м
	4. Сірувато-жовтий суглинок . . . . .	2,84 м
W <sub>I</sub> fgl {	5. Яснозеленувато-сіра піскувата глина на глибині 7,10 м від поверхні з дрібною рінню . . . . .	2,75 м
	6. Жовта сірувато-бура глина з вохристими плямами . . . . .	4,25 м
R-Wal {	7. Темночервоно-бурій валунний суглинок. У нижній частині число валунів зменшується . . . . .	3,87 м
	8. Темносіра масна глина . . . . .	1,14 м
N <sub>2</sub> -Q {	9. Ряба сірувато-бура глина . . . . .	0,77 м
	Загальна глибина свердловини . . . . .	18,77 м

Природне продовження цього меридіального профілю, що дають описані свердловини, виявляє відслонення четвертинних покладів у кар'єрах чернігівських державних цегельень.

Схожу картину залягання четвертинних порід дають відслонення на правому корінному березі Десни в Новгород-Сіверську.

**14. Чернігів. У південній стінці кар'єру цегельні відслонюється:**

W <sub>II</sub> fgl {	1. Грунт темнуватобурій, сірого відтінку, сформований на глинястому піску . . . . .	0,30 м
	2. Пісок глинястий, дрібнозернистий, бурувато-сірий, гумусний . . . . .	0,95 м
	3. Пісок дрібно-нерівномірностернястий, ясносірий з бурими більш ущільненими смугами; помітна горизонтальна верстуватість, при цьому ясні проверстки, грубіші за 3—4 мм, піскові; темні проверстки завтовшки 1—2 мм—піскові, але з більш помітною глинястістю. Нижня частина з добре виявленою верстуватістю залягає на розмитій поверхні нижнього горизонту . . . . .	1,05 м

<sup>1)</sup> В. Крокос, Нарис четвертинних покладів Чернігівщини (друкується). Відомості в авторовій доповіді на засіданні „Четвертинної комісії“ ВУАН в листопаді 1933 р.

W <sub>I-IIal</sub>	{	4. Суглинок темносірувато-блідожовтий, гумусний, с пористою структурою лесу. Часто помітні блідожовті та гумусні жишки. Гумусні ходи рослинності, червяків. Верхня частина, завтовшки до 0,45 м, часто темніша за нижню . . . . .	0,95 м
W <sub>I l</sub>	{	5. Суглинок лесуватий, ясно-блідожовтий, карбонатний . . . . . 6. Лес блідожовтий з сіруватим відтінком, трохи ущільнений, пористий, з численними ходами коренів та з іржаво-вапняними трубочками. На глибині 1 м від верхньої границі цього шару спостерігається тонкогумусний прошарок, завтовшки до 0,1 м. На 35 см глибше новий шар, 6—8 см завтовшки. Нижня частина дуже оглеєна, з численними іржавими трубочками; це — наслідок затримки підстиляючим шаром ґрунтових вод. У верхній частині лесу спостерігаються давні блідо-гумусні кротовини . . . . .	0,35 м 2,20 м
R-Wel	{	7. Копальний ґрунтовий горизонт, темносірий, дуже гумусний, з лесовою структурою. В ньому зрідка спостерігаються блідожовті жишки, іржаві трубочки по ходах коренів рослинності. В нижній частині горизонту трапляються дрібні валунчики кристалічних порід . . .	0,80 м
Rm	{	8. Суглинок мореновий, сірувато-бурий у верхній частині і червонобурий у нижній. Вертикально-лускуватої структури. Має численні бурі плями й жишки. Валуни кристалічних порід досить великі—від 0,5 м до 0,5 м діаметром. Великі трапляються зрідка. В нижній частині суглинок більш піскуватий, з ознаками сортування . . . . .	4,10 м
Rfgl	{	9. Суглинок ясносіруватий, дрібнозернистий, піскуватий, з дрібними закругленими гніздами сірого піску (діаметр гнізд 2—3—5 мм). Нижня частина має бурий прошарок, ущільнений і зцементований оксидами Fe, що лежить на хвилястій поверхні підстиляючого шару. В суглинку іноді трапляються дрібні конкреції вапняку і дуже зрідка уламки черепашок, серед яких можна розпізнати <i>Pisidium</i> , <i>Succinea</i> . . . . . 10. Лес блідожовтий, піскуватий, зрідка білі вапняні трубочки, донизу число їх зменшується; в фауну наземних <i>Mollusca</i> — <i>Janinia tridens</i> , <i>Pupilla muscorum</i> , <i>Vallonia tenuilabris</i> і <i>Succinea oblonga</i> . У верхній частині шару трапляються уламки костей дрібних <i>Mammalia</i> . . .	0,65 м 1,20 м

15. Новгород-Сіверськ (трохи вище міста). Правий берег Десни.

W <sub>II l</sub>	{	1. Лес типовий еоловий, сіро-блідожовтого кольору, нижній на дотик. З HCl скипає . . . . .	5,0 м
W <sub>I-II el</sub>	{	2. Той самий лес з малопомітним гумусним забарвленням. З HCl скипає. Нижній на дотик, з ходами рослинності. Помітні карбонатні трубочки . . . . .	0,60 м
W <sub>I l</sub>	{	3. Лес сіро-блідожовтий, нижній на дотик. По ходах рослинності видно вохристе забарвлення. З HCl скипає . . . . .	2,00 м
R-Wel	{	4. Лес з сіро-блідожовтим відтінком, з мало помітним гумусним забарвленням . . . . .	2,00 м
Rl	{	5. Лес піскуватий, сірий. Зрідка помітні карбонатні трубочки. З HCl скипає. Зрідка трапляються черепашки <i>Pupilla muscorum</i> . . . . . 6. Лесуватий піскуватий суглинок. З HCl скипає . . . . .	2,00 м 1,30 м
Pg	{	7. Жовто-зелені, іноді вохристо-зелені, дрібнозернисті глауконітові піски; верна злегка обкатані . . . . .	6 м
Cr <sub>2</sub>	{	8. Крейда з <i>Inoceramus</i> , <i>Belleminitella mucronata</i> . . . . .	4 м

Отже виявляється, що суміжний з Черніговом район має в основі четвертинних покладів бурі глини, в деяких місцях розмиті, і відклади палеогену. З цього треба вивести, що вододільна дільниця коло Чернігова являє собою еродоване плато, а не терасу. Час ерозії плато належить до доби міндель-ріського інтергляціалу, тобто відповідає часові акумуляції алювію високої тераси в басейні Дніпра, так званої Дніпровської низини.



В районах, що межують з Новгород-Сіверськом, розмиви плато менші і будова його нормальна.

Друга особливість плато Чернігівського району є наявність у серії четвертинних покладів флювіогляціальних покладів першої фази вюрму, відділених від ріських покладів більш або менш грубою товщею прісноводних відкладів. В окремих природних відслоненнях описана в свердловинах картина справляє враження роздвоєння ріської морени цими суглинками. Проте, поширення цього явища на великі території і стратиграфія четвертинних покладів примушує схилитись до визначення верхнього горизонту суглинчастих валунних утворень, як флювіогляціальних покладів вюрму I.

Не менш цікаві дуже поширені на Чернігівщині покривні ортзандові піски, що їх звичайно визначають, як флювіогляціальні поклади вюрму II.

Відсутність у цих пісках валунів, значна відсортованість, дрібнозернистість і одноманітність петрографічного складу спонукає шукати трохи іншої відповіді на походження цих пісків, крім відкладення з потоків льодовикових вод.

Згадані ознаки можуть виникнути тільки в досить великих басейнах мало проточної або стоячої води. Такі басейни на Чернігівщині й Волині могли виникнути від застоювання льодовикових вод. Рівень цих вод знижувався поступово; можливо, сліди цього зниження зафіксовані прошарками ортзандів.

Лівобережне наддеснянське полісся. Як уже було згадано, на лівобережному Поліссі визначаються геоморфологічні райони: плато й тераси. Границю плато і терас становить 150 горизонталь, що йде на північ від Прилук на Івангород—Млини—Кролевець. Дальший напрямок через відсутність топографічних даних простежити трудно.

Плато із сходу на захід прорізує долина р. Сейма, де більш або менш розвинені ділянки терас від борової до найдавнішої з триярусною лесовою серією покладів.

Будова плато цього району не дуже відрізняється від описаного вище на ділянці між Новгород-Сіверськом і Черніговом.

Показові такі відслонення:

16. с. Журавка Шостенського району Чернігівської обл. Шурф коло депо залізничної станції Михайлівки.

W <sub>II</sub> fgl	{	1. Грунт . . . . .	0,30 м
		2. Пісок бурий, забарвлений оксидами заліза (місцями зцементований), середньозернистий, нерівнозернистий . . . . .	1,10 м
Rm	{	3. Мореновий суглинок, червоно-бурий, має лінзи сірого піску; місцями переходить у супісок. Трапляються валуни граніту, кременя (діаметром до 20 см), червоного пісковика, димчастого кварцу. З HCl не скипає . . . . .	3,60 м
		4. Пісок нерівномірнозернистий, дрібний і середньозернистий, сірого кольору з жовтим відтінком. Трапляються прошарки сизого. З HCl не скипає . . . . .	0,90 м
Cr <sub>2</sub>	{	5. Крейда, з поверхні частково розмита, з домішкою глауконітових зерен. Трапляються Inoceramus, Bellemntella mucronata . . . . .	4,10 м

17. м. Кролевець, передмістя Загребелля.

W <sub>II</sub> l	{	1. Лес сіро-білоджовтий, дуже тонкий на дотик, пористий. Помітні заповнені карбонатами сполуками ходи рослинності. Зрідка трапляються карбонатні конкреції. З HCl скипає . . . . .	5,0 м
		2. Лес з гумусним забарвленням темносірого кольору, тонкий на дотик. Помітні ходи рослинності. З HCl скипає . . . . .	1,60 м
W <sub>I-II</sub> el	{	3. Лес II ярусу сірого кольору, пористий. Тонкий на дотик. Чимало ходів рослинності. З HCl скипає . . . . .	0,80 м

R-Wel	{	4. Другий похований ґрунт темного з бурим відтінком кольору. З НСІ не скипає. В нижній частині набирає бурого кольору з шоколадним відтінком; призматичної структури, легко розсипається. Має значну кременисту присипку . . . . .	1,35 м
RI		5. Лес буросірого кольору, тонкий на дотик, з горизонтальною верстуватістю. З НСІ не скипає . . . . .	0,35 м
Rm	{	6. Суглинок валунний, бурого кольору. Валуни розміром до 6 см (гнейс, гравіт). З НСІ не скипає . . . . .	1,5 м
RI		7. Лес сиво-сірий з бурим відтінком, пісковий, дрібнозернистий. З НСІ скипає . . . . .	4,0 м

**18. Кралевець, правий берег р. Реті між Кролівцем і с. Попівкою; в верхній частині схилу відслонення видно:**

Wl	{	1. Ґрунт сірий, змитий . . . . .	0,25 м
		2. Лес бурувато-блідожовтий, перевідкладений . . . . .	1,15 м
		3. Лес блідожовтий з рідкими вапняковими білими трубочками . . . . .	1,0 м
R-Wel	{	4. Суглинок темносірий, дуже гумусний, лесуватий. У ньому зрідка трапляються валунчики кристалічних порід (3—4 см діаметром і дрібніше) . . . . .	0,04 м
Rfgl		5. Суглинок лесуватий, бурувато-блідожовтий, з численними білими трубочками. Трапляються зрідка дрібні гострокутні зерна польового шпату, кварцу, до 1 мм діаметром . . . . .	0,40 м
Rm	{	6. Суглинок жовтувато-блідожовтий, з сивими плямами, тонкотвердуватий, зрідка з конкреціями вапняку . . . . .	0,65 м
		7. Пісок валунний, бурий, середньо-нерівномірнозернистий. Трапляються прошарки й ліни блідожовтого, дрібнозернистого глинястого піску (суглинок). З ясно виявленою горизонтальною верстуватістю. Валунчики кристалічних порід репрезентовані гранітами, гнейсами, кварцовим порфіром (діаметром 1—30 см). В нижній частині дуже ущільнений, має зелені плями і лускувату структуру. Видно . . . . .	10 м

Правий берег р. Реті поритий численними, але не глибокими ярами й балочками. Яри відкривають тільки надморенову серію і морену. В рукавах ярів спостерігаються двоярусна лесова серія і ознаки звітрілої морени.

**19. с. Божок Кралевецького району Чернігівської обл. (SW частина села).**

W <sub>II</sub>	{	1. Ґрунт . . . . .	0,50 м
		2. Лес сіро-блідожовтий, пористий, з значною кількістю карбонатних трубочок, піжний на дотик. Є ходи рослинності. З НСІ скипає . . . . .	4,10 м
W <sub>I-II</sub> el	{	3. Лес сірий з гумусним забарвленням. Нижній на дотик, з значною кількістю карбонатних трубочок. З НСІ скипає . . . . .	0,50 м
W <sub>I</sub> l		4. Лес сірого кольору з ходами коренів, пористий, місцями забарвлений вохристими розводами . . . . .	1,70 м
R-Wel	{	5. Лес гумусний, бурого кольору з темним відтінком. З НСІ скипає. На контакті з третім ярусом лесу набирає буро-вохристого кольору . . . . .	0,90 м
RI		6. Лес жовто-сірий з зеленим відтінком. Нижній на дотик. З НСІ бурно скипає. Помітні глауконітові зерна . . . . .	1,30 м
Rfgl	{	7. Пісок грубозернистий, переверстований з сірим глинястим матеріалом з бурим відтінком . . . . .	2,20 м
Rm		8. Суглинок мореновий, сірого з бурим відтінком кольору. Трапляються валуни розміром до 1 м (граніт, кварц, червоний пісковик). З НСІ скипає . . . . .	2,50 м

**20. м. Ворзніж (ст. Терещанська).**

W	{	1. Ґрунт . . . . .	0,50 м
		2. Суглинок жовто-сірий з темним відтінком. У нижній частині трапляються і ліни піску — середньозернистого, дрібнозернистого, обкатаного. З НСІ не скипає . . . . .	0,70 м

W	{	3. Пісок (лізвн в суглинку), нерівнозернястий, сірого з жовтим відтінком кольору. З НСІ не скипає . . . . .	0,03 м
		4. Суглинок сірувато-жовтий. Місцями своєю будовою нагадує лес; в ході червяків з гумусним забарвленням. Кварцові зерна обкатані, матові. З НСІ не скипає . . . . .	0,57 м
R-Wel	{	5. Суглинок темносірого з жовтим відтінком кольору. Є гумусні язвкн, густий . . . . .	0,55 м
RI	{	6. Суглинок лесуватий, жовто-сірого кольору, пористий. З НСІ не скипає . . . . .	0,65 м
		7. Суглинок лесуватий, сиво-сірий, з жовтим відтінком. Трапляються лізвн сірого дрібнозернястого піску, подібного до лесуватого суглинку. З НСІ не скипає . . . . .	0,55 м
Rm	{	8. Моренсвий суглинок червоно-бурого кольору. Валуни кременю, кварцу (діаметром 4 см). Також валуни звітрілого гнейсу. Кварцові зерна обкатані й гострокуті. З НСІ не скипає . . . . .	0,60 м
Rfgl	{	9. Супісок сіро-бурого відтінку, з вохристими плямами, нерівнозернястий . . . . .	1,00 м
Pga	{	10. Пісок сіро-білий, дрібнозернястий, кутуватий. Трапляються проверстки буро-сивого піску глинястого . . . . .	1,00 м
		11. Пісок білий, дрібнозернястий, обкатаний . . . . .	1,70 м

21. м. Конотоп (західна частина). Кар'єри цегельні (рівнинне плато). (Глибина шурфу 45 м).

W <sub>II</sub> I	{	1. Грунт . . . . .	0,45 м
		2. Лес сіро-блідожовтий, переритий кротовинами . . . . .	1,20 м
		3. Лес ясно-блідожовтий. Типовий. У ньому численні „шпари“ і окремо розкидані білі вапняні трубочки. іноді з вапняними псевдоморфозами . . . . .	1,10 м
W <sub>I-II</sub> el	{	4. Лес темно-блідожовтий з буруватим відтінком, гумусний . . . . .	0,35 м
W <sub>I</sub> I	{	5. Лес ясно-блідожовтий, карбонатний, з рідкими іржавими білими вапняними трубочками, поділеними скупченнями в 2-3 см діаметром . . . . .	0,22 м
		6. Лес типовий блідожовтий, з жовтуватим відтінком, з численними білими вапняними трубочками, розкиданими поодинокі або окремими скупченнями . . . . .	1,10 м
		7. Лесуватий, блідожовтий з сизуватим відтінком суглинок (оглевний лес). У ньому часто жовто-вохристі плями, зрідка білі вапняні трубочки, що донизу зовсім зникають . . . . .	1,00 м
R-Wel	{	8. Суглинок лесуватий, гумусний, сірувато-блідожовтий, з численними вохристими трубочками, зрідка манганова пунктація. Зрідка давні блідо-гумусні кротовини . . . . .	0,60 м
RI	{	9. Ясно-блідожовтий, карбонатний, з гумусними язвками . . . . .	0,40 м

З описаних відслонень видно, що плато тут виявляє сліди значних розмивів, які місцями дійшли до крейдяних покладів. Разом з тим у деяких місцях надморенова серія покладів теж змита, і верхні вюрмські піски залягають безпосередньо на морені.

В місцях, де надморенова серія не зазнала розмиву, вона виявлена звичайною для північної лівобережної частини УСРР триярусною надмореновою серією лесу.

Тераси р. Сейма загалом не відрізняються своєю будовою від борових середньої й верхньої тераси Дніпра та інших річок, будова яких досить відома, і наші спостереження не дають тут нічого нового, крім поширення їх. Для старої тераси Сейма в районі Ворожба і для Дніпровської низини району м. Ніжена характерні такі відслонення:

22. Станція Ворожба.

У кар'єрах цегельні між Ворожбою й м. Білопіллям, видно:

W <sub>I</sub>	{	1. Грунт . . . . .	0,70 м
		2. Лес кротовинний, з гумусними ходами червяків . . . . .	0,80 м
		3. Лес білоджовтий . . . . .	1,10 м
R-Wel	{	4. Суглинок бурувато-білоджовтий, лесуватий, гумусний . . . . .	0,65 м
Rm	{	5. Мореновий сірувато-білоджовтий суглинок, у верхній частині захоплений ґрунтотворними процесами . . . . .	1,52 м
M-Ral	{	6. Пісок дрібнозернястий, ясносірий, з темносірими глинястими проверстками; місцями трапляються уламки прісноводних черепашок . . . . .	8,0 м

Пісок розробляється.

23. Північний край с. Володькова (Червонопартизанське), 4 км на захід від м. Ніжена, на рівному високому місці шурфу.

W <sub>II</sub> I	{	1. Безструктурний ґрунтовий горизонт . . . . .	0,16 м
		2. Темносіра порода з численними ходами червяків, рідше коренів трав та ін. . . . .	0,10 м
W <sub>I</sub> I	{	3. Сірувато-білоджовтий перехідний горизонт . . . . .	0,25 м
		4. Сірувато-білоджовтий кротовинний лес . . . . .	0,48 м
		5. Білоджовтий лесуватий, дуже піскуватий суглинок . . . . .	1,38 м
		6. Ясно-білоджовтий з легким жовтим відтінком дрібнозернястий пісок . . . . .	0,57 м
R-Wel	{	7. Жовто-оливковий гумусний суглинок. На загальному тлі суглинку виступають сірі та сизі плями . . . . .	0,84 м
Ral	{	8. Жовтувато-сизий піскуватий суглинок з численною мангановою пунктацією і дрібними вапняними трубочками. В суглинку часто трапляються черепашки <i>Gyraulus albus</i> , <i>Paraspira leucostoma</i> і уламки <i>Succinea oblonga</i> . . . . .	0,30 м

В суглинку 8 ґрунтовий горизонт води, на глибині 4 м. Описаний шурф міститься на давній терасі р. Остра.

Дуже цікаві озерові поклади трапляються в долині р. Єзуса (лівої притоки р. Сейма), близько с. Сарновщини, під м. Конотопом.

Будову річкової долини характеризують такі відслонення:

24. м. Конотоп (північна частина, 1 км від міста). Плато з пологістим схилом до 30 м висотою, спускається до лівобережної тераси р. Єзуса. Будова тераси:

al	{	1. Грунт . . . . .	0,45 м
		2. Суглинок дрібнопіскуватий, має сизо-жовті плями. На поверхні помітна присипка SiO <sub>2</sub> . . . . .	0,60 м
		3. Суглинок бурувато-білоджовтий, пористий, лесуватий, з прошарками сірого дрібнозернястого піску . . . . .	1,10 м

Тераса безлесова.

25. Правий берег Єзуса в с. Сарновщині репрезентований боровою терасою р. Сейма; ширина її незначна, за селом переходить ноступово в заплаву, дуже заболочену.

Борова тераса має поверхню нерівну, з численними кучугурами піску неправильної форми.

На дюнах розляглася північна частина села.

Частина заплави р. Сейма між м. Сарновщиною і залізницею вкрита грубим шаром торфу з черепашками *Planorbis planorbis*, *Succinea* та ін.

У стінці висушного каналу відслонюються:

Q <sub>III</sub> al	{	1. Торф жовто-бурий, землястий . . . . .	0,20 м
		2. Торф чорний . . . . .	0,40 м
		3. Торф чорний, трохи землястий . . . . .	0,40 м
		4. Торф жовтувато-сизий, осоковий . . . . .	0,20 м
		5. Торф чорний, осоково-моховий . . . . .	0,60 м
		6. Глина сиза, піскувата, з черепашками . . . . .	0,20 м
		7. Місцями цей суглинок заступається білим, трохи піскуватим озерним вапняком з численними рештками <i>Planorbis planorbis</i> , <i>Cyclas rivicola</i> , <i>Paraspira leucostoma</i> , <i>Limnaea stagnalis</i> та ін. Видво . . . . .	1,00 м
		8. Пісок жовто-сірий, дрібнозернястий . . . . .	0,50 м

**Стратиграфічний нарис**

Описані вище відслонення дають повне уявлення про літологічний склад і про зростове співвідношення четвертинних покладів північної України. Вони зведені в поданій нижче таблиці (глибини подано в м):

Таблиця 1

№ від- слонення	Місцевість	Q <sub>IV</sub>	Q <sub>III</sub>					Q <sub>II</sub>		Q <sub>I</sub>		N <sub>r</sub> -Q	
			Postgl.	W <sub>I</sub>	W <sub>I</sub> -W <sub>II</sub>	W <sub>I</sub>	K-W	R	M-R	M	G-M		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	
1	ес. Чистогалівка-Бу- ряківка . . . . .	—	пісок 1,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2	с. В. Корогод . . . .	0,60	—	—	—	—	—	—	пісок 1,70	—	—	—	—
3	" " " . . . . .	0,12	—	—	—	—	—	морена 0,18	0,70	—	—	—	—
4	" " " . . . . .	0,20	—	—	—	—	—	0,40	1,0	—	—	—	—
5	с. М. Корогод . . . .	0,15	—	пісок 2,40	грунт 0,40	лес 1,25	0,30	5,50	—	—	—	—	—
6	м. Чернобиль . . . .	—	1,15	1,15	1,10	лес 3,40	0,45	1,10	—	—	—	—	—
7	с. Збравки . . . . .	0,30	—	—	11	—	0,35	12,90	—	—	—	—	—
8	с. Федорівка . . . . .	—	3,25	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
8-а	" " " . . . . .	0,50	0,75	—	1,75	—	—	4,50	—	—	—	—	—
9	с. Черевак . . . . .	0,25	—	1,35	0,25	0,95	—	2,80	3,50	—	—	—	—
10	с. Горностайполь . .	0,26	—	1,14	—	3,40	0,70	15,15	3,25	—	—	—	—
11	Старолошакова Гута	0,70	2,30	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
12	с. Коти . . . . .	0,20	—	3,11	4,68	3,32	2,88	3,46	—	—	—	—	8,44
13	с. Сибіреж . . . . .	0,50	—	2,26	0,40	5,59	4,25	3,87	—	—	—	—	1,91
14	м. Чернігів . . . . .	0,30	—	2,00	0,95	2,55	0,80	5,15	—	—	—	—	—
15	м. Новгород-Сіверськ	—	—	5,00	0,60	2,00	1,30	—	—	—	—	—	—
16	с. Журавка . . . . .	0,30	—	1,10	—	—	—	4,50	—	—	—	—	—
17	м. Кролевець . . . .	—	—	5,00	1,60	0,80	1,35	5,65	—	—	—	—	—
18	" " " . . . . .	0,25	—	—	2,15	—	0,40	11,05	—	—	—	—	—
19	с. Божок . . . . .	0,50	—	4,10	0,50	1,70	0,90	6,00	—	—	—	—	—
20	м. Вороніж . . . . .	0,50	—	—	1,30	—	0,55	2,80	—	—	—	—	—
21	м. Конотоп . . . . .	0,45	—	2,30	0,35	2,32	0,60	0,40	—	—	—	—	—
22	ст. Ворожба . . . . .	0,70	—	—	1,90	—	0,65	2,00	8,00	—	—	—	—
23	с. Володькове . . . .	0,51	—	—	2,45	—	0,84	0,30	—	—	—	—	—
24	с. Сарновщина . . . .	0,45	0,70	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
25	" " " . . . . .	1,80	1,70	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

З таблиці видно, що четвертинна система північної України репрезентована тільки середньо- й верхньочетвертинними, а також сучасними покладами. Нижніх четвертинних покладів безпосередніми спостереженнями виявити не вдалося, хоч наявність їх, особливо в покладах річкових долин, не виключається.

Крім досить повної стратиграфічної картини, четвертинні поклади району робіт партії мають надзвичайно різноманітний літологічний склад не тільки в плані, а й у перетинах, через це дати вичерпну картину типів четвертинних покладів неможливо.

Q<sub>II</sub> — середньо-четвертинні поклади. Середній відділ четвертинної системи дуже поширений на території робіт партії. Виражений він міндель-ріськими алювіальними пісками і рідше суглинками та зв'язаними в ріською мореною покладами.

До найголовніших типів останніх покладів треба залічити морену, флювіо-гляціальні поклади, лес і лесуваті суглинки. Як виняток, у цьому горизонті констатовані алювіальні піски й прісноводні суглинки.

M-Ral — міндель-ріські алювіальні піски. Найповніше відслонюються ці поклади на правобережному Поліссі, особливо в околицях м. Чорнобиля. На інших ділянках північної України ці поклади скрізь виявляються свердловинами-шурфами. На Правобережжі піски відокремлюють морену від підстилаючого її ярусу рябих глин і верхів полтавського ярусу в тих місцях, де рябі глини змиті.

Грубина пісків завжди чимала. Колір здебільшого білий з рідкими темними плямами. Верстуватість мало виявлена. Органічні рештки трапляються дуже рідко і виявлені уламками черепашок прісноводних моллюсків.

Механічний склад пісків по всіх місцях, де їх можна констатувати, трохи мінливий.

У деяких випадках алювіальні піски заступаються синювато-сірими прісноводними суглинками.

Механічний склад суглинків, за даними Бобровника (з Соболева [20]) такий:

Суглинок мав до 5,78% вапна і такий механічний склад:

	0,25 мм	0,25—0,05 мм	0,05—0,01 мм	< 0,01 мм
З карбонатами . . .	19,60	21,08	16,31	47,01
Без карбонатів . . .	21,81	30,66	17,15	30,38

З даних аналізу видно, що максимум припадає на частинки від 0,05 до 0,01, що механічним складом наближає суглинки до лесу.

Соболев у своїй неопублікованій роботі про триверстове здійснення залічує ці поклади до міндельського часу. Однак, наші дослідження на величезній території виявили їх міндель-ріський вік.

Rm — морена ріська — в дослідженому районі поширена скрізь на схід від західної межі дніпровського язика ріського льодовика, крім заплавної та інших терас річок.

Гіпсометрія поверхні морени близька до гіпсометрії поверхні місцевості, морена плащеподібно залягає на нерівностях старого рельєфу. Виняток становлять окремі острови морени в вигляді поодиноких горбів, що трапляються в околицях м. Чорнобиля й на захід від Конотопа. Тут морена залягає на увгріках-витисках, що виникли в наслідок льодовикового тиску.

Грубина морени чимало хитається від 1,0 до 15 і рідше більше метрів; в середньому для північної України близько 7 м.

Морена найчастіше виявлена валунними суглинками, рідше валунними пісками та іноді заступається безвалунними прісноводними суглинками й рідше стрічковими глинами.

Соболев у цитованій вище роботі дає таку характеристику механічного складу ріської морени:

Таблиця 2

Механічний склад морени

Місцевість	Фракції в мм					
	> 1	1—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	< 0,005
Термахівка, по дорозі на Красятчі . . . . .	0,62	22,11	31,96	14,44	8,68	22,19
Теж, по дорозі на Обуховичі . . . . .	1,18	30,96	25,45	10,89	7,24	24,28
Красятчі. Кар'єр . . . . .	—	22,03	26,64	18,72	9,32	23,21
SW від с. Кухарів . . . . .	—	42,15	41,84	12,08		3,93

Фракції, більші за 0,25 мм складаються з зерен кварцу, безбарвних, молочних, червонуватих, рідше димчастих. Польовий шпат у незначній кількості, зерна його свіжі. Темні мінерали репрезентовані блискітками слюди, зрідка рогової обманки. Фракції 0,25—0,05 мм являють такий самий мінералогічний склад, але в темних мінералів тут, крім згаданих, трапляється гранат. Частинки тут менше закруглені.

Аналізом у рідині Туле фракції морени більші за 0,01 мм дали таку картину:

Таблиця 3

№	Питома вага	Вага фракції	%
1	3,1417	0,1915	0,20
2	3,1417—2,9460	0,4297	0,14
3	2,9460—2,7490	0,2179	0,23
4	2,7490—2,6410	1,6699	1,74
5	2,6410—2,6290	85,5225	89,17
6	2,6290 і менші	7,8733	8,21

Перша фракція репрезентована зернами бурого залізняку, дуже свіжого гранату. Рідше трапляються зерна титанистого залізняку. Останні більш закруглені, ніж зерна гранату.

Друга фракція майже цілком складається з частинок рогової обманки, звітрілих зерен гранату й залізняку. Рідше трапляється московіт, біотит і авгіт, а також зерна, як видно, звітрілого титанистого залізняку.

Третя фракція включає ті ж мінерали, але з значним збільшенням зерен рогової обманки та біотиту.

Четверта фракція репрезентована, головне, плагіоклазами і зернами кварцу.

П'ята фракція включає, головне, зерна кварцу різного кольору і різної закругленості. Плагіоклази трапляються рідше.

Шоста фракція складається з білого, рожевого й жовтуватого ортоклазу і рідше мікрокліну.

Морена західної окраїни ріського льодовика не відрізняється своїм механічним складом від морени наддніпрянської частини моренового поля.

Валунні суглинки з Скородного й Сорокопєня, за даними За крєвської, що провадила тут триверстове здіймання, мають такий склад:

Таблиця 4

Дані аналізів валунного суглинку

Місцевість	Фракції в мм						
	1	1-0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	0,001
м. Скородне . . . . .	22	22,33	30,23	13,62	24,15	2,98	7,66
м. Сорокопень . . . . .	22	28,03	27,47	9,99	23,60	0,69	10,19

Відповідно до цього хемічний склад морени відзначається великим вмістом силікатної кислоти.

Таблиця 5

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Губить при проварюванні	Сума
м. Скородне (півн. мор. сугл) . . . . .	79,26	5,65	3,55	1,00	0,38	2,23	1,27	5,92	93,10
м. Сорокопень (півд. мор. сугл) . . . . .	83,24	7,09	3,01	1,00	0,17	1,08	0,79	4,41	100,79

Валунний суглинок лівобережного Полісся своїм механічним складом нічим важливим не відрізняється від наведених вище даних аналізів.

Морена с. Баньок, за даними аналізів лабораторій Геологічного інституту, має такий склад:

Часток 1 мм . . . . .	0,98	Часток 0,005—0,001 мм	2,05
" 1—0,25 мм . . . . .	13,00	" < 0,001 мм . . . . .	11,71
" 0,25—0,05 мм . . . . .	30,89	Солей . . . . .	8,34
" 0,05—0,01 мм . . . . .	26,32	Вологості . . . . .	1,18
" 0,01—0,005 мм . . . . .	7,67		

Отже з'ясовано, що в складі морени, як і треба було чекати, домінують фракції від 1,0 до 0,01 мм, при чому цей склад зберігається на значних просторах.

Rfgl—ріські флювіогляціальні поклади—в районі робіт поширені не дуже. Вони середньозернисті, рідше грубозернисті, ясно забарвлені, майже білі або з жовтими смужками тощо. Складаються з кварцу з невеликою домішкою польових шпатів.

Механічний склад пісків з с. Черевача, за даними Корякіна, такий:

0,25 мм	0,25—0,05 мм	0,05—0,01 мм	0,01 мм
49,83%	47,47%	1,29%	1,41%

Rl—ріський лес і лесуваті прісноводні суглинки. Суглинки дуже поширені в області лесового плато в околицях м. Овруча. Рідше вони трапляються на Чернігівщині, де взагалі відслонюються рідко.

Суглинки іноді підстиляють, заступають або викривають морену. Зокрема в районі овруцького лесового острова прісноводні суглинки залягають у низах лесового покриву, заступаючи його або залягаючи в основі третього ярусу лесу, і непомітно переходять у лес еоловий.

Механічний склад прісноводних суглинків в околицях Овруча, за даними Закревської, такий (с. Сорокопень):



Таблиця 6

	Нижня частина суглинку	Верхня частина суглинку
1,0 мм	—	—
1—0,25 мм	0,00	0,12
0,25—0,05 мм	16,21	23,00
0,05—0,01 мм	59,76	45,80
0,01—0,005 мм	11,31	17,27
0,005—0,001 мм	1,96	1,70
< 0,001 мм	10,66	12,13

Дані аналізів говорять про ідентичність механічного складу прісноводного суглинку й лесу.

В околицях с. Сорокопєня в озерних суглинках іноді трапляються вклучення торфу, а також численні рештки прісноводних наземних *Molusca*; з них визначено такі: *Limnaea stagnalis*, *Radix ovata*, *Stagnicola palustris*, *Succinea pfeiferi* Rossm., *Vallonia tenuilabris* Braun, *Pupilla muscorum* Müll., *Collumella edentula*, *Bithynia tentaculata* L., *Sepea vindobonensis* Pfeiff., *Zonitoides nitidus* Müll., *Cochlicopa lubrica* Müll., *Vallonica pulchella* Müll., *Pisidium* та ін.

Лес у районі робіт північної української партії досить поширений. У південній частині району проходить північна межа лесового плато. На північ від цієї межі, серед одноманітних зандрових пісків, трапляються лише окремі островці лесу, відомі коло Овруча, Хабного та ін., менш значні, на Правобережжі, а також близько Чернігова, Остра та ін. на Лівобережжі.

Лес овруцького лесового острова можна стратиграфічно поділити на три окремі горизонти, що розділяються двома давніми горизонтами звітрювання. Однак, копальні ґрунти в овруцьких лесах не мають повсюдного поширення, тимто в деяких місцях можна говорити лише про один ярус надморенового лесу.

Овруцький лес являє собою блідожовтий дуже пористий суглинок, майже зовсім без вклучень трубочок і журавчиків, а також без решток молюсків.

Поширення лесу коло м. Овруча характеризує Закревська (в звіті про геологічне триверстове здійсання Овруцького планушету): Лукашки, Годотемль, х. Туки, на північ від с. Голомок, далі на північ від с. Папірні, через с. Хайчу, на північний захід до с. Н. Велєдників, Норина, на Черевки, Кошечки, Роливановичі, Рудню Франківську, на південь с. Листвина, далі лівим берегом верхів'я р. Норина підходить до верхів'я р. Словечни, обходить з північного сходу с. Селище, уроч. Городище і підходить до с. Городця й х. Каменя.

Механічний склад лесу, за даними Закревської:

Таблиця 7

Місцевість	Фракції в мм						
	> 1	1—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	< 0,001
Збранки . . . . .	—	0,81	13,70	66,04	17,60	1,28	0,15
„ верхня частина . . . . .	—	2,77	59,72	26,53	6,00	0,64	4,30
„ середня частина . . . . .	—	5,31	54,44	28,90	9,45	0,40	1,45
„ нижня частина . . . . .	—	6,11	39,29	45,52	4,25	3,80	0,57
Відслонення . . . . .	—	6,11	39,29	45,52	4,25	3,80	0,57

Хемічний склад лесу ілюструють такі дані:

Таблиця 8

	Si O <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ca O	Mg O	N <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	губить при прож.	Сума
Збранки . . .	71,70	5,08	2,32	7,50	0,65	2,66	1,94	8,56	100,4

Закревська встановлює двоярусну лесову серію, при чому копальний ґрунт авторка відзначає близько мосту в с. Збранках і в м. Клинцях. Крім цього, лес виявляє двоярусність з більш піскуватим нижнім і більш тонковернястим верхнім ярусом. У лесі знайдено рештки Mammalia: *Elephas primigenius*, *Rhinoceros tichorhinus*, *Ovibus moschatus*, *Bison priscus*, *Cervus elaphus*, *C. darandoides*, *Equus caballus*, *Sus scrofa*, *Castor fiber*, *Machairodus*, *Homo sapiens*, *Cervus megarceros*, *Alces fossilis*.

Механічний склад лесуватих суглинків Чорнобильського дислокованого району ілюструють такі дані:

Таблиця 9

Місцевість	% вологості	Фракції в мм							Лес
		< 1	1-0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	> 0,001	
М. Корогод . . . . .	1,30	—	0,90	34,88	40,92	12,17	2,02	8,11	Лес. I ярус
"	2,40	—	0,41	16,39	49,93	17,80	7,40	8,17	Лес. II ярус
"	3,30	—	0,60	18,98	39,71	21,10	4,55	14,06	Коп. ґрунт

Лесуваті утворення околиць Чорнобиля, як видно з наведених даних, характеризуються великим проти лесів Овруцького району вмістом піску.

Цікаво навести для порівняння дані механічного аналізу лесу плато Лівобережжя з околиць м. Кролевець:

Таблиця 10

Місцевість	% вологості	Фракції в мм							% солей	Лес
		< 1	1-0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	> 0,001		
М. Кролевець . . .	1,85	—	0,20	18,39	47,50	13,46	1,83	9,58	9,04	I ярус
"	4,55	—	0,57	5,80	27,03	28,10	3,36	20,54	14,60	II ярус
"	2,05	—	—	18,99	56,60	16,74	2,06	6,11	—	III ярус, коп. ґрунт
"	3,30	—	1,60	18,98	39,71	21,10	4,55	14,06	—	I ярус
"	3,90	—	0,55	18,71	40,74	26,00	4,43	9,57	—	II ярус



їх на всіх елементах рельєфу північної частини УСРР примушує пояснювати походження їх загальними причинами.

За даними Тутковського [25], відсутність валунів у поліських зандрах пояснюється морфологічними причинами.

Соболев [18] уважає ці піски за терасові утворення. Цієї думки додержує й Лічков.

Кожна з цих думок зокрема не може пояснити походження безвалунних зандрових пісків. За основну причину цього явища треба вважати значче віддалення краю льодовика, а з другого боку — діяльність текучих вод під час поведень.

Друга характерна риса вюрмських безвалунних пісків є цілковита відсутність у них будьяких органічних решток.

Q<sub>IV</sub> postgl — польодовикові поклади — на дослідженій території мають величезне поширення. Найголовнішими територіями, де виявлені польодовикові поклади, є поклади других терас, а також території, вкриті вюрмськими флювіогляціальними пісками, де польодовикові поклади перевідкладені і виявлені дюнними утвореннями, продуктом еолової переробки флювіогляціальних пісків.

Польодовикові піски на других терасах також нагромаджені у височини, що утворюють іноді типові дюни, де-не-де перевіяні, довгі вали й дуги. Відкриті дуги на захід, але трапляються і в інших напрямках. Висота піскових нагромаджень змінюється в межах 8—15, рідко більше, метрів.

Механічний склад пісків мінливий, але загалом вони належать до тонкозернястих.

Механічний склад, за даними Закревської, що провадила здійснення Овруцького планшету триверстової карти, такий:

Таблиця 12

	> 1,0	1—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	< 0,001
Ур. Тарасів погреб . . . . .	—	54,54	43,59	0,22	0,73	0,18	0,80
Розкопана гора . . . . .	--	76,10	20,88	0,79	0,06	0,04	4,12

Ці дані цілком ідентичні з даними про механічний склад безвалунних вюрмських пісків.

До польодовикових утворів треба залічити поклади алювію в сучасних річкових долинах, відокремлених від сучасних утворів шаром ґрунту.

Сюди ж треба залічити й численні торфовики на другій терасі.

З польодовикових покладів особливо цікаві озерні вапняки; численні поклади їх констатовані на правобережному та лівобережному Поліссі.

Типовий перетин цих вапняків подано в описовій частині у відслоненні близько с. Сарновщини Конотопського району.

За даними Горбунової<sup>1)</sup>, в вапняках трапляються численні рештки прісноводних молюсків, з яких найбільш поширені: *Planorbis planorbis*, *Valvulineria planorbis*, *Limnophysa palustris*, *Pisidium* sp. та ін.

Тут вапняк вміщує чистого СаО близько 40%, в зв'язку з чим може бути використаний як мінеральне добриво.

<sup>1)</sup> П. І. Горбунова. До палеонтологічної характеристики озер вапняків Конотопського району (рукопис — друкється).

$Q_{IV}$  — сучасні поклади — в районі робіт північно-української партії виявлені алювіальними, делювіальними й еоловими покладами.

$Q_{IVal}$  — алювіальні поклади — поширені по долинах річок та озер, складаючи їх заплавні тераси.

Літологічний склад алювіальних покладів досить мінливий; найбільш поширені піски, рідше трапляються суглинки. Характерна риса заплавних терас дослідженого району є їх заболоченість і в зв'язку з цим наявність величезних площ торф'яних боліт.

В утворенні заплави можна виділити дві фази; про це свідчить наявність заплавних ґрунтів, що вириті новітнім алювієм — явище дуже поширене на річках північної частини УСРР.

$Q_{IVeol}$  — алювіальні піски — місцями підпадають еоловій переробці: діяльністю вітру навіюються невиразної форми височини.

Сучасна еолова діяльність особливо різко виявлена в районах поширення дюн, що розвіюються в зв'язку з зниженням рослинного покриву і з розозванням схилів.

$Q_{IVdel}$  — делювіальні поклади — в районі робіт партії не дуже поширені. Вкривають вони, і то не дуже могутнім шаром, схили до річкових долин та балок, при чому петрографічний склад їх, природно, цілком залежить від складу перевідкладуваних порід.

У стратиграфічному нарисі звіту ми торкнулися тільки найбільш поширених покладів, в найзагальніших рисах відзначили головну різницю поданих в описовій частині літологічних відхилень окремих горизонтів і дрібніших підрозділів четвертинної системи. Однак, уже ці загальні зауваження виявляють всю строкатість четвертинних покладів досліджуваного району і всю складність геологічних процесів, які створили цю складну картину будови північної частини УСРР.

Зіставляючи всі одержані дані, приходимо до висновку, що в північній частині УСРР маємо безпосередні докази тільки двох ярусів льодовикових покладів — це морена й флювіогляціальні поклади ріського (Дніпровського) льодовика і флювіогляціальні поклади вюрму. Однак, останні відрізняються від типових флювіогляціальних утворень; їх доводиться залічувати сюди лише умовно, а це знову таки стверджує вирішальну роль Дніпровського льодовика в будові четвертинних покладів УСРР. Ці ж дані дають можливість відновити видатніші риси четвертинної історії країни, історії, що пройшла такі основні етапи:

1) За міндель-ріських часів величезний простір з низів рр. Прип'яті, Десни й Середнього Дніпра являв собою величезний басейн — можливо, заплавну терасу, де відбувалася акумуляція білих пісків — і в той самий час було еродоване і плато Чернігівського району. Ерозія тут досягла верхів полтавського ярусу.

2) Пізніше на весь простір північної частини УСРР, крім її західних країн, висунувся дніпровський язик ріського зледеніння. Льодовик залишив після себе складний комплекс четвертинних покладів у вигляді тонких підморенових суглинків, стрічкових глин, флювіогляціальних пісків і морени. Своім рухом льодовик місцями змінював підстилаючі породи; це спостерігається в околицях Чорнобиля і, можливо, на захід від м. Конотопа.

В окремих дільницях плато за ріських часів відкладалися лес і лесуваті суглинки.

До рісу доводиться залічити утворення терасового уступу верхньої найдавнішої тераси.

3) Ріс-вюрмський міжльодовиковий час лишив сліди у вигляді алювіальних покладів третіх терас і копальний ґрунт на плато.

4) Нова (старовюрмська) льодовикова фаза відзначена утворенням пісків у річкових долинах, лесах на плато і терасах. Особливо цікаво відзначити

наявність старовюрмських флювіогляціальних покладів на плато, на північ від Чернігова.

5) Вюрмські інтерстадіальні часи позначаються утворенням копального ґрунту на лесах і лесуватих суглинків.

6) Особливе значення для дослідженого району мають неовюрмські часи. За вюрму II спочатку відбувалося відкладання лесу. Пізніше могутні потоки льодовикових вод відклали величезні зандрові поля, що вкривають північну Україну і суміжні частини БСРР. Всі ці поклади і зумовляють сучасний характер цих районів.

7) У польодовикові часи всі льодовикові відклади, зандр і поклади річкових долин зазнали еолової переробки. Вітер нагромадив могутні дюни, зібрав їх у величезні вали, що перетинають обширні болотняні простори. Між закінченням зледеніння та сучасною епохою можна виділити дві сушіші і одну вогікішу фази. За часів останньої на дюнах була утворена кора звітрювання.

Сухішу фазу після польодовикових часів змінив сучасний режим з його фізично-географічними особливостями.

#### НАЙГОЛОВНІША ЛІТЕРАТУРА

1. Біленко Д., Триверстова геологічна карта України, арк. XXII-9.
- 1а. Жилинский И., Очерк работ западной экспедиции по осушению болот, СПб, 1899.
2. Закревська Г., Геологічні досліди на північносхідній частині Волинського Полісся та на півночі Київщини, „Труди Укр. в.-д. геол. інст.“, т. II, 1928.
3. Закревська Г., Звіт про геологічне адіймання XXVI-14 арк. триверст. карти 1932 (рукопис в УГРТ-і).
4. Закревська Г., Геологічна карта України, арк. XXII-7, 1932 (рукопис).
- 4а. Крокос В. І., Стратиграфія горішнього палеоліту с. Довгичів на Овруччині, „Четв. період“, в. 1—2, 1930.
5. Личков Б., К характеристике зандрового ландшафта окр. Киева, „Изв. Ака. Наук“, 1927.
6. Личков Б., К вопросу о террасах Днепра и Припяти, „Мат. по общ. и прак. геол.“, в. 95, 1928.
7. Личков Б., Некоторые черты к характеристике геоморфологии южного Полесья, Изв. Геол. ком., 1929.
8. Луцицкий В. И., Предварительный отчет о геологических исследованиях летом 1910 г. в области 31 листа 10-верст. карты Европейской России, „Изв. Геол. ком.“, XXX, 1911.
9. Махов Г. Г., Районизация Украины на основе ее почвогрунтов, „Сел.-хов. опыт дело“, № 4, 1924.
10. Мирчинк Г., Послетретичные отложения Черниговской губ., „Вести. Моск. горн.-ак.“, т. I, 1923. Мемуары Моск. о-ва исп. прир., вып. 4.
11. Мирчинк Г., Геологические исследования вдоль линии Новобелицы — Прилуки и Орша — Ворожба, „Изв. Геол. ком.“, т. XXXVII, 1928.
12. Мирчинк Г. Ф., Соотношение четвертичных континентальных отложений Русской равнины и Кавказа, „Изв. АССОЦ науч. инст.“, т. II, в. 3—4, 1928.
13. Муравлянский С., Грунтово-шляхові дослідження України, „Мат. досл. ґрунт. Укр.“, II, 1928.
14. Ожегова М., Геологічна карта України, арк. XX-6 (рукопис).
15. Оппоков Е., О левобережных террасах Днепра, „Вісн. Н.-д. інст. вод. госп.“, т. II, ч. 2, Київ, 1927.
16. Соболев Д., Ледниковая формация северной Европы и геоморфологическое расчленение Русской равнины, „Изв. Геол. общ.“, LVI, в. 1—2, 1924.
17. Соболев Д., К геоморфологической характеристике Киевского полесья, „Вести. Геол. ком.“, т. III, № 6, 1928.
18. Соболев Д., Звіт про роботу партії 3-верст. геологічного адіймання в Овруч-Житомирському районі, „Бюл. УВГК“, № 1—2, 1929.
19. Соболев Д., К геологии и геоморфологии Полесья, „Вісн. Укр. геол. ком.“, в. 15, 1930.
20. Соболев Д., Корякин Л., Таран А., Триверстова геологічна карта України, арк. 8 XXI ряду; арк. 8 XXII ряду (рукопис 1931).
21. Тутковский П. А., Конечные морены, валунные полосы и озы в южном Полесье „Зап. Киев. общ. ест.“, 1902, т. XVII, сс. 353—460 с картой.

22. Тутковский П. А., Геологические исследования вдоль Киево-Ковельской железной дороги, „Изв. Геол. ком.“, 1902, т. XXI, сс. 326—486.
23. Тутковский П. А., Юго-западная часть 16-го листа общей 10-вер. карты Европейской России, „Изв. Геол. ком.“, 1903, т. XXIII, сс. 437—531.
24. Тутковский П. А., Песчаные озы в Киевской и Волынской губ., „Зап. Киев. общ. ест.“, 1904, т. XVIII, год. отчет за 1901 г., сс. XLII—XLIII.
25. Тутковский П. А., Полесская безвалунная область, ее особенности и причины ее происхождения, „Зап. Киев. общ. ест.“, 1905, т. IX, сс. IX—X—XXV.
26. Тутковский П. А., Знаменность ландшафтов и почв в Волынь. губ., „Труды Общ. иссл. Волыни“, 1910, т. II, сс. 67—141.
27. Тутковский П. А., Побережье р. Норина в Овручском уезде, „Тр. Общ. иссл. Волыни“, 1911, т. VI.
28. Тутковский П. А., Орографический очерк центрального и южного Полесья, „Землеведение“, 1911, прил., с. 168.
29. Тутковский П. А., Послетретичные озера в северной полосе Волынской губ., „Тр. Общ. иссл. Вол.“, 1912, т. IX, сс. 1—336.
30. Тутковский П., Словечанско-Овручский кряж та убережжя р. Словечни, „Тр. Фіз.-мат. від. ВУАН“, 1920, т. I.
31. Тутковский П. А., Природна районізація України, „Мат. до район. України“, I, Київ, 1922.
32. Тутковский П., Убережжя р. Уборти, УАН, 1925.
33. Фролов Н. П., Коллективные опыты с минеральными удобрениями в Киев. губ. и почв. исследования в связи с этими опытами, „Хозяйство“, 1912.
34. Фролов Н. П., Материалы для характеристики лесса и почвен. покрова Киевской лесостепи, „Мат. по иссл. почв. и грунт. Киев. губ.“, 1916, вып. I, сс. 1—208.

## РЕЗЮМЕ

В работе, являющейся результатом маршрутной съемки с целью составления 1/1 000 000 четвертичной карты северной части УССР — на север от ж.-д. линий Киев—Олевск и Киев—Курск, автор дает общее описание четвертичных отложений, представленных в исследованном районе.

1. Древние четвертичные отложения в границах исследованной области отсутствуют, если не считать яруса бурых глин, возраст которых автор считает проблематическим.

2. Средние четвертичные отложения, по данным автора, представлены комплексом пород, генетически связанных с днепровским или рисским оледенением. Представлены они песками миндель-рисского возраста и рисским ледниковым комплексом.

Миндель-рисские алювиальные отложения представлены в основном белыми, более или менее глинистыми песками, изредка замещаемыми синевато-серыми пресноводными суглинками, которые по своему механическому составу приближаются к лессу.

Миндель-рисские алювиальные отложения распространены преимущественно на правобережном Полесье, где они залегают в основании всего комплекса четвертичных отложений. Наиболее типично они выражены в обнажениях правого берега р. Припяти от Чернобыля и прослежены были автором до м. Петриково в южной части БССР. На левобережной части севера УССР древние алювиальные отложения значительно распространены в области эродированного плато Черниговского района. Древнеалувиальные отложения, очевидно, имеют широкое распространение в бассейне р. Сейма и верховьев р. Псла, но здесь они специально не исследовались.

Комплекс отложений рисского ледника в рассмотренном районе обладает изменчивым литологическим составом. Наиболее распространенными из них являются тонкие подморенные суглинки, реже ленточные глины, флювиогляциальные пески и морена. Кроме отложений, ледник оставил после себя следы смятия подстилающих пород; наиболее характерно выражены они в районе Чистоголовка—Чернобыль, а также на запад от Конотопа.

В границах каждого генетического типа ледниковых отложений наблюдается значительная изменчивость литологического состава; кроме того эти отложения, за исключением морены, имеют территориально ограниченное распространение.

Лесс. В южной части исследованной области автор описывает северную границу распространения лесса и лессовидных суглинков, в общих чертах установленную работами П. А. Тутковского. Севернее этой границы, по данным автора, лесс встречается отдельными островами, обнаруженными на разных элементах рельефа за исключением первой надпойменной террасы и поймы.

Из этих островов автор подробно описывает отложения лесса в окрестностях г. Овруча, м. Хабно, г. Чернигова, г. Остра и проч. и приходит к заключению, что лессовые острова представляют собой остатки размытого последующими процессами сплошного лессового покрова.

Ярусность лесса не везде одинаково выражена: в окрестностях Овруча в лессе наблюдаются два весьма слабых гумусовых горизонта при одновременной значительной мощности отложений лесса. Вполне идентичную картину автор наблюдал в отложениях лесса Мозырского лессового острова. Наиболее ярко выражена ярусность лесса в окрестностях Чернобыля и Чернигова, где наблюдаются два прекрасно выраженных горизонта ископаемой почвы. В этом районе наблюдается ярусность лесса, аналогичная с надмореновым комплексом Среднего Днепра.

Лесс северной части УССР в большинстве случаев имеет в себе значительное количество органических остатков наземных, преимущественно ксерофильных, моллюсков. Помимо лессовых островов севернее границы сплошного распространения лесса, автор описывает островки последнего, покрытые дюнными песками значительной мощности. Последнее наиболее типично выражено в окрестностях ст. Ирши в Малинском районе.

Верхнечетвертичные отложения, по данным автора, являются покровными отложениями исследуемой области, в частности они обуславливают основные черты геологического строения Полесья. Верхнечетвертичные отложения, помимо верхних ярусов лесса, представлены полесскими песками, распространенными на огромной территории.

Среди верхнечетвертичных отложений автор выделяет вюрмские флювиогляциальные отложения, обнаруженные скважинами на Черниговском денудированном плато, ресс-вюрмские алювиальные отложения террас и ископаемые почвы плато, неовюрмские безвалунные пески и послеледниковые пески молодых террас, а также эоловые пески, образующие дюнные скопления на всей поверхности Полесья.

Из этих областей автор более подробно касается вопроса о происхождении полесских безвалунных песков, рассматриваемых большинством геологов как зандровые верхневюрмские пески. Автор считает, что Полесская область не представляет собой типичный зандр, и покрывающие ее пески могут представлять собой отложения разливов ледниковых вод в период интенсивного таяния ледника.

Помимо геологического строения, автор освещает и вопросы геоморфологии Полесья, а также всей исследованной области. По данным автора, плато в северной части УССР распространено только в виде отдельных островов, наиболее значительным из которых является Новгород-Северский и Черниговский. В частности, последний является не типичным, в виду наличия здесь мощных процессов размыва, уничтоживших отложения, залегающие выше нижней части полтавского яруса. Размыв этот соответствует времени отложения миндель-рисских алювиальных отложений более южных районов.

Остальная территория представляет собой область огромных размывов и террасовых отложений. Из террас наибольшим распространением обладает



наиболее древняя — Полесская моренная терраса, соответствующая миндель-рисскому времени (по времени аккумуляции алювия). Из более молодых террас автор описывает древнюю безморенную террасу, наиболее типично выраженную на правом берегу р. Днепра и Припяти, дальше молодую однолессовую террасу (иногда с ярусом ископаемой почвы). Эта терраса имеет очень большое распространение на левом берегу Десны и в бассейне р. Остра.

Из молодых террас наибольшим распространением обладает безлессовая. Типично она выражена на водоразделе между рр. Днепром и Десной. Автор отмечает, что гипсометрически безлессовая терраса в бассейне Днепра—Десны вполне отвечает террасе однолессовой. Пески безлессовой террасы покрывают огромные территории, в частности, ими перекрыты отложения полесской мореновой террасы.

### SUMMARY

In the present paper which is summing up the results of a reconnaissance survey of the quaternary deposits in the northern part of the Ukr. SSR the following characterization thereof is given.

The most ancient Quaternary deposits in the area under investigation are represented by Mindel-Riss alluvial sands and, more seldom—loams, by the Riss moraine, fluvio-glacial deposits, loess of Riss date, and fresh-water loams. This complex of deposits is widespread, particularly in the right-bank Polessie.

A description of traces of glacial crumplings of subglacial deposits in the vicinity of Chernobyl and west of Konotop is contributed. For the first-named locality the presence of terminal moraines, as described by Zakrevska (2), is disclaimed; squeezed out hills (glacial crumplings) having been taken by this author for terminal moraines.

Then as far as younger Quaternary deposits are concerned, a description is given by the present writer, of the complex of rocks which had been deposited from Riss-Würm postglacial times.

Among the latter special attention has been devoted to Old-Würm fluvio-glacial sands, which had been revealed in borings north of Chernigov.

Turning now to the sandy cover deposits of the Polessie, known by the denomination of fluvio-glacial Neo-Würm sands (Sandrs), the author does not believe them to be typical fluvio-glacial deposits, on account of their grading and fine-granular structure, as well as their default in shingle material etc. It is, therefore, surmised that the Polessie cover deposits are sediments of a basin (or basins) with slightly running water; these sediments having been subsequently affected by Aeolian action. By means of wind activities enormous dunes were accumulated which form the outstanding features of the Polessie landscape.

The author has centered his attention on a study of loess lacustrine sandstones and so on.

A consideration of the whole of his findings led him to the conclusion that in the northern part of the Ukr. SSR there is direct evidence of only two sheets (storeys) of glacial deposits, viz. the moraine and the fluvio-glacial deposits of the Riss (Dnipro) glacier of the Würm. The latter differ however from typical fluvio-glacial formations; they are to be associated with these formations only tentatively; by this fact the foremost rôle of the Dnipro glacier in the build up of the Quaternary deposits in the Ukr. SSR is evidenced anew.

These data make it also possible to reestablish the most outstanding points in Quaternary history of the country, which underwent the following stages.

1. In Mindel-Riss times spacious areas of the Lower Pripiat and Desna rivers and of the Medium Dnipro Region represented an enormous basin, possibly a flood-plain terrace where white sands accumulated. At this very time the pla-

teau of the Chernigov region was being eroded. Here the erosion reached the upper parts of the Poltava horizon.

2. Later on, upon the whole of the expanse of the northern part of the Ukr. SSR, except for its western borderlands, the Dnipro ice lobe of the Riss glaciation moved. The glacier left a complex system of Quaternary deposits in the shape of thin submorainic loams, ribbon (bandy) clays, fluvioglacial sands, and of the moraine. Here and there the glacier crumpled in its move the underlying rocks, which phenomenon is being observed in the environs of Chernobyl, and possibly, west of Konotop.

In Riss times in several localities of the plateau loess and loess-like loams were deposited.

To the Riss there is also to be related the formation of the echelon or step-like arrangement of the upper, oldest terrace.

3. The Riss-Würm Interglacial stage left traces in the form of alluvial deposits of the third terraces and fossil soil on the plateau.

4. The ancient-Würm phase is marked by the formation of sands in the river-valleys, and of loess on the plateau and on the terraces. It is of special interest to note the occurrence of Old-Würm fluvioglacial deposits on the plateau north of Chernigov.

5. The Würm Interstadial is distinguished by the formation of fossil soil on loesses and on loess-like loams.

6. For the area under investigation the Neo-Würm epoch is of especial importance. During Würm II, first, loess deposition took place. Later on, mighty streams of glacial waters deposited the enormous sand fields which cover the northern Ukraine and the adjacent parts of the White-Russian SSR. These deposits are responsible for the contemporaneous character of these areas.

7. In postglacial times all the sand and sandy deposits of river-valleys suffered Aeolian action. The wind heaped up mighty dunes and accumulated the latter into huge mounds which intersect morasses. In the interval between the end of the glaciation and the contemporaneous epoch, three phases, two of which are more arid and one more humid, can be traced; during the last one a weathering crust was formed on the dunes.

After postglacial times the more arid phase changed into the contemporaneous regime with its physico-geographical features.

## Четвертинні поклади північносхідної частини УСРР

*П. К. Заморій*

## Quartärablagerungen im nord-östlichen Teil der Ukr. SSR

*P. K. Samorij*

Влітку 1933 р. з доручення Науково-дослідного інституту геології УАН я працював як начальник східноукраїнської геологічної партії для складання міжнародної карти четвертинних покладів Європи в масштабі 1:1 500 000.

В завдання партії входило: 1) вивчення четвертинних покладів північно-східної частини УСРР, їх стратиграфії, складу й походження, поширення й зв'язку з різними елементами рельєфу і 2) вивчення геоморфології району та пов'язання даних стратиграфії четвертинних покладів з рельєфом.

Свої маршрути партія пристосувала, головне, до залізниць, використовуючи останні як засіб пересування, і нерідко ухилялась від них убік до 10-15 км для детальнішого вивчення четвертинної серії на різних елементах рельєфу.

### Геоморфологічний нарис

Досліджена територія розміщена в північносхідній частині УСРР і окреслюється лінією: м. Харків, м. Ново-Біленьке, м. Старобільск, с. Нижне, м. Слов'янськ, ст. Лозова; вона займає площу 19 800 км<sup>2</sup>.

До складу дослідженої території входять частини таких адміністративних одиниць: 1) частина Харківської обл., що міститься на схід від меридіана м. Харькова, і 2) північносхідна частина Донецької обл. Н. І. Дмитрієв залічує досліджений нами район до східної частини Слобідської височини, яку він характеризує так:

„Східна частина височини має загальний похил на південь до долини Дінця. Річки, що несуть тут свої води в Донець, не тільки головні, а й другорядні, мають меридіональний, майже паралельний один одному напрямок. Навіть притоки головних річок виявляють намагання до меридіональності. Через це вся площа розчленована на витягнені з півночі на південь більш-менш широкі смуги, що являють собою вододіли. Ці вододіли підвищуються до правих берегів річок, утворюючи дуже круті, іноді майже перпендикулярні до них схили; до лівих берегів вони знижуються і поступово переходять у заплаву долину. Яри та балки перетинають вододіли і тим чимало ускладнюють рельєф. Розчленованість рельєфу східної частини цієї області можна вважати різко виявлені тераси більших балок“ [6, с. 21].

Г. І. Махов відзначає, що „східноукраїнські висоти являють собою відроги Середньоруської височини і займають нешироку смугу по східному кордону УСРР, у межах колишніх Харківської та Куп'янської округ; висоти над рівнем моря не перевищують 200—250 м“ [17, с. 35].

В межах дослідженої території можна виділити окремі геоморфологічні райони, а саме: плато і річкові долини з їх терасами.

### П л а т о

У висотному відношенні і за характером порізаності поверхні в районі плато можна виділити три дільниці: 1) північносхідну, 2) центральну і 3) південнозахідну.

Перша (північносхідна), найбільше підвищена дільниця плато, займає північносхідну частину району, а саме — вододіли: верхів'їв рр. Айдара і Красної, що підносяться до 232,34 м (7 км на W від с. Березова); Красної і Жеребця — 220,46 м (на південь від с. Кузьомівки); вододіл між рр. Осколом і Красною — 204,05 м (могила Виноградна); між Осколом і Великим Бурулуком — 210,23 м (на SW від роз'їзду Щенячого). Згадані вододіли першої дільниці плато в верхів'ях вищеперелічених річок являють собою ніби продовження відрог Середньоруської височини. Висоти їх поступово спадають з півночі на південь, а також із сходу на захід на кожному окремо взятому вододілі лівобережних приток Півн. Дінця; пересічно висоти плато дорівнюють 178,92—202,35 м.

Перша дільниця плато характеризується не лише своєю більшою висотою порівняно до другої дільниці, а й багато більшою порізаністю поверхні, яка зменшується із сходу на захід. Межами її є: з півночі й сходу межа дослідженої території, з півдня — тераси Півн. Дінця і з заходу — межа, яка проходить по меридіану, що лежить трохи на захід від с. Волоської Балаклеї (Щеняче).

Ця дільниця плато складена чотирирусною лесовою серією, трьома копалинними ґрунтами, червоно-бурими глинами та палеогеновими покладами.

Друга дільниця плато (центральна) міститься на захід від першої дільниці в напрямку до м. Харкова. За межі другої дільниці ми приймаємо: з півночі — межу дослідженої території, із сходу — меридіан, що проходить трохи більш на захід с. Волоської Балаклеї (Щенячого), з заходу межа збігається з меридіаном м. Харкова; південну межу на лівобережжі р. Півн. Дінця становлять його тераси, а на правобережжі межа дільниці збігається з паралеллю с. Тарнівки. Ця дільниця проти першої помітно знижена; висоти її хитаються від 119,28 до 195,96 м; в середньому вони дорівнюють 138,45—159,75—170,40 м; подібно до попереднього в цій дільниці спостерігаємо найбільші висоти в північній її частині, які поступово спадають на південь, — це зумовлюється загальним похилом місцевості до річкових долин (Великий Бурулук, Уди). Крім менших абсолютних висот, для цієї пониженої дільниці плато характерна невелика проти першої дільниці порізаність її поверхні балками. Останнє безпосередньо залежить від більш підвищеної тут бази ерозії і не таких сприятливих умов для розмивання. Тут ми спостерігаємо величезні степові рівнини, позбавлені балок на десятки кілометрів. В цьому районі головну водяну артерію становить р. Півн. Донець з лівобережними притоками — Великим Бурулуком, Крайньою, Середньою та Волоською Балаклеїками і правобережною притокою — р. Уди, що приймає в себе з лівого боку р. Лопань та р. Рогань. Найбільші притоки Півн. Дінця — Великий Бурулук і Уди — мають у межах цієї дільниці майже широтний напрямок, у відміну від річок першої дільниці, які мають переважно напрямок меридіональний.

Геологічна будова цієї дільниці плато тотожна з будовою першої дільниці.

Третя, південнозахідна, дільниця розташована в південнозахідній частині дослідженої території на правому березі р. Півн. Дінця. Західна частина її найбільш підвищена; вона підноситься до вододільних висот в басейном р. Дніпра, які, за вказівками А. Борисяка, утворюють вузьку підвищену смугу, що сполучає північну частину Середньоруської височини з її південним

продовженням — Донецьким кряжем [3]. На цій території протікає р. Берека з правобережною притокою Бритаєм, що приймає в себе балку Лозову. Найвищі місця на цій дільниці плато — на вододілі Берека — Півн. Донець, де вони доходять до 225,78 м, поступово спадають з NW на SO і в середньому дорівнюють 191,70—170,40 м (див. гіпсометричну карту Бориська). На південь від р. Береки до південної межі дослідженої дільниці (до паралелі ст. Лозової) висоти також хитаються в межах 191,70—170,40 м і почасти від 213,00 до 191,70 м в північнозахідній частині дільниці.

Треба відзначити, що поверхня плато між Берекою і Півн. Дінцем, відмінно від розташованого на південь від р. Береки плато, характеризується багато більшою розчленованістю, а його скли належать до найбільш порізаних дільниць у третій дільниці. Ця дільниця як у висотному відношенні, так і щодо ступеня порізаності (розчленованості балками) наближається до першої північносхідної дільниці плато і відрізняється більшою порізаністю порівняно до другої найбільш зниженої центральної дільниці.

Крім того, з західного боку в цю дільницю входить р. Орелька, яка належить до басейну р. Дніпра.

У відмінні від двох попередніх дільниць, у геологічній будові плато третьої дільниці беруть участь чотири- та триярусна лесова серія з двома і трьома копальними ґрунтами, червоно-бурі глини та палеогенові поклади.

Отже, з орографічного погляду і характером порізаності поверхні в районі плато дослідженої території виділяються три дільниці, дві з яких — північносхідна та південнозахідна — найбільш підвищені і мають надзвичайно порізану поверхню, а третя — центральна дільниця — має найбільш знижені висоти і характеризується багато меншою порізаністю поверхні проти перших.

#### Долини річок

Як ми вже згадували, в межах дослідженої території з геоморфологічного погляду добре виділяються плато й річкові долини, при чому річкові долини дослідженого району мають здебільшого добре виявлені тераси. Найбільша річка в цьому районі в Півн. Донець з його притоками. Півн. Донець входить у досліджену територію в околицях сл. Мартової і має майже меридіональний напрямок до сл. Ново-Білгорода (Печенігів), звідки змінює його на південнозахідний до м. Змієва і від останнього покрученою лінією тече в південносхідному напрямку, з наближенням до південної межі дослідженого району. Долина р. Півн. Дінця досить широка і глибока: ширина її, за даними А. Бориська, в межах кол. Ізюмського повіту хитається від 3 до 15 км, в середньому коло 7 км [3, с. 13]; зниження, тобто різниця між найбільшою і найменшою висотою в межах дослідженої території, спостерігаємо в долині Півн. Дінця, рівень води якого, за даними Б. К. Ліхарьова, є біля устя р. Красної на 54,10 м, а далі на схід, за межами дослідженого нами району, при впаданні в нього р. Глибокої, всього лише на 20,45 м вище над рівнем моря [15, с. 11]. В долині р. Півн. Дінця добре виділяються в рельєфі такі тераси: 1) лукова (пійма), 2) перша надлукова (піскова), 3) друга надлукова (однолесова) і 4) третя надлукова (дволесова тераса).

Лукова тераса (пійма) Півн. Дінця досить широка, вкрита луковою рослинністю, болотами та гаями. Русло річки робить часті закрути, утворюючи часті меандри; тут розташовані численні стариці, що нерідко вже втратили безпосередній зв'язок з самою річкою і перетворилися в озера, розташовані здебільшого паралельно руслу річки.

А. Бориськ зазначає, що особливість долини р. Півн. Дінця на всьому її протязі в межах колишнього Ізюмського повіту в численні озера, розташовані іноді майже правильними рядами на чималому просторі паралельно річці, які являють собою рештки колишнього її русла. Почасті чисті й гли-

бокі, але здебільшого мілки й заболочені, ці озера або сполучаються з Дінцем під час його весняних поводей, або лежать уже за межами останнього і відповідно мають або змішану фауну, або специфічну фауну стоячих вод [3, с. 14].

Над заплавною терасою підносяться її береги, які характеризуються своєю асиметричністю. За даними А. Борисяка, майже на всьому протязі (крім невеликої дільниці) йде крутий, дуже розчленований правий берег, що майже раптово переходить у прилеглі степи, тоді як її лівий берег майже зливається з долиною річки і дуже поступово, ледве помітно, підноситься до вододільних висот; він перетинається величезними, але плоскими і майже повзбавленими відслонень, балками [3, с. 14].

Перша надлукова або піскова тераса поширена майже на всьому протязі Півн. Дінця з лівого його боку і прилягає до пійми; вона складена алювіальними пісковими покладами, які почасти перевіяні вітрами і в наслідок цього являють собою вже не тільки річкові, а й еолові утвори; на відкритих дільницях, не закріплених деревною рослинністю, вони зібрані в невеликі дюни, які місцями підступають до самої річки. Ця тераса підноситься над луковою терасою на 4—10 м.

Друга надлукова (однолесова) тераса. До піскової тераси прилягає однолесова тераса, що простежена нами між притоками Півн. Дінця — рр. Осколом, Жеребцем та Красною і яку напевно можна спостерігати і по всій течії річки, крім невеликих дільниць, де вона розмита водами лівобережних приток Півн. Дінця.

Поверхня тераси рівна. Місцями на ній трапляються незначні озера і блюдцеподібні зниження. Вона підноситься над пісковою терасою на 2—4 м.

В геологічній будові цієї тераси бере участь один ярус лесу, який підстилають давні алювіальні поклади.

Вказана тераса непомітно зливається з пісковою терасою і відмежована добре виявленим у рельєфі терасовим приступком від найдавнішої — третьої надлукової тераси Півн. Дінця. Ширина її хитається від 1 до 2,5 км.

Третя надлукова (найдавніша) тераса Півн. Дінця. Найдавніша тераса Півн. Дінця констатована нами свердлуванням між рр. Красною та Жеребцем, а також між рр. Жеребцем та Осколом. Вона підноситься від 152,52 (могила Довга) до 177,43 м (могила Червона) над рівнем моря і відмежована на півдні добре виявленим у рельєфі приступком від однолесової тераси. Північної межі цієї тераси з корінним берегом (плато) встановити не вдалося, а тому ми її позначаємо на карті умовно пунктирною лінією; відсутність терасового приступку між найдавнішою терасою Півн. Дінця і корінним берегом (плато), очевидно, можна пояснити пізнішим розмивом і згладжуванням пухких порід, які входять у геологічну будову цього району.

В геологічній будові найдавнішої тераси Півн. Дінця беруть участь: 1) лесова серія, поділена копальним ґрунтом на два яруси, і 2) давні річкові алювіальні поклади, нерідко з копальними ґрунтами алювіального походження. Час утворення цієї тераси ми залічуємо (умовно) до початку ріської епохи, а дільниць з другим копальним ґрунтом — до міндель-ріського інтергляціалу. Очевидно, ця тераса Півн. Дінця часом свого утворення відповідає четвертій терасі Середнього Дніпра, яку акад. Різниченко приймає за ріську [23], Чирвінський [26] — за ріс-вюрмську (за даними Чирвінського, це — третя тераса) і Лепікаш [14] — також за ріс-вюрмську.

Наявність цієї великої тераси вказує на могутній розмив у четвертинний період у долині Півн. Дінця, який, можливо, відбувався одночасно з розмивом у долині Дніпра.

Півн. Дінець приймає в себе з лівого боку численні притоки, найбільші з яких в Великий Бурулук, Оскол, Жеребець, Красна та Айдар.

Перелічені річки мають меридіональний, майже паралельний напрямок, крім р. Великого Бурулука, яка при вході в межі дослідженої території і до с. Ново-Миколаївки має майже меридіональний напрямок, а від останнього тече в західному і почасти в північнозахідному (майже широтному) напрямку. Річка Великий Бурулук має нешироку, від 1 до 2 км, але глибоку долину, а саме: висота ріки над рівнем моря на захід від х. Софіївського — 89,46 м, на правобережжі — 176,79 м (піраміда Бурулуцька), а на лівобережжі — 166,14 м (могила Висока); амплітуда хитання висот степової рівнини та долини річки в цьому районі дорівнює 87,33—76,68 м. На лівобережжі цієї річки (в її долині), починаючи від х. Петровського і до північнозахідного кінця с. Василенкова, на триверстовій карті добре виявлений у рельєфі приступок терас.

У відміну від р. Великого Бурулука р. Оскол має меридіональний напрямок на протязі всієї дослідженої території і порівняно до першої має широку долину; ширина її хитається від 4 до 13 км, в середньому дорівнює 6,5—7—9 км, а в південній частині сягає 13 км.

Береги або схили р. Оскола асиметричні. За даними Б. К. Ліхарева [15], правий крутий і високий берег має висоту до 53,25—63,90 м і місцями тільки трохи знижується; він звичайно порізаний численними ярами, а лівий східний берег, навпаки, майже завжди положистий і поступово переходить у степову рівнину, при чому від корінного берега (плато) долина річки відмежована добре виявленим у рельєфі приступком тераси. В долині р. Оскола добре виявлені в рельєфі такі тераси: 1) лукова (пійма), 2) перша надлукова (піскова) і 3) друга надлукова (однолесова). Лукова тераса (пійма) р. Оскола має ширину від 1 до 2,5 км; вона заболочена і має незначний похил на південь, що дорівнює близько 0,17 м на 1 км. Незначне падіння місцевості і порівнюючи широка лукова тераса зумовлюють блукання її русла по дну тераси і утворення меандр та стариць. На південь від с. Воробійовки рівень води в річці є на висоті 96,70 м, а далі на південь 88,61 м (на SW від х. Янохіна). Треба відзначити, що на плато на захід від першої позначки (96,70 м) в напрямку до с. Дорошевки висотна позначка 195,11 м, а на схід від неї і на північ від слоб. Вільшанки — 171,04 м. Отже амплітуда хитання висот плато та рівня води в річці досягає 98,41—74,34 м.

На плато на південний захід від другої позначки (рівень води р. Оскола — 88,61 м) маємо висоту 190,00 м, а на схід — 172,32 м. Амплітуда хитання висот сягає тут 101,45—73,71 м. Велика різниця в абсолютних позначках плато та рівня води річки, як бази ерозії, і зумовлює значну порізаність великими балками району плато. В лівобережних великих балках добре виявлена в рельєфі двофазність їх розвитку, яка виявляється наявністю в цих балках балкових терас. З лівого боку річки над її луковою терасою (піймою) підноситься перша надлукова або піскова тераса р. Оскола.

Перша надлукова (піскова) тераса р. Оскола. Ця тераса складена давніми алювіальними пісками, в верхній своїй частині почасти переробленими вітрами; останні утворили в місцях, де немає рослинності, на пісковій терасі досить великі дюни та бархани піску. Піскова тераса має незначну ширину, від 1 до 3 км, і простежується майже на всьому протязі р. Оскола, з лівого її боку над піймою. Вказана тераса злегка відмежована (ледве помітним приступком і то окремими невеликими дільницями) від однолесової тераси і майже зливається з останньою.

Друга надлукова (однолесова) тераса р. Оскола витягнена вздовж піскової тераси смугою, ширина якої хитається від 1 до 5 км; в середньому вона дорівнює 2,5—3,5 км. Поверхня її рівна, з помітним нахилом у бік піскової тераси і почасти в бік плато до притерасового зниження. Зрідка на ній проходять лівобережні балки р. Оскола, які йдуть із сходу на захід і розташовані майже паралельно одна до одної. Схили цих балок

задерновані. В більших з цих балок у районі плато до виходу їх на однолесову терасу, як уже згадувалося, добре виявлена двофазність, при чому давніша фаза балки в своєму розвитку зв'язана з однолесовою терасою і вік її, очевидно, відповідає віковій цієї тераси, а друга, молодша, фаза розвитку балки зв'язана з сучасною піймою р. Оскола.

Однолесова тераса відмежована від плато добре виявленим у рельєфі терасовим приступком. Вона підноситься на 2—3 м над пісковою терасою. Висота її над рівнем моря біля с. Петропавлівки (на О від м. Куп'янська) 126,95 м.

В геологічній будові цієї тераси бере участь один ярус лесу, що підстелюється давніми алювіальними річковими покладами, в товщі яких іводі трапляється копальний ґрунт алювіального походження.

Річка Жеребець має коло свого початку (як більшість лівобережних приток Півн. Дінци) вигляд балки з однаковими схилами, яка на південь поступово поглиблює і поширює своє русло. В центральній і нижній частині річки, в протилежність верхів'ю її, береги асиметричні: правий — високий і крутий, а лівий — нижчий і пологіший. Правий, вищий і крутіший берег дуже порізаний великими балками, а порізаність лівого берега значно менша.

Ширина долини хитається від 0,3 до 2,0 км, її пійми — від 0,2 до 1,5 км. По дну пійми проходить покрученою стрічкою русло річки. Річка Жеребець, як і більшість лівобережних приток Півн. Дінця, має меридіональний напрямок.

Річка Красна бере початок біля північної межі дослідженої території і має південнозахідний напрямок до с. Нижньої Дуванки; звідси вона змінює його на меридіональний. Долина р. Красною в її верхів'ї і до с. Нижньої Дуванки має незначну ширину, до 1,5 і зрідка 2,0 км, а нижче останнього, при впадінні в неї її лівобережних приток, значно поширюється (до 4 км). Пересічно ширина долини р. Красною хитається від 1,5—2,0 до 4,0 км. Корінні береги долини р. Красною, подібно до берегів долини р. Оскола, асиметричні: правий берег крутий і досить високий, а лівий більш пологіший. В долині р. Красною добре виявлені в рельєфі такі тераси: 1) лукова (пійма) і 2) перша надлукова, що виявлена в деяких ділянках долини річки пісковими покладами, а в інших — лесуватими суглинками, які підстелюються давніми річковими алювіальними покладами.

Лукова тераса (пійма) р. Красною. Ширина лукової тераси (пійми) р. Красною хитається від 1 до 2 км; вона місцями заболочена. По піймі протікає покрученою стрічкою річка. Ця тераса складена сучасними пісково-глинястими покладами.

Перша надлукова тераса. В деяких місцях (на схід, північ та південь від м. Кабаня, на південний схід від м. Сватова і північ від устья р. Харіна) до пійми р. Красною прилягають видовжені ділянки піскової тераси, вкриті дюнами та барханами перевіяного вітрами піску.

В інших місцях до лукової тераси (пійми) і до вищезгаданих ділянок піскової тераси прилягають ділянки тераси, складені лесуватими суглинками, які підстелюються давніми алювіальними покладами. Ця тераса зв'язана поступовими переходами з піймою та ділянками піскової тераси і добре відмежована терасовим приступком від плато. Ширина її хитається від 1,5 до 2,5 км. На поверхні вказаної тераси часто трапляються невеликі блюдцеподібні западини (улоговини, блюдця, тарілочки), нерідко заболочені. Поверхня тераси має помітний нахил як у бік пійми річки, так і до притерасового зниження біля плато. Треба сказати, що в деяких балках, які відкриваються на зазначену терасу, також спостерігається двофазність в їх розвитку (яр Граків), хоч у балках, що впадають у р. Красну, двофазність намічається зрідка, відмінно від балок р. Оскола, де вона досить часто і добре виявлена.



В геологічній будові цієї тераси беруть участь лесуваті суглинки та давні алювіальні поклади, що підстелюють їх.

Річка Айдар проходить по східній межі дослідженої території (до м. Старобільська) і має тут меридіональний напрямок. Береги долини р. Айдара асиметричні, а саме: правий — крутий і високий, а лівий — низький пологий. Ширина долини р. Айдара хитається від 3 до 6 км, в середньому дорівнюючи 3—4,5 км.

До складу долини р. Айдара входять такі тераси: 1) лукова (пійма), 2) окремими ділянками піскова й 3) однолесова.

Лукова тераса (пійма) має ширину від 0,5 до 2,25 км, в середньому 1,5—2 км. Тераса заросла луково-болотяною рослинністю; на її поверхні часто трапляються блюдцеподібні западини, заповнені водою (лимани) або сухі (солонці), а також солончаки, вкриті з поверхні солеросами.

До цієї тераси прилягає із східного боку окремими видовженими ділянками піскова тераса (коло м. Старобільська) завширшки 1—3 км. Вона складена перевіяними вітрами алювіальними пісками, нерідко зібраними у великі здеформовані кучугури піску, які здебільшого і далі розвіюють вітри.

В геологічній будові зазначеної тераси беруть участь алювіальні перевіяні вітрами річкові піски, іноді в копальними гумусними пошарками пісків.

Однолесова тераса. Однолесова тераса знову таки відмежована добре виявленим у рельєфі приступком тераси від корінного берега (плато). Ширина цієї тераси хитається від 0,5 до 2 км, в середньому дорівнюючи 1—1,5 км. Ця тераса має рівну (злегка хвилясту) поверхню і похилена як у бік річки, так і в бік плато до притерасового зниження; поверхня її трохи вище підноситься над пісковою терасою. Іноді на поверхні її трапляються заболочені зниження, нерідко вкриті солеросами, а також проходять паралельно одна до одної балки з ясно виявленою двофазністю в розвитку їх. Ця тераса складена одним поверхом лесу та підстилаючими його давніми алювіальними річковими покладами.

При огляді триверстової топографічної карти привертає до себе увагу те, що більшість лівобережних приток Півн. Дінця починається звичайно кількома сполученими одна з одною рівносхилими балками. Крім того, мілкіші річки течуть до самого устя в таких рівносхилих балках, але більші з них мають уже в середній та нижній течіях характерні асиметрично збудовані долини, а саме: правий берег — високий і крутий, а лівий — нижчий і пологий. Як уже згадувалось, більшість великих лівобережних приток Півн. Дінця мають меридіональний напрямок; вони приймають у себе інші річки та водоносні балки, які складають з ними при впаді гострий кут.

Б. К. Ліхарьов відзначає, що до „характерної для долин річок району асиметрії схилів треба додати й асиметричну будову вододілів: самий гребінь останніх завжди зсунутий від середини до східного краю плато і через це східний схил його, подібно до відповідного схилу долини, крутіший та коротший проти західного“ [15, с. 14].

Правобережні притоки Півн. Дінця є рр. Уди, Мож та Берека з правобережною притокою Бритаєм, що знову таки приймає в себе балку Лозову.

Річка Уди в межах дослідженого району має південносхідний напрямок від м. Харкова до с. Борового, а від останнього — напрямок східний (широтний). За даними Карякіна та Соболева [9], долина р. Уди на схід від меридіана м. Харкова має завширшки до 22 км. До її складу (за вказівками авторів) входять такі тераси: 1) пійма, 2) друга (неовюрмська), 3) друга (палеовюрмська), 4) третя (ріська) та 5) четверта (міндельська?) [9, сс. 37—42].

Пійма має ширину від 0,5 до 2,5 км. Вона складена сучасними алювіальними покладами.

Піскова тераса (друга неовюрмська), за Карякіним та Соболевим, прилягає до пійми і тягнеться смугою вдовж першої, ширина якої хитається

від 0,5 до 4,5—5,0 км. Вона складена алювіальними пісками, перевіяними вітрами й вібраними окремими дільницями у великі кучугури.

До піскової тераси прилягає тераса, вкрита лесом або лесуватими суглинками, грубиною від 0,5 до 2,0 м, і витягнена вздовж піскової тераси; ширина її хитається від 0,5 до 3,0 км [9].

В геологічній будові цієї тераси беруть участь: 1) грунт — 0,60 м, 2) лесуватий суглинок — 0,5—2,0 м, 3) жовтуваті середньозернисті піски — 2—10 м і 4) корінні породи [9, с. 37]. Вік цієї тераси Карякіна та Соболева приймають за палеовюрмський (вюрм I).

Ця тераса знову таки відмежована помітним терасовим приступком від третьої (ріської) тераси, добре виявленої в околицях м. Чугуєва і на південь від останнього до м. Безлюдівки, де вона виклинюється. Ширина останньої (ріської) тераси хитається від 1 до 3 км [9].

Третя тераса (ріська) підноситься над піймою метрів на 25—35.

Геологічна будова цієї тераси, за даними Карякіна та Соболева, така: 1) грунт — 0,60 м, 2) коричневатий, іноді половий, лесуватий суглинок — 2—4 м, 3) копальний грунт — 1—2 м, 4) голубувато-сірий суглинок, що іноді переходить у мергель, з рясною фауною прісноводних молюсків — 1—2 м, 5) білі діагонально-верстуваті піски, що переверстовуються з глинястими просарками — 5—10 м, і 6) корінні породи. Іноді копального ґрунту може не бути і його заміщають алювіальні піски та суглинки [9, с. 38].

До третьої тераси (ріської) прилягає четверта (міндельська?), ширина якої доходить до 12 км. Поверхня цієї тераси рівна, висотні позначки її хитаються в межах 152,78—186,97 м [9].

Геологічна будова третьої тераси, за даними Карякіна та Соболева, така: 1) грунт — 0,60 м, 2) лесуватий суглинок, іноді розділений копальним ґрунтом на два горизонти — 3—5 м, 3) коричневаті й жовті піски — 2—3 м, 4) копальний грунт — 1,5 м, 5) коричневатий лесуватий суглинок, іноді такого ж кольору глинясті піски — 5—8 м, 6) жовті й білуваті, діагонально-верстуваті піски, що переверстовуються сірими та голубувато-сірими суглинками — 15,30 м, і 7) корінні породи [9, сс. 38—39].

Річка Мож має широтний напрямок; долина її сягає 8—9 км завширшки: в цій долині, за даними Карякіна та Соболева, також спостерігається чотири тераси: пійма, друга — неовюрмська, друга — палеовюрмська, третя — ріська і четверта — міндельська (?) [9].

І нарешті, р. Берека бере початок на вододілі Півн. Дінця й Дніпра і має південносхідний напрямок до с. Приволя, звідки тече в майже широтному напрямку. Ширина долини хитається від 0,5 до 7,0 км. З наведених даних видно, що її долина, проти долини Півн. Дінця та Уди, має багато меншу ширину; на великих просторах береги її майже симетричні, круті, але високі і річка тече поволі, утворюючи коліна на багистій долині; вона часто утворює озеровидне розширення, часто звужується і в жарку пору року майже зовсім зникає.

Із сказаного видно, що в дослідженому районі виділяються такі геоморфологічні елементи: а) плато з розвиненою на ньому системою балок, нерідко двофазних, і б) долини річок з їх терасами.

### Історичний нарис

Перші вказівки про четвертинні поклади дослідженої нами території подаємо ще в другу половину XVIII ст. <sup>1)</sup>, які були зроблені одночасно з першими геологічними спостереженнями в цьому районі.

<sup>1)</sup> Див. список літератури в А. Борисяка [3] та Б. К. Ліхарьова [15].

Взагалі історію вивчення покладів даного району можна поділити на два періоди: а) перший період характеризується тим, що більшість геологів при геологічних дослідженнях мало звертали уваги на четвертинні поклади, не розчленовували їх на основі копальних ґрунтів на окремі стратиграфічні горизонти і часто приймали їх за „наноси“, які заважають провадити геологічне здійснення, б) другий період характеризується збільшеним інтересом до вивчення четвертинних покладів та розчленуванням їх на стратиграфічні горизонти. Початок цього періоду треба віднести до часу з'явлення роботи А. І. Набокіх — „Ход и результаты работ по исследованию почв и грунтов Харьковской губернии“ (1914).

В цій роботі автор подає детальну характеристику четвертинних покладів кол. Харківської губернії і вказує, що серед останніх найбільше поширений лес, який укриває не менш як  $\frac{1}{3}$  території губернії. А. І. Набокіх поділяє лесову товщу на такі горизонти: верхній лес, нижній лес та шоколадний лес. Верхній лес поширений усюди і доходить 4—6 метрів глибини. В напрямку з півночі на південь у ньому зменшується вміст кремнекислоти. Лес еродованих плато та прирічкових районів має сторонні вклучення у вигляді іноді досить великих гострореберних уламків, що відслонюються коло твердих корінних порід, а лес лівобережних великих річок має дюнні прошарки. На вузьких вододілах він зазнає деякого розмиву [21, сс. 11—13].

Копальний ґрунт відокремлює верхній лес від нижнього, який проти верхнього має більшу піскуватість. Нижній лес, що залягає під копальним ґрунтом, має яснополове забарвлення.

Під нижнім лесом залягає лес шоколадний, який доходить 16—20 метрів глибини. Він поруватий, дає в ярах вертикальні стінки, має в собі великі конкреції  $\text{CaCO}_3$  та дрібні бобовинки і розчленований сіткою полових прошарків на ряд клиновидних дільниць. На думку автора, в даному випадку сітка давніх розколин аналогічна сітці водяних розколин глею, які сполучаються між собою. Зверху в нього заходить язиками та патьоками половий лес. Цю відміну лесу подибано в південних та центральних повітах губернії і її не виявлено в повітах Сумському та Лебединському. Шоколадного лесу немає також і в районі річкових терас, а також частково на крутих схилах правих берегів річок [21, сс. 15—16].

До четвертинних покладів автор залічує червоно-буру глину і відзначає, що в деяких випадках трапляються делювіальні червоно-бурі глини з прошарками копальних ґрунтів.

Делювіальні леси подибано в нижніх частинах схилів правих берегів річок. Щодо походження харківського лесу, то автор додержує еолової гіпотези [21, сс. 18—19]. Таким чином, А. І. Набокіх вперше для дослідженого нами району розчленовує четвертинні поклади, головне леси, на окремі горизонти і з'ясовує генезу порід, що входять до складу їх.

1913 р. проф. В. І. Крокос подав опис перетину на плато кол. Старобільського повіту, де виділив двоярусний лес.

1922 р. проф. Г. Ф. Мірчінк [19] указав на те, що на схід від меридіана м. Харкова еолового лесу немає.

1926 р. проф. В. І. Крокос подав опис дюнних пісків як на лівобережжі так і на правобережжі Півн. Дінця в межах Харківщини. Автор звертає головну увагу на ґрунтоутвірні процеси на пісках еолового походження. Через те, що піски являють собою грубозернисту породу і тут неглибоко залягають ґрунтові води, ґрунтоутвірний процес відбувається переважно за попільняковим типом. Автор намічає такі ґрунтові горизонти: гумусний, спільний та бурий (залізистий з псевдофібрами). Утворення пісків автор залічує до польодовикового часу. Крім того, він указує на наявність копальних піскових ґрунтів у товщі пісків [10].

І нарешті, 1927 р. проф. Крокос у роботі „Матеріали для характеристики четвертичних отложений восточной и южной Украины“ наводить численні перетини в різних пунктів кол. округ Харківської, Куп'янської, Ізюмської та Старобільської, які складають територію дослідженого нами району. В цій роботі він подає перетини з різних геоморфологічних елементів, а саме: 1) з плато, 2) з схилів та 3) з терас р. Півн. Дінця і його приток. На плато дослідженої нами території автор констатував три яруси лесу. Взагалі ж для південної та південносхідної України він розчленовує лесову серію плато на чотири яруси, зв'язує кожний ярус лесу з відповідним зледенінням і доводить чотириразове зледеніння рівнини Європейської частини СРСР. В питанні генези лесу автор додержує еолової гіпотези з вказівками на те, що лес утворився при наступі стаціонарного стану та відступанні льодовика.

1928 р. Б. К. Ліхарьов [15, сс. 256—272], описуючи породи потретинної системи 61-го аркуша 10-верстової карти, виділяє на вододілах червоно-буру <sup>1)</sup> і жовто-буру піскувато-вапняковисту глину. Осгання, за вказівками автора, зв'язана поступовими, майже непомітними переходами з червоно-бурою глиною, має в західній частині району лесуватий характер і наближається до лесуватих суглинків. Від лесу вона (жовто-бура глина) відрізняється грубою будовою і не розтирається як лес між пальцями в тонкий порошок. В західній частині аркуша жовто-бура глина забарвлена в темніший колір і зовсім не має характерної лесуватої будови. Крім того, автор описує еолові та давні й сучасні алювіальні четвертинні поклади. В цій же роботі автор подає детальну геологічну характеристику дочетвертинних порід цього ж району.

В 1932 р. А. Д. Архангельський, посилаючись на Мірчінка, вказує, що східна межа лесу ніде не переходить через вододіл рік басейну Дніпра та Дону [2, с. 317].

1933 р. проф. А. М. Мозарович [18, с. 323] відзначає, що лесове вкриття в УСРР не поширюється на схід від меридіана м. Харкова.

І нарешті, 1930 р. А. Карякін та Д. Соболев [9] подають детальну характеристику четвертинних та дочетвертинних порід 14-го аркуша XXIII ряду, східна частина якого входить у межі дослідженої нами території. У зазначеній роботі автори наводять досить повний опис геоморфології району та характеристику дочетвертинних і четвертинних покладів. В геоморфологічному нарисі вони виділяють у східній частині зазначеного аркуша в долинах р. Уди й Можа такі тераси: 1) пійму, 2) дві другі — піскову (неовюрмську) та лесову (палеовюрмську), 3) третю терасу (ріську) і 4) четверту терасу (міндельську?).

В розділі „Четвертинні поклади“ [9, сс. 428—448] автори виділяють у межах 14-го аркуша XXIII ряду такі стратиграфічні горизонти:

1. Міндельський лес та лесуваті суглинки.
2. Проблематичні міндельські червоно-бурі глини.
3. Проблематичні міндельські червоно-бурі суглинки.
4. Елювій на міндельських червоно-бурих глинах.
5. Міндель-ріський копальний ґрунт.
6. Міндельські алювіальні поклади (*a* — глина, *s* — піски, *as* — суглинки).
7. Ріський лес та лесуваті суглинки.
8. Ріські алювіальні поклади (*a* — глини, *s* — піски, *as* — суглинки).
9. Ріс-вюрмський копальний ґрунт.
10. Вюрмський лес та лесуваті суглинки.
11. Вюрмські алювіальні поклади (*a* — глина, *s* — піски, *as* — суглинки).
12. Дюни.
13. Голоценові елювіальні поклади.

<sup>1)</sup> Б. К. Ліхарьов до потретинних покладів залічує і рябу глину [15, с. 257].

14. Голоценові делювіальні поклади.

15. Голоценові алювіальні поклади.

16. Сучасний ґрунт на вюрмському лесі або лесуватому суглинку.

Грубина четвертинних покладів, за вказівками авторів, у межах аркуша хитався від 8 до 26,75 м, середня грубина — в межах 15—20 м [9].

Треба сказати, що детальну характеристику дочетвертинних порід дослідженого нами району подано в роботах А. Борисяка [3], Б. К. Ліхарева [15], А. Борисяка й Н. Яковлева [4].

Крім того, в перших двох зазначених роботах наведено вичерпні списки літератури в геології дослідженої нами території.

### Геологічний нарис

Як було зазначено в геоморфологічному нарисі, в висотному відношенні і характером порізаності поверхні в районі плато виділяються три ділянки: 1) північносхідна, 2) центральна та 3) південнозахідна.

Геологічну будову північносхідної ділянки плато характеризують перетини № 1 і 2<sup>1)</sup>.

Подаємо опис свердловини № 1, розташованої за 7 км на північний схід від центру с. Міловатки. Рельєф: вузьке острівне плато, висота над рівнем моря 198,30 м.

Q <sub>IIIae</sub> (W <sup>2)</sup> )	1. Сучасний ґрунт (тип — південна чорноземля). Лінія скипання з НСІ на глибині 0,35 м . . . . .	0,00—0,55 м
	2. Полово-бурий лес, трохи забруднений гумусом, глинястий, карбонатний; карбонати в формі пилки та борошнуватих поволок. Зрідка трапляються гумусні кротовини . . . . .	0,55—0,85 м
	3. Лес бурувато-темнополовий, глинястий, щільний, малопоруватий, з частими вічками СаСО <sub>3</sub> (горизонт білозірки). Зрідка трапляються гумусні кротовини . . . . .	0,85—1,35 м
	4. Порода горизонту 3, але не така щільна, середньопорувата з поодинокими дрібними конкреціями СаСО <sub>3</sub> (журавчиками) . . . . .	1,35—2,40 м
	5. Контакт лесу з копальним ґрунтом бурувато-темнополового кольору з сірватим відтінком (окремими ділянками) від невзначної гумусності . . . . .	2,40—2,75 м
Q <sub>IIIel</sub> (R-W)	6. Копальний ґрунт темносірй, середньозернистий, добре гумусний, з вертикальними жилами бурувато-темнополового лесу. На глибині 2,75—3,55 м багато друз дрібнокристалічного гіпсу до 2 см діаметром. З НСІ скипає . . . . .	2,75—3,55 м
Q <sub>IIae</sub> (R)	7. Лес половий, середньоглинястий, механічним складом легший від вище уложеного поверху лесу, м'який, ніжний на дотик. В ньому помітно середню кількість карбонатних трубочок, гіпсових трубочок та зрідка дрібні друзи гіпсу. Весь горизонт переритий великими землеріями („кротовинний лес“) . . . . .	3,55—4,00 м
	8. Лес половий, середньоглинястий, м'який, ніжний на дотик, з середньою кількістю карбонатних трубочок, рідко помітними дрібними друзами гіпсу та гумусними трубочками. Зрідка трапляються давні кротовини, заповнені породою, що має колір копального ґрунту. Перехід поступовий . . . . .	4,00—4,80 м
Q <sub>IIae</sub> (R)	9. Лес яснобурого кольору, глинястий, з рідко помітними, розташованими гніздами, карбонатними трубочками і в нижній його частині з конкреціями СаСО <sub>3</sub> до 1,5 см діаметром. Зрідка дрібні друзи гіпсу, дрібні FeMn бобовинки та вертикальні жилки темнополового лесу. По розколинах помітні навики пологого лесу . . . . .	4,80—5,85 м
	10. Лес буруватого кольору, глинястий, малопоруватий, з конкреціями СаСО <sub>3</sub> до 1—2 см діаметром, які на глибині 6,60 м зникають. З глибини 6,35 м в'яляються друзи гіпсу до 1 см діаметром . . . . .	5,85—8,00 м

<sup>1)</sup> Див. збірну таблицю всіх перетинів на сс. 78—86.

<sup>2)</sup> В описовій частині вживаються умовні позначки, прийняті в легенді для міжнародної карти четвертинних відкладів у масштабі 1 : 1 500 000. Крім того, умовно вживається в цій роботі альпійська термінологія W, R, M і G.

Q <sub>IIae</sub> (R)	11. Лес бурувато-сірого кольору, глинястий, малопористий (контакт лесу з копальним ґрунтом), з рідкими конкреціями СаСО <sub>3</sub> до 1,5 см діаметром та білуватими намівами (СаСО <sub>3</sub> ) по площинах структурних окремостей . . . . .	8,00—8,50 м
Q <sub>IIel</sub> (M-R)	12. Копальний ґрунт темносірого кольору, дуже гумусний, глинястий, але не такий щільний, як вкриваючий його лес. Зрідка в ньому трапляються дрібні конкреції СаСО <sub>3</sub> в формі крупинок та журавчиків до 1 см діаметром, чорні FeMn бобовинки до 2 мм діаметром та часті вертикальні жиляки буруватого лесу. З НСІ скипає. Перехід поступовий . . . . .	8,50—10,20 м
Q <sub>Iae</sub> (M)	13. Лес темnobрунатного кольору, в верхній частині з бруднувато-сірим відтінком від незначної гумусності, глинястий, щільний, малопористий, з дрібними конкреціями СаСО <sub>3</sub> , кількість яких донизу горизонту зростає, з рідкими карбонатними трубочками та частою FeMn пунктацією. По розколинах і ходах комах помітні гумусні наміви . . . . .	10,201—0,60 м
Q <sub>Iae</sub> (M)	14. Лес яснобрунатного з червоноватим відтінком кольору, глинястий, малопористий, з дуже великою кількістю конкрецій СаСО <sub>3</sub> в формі гнізд, дутиків, журавчиків та жовен до 3 см діаметром, з середньою кількістю карбонатних трубочок, з білястими намівами СаСО <sub>3</sub> по розколинах, FeMn пунктацією та гумусними намівами по незначних розколинах . . . . .	10,60—11,50 м
Q <sub>Iae</sub> (M)	15. Лес бурого з легким червоноватим відтінком кольору, глинястий, щільний, малопористий, з великою кількістю карбонатних трубочок. По всьому горизонту дуже багато конкрецій СаСО <sub>3</sub> до 2—3 см діаметром (журавчики, гнізда, жовна), а також біляста борошнувата поволока по площинах структурних окремостей. FeMn бобовинок небагато . . . . .	11,50—12,70 м
Q <sub>Iel</sub> (G-M)	16. Лес темнуватобурого з легким сіруватим відтінком кольору, глинястий, щільний, малопористий (копальний ґрунт); до глибини 13,00 м зрідка помітні карбонатні трубочки, нижче вони зникають. Карбонати трапляються в вигляді борошнуватих намівів по розколинах та великих конкрецій СаСО <sub>3</sub> (в нижній його частині). FeMn бобовинок небагато . . . . .	12,70—14,60 м
Q <sub>Iae</sub> (G)	17. Лес темнополового з буруватим відтінком кольору, глинястий, щільний, карбонатний, з вертикальними смугами й жиляками кольору вище уложеної породи. Трапляються великі конкреції СаСО <sub>3</sub> (до 3 см діаметром) у формі жовен, дутиків та журавчиків, а також FeMn бобовинки . . . . .	14,60—15,10 м
Q <sub>Iae</sub> (G)	18. Лес яснобрунатного кольору, глинястий, малопористий, з дуже рідкими карбонатними трубочками (поодинокими), дрібними FeMn бобовинками і зрідка помітними темнополовими жиляками . . . . .	15,10—21,00 м

У відміну від перетину № 1, в деяких пунктах плато третій ярус лесу (рахуючи від поверхні) із сформованим на ньому копальним ґрунтом частково змінений процесами оглеювання в зеленувато-сірий суглинок; за приклад цього може бути свердловина № 2, розташована 3 км на північ від с. Верхньої Покровки. Рельєф: острівне трохи видовжене плато.

Q <sub>IIIae</sub> (W)	1. Чорнувато-сірий, гумусний горизонт сучасного ґрунту, вогкий . . . . . 2. Переходовий горизонт темнуватосірого кольору, донизу з буруватим відтінком. Алія скипаня з НСІ на глибині 0,68 м . . . . . 3. Лес буруватого кольору, глинястий, з середньою кількістю карбонатних трубочок, які донизу горизонту майже зникають. У нижній частині горизонту лес набуває сіруватого відтінку від незначної гумусності . . . . .	0,00—0,30 м 0,30—0,68 м 0,68—2,40 м
Q <sub>IIIel</sub> (R-W)	4. Копальний ґрунт темносірого кольору, дуже гумусний; гумусне забарвлення донизу дуже поступово зменшується, і ґрунт набуває бурого відтінку. В верхній частині копального ґрунту трапляються дрібні крупинки, журавчики та зрідка жовна СаСО <sub>3</sub> . Помітні вертикальні жиляки лесу буруватого кольору. З НСІ скипає . . . . . 5. Бурий ілювіальний горизонт копального ґрунту, дуже щільний, в'язкий, з добре виявленими намівами Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> та Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> і невеликою кількістю FeMn бобовинок до 1—2 мм діаметром (копальний ґрунт — деградована чорноземля) . . . . .	2,40—3,00 м 3,00—3,30 м

	6. Бурий лес з численними карбонатними трубочками, дутиками та журавчиками, частими гумусними трубочками та зрідка помітними FeMn бобовинками . . . . .	3,30—3,50 м
	7. Яснополювий лес середньоглинястий, механічним складом легший, ніж перший ярус лесу, м'який, ніжний на дотик, середньо- та частопористий, з численними карбонатними трубочками та дрібними журавчиками CaCO <sub>3</sub> , кількість і розмір яких донизу горизонту збільшується. В ньому помітні гумусні трубочки і в верхній частині горизонту подібано дві гумусні кротовини . . . . .	3,50—4,90 м
Q <sub>IIIae</sub> (P)	8. Лес бурувато-брунатного кольору, глинястий, з численними карбонатними трубочками та рідко помітними дрібними журавчиками CaCO <sub>3</sub> . Зрідка трапляються жишки полового лесу . . . . .	4,90—5,20 м
	9. Лес того ж кольору й механічного складу, але з дуже малою кількістю карбонатних трубочок, які донизу горизонту зникають. До глибини 5,50 м зрідка трапляються дутики CaCO <sub>3</sub> до 2 см діаметром. Зрідка помітні вертикальні полові жишки . . . . .	5,20—6,30 м
	10. Лес бурувато-брунатного кольору, глинястий, щільний, пористий, з дуже великою кількістю великих конкрецій CaCO <sub>3</sub> в формі жовен і дутиків до 2—3 см діаметром, а також великою кількістю чорних FeMn бобовинок до 2—3 мм діаметром . . . . .	6,30—7,00 м
	11. Бурувато-брунатний лес, глинястий, щільний, малопоруватий, з рідкими крупняками CaCO <sub>3</sub> , зрідка помітними в нижній частині горизонту друзами гіпсу та великою кількістю чорнуватих FeMn бобовинок. Структура лесу невразно клинцювата. По площинах структурних окремостей є глянцево лакування колоїдів . . . . .	7,00—7,50 м
	12. Сизувато-оливковий глинястий суглинок, оглеєний („глей ґрунтознавців“), щільний, малопористий, з середньою кількістю конкрецій CaCO <sub>3</sub> , дрібними друзами гіпсу та численними FeMn бобовинками до 3 мм діаметром. У ньому трапляються бурувато-брунатні плями породи, не змінені розкислюючими процесами. З HCl скипає . . . . .	7,50—8,10 м
Q <sub>IIel?</sub> (M-R?)	13. Оливково-сизий з буруватими плямами оглеєний глинястий горизонт („глей“ ґрунтознавців), щільний, малопоруватий, невразно клинцюватої структури. Трапляються численні великі й дрібні конкреції CaCO <sub>3</sub> , зрідка карбонатні трубочки, рідкі та дрібні друзи гіпсу, численні FeMn бобовинки до 3 мм діаметром та брунатно-бурі вертикальні жишки. З HCl скипає. В цьому горизонті подібано одну кротовину . . . . .	8,10—8,70 м
Q <sub>IIel?</sub> (M-R?)	14. Зеленовато-оливковий глей, щільний, клинцюватий, з численними конкреціями CaCO <sub>3</sub> в формі жовен, дутиків, крупинок і намявів по розколинах до 1 см завширшки, з рідкими й дрібними друзами гіпсу і дуже великою кількістю FeMn бобовинок до 3—4 мм діаметром. У верхній частині цього горизонту помітні вертикальні брунатно-бурі жишки. Донизу горизонту оглеєння зменшується і порода набуває буруватого забарвлення. В цьому горизонті подібано дві кротовини, заповнені оглевою породою . . . . .	8,70—9,30 м
	Примітка. Очевидно, на глибині 7,50—9,30 м був копальний ґрунт. На це вказують знайдені в цьому горизонті кротовини; ґрунт був оглеєний, можливо, внаслідок утвореного тут блюдця — мабуть, у результаті невеликих давніх просядок.	
Q <sub>IIel</sub> (M-R?)	15. Лес бурого кольору, в верхній частині з легким сизуватим відтінком від незначного оглеєння; відтінок цей донизу горизонту зникає. Лес глинястий, щільний, з рідко помітними конкреціями CaCO <sub>3</sub> до 1—1,5 см діаметром. Окремі плями лесу з HCl не скипають (вилюгований горизонт копального ґрунту) . . . . .	9,30—9,80 м
	16. Жовтувато-бурий вилюгований лес, глинястий, щільний, клинцюватої структури, з частою FeMn пунктацією та рідкими FeMn бобовинками. З HCl не скипає (вилюгований горизонт копального ґрунту) . . . . .	9,80—10,90 м
Q <sub>Iae</sub> (M)	17. Бурувато брунатний глинястий лес, щільний, з великою кількістю розгашованих по вертикальних розколинах конкрецій CaCO <sub>3</sub> (жовен) до 2—3 см діаметром, та невеликою кількістю карбонатних трубочок . . . . .	10,90—12,30 м
	18. Брунатно-бурий глинястий лес, щільний, малопоруватий, з рідко помітними конкреціями CaCO <sub>3</sub> , але без карбонатних трубочок. В ньому трапляються дрібні FeMn бобовинки . . . . .	12,30—15,00 м

Q<sub>1ae</sub> (M) { 19. Лес бурого з легким червонуватим відтінком кольору, глинястий, донизу алегка піскуватий, без карбонатних трубочок . . . . 15,00—16,50 м

Крім описаних нами двох перетинів, проф. Крокос подає опис ями, розташованої на плато на захід від с. Нового Айдара (на південний схід від дослідженої нами території), де він характеризує лесову серію, поділену двома копальними ґрунтами на три яруси. На схід від долини р. Айдара четвертинні поклади плато характеризує свердловина № 10, розташована 1,25 км на захід від с. Караїшника Старобільського району. Рельєф: плато. Висота над рівнем моря 195,98 м.

Q<sub>IIIae</sub> (W) { 1. Сучасний ґрунт . . . . . 0,00—0,65 м  
 2. Лес темнополового з буруватим відтінком кольору, середньоглинястий, з рідко помітними карбонатними трубочками та журавчиками CaCO<sub>3</sub> . . . . . 0,65—1,65 м  
 3. Лес темнополового з буруватим відтінком кольору, середньоглинястий, з рідко помітними карбонатними трубочками, які з глибини 2,40 м і донизу горизонту зникають. У нижній частині горизонту лес набуває сіруватого відтінку від незначної гумусності . . . . . 1,65—3,20 м

Q<sub>IIIel</sub> (W-interst +R-W) { 4. Копальний ґрунт темносірого кольору, дуже гумусний і середньоглинястий, пухкіший, ніж укриваючий його лес. У ньому помітні вертикальні жилки кольору вище уложеного лесу, дрібні сизувати плямочки та в нижній частині горизонту зрідка помітні карбонатні трубочки й дрібні конкреції CaCO<sub>3</sub> . . . . . 3,20—5,10 м

Примітка. Верхні 40—60 см копального ґрунту слабше забарвлені гумусом, а нижні — інтенсивніше. Крім того, намічається прошарок, до 20 см grubиною, яснішого лесу, що поділяє горизонт на дві частини: верхню, менш грубу (40—60 см); слабше забарвлену гумусом, і нижню, грубушу (понад 1 м), забарвлену гумусом інтенсивніше. Тут ми маємо два копальні ґрунти: а) вюрмського інтерстадіалу в верхній та б) ріс-вюрмського інтерстадіалу в нижній частині горизонту (середня чорноземля грубуша і більш гумусна, ніж перший копальний ґрунт). Ці ґрунти відокремлені один від одного прошарком лесу grubиною 0,20 м. Очевидно, тут ми маємо острівцець плато, де зацілів лес вюрму I.

Q<sub>IIal</sub> (R) { 5. Лес бурувато-брунатного кольору, середньоглинястий, з середньою кількістю карбонатних трубочок, з рідко помітними конкреціями CaCO<sub>3</sub>, кількість і розмір яких на глибині 5,50—6,50 м значно збільшуються, з рідкими та дрібними FeMn бобовинками, а також з рідко помітними дрібними сизувато-сірими плямочками. З HCl скипає . . . . . 5,10—6,80 м  
 6. Лес бурувато-брунатного з сіруватим відтінком кольору, з вертикальними жилками вище уложеного лесу. В ньому зрідка трапляються карбонатні трубочки, крупинки та гнізда CaCO<sub>3</sub> . . . . . 6,80—7,45 м  
 7. Лес брунатно-бурий, глинястий, малопоруватий, з вертикальними жилками вище леґачої породи. В ньому трапляється середня кількість карбонатних трубочок, багато конкрецій CaCO<sub>3</sub> в формі гнізд та дутиків, а також FeMn бобовинки . . . . . 7,45—8,00 м  
 8. Лес брунатно-бурого з червонуватим відтінком кольору, глинястий, малопоруватий, з рідко помітними дрібними журавчиками CaCO<sub>3</sub>, FeMn бобовинками до 3 мм діаметром та вертикальними смугами яснішого лесу . . . . . 8,00—8,60 м  
 9. Порода горизонту 8, але з більшою кількістю великих конкрецій CaCO<sub>3</sub> (жовен, гнізд та дутиків) і середньою кількістю карбонатних трубочок . . . . . 8,60—9,20 м

Q<sub>IIel</sub> (M-R) { 10. Лес темнобурого з червонуватим відтінком кольору (копальний ґрунт), з середньою кількістю карбонатних трубочок, але без жовен, гнізд та дутиків CaCO<sub>3</sub>. На глибині 10,60—11,00 м в ньому трапляється багато великих друз гіпсу до 4—6 см діаметром; кристали гіпсу в друзах великі. Крім гіпсу, в лесі по всьому горизонту помітні FeMn бобовинки. В нижній частині горизонту трапляються давні гумусні кротовини . . . . . 9,20—11,00 м



Q <sub>ae</sub> (M)	11. Лес яснобурзватно-бурий, глянзистий, щільний, малопоруватий, з рідко помітними дрібними конкреціями CaCO <sub>3</sub> , FeMn бобовинками, примазками та рідкими сизуватими плямочками. На глибині 13,10—13,40 м зрідка трапляються великі друзи гіпсу. В верхній частині цього горизонту подибано дві давні кротовини . . . . .	11,00—13,90 м
Q <sub>el</sub> (G-M)	12. Сизувато-сірого кольору лес, оглесний, глянзистий, щільний, з великою кількістю іржаво-вохрявих плям та вертикальними смугами вище уложеної породи. В ньому зрідка помітні крупинки CaCO <sub>3</sub> та багато FeMn бобовинкам з HCl скипає. Зустрінуто дві давні гумусові кротовини (копальний ґрунт ?) . . . . .	13,90—14,30 м
Q <sub>ae</sub> (G?)	13. Порода горизонту 11 з друзами гіпсу, зосередженими на глибині 14,60—15,00 м, нижче їх не видно. На глибині 17,10—18,20 м трапляються гнізда CaCO <sub>3</sub> до 2—3 см діаметром. По всьому горизонту багато FeMn бобовинкам. Дрібних сизуватих плямочок немає. В нижній частині порода дуже вогка, і на глибині 19,00—19,30 м почала просочуватися ґрунтова вода, яка нижче зникла . . . . .	14,30—19,30 м
Q <sub>pr</sub> (Q)	14. Темнобурзватна з червонуватим відтінком глина, вогка до глибини 19,65 м, нижче вогкість зменшується. Зрідка в ній помітні FeMn бобовинки та FeMn примазки. Більше ніяких включень не спостерігається. З HCl скипає . . . . .	19,30—22,00 м

Геологічну будову схилів цієї ділянки плато видно з опису відслонення № 18, розташованого в с. Караїшнику на південь від церкви в глибокому яру з урвистими стінками. Рельєф: середина похилого сідного схилу.

Q <sub>III ae</sub> (W)	1. Сучасний нанос бурзватно-сірого суглинку . . . . . 2. Сучасний ґрунт чорноземельного типу . . . . . 3. Лес бурзватно-темнополовий, глянзистий, стовпчастої структури. В верхній його частині помітні дрібні конкреції CaCO <sub>3</sub> , межа різка . . . . .	0,00—0,40 м 0,40—1,40 м 1,40—3,30 м
Q <sub>II ae</sub> (R)	4. Карбонатний лес пологового кольору з рідкими давніми кротовинами. Це — карбонатний ілювій копального ґрунту, який був розмитий. Карбонатний ілювій стелється згідно в сучасним рельєфом . . . . . 5. Лес темнополовий, середньоглянзистий, стовпчастої структури. Перехід поступовий . . . . .	3,30—3,60 м 3,60—7,00 м
Q <sub>II el</sub> (M-R)	6. Копальний ґрунт темносірого кольору, дуже гумусний. З HCl скипає. Місцями глибина копального ґрунту сягає 2,5—3 м . . . . .	7,00—9,20 м
Q <sub>I ae</sub> (M)	7. Лес бруднуватно-темнополовий з середньою кількістю карбонатних трубочок та конкреціями CaCO <sub>3</sub> в формі гнізд, жовен та журавчиків (карбонатний ілювій). У ньому дуже багато давніх гумусних кротовин . . . . . 8. Лес бурзватно-темнополовий, з невеликою кількістю конкрецій CaCO <sub>3</sub> та давніми гумусними кротовинами . . . . . Нижче осипище .	9,20—9,60 м 9,60—10,50 м

Четвертинні поклади вододільного плато рр. Оскола та Уди характеризує свердловина № 5, закладена за 1,25 км на захід від с. Токарівки і 80 м від трангуляційного пункту. Рельєф: плато.

Q <sub>III ae</sub> (W)	1. Чорнуватно-сірий гумусний горизонт, з дрібними корінцями степової рослинності, вогкий. 0,00—0,20 м — орний горизонт з порушеною структурою; 0,20—0,45 м — підорний, зернястий горизонт . . . . . 2. Переходний горизонт бруднуватого бурого кольору з частими гумусними та лесовими кротовинами . . . . . 3. Вилугований лес бурого кольору з рідкими FeMn бобовинками, частими гумусними кротовинами та червоточинами. По площинах структурних окремоостей помітні навики Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> та Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . Інія скипання з HCl на глибині 1,30 м . . . . . 4. Темнополовий лес, глянзистий, стовпчастої структури, з рідкими карбонатними трубочками та FeMn бобовинками . . . . .	0,00—0,45 м 0,45—0,80 м 0,80—1,30 м 1,30—1,80 м
----------------------------	---	--

Q <sub>III</sub> ae (W)	5. Лес темнополового з буруватим відтінком кольору, глинястий, з частими великими і добре виявленими карбонатними трубочками, з рідко помітною білястою поволокою CaCO <sub>3</sub> та невеликою кількістю FeMn бобовинок до 1—2 мм діаметром . . . . .	1,80—3,00 м
	6. Лес того ж кольору, але з меншою кількістю карбонатних трубочок і трохи легший механічним складом . . . . .	3,00—3,70 м
Q <sub>III</sub> el (R-W)	7. Копальний ґрунт бурувато-сірого кольору, дуже гумусний, середньоглинястий, пухкіший, ніж укриваючий його лес. У ньому зрідка трапляються карбонатні трубочки, дуже рідко FeMn бобовинки до 2—3 мм діаметром, а також вертикальні жилки жовтого вище уложеного лесу . . . . .	3,70—4,20 м
	8. Переходовий горизонт копального ґрунту бурувато-сірого кольору (донизу поступово яснішає), середньоглинястий, з частими лесовими кротовинами яснополового кольору . . . . .	4,20—4,55 м
Q <sub>II</sub> ae (R)	9. Яснополовий лес, легкоглинястий, м'який, нижній на дотик, частопоруватий, з частими карбонатними трубочками та численними давніми гумусними кротовинами („кротовинний лес“) . . . . .	4,55—4,80 м
	10. Яснополовий лес, злегка глинястий, дрібно- й частопоруватий, м'який, нижній на дотик, з дрібними й дуже частими карбонатними трубочками, з рідко помітними дрібними журавчиками CaCO <sub>3</sub> , FeMn пунктацією та окремими давніми гумусними кротовинами. Структура лесу стовпчаста, стовпчики з закругленими ребрами легко роздушуються на грудочки . . . . .	4,80—5,60 м
	11. Яснополовий з легким жовтуватим відтінком, легкоглинястий, м'який, нижній на дотик, з рідко помітними дрібними (1—2 мм) Fe-та чорнувато-бурими FeMn бобовинками . . . . .	5,60—7,00 м
Q <sub>II</sub> el (M-R)	12. Лес бурувато-брунатного кольору, злегка гумусний (копальний ґрунт), глинястий, малопоруватий, стовпчастої структури. По площинах структурних окремостей помітні FeMn наживи. Зрідка помітні дрібні FeMn бобовинки та сизуваті плямочки. З HCl скипає . . . . .	7,00—8,40 м
Q <sub>I</sub> ae (M)	13. Темнуватобрунатно-бурий глинястий лес, з частими карбонатними трубочками, плямами, крупинками та журавчиками CaCO <sub>3</sub> до 2 см діаметром . . . . .	8,40—9,45 м
	14. Темнуватобрунатно-бурий глинястий лес, призматичної структури. В ньому дуже багато конкрецій CaCO <sub>3</sub> в формі жовєв, журавчиків, прожилків, а також білуватої поволоки по площинах структурних окремостей і наживів по розколинах. FeMn бобовинки середня кількість . . . . .	9,45—11,00 м
Q <sub>I</sub> el (G-M)	15. Лес темнуватобрунатно-бурий, глинястий, злегка гумусний (копальний ґрунт), з середньою кількістю карбонатних трубочок і дуже рідко помітними журавчиками CaCO <sub>3</sub> . Зрідка трапляються FeMn бобовинки . . . . .	11,00—12,50 м
	16. Порода горизонту 15, але без карбонатних трубочок. Рідко помітні вертикальні темнополові жилки . . . . .	12,50—13,35 м
Q <sub>I</sub> al (G)	17. Лес брунатно-бурий, глинястий, з численними великими конкреціями CaCO <sub>3</sub> та сірувато-темнобрунатними легкими гумусними наживами (до 1—2 см завширшки) по розколинах . . . . .	13,35—13,55 м
	18. Лес бурувато-темнополовий, глинястий, малопоруватий, з рідкими журавчиками CaCO <sub>3</sub> , дрібними FeMn бобовинками і зрідка помітними вертикальними жилками до 0,5 см завтовшки, сизувато-сірої породи . . . . .	13,55—15,00 м
	19. Лес брунатно-бурий, глинястий, малопоруватий, вогкий, без видимих карбонатів. Скипає з HCl; середня кількість дрібних FeMn бобовинок . . . . .	15,00—16,80 м
Q <sub>I</sub> pr (Q)	20. Бура, злегка піскувата глина з іржаво-вохряними, червонуватими й сизуватими плямами, вогка. В ній помітні конкреції CaCO <sub>3</sub> у вигляді жовєв та журавчиків (середня кількість), FeMn бобовинки до 3—4 мм діаметром, і багато FeMn примазок. Донизу піскуватість зростає. В нижній частині горизонту в глині помітні плямочки глауконітової породи (піску) зеленувато-сірого кольору. Червоні й сизуваті плями піскуватої глини з HCl не скипають . . . . .	16,80—18,50 м

$Q_{Ipr}$ (Q)	{	21. Піскувата глина жовтувато-іржавого кольору, з численними конкреціями $CaCO_3$ в формі жовен і дрібних плям $CaCO_3$ . Глина з $HCl$ не скипає (окремими плямами). В ній багато чорних пухких $FeMn$ бобовинок до 3—4 і навіть 5 мм діаметром, $FeMn$ примазок, а також численних сизуватих і бурих плям. В нижній частині піскувата глина переходить у жовтувато-іржавий з сизуватими плямочками пісок . . . . .	18,50—19,00 м
$Pg$	{	22. Пісок зеленувато-сірого кольору, глинястий, главконітовий, безкарбонатний, з численними вохряними плямами. На глибині 19,90 м з'явилась ґрунтова вода; на глибині 20,20 м порода з щупа випадає . . . . .	19,00—20,20 м

Треба відзначити, що проф. Крокос подає для плато дослідженого нами району численні перетини, при чому в перетині на плато біля с. Гусинки він виділив три яруси лесу з двома копальними ґрунтами [12, с. 162].

За даними Б. К. Ліхарьова, на вододілі рр. Айдара і Красної, Красної і Оскола, а також на захід від останньої, під четвертинними покладами залягають олігоценові поклади ( $Pg_2$ ), які зрідка виступають невеликими плямами на поверхню; а на схилах до зазначених річок, а також до рр. Борової й Жеребця з їх балками поширені палеоценові та еоценові поклади, які нерідко виходять на поверхню у відслоненнях (див. геологічну карту Ліхарьова). Крім того, на схилах до цих річок і балок залягають верхньокрейдяні поклади (сенон), що на крутих правих схилах рр. Айдара, Борової, Красної й Оскола часто виступають на поверхню у прекрасно виявлених відслоненнях <sup>1)</sup>.

Характеристику четвертинних покладів другої (центральної) найбільше зниженої ділянки плато подають у роботі Л. Карякін і Д. Соболев, де вони виділяють чотириярусну серію з трьома копальними ґрунтами суглинястих порід четвертинного віку та червоно-бурі глини (9).

Із давніших віком порід (дочетвертинних), за даними Б. К. Ліхарьова (15) і А. Борисяка з Н. Яковлевим (4), на плато другої ділянки поширені палеогенові поклади, що на схилах до річок нерідко виступають на поверхню. Крім того, на схилах до річок на поверхню виступають і давніші поклади (крейда, юра, триас).

І нарешті, четвертинні поклади третьої південнозахідної ділянки плато характеризує свердловина № 14, закладена біля роз'їзду Герсеванівського — на плато.

$Q_{IIIae}$ (W)	{	1. Темносірй гумусний горизонт сучасного ґрунту з дрібними корінцями степової рослинності . . . . .	0,00—0,42 м
		2. Переходовий горизонт сучасного ґрунту темнуватосірого кольору, донизу з буруватим відтінком. В ньому середньо виявлена карбонатна цвіль. Лінія скипання з $HCl$ на глибині 0,50 м . . . . .	0,42—0,92 м
		3. Лес буруватого кольору, середньоглинястий, з середньою кількістю карбонатних трубочок, рідкими журавчиками $CaCO_3$ , помітними на глибині 1,00—2,00 м і зрідка помітною дрібною $FeMn$ пункцією . . . . .	0,92—3,20 м
$Q_{IIIel}$ (R-W)	{	4. Копальний ґрунт бурувато-сірого кольору, помітно гумусний, пухкий, з рідкими журавчиками $CaCO_3$ . . . . .	3,20—3,50 м
$Q_{IIae}$ (R)	{	5. Лес яснополовий, легкоглинястий, м'який, ніжний на дотик, з слабо виявленими карбонатними трубочками та зрідка помітними дрібними журавчиками $CaCO_3$ . В ньому дуже багато давніх дуже гумусних кротовин, які вказують на безперечну наявність тут копального ґрунту . . . . .	3,50—3,80 м

<sup>1)</sup> Див. геологічну карту Европейської частини СРСР північної й північносхідної частини 61-го аркуша Б. К. Ліхарьова.

Q <sub>II</sub> ae (R)	6. Лес яснополовий, легкоглинястий, м'який, нижній на дотик, частопоруватий, з численними карбонатними трубочками та зрідка помітними дрібними журавчиками СаСО <sub>3</sub> . В верхній частині горизонту зрідка трапляються давні кротовини, заповнені гумусним матеріалом і давні червоточини з гумусними намівами. В нижній частині горизонту лес набуває буроватого відтінку. Перехід поступовий . . . . .	3,80—5,10 м
	7. Лес бурого кольору, середньоглинястий, з середньою кількістю FeMn бобовинок до 3—4 мм діаметром. FeMn примазками, іржаво-вохряними та сизуватими плямочками. По вертикальних розколянах помітні наміви вище уложеної породи . . . . .	5,10—6,80 м
	8. Лес бурого кольору, глинястий, щільнуватий, з дуже великою кількістю конкрецій СаСО <sub>3</sub> в формі жовен та гнізд до 3—4 см діаметром, велика кількість карбонатних трубочок та FeMn бобовинок до 3 мм діаметром . . . . .	6,80—8,30 м
Q <sub>II</sub> el (M-R)	9. Лес червонувато-бурого кольору (копальний грунт), глинястий, щільний, малопоруватий, з дуже великою кількістю конкрецій СаСО <sub>3</sub> в формі жовен до 4—5 см діаметром, середньою кількістю карбонатних трубочок, FeMn пунктацією та бобовинками. Помітні давні кротовини . . . . .	8,30—10,80 м
	10. Лес бурого кольору, глинястий, з середньою кількістю конкрецій СаСО <sub>3</sub> в формі гнізд до 2 см діаметром. FeMn пунктацією та рідкими FeMn бобовинками до 1—2 мм діаметром . . . . .	10,80—11,40 м
Q <sub>I</sub> ae (M)	11. Порода горизонту 10, але з дуже малою кількістю дрібних конкрецій СаСО <sub>3</sub> до 0,5 см діаметром . . . . .	11,40—12,30 м
	12. Бурий глинястий лес з рідко помітними FeMn бобовинками до 3 мм діаметром. На глибині 15,90 м — ґрунтова вода . . . . .	12,30—15,90 м
	13. Порода горизонту 12, але з середньою кількістю конкрецій СаСО <sub>3</sub> в формі жовен та гнізд до 3 см діаметром, а також середньою кількістю FeMn бобовинок . . . . .	15,90—16,50 м

З дочетвертинних покладів у цьому районі найбільше поширені палеогенові поклади.

Крім наведеної вище свердловини, на плато третьої південнозахідної ділянки закладено свердловину № 17 за 200 м на південний схід від с. Беззаботівки і в 100 м на NW від могили. Рельєф: плато з легким похилом на північ. Висота місцевості над рівнем моря 183,54 м.

Q <sub>III</sub> ae (W)	1. Темносірий гумусний горизонт сучасного ґрунту . . . . .	0,00—0,35 м
	2. Переходовий горизонт темнуватосірого кольору, донизу з буруватим відтінком. З глибини 0,45 м з'являється карбонатна цвіль. Алія скипання з HCl на глибині 0,55 м . . . . .	0,35—0,68 м
	3. Лес буровато-темнополовий, глинястий, з рідко помітними карбонатними трубочками, які донизу горизонту зникають, а також рідкими до 1 см діаметром конкреціями СаСО <sub>3</sub> , зосередженими на глибині 0,80—1,4) м; нижче їх не видно. До глибини 2,20 м зрідка гумусні кротовини. В нижній частині горизонту лес набуває сіруватого відтінку від незначної гумусності . . . . .	0,68—3,05 м
Q <sub>III</sub> el (R-W)	4. Копальний грунт темнуватосірого кольору, дуже гумусний, з вертикальними жилками лесу, що лежить вище до 0,3—0,5 см завглубки. Зрідка помітні FeMn бобовинки. Копальний грунт пухкий, середньоглинястий, довизу поступово ясніє. З HCl скипає . . . . .	3,05—3,90 м
	5. Лес сірувато-темнополовий, середньоглинястий, пухкий, дуже переритий великими зомлерями („кротовинний лес“). Зрідка в ньому трапляються карбонатні трубочки та дрібні журавчики СаСО <sub>3</sub> . . . . .	3,90—4,20 м
Q <sub>II</sub> ae (R)	6. Лес жовтувато-полового кольору, середньоглинястий, пухкий, механічним складом легший, ніж лес першого ярусу. В ньому багато білих карбонатних трубочок, небагато журавчиків СаСО <sub>3</sub> до 1,5 см діаметром, зрідка FeMn бобовинки і в верхній частині горизонту помітні давні гумусні кротовини та вертикальні гумусні наміви по розколинах. Перехід поступовий . . . . .	4,20—5,00 м
	7. Лес буроватого кольору, більш глинястий, ніж вище уложеної, без карбонатних трубочок. Зрідка трапляються дрібні журавчики СаСО <sub>3</sub> , FeMn бобовинки та гумусні трубочки. На глибині 5,60—5,90 м знайдено три давні гумусні кротовини . . . . .	5,00—7,30 м

Q <sub>IIae</sub> (R)	8. Лес бурувато-темнополювий, трохи ясніший від лесу горизонту 7, того ж механічного складу. В ньому зрідка FeMn бобовинки. В нижній частині горизонту лес вогкий. Перехід поступовий . . . . .	7,30—8,87 м
Q <sub>IIel</sub> (M-R)	9. Копальний ґрунт темносірого кольору, донизу в буруватим відтінком, дуже гумусний. Помітні крупинки СаСО <sub>3</sub> , середня кількість FeMn бобовинок до 3 мм діаметром, вертикальні жилки вище уложеної породи та давні лесові кротовини. На глибині 9,00 м з'явилася ґрунтова вода . . . . .	8,87—10,00 м
	10. Переходовий горизонт копального ґрунту буруватого кольору, з сірватим відтінком від гумусу. В ньому багато дрібних чорнуватобурих FeMn бобовинок . . . . .	10,00—10,40 м
Q <sub>Iae</sub> (M)	11. Лес ясношоколадного кольору, глинистий, з середньою кількістю карбонатних трубочок, часто розташованих гніздами, рідко помітними гніздами СаСО <sub>3</sub> до 2 мм діаметром та середньою кількістю FeMn бобовинок. На глибині 10,40—11,00 м — горизонт ґрунтової води . . . . .	10,40—11,00 м

У відміну від вододілів, де спостерігаються леси еолового походження, в середніх та нижніх частинах схилів поширені делювіальні леси, нерідко з уламками дочетвертинних порід; за приклад цього можуть бути перетини № 308, 309, описані проф. Крокосом [12, с. 148].

Як уже згадувалося в геоморфологічному нарисі, в межах дослідженої території, крім району плато, можна виділити долини р. Півн. Дінця з його лівобережними та правобережними притоками.

В долині Півн. Дінця виділяються такі тераси: 1) лукова (пійма), 2) перша надлукова (піскова), 3) друга надлукова (однолесова), 4) третя надлукова або найдавніша (дволесова).

Лукова тераса, або пійма Півн. Дінця складена пісково-мулуватими та мулуватими сучасними алювіальними покладами.

Для характеристики геологічної будови першої надлукової (піскової) тераси подаємо опис свердловини № 77, розташованої в південній частині с. Дробишева. Рельєф: піскова тераса Півн. Дінця. Кучугура піску, яка почасти задернована пісковою травянистою рослинністю і частково розвівається вітрами.

Q <sub>III</sub> alae	1. Пісок жовтувато-сірого кольору, злегка гумусний, дрібно й середньозернистий . . . . .	0,00—0,50 м
	2. Пісок ясносірого кольору, дрібно-й середньозернистий . . . . .	0,50—0,85 м
	3. Пісок жовтуватого кольору, дрібно-й рівнозернистий . . . . .	0,85—1,00 м
	4. Жовтувато-сірий гумусний пісок (сучасний ґрунт, вкритий наносом піску) дрібно-й середньозернистий. Донизу він поступово яснішає і набуває брунатного відтінку . . . . .	1,00—1,60 м
	5. Жовтуватий пісок, дрібно-й середньозернистий, вогкий. На глибині 3,20 м випадає з щупа . . . . .	1,60—3,20 м

Проф. Крокос зазначає, що на пісковій терасі Півн. Дінця трапляються засипані пісками сучасні ґрунти та копальні піскові ґрунти [10, 12]. Копальні піскові ґрунти описані ним у численних пунктах на цій терасі, зокрема в перетині № 285, біля торф'яника „Сухе озеро“; він описав у товщі пісків два копальні ґрунти: перший на глибині 1,02—1,09 м і другий на глибині 1,52—1,65 м, нижче якого залягають піски алювіального походження [12, с. 141].

Друга надлукова або однолесова тераса. Геологічну будову однолесової тераси Півн. Дінця на південний схід від м. Шандроголова (дільниця між нижніми течіями рр. Красної та Оскола) характеризує шурф (силосна яма) № 34, розташований в с. Дробишеві. Рельєф: рівна однолесова тераса Півн. Дінця з незначним похилом на південь.

Q <sub>IIIae</sub> (W)	1. Сучасний ґрунт чорноземельного типу . . . . .	0,00—0,75 м
	2. Лес буруватого кольору, середньоглинистий, донизу супісковий (у нижній частині горизонту лес переходить у супісок). У ньому трапляється середня кількість вічок СаСО <sub>3</sub> . . . . .	0,75—2,40 м

Q <sub>III</sub> al (W)	{	3. Супісок жовтуватого кольору з білуватими плямами карбонатів . . . . .	2,40—3,00 м
		4. Жовтуватий дрібно- й середньозернистий верстуватий пісок . . . . .	3,00—3,35 м

Проф. Крокос подає [12, с. 138] для однолесової тераси Півн. Дінця опис перетину № 266 у м. Вовчанську, який характеризує геологічну будову цієї тераси:

Q <sub>III</sub> ae (W)	{	1. Черноземля з кротовинами та цвіллю . . . . .	0,00—0,80 м
		2. Лес з вапняковими трубочками та кротовинами . . . . .	0,80—1,60 м
Q <sub>III</sub> al	{	3. Буруватий гумусний суглинок . . . . .	1,60—2,10 м
		4. Сизий глеюватий суглинок . . . . .	2,10—3,00 м
		5. Верстуваті сірі, жовті та сизі піски . . . . .	3,00—4,00 м

Крім того, він подає опис перетину № 316 на верхній частині тераси Півн. Дінця, на південний захід від Царевоборисова, де перший ярус лесу грубиною 3,80 м підстелюється алювіальними покладами [12, с. 150]. І нарешті, геологічну будову найдавнішої (третьої надлукової) тераси Півн. Дінця, яка прилягає до однолесової тераси і міститься між низзями рр. Оскола та Красної, характеризує свердловина № 103 (33) закладена біля могили Орлова.

Q <sub>III</sub> ae (W)	{	1. Темносірий горизонт сучасного ґрунту з дрібними корінцями степової рослинності . . . . .	0,00—0,30 м
		2. Переходовий горизонт темнуватосірого кольору, донизу з буруватим відтінком. Лінія скипання в НСІ на глибині 0,50 м . . . . .	0,30—0,65 м
		3. Лес буруватого кольору, середньоглинястий, з рідкими карбонатними трубочками, дрібними вічками СаСО <sub>3</sub> та поодинокими дрібними FeMn бобовинами . . . . .	0,65—1,50 м
		4. Лес буруватого кольору, в верхній частині горизонту легкоглинястий, а донизу супісковий. Зрідка у верхній частині горизонту трапляються дрібні конкреції СаСО <sub>3</sub> . . . . .	1,50—2,20 м
		5. Пісок жовтого кольору, дрібно- й рівнозернистий, злегка глинястий. З НСІ надймається окремими плямами . . . . .	2,20—2,50 м
		6. Суглинок бурувато-темнополювий, дуже піскуватий, з рідко помітними карбонатними трубочками. З НСІ скипає . . . . .	2,50—2,65 м
		7. Глинястий пісок жовтуватого кольору, дрібно- й рівнозернистий. З НСІ скипає слабо . . . . .	2,65—3,50 м
		8. Супісок жовтуватого кольору з рідко помітними плямами карбонатів та середньою кількістю карбонатних трубочок, розміщених гніздами. З НСІ скипає . . . . .	3,50—4,05 м
		9. Лес темнополювого з легким буруватим відтінком кольору, легкоглинястий, м'який, віжний на дотик, пористий. Зрідка помітні плями карбонатів і дуже рідко FeMn пунктація та плямочки. З НСІ скипає . . . . .	4,05—5,70 м
Q <sub>II</sub> el (R-W)	{	10. Копальний ґрунт темносірого кольору, дуже (у верхній частині злегка) гумусний, середньоглинястий, м'який, віжний на дотик. У ньому помітна середня кількість гнізд дрібнокристалічного гіпсу, середня кількість FeMn бобовинок, часта FeMn пунктація та вертикальні жилки вище уложеної породи до 1 см завглубшки. В нижній частині ґрунту трапляються давні кротовини („надгрубі черноземлі“) . . . . .	5,70—8,00 м
		11. Лес яснополювий, легкоглинястий, м'який, віжний на дотик, тонко-поруватий, з частими дрібними і добре виявленими карбонатними трубочками, поодинокими дрібними журавчиками СаСО <sub>3</sub> та частими гумусними кротовинами, помітними до глибини 8,50 м. Трапляються також червоточини в гумусних немивах та гумусні трубочки . . . . .	8,00—9,00 м
Q <sub>II</sub> ae (R)	{	12. Лес темнополювого з буруватим відтінком кольору, легко суглинястий, м'який, віжний на дотик. Помітні карбонатні трубочки, FeMn бобовинки та пунктація, і зрідка вертикальні жилки яснополювого лесу . . . . .	9,00—10,40 м
		13. Копальний ґрунт темнуватосірого, донизу з бруватим відтінком, кольору, дуже гумусний, супісковий, верстуватий, з середньою кількістю вертикальних жилок вище уложеної породи. З НСІ скипає лише окремими плямами в верхній частині горизонту, донизу скипання в НСІ не спостерігається; ґрунт вилугований . . . . .	10,40—11,70 м
Q <sub>II</sub> alel (M-R?)	{	14. Супісок темнополювого з буруватим відтінком кольору, дуже карбонатний; карбонати в формі численних трубочок та великої кількості плям (карбонатний ілювій копального ґрунту) . . . . .	11,70—12,20 м

Q <sub>II</sub> alel (M-R?)	15. Глинястий пісок буруватого кольору. З НСІ скипає . . . . .	12,20—12,60 м
	16. Суглинок темнуватополового з буруватим відтінком кольору з рідко помітними конкреціями СаСО <sub>3</sub> в формі дутиків та плямочок . . . . .	12,60—13,05 м
	17. Сизувато-бурий дуже піскуватий суглинок (сизуватий від великої кількості дрібних сизуватих плям), донизу буруватий. Рідко дрібні конкреції СаСО <sub>3</sub> в формі журавчиків та плям, а також середня кількість FeMn бобовинок та примазок. На глибині 14,20—14,40 м в прошарок жовтуватого супіску теж в FeMn бобовинками та примазками. Як суглинок, так і супісок скипають з НСІ. Перехід поступовий . . . . .	13,05—14,55 м
Q <sub>II</sub> alel	18. Копальний ґрунт темносірого кольору, донизу в бурувато-шоколадним відтінком, дуже гумусний, сушісковий. Трапляється багато FeMn бобовинок до 3 мм діаметром . . . . .	14,55—15,90 м
	19. Супісок жовтувато-бурого кольору з великою кількістю FeMn бобовинок та зрідка помітними дрібними конкреціями СаСО <sub>3</sub> . . . . .	15,90—16,10 м
Q <sub>II</sub> al	20. Глинястий пісок жовтувато-бурого кольору з прошарками супіску того ж кольору. В ньому трапляються жовтувато-вохряні плямочки, крупинки СаСО <sub>3</sub> та зрідка FeMn бобовинки. Перехід чіткий . . . . .	16,10—16,40 м
	21. Піскуватий суглинок сизуватого кольору, щільнуватий, з дуже великою кількістю дрібних іржаво-вохряних плям, середньою кількістю журавчиків СаСО <sub>3</sub> , FeMn бобовинками, а також ходами черв'яків з гумусними намівами. З НСІ скипає . . . . .	16,40—16,70 м
	22. Супісок жовтувато бурого кольору, з рідко помітними плямами та журавчиками СаСО <sub>3</sub> , а також прошарками жовтуватого дрібнозернястого глинястого піску. FeMn бобовинки рідко. З НСІ скипає . . . . .	16,70—17,00 м

Дочетвертинні породи, що найбільше поширені в районі найдавнішої тераси Півн. Дінця на дільниці між нижніми течіями рр. Красною та Жеребця, виділені Б. К. Ліхачевим як „прибрежные палеогеновые отложения в южной части Купянского уезда“ [15], а за Борисяком та Яковлевим вони представлені між Жеребцем та Осколом як палеогенові поклади [4].

Геологічна будова терас лівобережних приток Півн. Дінця. Під час польових робіт ним удалося зібрати деякий матеріал щодо геологічної будови терас головних лівобережних приток Півн. Дінця, а саме: Оскола, Красною та Айдар.

Лукова тераса (пійма) річки Оскола складена піськово-глинястими та глинястими алювіальними покладами; іноді на ній трапляються поклади торфу. Перша надлукова (піскова) тераса складена давніми річковими алювіальними покладами (пісками), що в верхній частині перевіяні вітрами. Геологічну будову цієї тераси характеризує свердловина № 110, розташована за 250 м на схід від ст. Заосколля на пісковій лівобережній терасі р. Оскола на задернованій віллястою рослинністю кучугурі піску.

Q <sub>III</sub> alae	1. Пісок жовтувато-сірого кольору, злегка гумусний, з рідкими коріцями віллястої рослинності . . . . .	0,00—0,20 м
	2. Пісок жовтувато-сірого кольору, верстуватий, з прошарками від 2 до 20 см завгрушки дрібно- й середньозернястого піску (сучасний нанос) . . . . .	0,20—0,70 м
	3. Пісок сірвато-брунатного кольору, злегка гумусний (сучасний пісковий ґрунт, укритий сучасним наносом піску) . . . . .	0,70—0,90 м
	4. Пісок яснобрунатного кольору з легким сірвуватим відтінком від незначної гумусності (перехідний горизонт ґрунту). Він дрібнозернястий, з невеликою домішкою середнього розміру зерен піску, вогкий . . . . .	0,90—12,40 м
	5. Пісок дрібнозернястий, жовтуватий, з прошарками іржаво-вохристого піску до 0,5 см завгрушки, які розташовані паралельно один до одного. Пісок вогкий . . . . .	1,20—2,40 м
Q <sub>III</sub> alae	6. Пісок жовтувато-ясносірого кольору, середньозернястий, з невеликою домішкою великих зерен піску. Зерна закруглені . . . . .	2,40—2,80 м
	7. Пісок дрібно- й середньозернястий, іржаво-вохристого й червуватого кольору, мокрий . . . . .	2,80—3,50 м
	8. Пісок ясносірого з жовтуватим відтінком кольору, дрібно- й середньозернястий, з невеликою домішкою великих зерен, мокрий . . . . .	3,50—4,10 м

Проф. Крокос [12, с. 150] для тераси рр. Оскола й Півн. Дінця в яру біля м. Царевоборисова вказує на пісковий копальний ґрунт, який залягає на глибині 4,60—4,95 м, підстеляється пісками з гострокутними уламками кременю і вкритий пісковими суглинками (грубиною 2,25 м) та пісками (грубиною 2,35 м).

Нарешті, геологічну будову однолесової (другої надлукової) тераси р. Оскола характеризує шурф-колодязь № 105, розташований у селі Петропавлівці, в садбі артілі „Красний колос“. Рельєф: рівна однолесова (друга надлукова) тераса р. Оскола з поступовим похилом на північ до балки, на якій розташоване с. Петропавлівка, початок схилу.

Q <sub>III</sub> ae (W)	}	1. Темносірй гумусний горизонт, злегка піскуватий, з дрібними корінцями степової рослинності. До 0,20 м орній, безструктурний; 0,20—0,35 м підорній, зернястий . . . . .	0,00—0,35 м
		2. Переходовий горизонт, темнуватосірого кольору, донизу з буруватим відтінком; до 0,55 м горіхуватої структури, 0,55—0,70 м — стовпчасто горіхуватої. В ньому зрідка помітні кротовини . . . . .	0,35—0,70 м
		3. Вилугований лес, жовтувато-темнополювий, супісковий, стовпчастий, з середньою кількістю гумусних кротовин та червоточин з гумусними намівами. Лінія скипання з НСІ на глибині 1,10 м, видима . . . . .	0,70—1,10 м
Q <sub>III</sub> ae (W)	}	4. Лес темнополювого кольору, злегка піскуватий, стовпчастий, карбонатний (карбонатний ілювій) із злегка виявленими карбонатними трубочками та карбонатною поволокою. Зрідка помітні гумусні кротовини . . . . .	1,10—1,50 м
		5. Лес бурувато-темнополювий, супісковий, пухкий, м'який, стовпчастої структури. В ньому зрідка трапляються дутики СаСО <sub>3</sub> і середня кількість гумусних та лесових кротовин і червоточин . . . . .	1,50—2,40 м
		6. Лес того ж кольору, більш піскуватий, без видимих карбонатів . . . . .	2,40—3,50 м
Q <sub>III</sub> alel (R-W?)	}	7. Супісок темносірого кольору (копальний ґрунт алювіального походження), пухкий, вилугований (з НСІ скипає лише плямами). Верстуватий. У ньому помітні гумусні та лесові кротовини. Перехід поступовий . . . . .	3,50—4,00 м
Q <sub>III</sub> al (R-W?)	}	8. Пісок ясносірий, дрібнозернистий, безкарбонатний, з кротовинами заповненими породою кольору копального ґрунту та ходами червяків з гумусними намівами. Пісок окремими язиками і великими камерами заходить у підстиляючу породу. Межа з підстиляючою породою чітка. Поступових переходів немає . . . . .	4,00—4,60 м
		9. Бурувато-сірий піскуватий суглинок, плиткуватий, безкарбонатний, з великою кількістю іржаво-вохрихих плям та просмужок; у середній та нижній частині горизонту піскуватість суглинка збільшується і він переходить у пісок. Межа з підстиляючою породою дуже різка. На північній стінці шурфу пісок V-подібно давгвся в підстиляючу глину до 1,5 м завглибшки. Очевидно, на поверхні цієї глини (до відкладання піску) відбувався значний розмив, який привів до утворення цього невеликого ярка, пізніше заповненого піском . . . . .	4,60—7,00 м
Sn	{	10. Біла глина — дуже одчоланітна, з рідко помітними жовтувато-вохристими плямами. З НСІ скипає бурхливо. На глибині 13 м — ґрунтова вода; вода в цій же глині . . . . .	7,00—13,00 м

Треба відзначити, що проф. Крокос подає опис двох перетинів з цієї тераси р. Оскола; перший (№ 354) коло залізничної ст. Тополі, де він дає грубину першого ярусу лесу з сучасним ґрунтом 2,13 м, при чому лес підстиляється алювіальними пісковими покладами (12, с. 161). В другому перетині тераси лівого берега р. Оскола з с. Вільшани (№ 358) він подає опис першого, грубиною 5,45 м, та другого, грубиною 1,97 м, поверхів лесу. Верхня частина лесу, за даними автора, являє собою гумусний горизонт (копальний ґрунт). Лес другого ярусу, за його даними, під телюється алювіальними покладами.

Крім наведених вище перетинів, подаємо опис шурфу-колодязя № 109а, розташованого в північній частині с. Таволжанки, 200 м на схід від цвинтаря



в садибі М. М. Гладкого на цій же терасі р. Оскола. Рельєф: рівна тераса в незначним похилом до балки.

Q <sub>IIae</sub> (W)	{	1. Сучасний ґрунт чорноземельного типу . . . . .	0,00—0,90 м
		2. Лес темнополовий, середньоглинястий, стовпчастий, з середньою кількістю гумусних та лесових кротовин . . . . .	0,90—1,50 м
		3. Лес темнополовий, середньоглинястий, донизу піскуватий, стовпчастий, з невеликою кількістю карбонатних трубочок . . . . .	1,50—2,20 м
Q <sub>IIIal</sub> (W)	{	4. Лесуватий піскуватий суглинок плиткуватої структури. В ньому трапляється середня кількість карбонатних трубочок та наміви карбонатів на площинах структурних окремостей . . . . .	2,20—2,80 м
		5. Глинястий пісок, жовтуватого кольору, дрібнозернистий, злегка скипає з НСІ . . . . .	2,80—3,50 м
		6. Лесуватий суглинок темнополового кольору, плиткуватої структури, карбонатний . . . . .	3,50—4,10 м
Q <sub>IIIalel</sub> (R-W?)	{	7. Копальний ґрунт темносірого з брунатним відтінком кольору, верстуватий, плиткуватої структури. В ньому помітні карбонатні трубочки та середня кількість гумусних кротовин. Перехід поступовий . . . . .	4,10—4,95 м
Q <sub>IIIal</sub> (R-W?)	{	8. Пісок сизувато-сірий, дрібнозернистий, з прошарками жовтуватого дрібнозернистого піску . . . . .	4,95—5,50 м
		9. Дрібнозернистий пісок ясносірого кольору . . . . .	5,50—8,00 м

За словами селян, далі на захід на цій самій терасі, безпосередньо під лесом залягає біла одноманітна глина. За даними Б. К. Ліхарьова (15), давні алювіальні поклади однолесової тераси р. Оскола підстилаються верхньокрейдяними покладами (сеноном), а на схилах від плато до однолесової тераси четвертинні поклади підстелені покладами палеоценовими й еоценовими. Біля с. Таволжанки піскова тераса настає на лесову терасу (на східну частину її). Піскова тераса хвиляста, горбкувата; вкрита частими кучугурами піску, які нерідко розвіваються вітрами, але в більшій своїй частині закріплені шелюгою та на окремих ділянках сосною. На правому крутому й урвистому березі р. Оскола видно відслонення крейди; молодші поклади тут розмиті.

Лукова тераса (пійма) р. Красної складена алювіальними глинястими та пісково-глинястими покладами.

Перша надлукова (піскова) тераса р. Красної складена перевіяними вітрами алювіальними пісками; останні утворили на цій терасі великі здеформовані кучугури піску. Геологічну будову цієї тераси характеризує перетин № 371<sup>1)</sup>, описаний В. І. Крочкосом за 2<sup>1</sup>/<sub>2</sub> км на схід від слоб. Кременної. Рельєф: тераса лівого берега р. Красної.

Q <sub>IIIale</sub>	{	1. Сучасний пісковий ґрунт, сформований на піску . . . . .	0,00—1,12 м
		2. Жовтий та ясносірий пухкий пісок з великими кварцовими зернами та невизначними сірими плямами . . . . .	1,12—2,78 м
		3. Темний гумусний пісковий горизонт, сірваті плями . . . . .	2,78—3,00 м
		4. Ясножовтий та жовтий пісок з патьоками гумусу в верхній частині та іржавими хвилястими прошарками піску. Скипання з НСІ не виявлено . . . . .	3,00—4,52 м

Нарешті, для характеристики порід, які входять у геологічну будову першої надлукової тераси р. Красної, складеної алювіальними лесуватими суглинками, подаємо опис шурфу № 106 у садибі артлі „Красная нива“, 3 км на північний схід від с. Міловатки. Рельєф: хвиляста тераса з незначними горбками та частими озеровидними, нерідко заболоченими, зниженнями та блюдцями.

<sup>1)</sup> Опис перетину подано скорочений.

Q <sub>III</sub> alae?	}	1. Темносірий горизонт сучасного ґрунту . . . . .	0,00—0,60 м
		2. Переходовий горизонт сучасного ґрунту, темнуватосірого кольору, дуже переритий великими земляними . . . . .	0,60—0,90 м
		3. Другий переходовий горизонт сучасного ґрунту, сіривато бурого кольору, дуже переритий великими земляними . . . . .	0,90—1,20 м
		4. Лесуватий суглинок темнополового з сіриватим відтінком кольору, середньоглинястий, дуже поруватий, стовпчастої структури. В верхній частині лес трохи забруднений гумусом . . . . .	1,20—1,70 м
		5. Лесуватий суглинок, темнополовий, легко суглинястий, невизначно стовпчастої структури, з частими іржаво-вохряними й гумусними трубочками та іржаво-вохряними намівами по площинах структурних окремостей . . . . .	1,70—2,20 м
Q <sub>III</sub> al	}	6. Піскуватий суглинок сізுவатого кольору з темнополовим відтінком. У ньому багато іржаво-вохряних трубочок. З НСІ скипає . . . . .	2,20—2,60 м
		7. Зеленувато-сірий піскуватий суглинок з рідко помітними журавчинками СаСО <sub>3</sub> та рідкими іржаво-бурими плямами, мокрий. Донизу суглинок переходить у супісок того ж кольору . . . . .	2,60—2,90 м
		8. Глинястий пісок зеленувато-сірого кольору, мокрий, пахне болотом. На глибині 3 м ґрунтова вода, нижче 3 м пісок-плавун . . . . .	2,90—3,10 м

Проф. Крокос для цієї ж тераси в урвищі біля с. Нижньої Дуванки [12, с. 154] вказує для нижніх горизонтів алювіальних суглинків, які входять у геологічну будову цієї тераси, на уламки прісноводних черепашок і в деяких горизонтах сірого піску на часті дрібні FeMn бобовинки.

Давні алювіальні четвертинні поклади терас р. Красно́ї (як піскової, так і вкритої з поверхні лесуватими суглинками) підстилаються, за даними Б. К. Ліхаре́ва (15), верхньокрейдяними покладами (сеноном), а на схилах від плато до зазначених терас четвертинні поклади підстилаються покладами палеоценовими та еоценовими. В долині р. Айдара виявлено й досліджено нами в околицях м. Старобільська такі тераси: а) першу надлукову (піскову) та б) другу надлукову (однолесову). Для характеристики геологічної будови першої надлукової тераси (піскової) подаємо опис свердловини № 111, розташованої в с. Чмерівці біля церкви. Рельєф: горбкувата піскова тераса на кучугурі піску.

Q <sub>III</sub> alae	}	1. Темнуватосірий гумусний дрібно- та середньозернястий пісок . . . . .	0,00—0,85 м
		2. Бурувато-сірий, злегка гумусний, дрібно- та середньозернястий пісок . . . . .	0,85—1,00 м
Q alae	}	3. Пісок дрібно- та середньозернястий, інтенсивно чорно-сірого кольору в верхній частині та темнуватосірого в нижній. Досить гумусний . . . . .	1,00—2,25 м
		4. Пісок дрібно- та середньозернястий, бурувато-сірого з жовтуватим відтінком кольору, вогкий . . . . .	2,25—2,40 м
		5. Пісок дрібно- та середньозернястий, ясносірого з легким жовтуватим відтінком кольору. Вогкий . . . . .	2,40—3,20 м

Для цієї ж тераси проф. Крокос [12, сс. 168—171] подає 14 перетнівів (377—390), з яких видно, що в геологічній будові цієї тераси беруть участь еолові піски, підстелені алювіальними покладами (пісками та глинами); нижче них залягають крейдяні поклади (біла глина, крейда та крейдяний мергель).

Геологічну будову другої надлукової тераси р. Айдара характеризує свердловина № 107 у східному кінці с. Чмерівки, на схід від м. Старобільська. Рельєф: рівна тераса з незначним похилом на захід до р. Айдара.

Q <sub>III</sub> ae (W)	}	1. Темносірий горизонт сучасного ґрунту . . . . .	0,00—0,50 м
		2. Переходовий горизонт сучасного ґрунту темнуватосірого з буруватим відтінком кольору, стовпчасто-призматичної структури. В ньому рідко помітні кротовини та червоточини. Перехід поступовий . . . . .	0,50—0,95 м
		3. Видагований лес, бруднуватобурого кольору, стовпчасто-призматичної структури. Лінія скипання з НСІ на глибині 1,55 м . . . . .	0,95—1,55 м
		4. Лес темнополового кольору, середньоглинястий, поруватий, стовпчастої структури. В ньому помітна дуже велика кількість карбонатних трубочок та білувата поволока СаСО <sub>3</sub> по площинах структурних окремостей (карбонатний ілювій сучасного ґрунту) . . . . .	1,55—2,20 м

Q <sub>III</sub> al (W)	5. Лес темнополового з буруватим відтінком кольору, легкоглинястий, м'який, ніжний на дотик, вогкий, стовпчастої структури. Зрідка помітні карбонатні трубочки . . . . .	2,20—3,00 м
Q <sub>III</sub> al	6. Легкий лесуватий суглинок темнополового з буруватим відтінком кольору, злегка піскуватий, м'який, ніжний на дотик, дуже поруватий, плиткуватої структури. В ньому зрідка конкреції CaCO <sub>3</sub> , помітна FeMn пунктація та гумусні трубочки. Суглинок вогкий . . . . .	3,00—4,50 м
	7. Лесуватий легкий суглинок, темнополового з буруватим відтінком кольору, дуже вогкий, донизу мокрий. На глибині 5,60 м з'явилася ґрунтова вода. Суглинок м'який, ніжний на дотик, з HCl скипає . . . . .	4,50—6,00 м

На терасах р. Айдара, як піскової, так і однолесової, давні алювіальні четвертинні поклади, за даними Б. К. Ліхарева (15) та В. І. Крокоса (12), підстеляються верхньокрейдяними покладами (сеноном), а на схилах від плато до однолесової тераси — палеоценовими та еоценовими покладами.

Тераси дрібніших лівих приток Півн. Дінця дослідити не вдалося. Проф. Крокос [12, с. 149] подав опис перетину (№ 311) з тераси р. Ізюмець, з якого видно, що в геологічній будові цієї тераси бере участь один ярус лесу глибиною 1,60 м та алювіальні поклади (піски, видима глибина 2,20 м). І, нарешті, в геологічну будову балок входять алювіально-делювіальні поклади, що підстеляються давніми дочетвертинними породами; за приклад цього може бути шурф-колодязь № 113, розташований за 10 м від дна балки Березової, в садибі Райлігоспу.

Q <sub>III</sub> eldel	1. Закріплено дерев'яним зрубом . . . . .	0,00—1,80 м
	2. Лесуватий верстуватий суглинок брунатного кольору, середньоглинястий, донизу злегка піскуватий. З HCl скипає. Зрідка помітні FeMn бобовинки . . . . .	1,80—3,00 м
	3. Злегка піскуватий суглинок сірувато-брунатного кольору, верстуватий. Межа з підстиляючою породою чітка . . . . .	3,00—4,40 м
Sn	4. Крейда білого кольору, злегка звітрила, з рідко помітними іржаво-вохряними плямами та жилками. До глибини 6 м зрідка трапляються заповнені вище уложеною породою кротовини . . . . .	4,40—6,50 м
	5. Крейда білого кольору з рідко помітними іржаво-вохряними плямами та іржавою поволокою по площинах брил. Крейда виламується великими брилами . . . . .	6,50—36,00 м

### Стратиграфія четвєртинних покладів

Як видно з наведеного опису перетинів, четвертинні поклади дослідженого нами району представлені такими генетичними типами порід: 1) лесом, 2) червоно-бурими глинами, 3) копальними ґрунтами, 4) делювієм, 5) елювієм, 6) давніми алювіальними покладами, 7) дюнними пісками, 8) сучасними алювіальними покладами.

#### Лес

Лес знову таки можна поділити на такі генетичні варіанти: 1) еоловий лес, 2) еоловий лес з прошарками дюнних пісків, 3) прісноводний лес та 4) делювіальний лес.

#### Еоловий лес

Товща еолового лесу в районі плато розчленовується трьома копальними ґрунтами на чотири яруси; вона представлена зверху вниз: 1) лесом першого ярусу, 2) лесом другого ярусу, 3) лесом третього ярусу та 4) лесом четвертого ярусу; останній підстиляється в районі плато червоно-бурими глинами. В районі річкових долин з їх терасами лесова товща представлена одним та двома ярусами лесу, які підстиляються давніми річковими пісково-глинястими покладами. Еоловий лес ми розглянемо по окремих стратиграфічних горизонтах, з різних геоморфологічних районів: з плато й терас річкових долин.

## Перший ярус лесу

Перший ярус лесу ніби плащем укриває плато, схили й річкові тераси. Немає його лише в місцях давньої й сучасної ерозії, як наприклад, на піймах та піскових терасах річок, в днищах балок і на крутих схилах правих берегів річок та давніх балок, де його розмито.

Перший ярус лесу досліджено нами в таких відслоненнях, шурфах та свердловинах: №№ 1, 2, 4, 5, 7, 9, 10, 12, 14, 15, 16, 17, 18, 100, 103, 104.

За нашими даними, глибина першого ярусу в районі плато хитається від 2,40 м (свердловина №2) до 3,70 м (свердловина №5); пересічно вона дорівнює 3,20 м.

Проф. Набокіх [22] установлює для України середню глибину першого ярусу лесу близько 4 м, з хитанням від 3 до 5 м.

Проф. Крокос подає для південної і східної України середню глибину першого ярусу лесу—3 м [12, с. 182].

Із наведеного видно, що глибина першого ярусу лесу плато дослідженого району майже цілком збігається з глибиною першого ярусу лесу на плато, яку подають попередні дослідники (Набокіх, Крокос).

Глибина першого ярусу лесу склиг у наслідок змиву та наміву хитається від 1,60 м (перетин № 35) до 4,31 м (перетин № 58). На розмив першого ярусу лесу<sup>1</sup> в межах кол. Харківської губ. вказує і проф. Набокіх [21].

На однолесових терасах Півн. Дінця та його лівобережних приток глибина першого ярусу лесу хитається від 1,40 м (перетин № 108) до 3,80 м (перетин № 102) він підстелюється давніми алювіальними покладами, які представлені алювіальними суглинками, піськово-глинястими та пісковими породами.

І, нарешті, на третій надлуковій терасі Півн. Дінця глибина першого ярусу лесу з прошарками дюнних пісків сягає 5,70 м (перетин № 103)—7,55 м (перетин № 104). Збільшена глибина цього ярусу на зазначеній терасі пояснюється наявністю прошарків дюнних пісків, навіяних з піскової тераси Півн. Дінця під час його утворення. Лес першого ярусу плато здебільшого бурувато-темнополовий, темнополовий з буруватим відтінком, буруватий, а іноді половий і половий з коричневим відтінком (№ 356). Буруватість лесу краще виявлена в верхній частині горизонту, де він більше змінений ґрунтоутворними процесами, ніж глибші його горизонти. За макроскопічним польовим визначенням лес першого ярусу на плато наближається до важких, досить щільних дрібно-та середньо-пористих суглинків, іноді з вертикальними й горизонтальними розколинами.

На терасах Півн. Дінця, як однолесовий, так і на найдавнішій (третьій надлуковій), а також на однолесових терасах лівобережних приток Півн. Дінця лес цього ярусу суглинястий, легкосуглинястий та супісковий, при чому піскуватість лесу однолесових терас з наближенням до піскових терас зростає. Збільшена піскуватість лесу терас пояснюється процесами навіювання пісків з піскових терас під час їх утворення. Крім того, на тих ділянках однолесових терас, де лес підстиляється пісковими річковими алювіальними покладами, піскуватість лесу до низу профілю (зверху вниз) також збільшується. Треба сказати, що на третій надлуковій терасі Півн. Дінця в перший ярус лесу вклинюються еолові піски з прошарками еолового лесу. Очевидно, в першу половину утворення цього лесу були дуже сприятливі умови для розвіювання пісків піскової тераси, які були навіяні на найдавнішу лесову терасу Півн. Дінця, де в товщі першого ярусу лесу на глибині 2,20 м (перетин № 103)—1,50 м (перетин № 104) від поверхні знаходимо дюнні піски. Пізніше, в наслідок умов, що змінилися (можливо, із зміною клімату), піски піскової тераси розвіювалися менше і навіяні раніш на третю надлукову терасу Півн. Дінця піски були вкриті лесом зазначеної вище глибини.

Структура лесу плато стовпчата і стовпчато-призматична, а на терасах стовпчата й пухко-стовпчата. В лесі як плато, так і терас трапляються конкреції  $\text{CaCO}_3$  в формі вічок, дутиків, журавчиків, гнізд, білуватої поволоти по площинах структурних окремостей, а також середня кількість карбонатних трубочок (№№ 2, 9, 16) та небагато  $\text{FeMn}$  бобовинок до 1—2 мм діаметром. У верхній частині першого ярусу лесу сформовані сучасні ґрунти.

Слід відзначити, що на лесових терасах Півн. Дінця, а також на терасах його лівобережних та правобережних приток нерідко трапляються безпосередньо під сучасним ґрунтом „кратовинні леси“, тобто леси, в яких 50 і більше процентів загальної площі горизонту перерито великим землеріями („кратовинами“). На наявність „кратовинного лесу“ на лесових терасах вказує для дільниці Харківської дослідної станції і проф. Махов [17, с. 186].

Механічний склад першого ярусу лесу плато дослідженої нами території і лесу тераси р. Оскола характеризує табл. 1.

Таблиця 1<sup>1)</sup>

№ шурфу	Місцевість та рельєф	Глибина (в м)	% вогкості	1—0,25 мм	0,25—0,05 мм	0,05—0,01 мм	0,01—0,005 мм	0,005—0,001 мм	< 0,001 мм	„Фізична глина“	% солей
1	7 км на NO від центру с. Міловатки, на плато	2,10—2,20	4,88	1,35	9,15	13,88	28,19	11,06	23,0	62,25	13,37
2	3 км на N від Верхньо-Покровки, на плато	2,30—2,40	5,23	—	4,15	19,62	27,21	8,02	27,0	62,23	14,00
5	1,25 км на W від с. Токарівки, на плато	2,50	5,11	0,15	4,33	15,81	28,38	8,49	29,51	66,38	13,30
105	С. Петропавлівка, ар- тіль „Красный колос“. Однолесова тераса р. Оскола . . . . .	2,00—2,10	3,28	11,03	31,62	8,91	17,17	5,38	16,54	39,09	9,35

Як видно з наведеної таблиці, лес плато має досить високий процент „фізичної глини“ (від 62,23 до 66,38%) і невелику кількість піскових часточок. Відмінно від лесу плато, в лесі однолесової тераси р. Оскола вміст „фізичної глини“ незначний проти лесу плато (39,09%), а процент піскових часток високий. Привертає до себе увагу великий вміст часток 1—0,25 мм, 0,25—0,5 мм в лесі однолесової тераси проти лесу плато; це зайвий раз підкреслює висловлене нами припущення, що легкий механічний склад лесу терас та його піскуватість пояснюється навіюванням піску з піскової тераси під час його утворення.

Для порівняння механічного складу лесу плато досліджених нами дільниць і механічного складу лесу плато з інших дільниць Харківської округи подаємо таблицю, взяту з роботи проф. Махова [17, с. 48].

<sup>1)</sup> Механічні аналізи зроблено в лабораторії Укр. н.-д. інституту геології ВУАН методом Робінзона-Сабаніна.

Таблиця 2

Пункт, в якому взято зразок	Відміна лесу	Глибина, з якої взято зразок (в м)	% часток діаметром у м					Сума часток, менших 0,01 — фізична глина*
			> 0,25	0,25 — 0,05	0,05 — 0,01	0,01 — 0,005	< 0,005	
Схід. Укр. височини. Гути Харк. окр. . . .	Мулува- то-пилу- ватий лес	1,90—2,00	0,22	1,66	21,37	45,52	33,03	78,55

Як видно, лес східноукраїнських височин, за даними проф. Махова, також глинястий і містить у собі 78,55% „фізичної глини“.

Хемічний склад лесу східноукраїнських височин, за даними Г. Г. Махова, такий:  $\text{SiO}_2$  70—78%,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  4—5%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  12—14%. Увібрані катіони  $\text{Ca}^{++}$  близько 0,5%,  $\text{Mg}^{++}$  — близько 0,02% [17, с. 48].

Треба відмітити, що лес першого ярусу на плато підстиляється першим копальним ґрунтом, сформованим на другому ярусі лесу (рахуючи від поверхні); на однолесових терасах він підстиляється або давніми алювіальними покладами (перетини № 100, 102, 106, 107, 109), або копальним ґрунтом, сформованим на цих покладах, також алювіального походження (перетини № 101, 105, 109а), а на найдавнішій терасі Півн. Дінця (третій надлуковій) лес першого ярусу підстиляється копальним ґрунтом, сформованим на другому ярусі лесу (рахуючи від поверхні).

Вік першого ярусу лесу ми приймаємо умовно за  $W_{II}$ .

### Другий ярус лесу<sup>1)</sup>

Другий ярус лесу із сформованим в його верхній частині копальним ґрунтом вкривається першим ярусом лесу на плато й третій надлуковій терасі Півн. Дінця та підстиляється копальним ґрунтом, сформованим на третьому ярусі лесу (в районі плато) або на давніх алювіальних покладах (на третій надлуковій терасі Півн. Дінця).

Констатовано його такими перетинами: № 1, 2, 3, 4, 5, 7, 10, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 103 та 104. Крім зазначених перетинів, цей ярус лесу описаний проф. Крокосом у численних пунктах дослідженого нами району (див. у додатку I збірну таблицю перетинів).

Грубина другого ярусу лесу хитається від 1,20 м на схилах (№ 4) до 6,50 м на плато (№ 3); в середньому вона дорівнює 4—5 м.

На третій надлуковій терасі Півн. Дінця грубина цього ярусу лесу дорівнює 4,70 (№ 103) — 2,80 м (№ 104).

З поданого раніш опису перетинів видно, що другий ярус лесу складається з двох варіантів лесу: першого та другого.

Перший варіант другого ярусу лесу має переважно яснополовий, половий та жовтувато-половий колір, зрідка спостерігається темнополовий і бурувато-коричневий. Грубина його хитається від 1,20 (№ 4) до 3,70 м (№ 12), в середньому дорівнює 2—2,5 м.

Проф. Набокіх 1914 р. назвав цей варіант лесу нижнім лесом і вказав також на його незначну грубину [21, с. 14].

<sup>1)</sup> Яруси лесу дослідженої території рахуюмо від поверхні, і другий ярус лесу є стратиграфічно третім (ріським). Другий ярус лесу (страгиграфічний), що утворився за час вюрма I в межах дослідженого нами району, не виявлений (зі винятком розрізу № 10); очевидно, він з'єднується з лесом першого ярусу ( $W_{II}$ ).

За макроскопічним польовим визначенням лес середньо- та легкоглинястий м'який, ніжний на дотик, дрібно- й часто-пористий з численними гумусними трубочками. Структура його стовпчаста; стовпчики з закругленими ребрами, легко розпадаються на грудочки, які легко роздавлюються. Взагалі щільність лесу незначна, уложення його пухке.

В верхній частині цього варіанту лесу сформований копальний ґрунт, під яким добре виявлений „давній карбонатний ілювій“, вічка та журавчики  $\text{CaCO}_3$ , а також давні гумусні кротовини; іноді лес так переритий великими землеряями, безпосередньо під копальним ґрунтом, що утворюється „давній кротовинний лес“ (перетин № 1).

Крім того, в усій товщі зазначеного лесу трапляються журавчики  $\text{CaCO}_3$ , часті карбонатні трубочки, іноді  $\text{FeMn}$  пунктація та зрідка дрібні  $\text{FeMn}$  бобовинки. В деяких пунктах (перетин № 1) у ньому спостерігаються трубочки гіпсу та зрідка дрібні друзи гіпсу. Механічний склад цього варіанту характеризує таблиця 3.

Таблиця 3

№ шурфу	Місцевість та рельєф	Глибина	Вогкість	1—0,25 мм	0,25—0,05 мм	0,05—0,01 мм	0,01—0,005 мм	0,005—0,001 мм	< 0,001 мм	„Фізична глина“	% солей
<sup>1</sup> / <sub>13</sub>	7 км на NO від центру с. Міловатки, на плато	4,10—4,20 м	3,95	0,68	4,86	20,42	31,46	8,87	18,00	58,33	15,71
<sup>2</sup> / <sub>15</sub>	3 км на N від с. Верхньо-Покровки, на плато	3,65—3,75 м	3,75	—	11,09	19,29	25,47	4,69	20,45	50,61	19,01
<sup>2</sup> / <sub>9</sub>	1,25 км на W від с. Токарівки, на плато . .	5,00—5,10 м	2,55	0,63	15,19	20,14	22,99	5,75	12,73	41,47	22,72

З таблиці видно, що перший варіант другого ярусу лесу має високий процент „фізичної глини“ (41,47—58,33%), але помітно менший, ніж у першому ярусі (див. табл. 1), тобто цей лес механічним складом легший, ніж лес першого ярусу. Привертає до себе увагу вищий проти лесу першого ярусу вміст у цьому варіанті часток діаметром 0,25—0,05 та 0,05—0,01 мм, тобто він більш піскуватий.

Описаний варіант другого ярусу лесу підстиляється другим варіантом цього ярусу.

Другий варіант другого ярусу лесу має яснобурий, бурий та бурувато-сірий колір, іноді бурувато-коричневий, коричнево-бурий з червонуватим відтінком. Глибина його хитається від 1,10 (№ 13) до 4,85 м (№ 3).

За макроскопічним польовим визначенням цей лес глинястий, щільний, малопористий, з конкреціями  $\text{CaCO}_3$  в формі дутиків, журавчиків та жовен, а також білуватих намівів  $\text{CaCO}_3$  по площинах структурних окреможестей. В ньому трапляються іноді розташовані гніздами карбонати: трубочки, рідкі й дрібні друзи гіпсу,  $\text{FeMn}$  бобовинки,  $\text{FeMn}$  пунктація та вертикальні ясніші жилки вище уложеного лесу. Слід сказати, що в цьому лесі гіпс трапляється спорадично і зв'язаний з окремими його горизонтами. Структура лесу здебільшого призматична, стовпчасто-призматична і іноді невиразно клинцювата (№ 2). По площинах структурних окреможестей добре виявлене лакування колоїдів.

Проф. Набок іх називає цей лес „шоколадним“ і вказує, що характерними ознаками шоколадного лесу, крім кольору й підвищеної піскуватості,

є наявність у ньому своєрідних великих конкрецій вуглекислого вапна, численних дрібних бобовинок та сітки полових прошарків, які розчленовують товщу шоколадного лесу на ряд самостійних клинуватих дільниць. Очевидно, ми тут маємо справу з сіткою давніх розколин, аналогічною сітці водних розколин глею, які сполучаються між собою. Ці прошарки, грубиною від кількох міліметрів до кількох сантиметрів, починаються вже в районі контакту з половим лесом, і тоді на перетинах виявляється картина вклинювання полового лесу в шоколадний тонкими розгалуженими язиками й стрічками. В товщі шоколадного лесу спостерігається один або два прошарки кременового лесу, який являє собою породу, збагачену на вуглесолі ґрунтових вод, що залягали в цих горизонтах. Грубина шоколадного лесу сягає 17,0—21,3 м [21, сс. 15—16].

Генезу шоколадного лесу проф. Набоків пояснює тим, що лес пережив епоху повного оглеєння ґрунтовими водами, свідками якого є прошарки конкрецій вуглекислого кальцію, друзи гіпсу, водяні розколини з лакованими стінками, бобовинки, поволока манганових солей, жили вуглекислого вапна. Після спаду ґрунтових вод настав період розглеювання. Сиве забарвлення лесу під впливом аерації перейшло в буре, бобовинки стверділи, конкреції вуглекислого вапна потріскались, водяні розколини з'єдналися і вуглекисле вапно, що було в них, просякло в суміжні дільниці й утворило полові розводи в шоколадному лесі [21, с. 21]. До думки проф. Набоків щодо генези шоколадного лесу приєднується й проф. Крокос, який пояснює причину зниження давнього рівня ґрунтових вод віковими коливаннями, що були в польодовикову епоху [12, с. 248].

Механічний склад цього варіанту лесу характеризує таблиця 4.

Таблиця 4

№ шугфу	Місцевість та рельєф	Глибина	% вогкості	Глибини						Фіанчна глина	% солей
				1—0,25 мм	0,25—0,05 мм	0,05—0,01 мм	0,01—0,005 мм	0,005—0,001 мм	< 0,001 мм		
1/13	7 км на NO від центру с. Міловатки, на плато	6,10—6,20 м	5,23	0,75	5,10	16,23	27,65	7,15	26,00	60,80	16,52

Як видно з таблиці, другий варіант другого ярусу лесу механічним складом більш глинястий, ніж перший його варіант.

Очевидно, що зазначену відмінність двох варіантів лесу другого ярусу як щодо кольору, так, почасти, і щодо механічного складу можна частково пояснити хитаннями рівня ґрунтових вод, які в перший варіант другого ярусу лесу не підіймалися, через що збереглося його полове забарвлення; а другий варіант другого ярусу лесу під впливом ґрунтових вод пережив стадію оглеєння, далі пониженням рівня останніх — наступні відновні процеси і набув бурого та коричнево-бурого кольору; в ньому з'явилися FeMn пунктація, бобовинки та розколини; також у наслідок фізично-хемічних процесів (звітрявання) він набув і більшої глинястості.

Слід відзначити, що відмінно від другого ярусу лесу в районі плато, представленого двома варіантами лесу (крім перетину на вододілі біля с. Карайшика, де першого варіанту немає — тут він, очевидно, розмитий), другий ярус лесу третьої наддукової тераси Півн. Дінця представлений тільки першим варіантом лесу, а саме: легкоглинястим лесом яснополового та темнополового кольору в нижній частині з буруватим відтінком. У ньому трапля-



ються часті карбонатні трубочки, дутики та журавчики  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{FeMn}$  бобовинки, вертикальні жилки вище уложеної породи і давні кротовини. Іноді в верхній частині лесу (власне, в копальному ґрунті — перетин № 10) помітна середня кількість гнізд дрібнокристалічного гіпсу. Механічним складом другий ярус лесу зазначеної тераси значно легший, ніж цей самий ярус лесу на плато, особливо порівняно з другим його варіантом. Легший механічний склад другого ярусу лесу цієї тераси пояснюється (крім загальних причин) місцевим навіюванням піску з піскової тераси під час його утворення. Вік описаного ярусу лесу як на плато, так і на терасі ми приймаємо (умовно) за ріський.

### Третій ярус лесу

Третій ярус лесу констатовано в таких перетинах: 1, 2, 3, 4, 5, 10, 12, 13, 14 та 17. Грубина його хитається від 4 (№ 5) до 9 м (№ 2). Цей ярус ширивається другим ярусом і підстиляється копальним ґрунтом, сформованим на четвертому ярусі лесу.

Цей лес, як видно з наведених вище перетинів, представлений коричнево-бурими, бурими, бурими з червонуватим відтінком і темнокоричнево-бурими суглинками. Для нього характерні дрібні й великі конкреції  $\text{CaCO}_3$ , представлені в формі крушинок, дутиків, гнізд та жовен, а також білуватих борошнуватих наливів по розколинах; характерна наявність  $\text{FeMn}$  бобовинок, іноді в значній кількості, а також наливів по площинах структурних окреможестей. Крім того, нерідко спостерігаються вертикальні розколини, заповнені вище уложеною породою (іноді полами суглинком).

За макроскопічним польовим визначенням, лес глинястий, щільний і малопоруватий.

Механічний склад цього поверху лесу характеризує таблиця 5.

Таблиця 5

№ шурфу	Місцевість та рельєф	Глибина	% вогкість	Механічний склад					Фізична глина	% солей	
				1—0,25 мм	0,25—0,05 мм	0,05—0,01 мм	0,01—0,005 мм	0,005—0,001 мм			
1/13	7 км на NO від центру с. Міловатки, на плато . . . . .	11,00—11,10 м	5,65	0,73	7,57	14,59	30,97	6,78	25,66	63,41	13,70

Як видно з наведених даних, третій ярус лесу механічним складом глинястий; він містить у собі високий процент „фізичної глини“ (63,41%).

Треба відзначити, що в деяких пунктах плато (перетин № 2) третій ярус лесу частково перетворений процесами оглеювання в сизувато- та зеленувато-оливковий подовий суглинок („глей ґрунтознавців“). Суглинок щільний, глинястий, укритий розколинами, з великою кількістю конкрецій  $\text{CaCO}_3$ , рідкими карбонатними трубочками, численними  $\text{FeMn}$  бобовинками до 3 мм діаметром, рідкими й дрібними друзами гіпсу та частими вертикальними розколинами, заповненими вище уложеною породою.

Наявність оглеєного подового суглинку під двома неоглеєними ярусами лесу вказує на існування в цьому пункті до відкладання ярусів лесу давньої депресії, так званого „копального поду“<sup>1)</sup>. В цій депресії застоювались

<sup>1)</sup> Див. роботу П. К. За морія, Копальні поди лівобережжя Низо-Дніпринського району.

атмосферні води і третій ярус лесу був змінений процесами оглеювання (в верхній його частині) в оливкові та зеленувато-оливкові подові сугливики.

Очевидно, в цьому пункті плато „копальний под“ існував недовгий період, протягом якого оглеєнням охоплено лише частину третього ярусу лесу (№ 2).

Виникнення зазначеної давньої депресії („копального поду“) ми пояснюємо давніми просадками в лесах, які були викликані впливом атмосферних вод (8).

Безперечність існування в зазначеному пункті плато „копального поду“ стверджується ще тим, що недалеко від цього пункту на цьому ж плато третій ярус лесу зовсім не оглеєний.

Вік третього (стратиграфічно четвертого) ярусу лесу приймаємо (умовно) за міндельський.

Як було вище вказано, третій ярус підстелюється четвертим ярусом лесу, до розгляду якого ми й переходимо.

### Четвертий ярус лесу

Четвертий ярус лесу ми констатували лише в трьох перетинах (№ 1, 5, 10). Грубина лесу цього ярусу хитається від 5,80 (перетин № 5) до 8,30 м (перетин № 1).

Треба зауважити, що четвертий ярус лесу був констатований у межах кол. Харківської губ. у відслоненні біля х. Коломаки експедицією проф. Набокіх, але грубини цього ярусу лесу не подано.

З наведеного раніш опису перетинів видно, що лес четвертого ярусу має переважно брунатно-бурий, темно- та яснокоричнево-бурий і бурувато-темнополовий колір, зрідка темнополовий з коричневим і темнобурий з червонуватим відтінком.

За макроскопічним польовим визначенням лес глинястий, щільний, малопоруватий. Трапляються численні конкреції  $\text{CaCO}_3$  в формі жовен, дутків та журавчиків; останні зв'язані, головне, з певними горизонтами лесу і не поширені рівномірно по всій його товщі. Карбонатних трубочок небагато, і вони також зв'язані з окремими горизонтами лесу. Крім конкрецій  $\text{CaCO}_3$ , в лесі спостерігаються друзи гіпсу, зв'язані з певними горизонтами лесу (№ 10), численні  $\text{FeMn}$  бобовинки та вертикальні розколини, заповнені ясною породою.

Зазначений розподіл карбонатів гіпсу і почасти  $\text{FeMn}$  бобовинок, зв'язаних з певними горизонтами лесу, свідчить про хитання в цих пунктах рівня ґрунтових вод у минулому.

В перетинах № 10 на глибині 13,90—14,30 м подибано горизонт оглеєного лесу, грубиною 0,40 м.

Механічний склад четвертого ярусу лесу характеризує таблиця 6.

Таблиця 6

№ шурфу	Місцевість та рельєф	Глибина	% вогкості	Глибина					Фізична глибина	% солей	
				1—0,25 м	0,25—0,05 м	0,05—0,01 м	0,01—0,005 м	0,005—0,001 м			
1/13	7 км на NO від центру с. Миловатки, на плато . . . . .	18,00—18,10 м	6,73	0,40	5,04	13,51	28,29	9,22	30,22	67,73	13,32

Наведена таблиця показує, що четвертий ярус лесу механічним складом глинястий і містить у собі 67,73% „фізичної глини“. Порівнюючи механічний склад лесу першого, другого, третього та четвертого ярусів, ми приходимо до висновку, що найлегший механічним складом лес другого ярусу (перший його варіант), утворення якого ми залічуємо до ріської епохи. А взагалі лес дослідженого нами району, як показали дані механічного аналізу, досить глинясті і мають у своєму складі високий процент „фізичної глини“.

Час утворення четвертого ярусу лесу ми залічуємо (умовно) до гюнцької епохи

За даними наших спостережень, загальна глибина лесової серії на плато хитається від 19 (перетин № 5) до 21 м (перетин № 1); на третій надлуковій (найдавнішій) терасі р. Півн. Дінця—від 10,35 (перетин № 104) до 10,40 м (перетин № 103); на однолесовій терасі Півн. Дінця—від 1,60 (перетин № 101) до 3,80 м (перетин № 102) і на однолесових терасах приток Півн. Дінця (рр. Оскол, Красна, Айдар)—від 1,40 (перетин № 108) до 3,50 м (перетин № 105).

Як уже згадувалося, четвертий ярус лесу вкривається третім ярусом та підстиляється червоно-бурими глинами.

#### *Еоловий лес в прошарках дюнних пісків*

Цей варіант лесу спостерігається, головне, на терасах Півн. Дінця (№ 103, 104) і в деяких пунктах лесових терас лівобережних приток його. Для нього характерні прошарки і окремі лінзи еолового, зрідка—трохи карбонатного піску. Ці прошарки в лесі, очевидно, були навіяні місцевими вітрами з піскових лівобережних терас річок. На прошарки дюнних пісків у лесах річок Харківщини вказують проф. Набокіх [21] і проф. Крокос для верхньої тераси Півн. Дінця в межах кол. Старобільської округи [11, сс. 6—9]. Автори пояснюють утворення в лесах цих прошарків пісків діянням місцевих вітрів, які приносили піски з піскових терас під час утворення лесів.

#### *Прісноводний лес*

Прісноводного лесу своїми перетинами ми не констатували, але знаходимо вказівки у проф. В. І. Крокоса [12], який подав у межах дослідженої нами території два перетини, де знайдено було цей лес, а саме: перший—біля Моспанова в поді і другий—біля Грушевахи на дні балки. З органічних решток в одному з перетинів (№ 319) знайдемо *Planorbis limneus*, *Bithynia* і *Pisidium*, а також рештки ссавців [12].

#### *Делювіальний лес*

На цей варіант лесу знаходимо вказівки у проф. Крокоса, який сполучає в ньому два генетично різні утворення, а саме: „1) еоловий лес з прошарками місцевого матеріалу, що вклинювався в лесову товщу в міру навіювання пилу і 2) намивні поклади схилів, у склад яких входить головне лесовий матеріал“ [12, с. 284]. Автор подає опис двох перетинів [№ 308, 309] біля м. Ізюма на крутих схилах до Півн. Дінця, де було констатовано делювіальний лес з гострокутними уламками кременю та з рінню крейди [12].

#### *Червоно-бурі глини*

Як уже згадувалося, четвертий ярус лесу підстиляється червоно-бурими глинами, з якими він зв'язаний поступовими переходами.

Червоно-бурі глини констатовано такими перетинами: № 4, 5, 6, 9 та 10. Видима глибина їх у відслоненнях доходить до 6 м.

Проф. Крокос відзначає, що в східній та південній частині УСРР грубина червоно-бурих глин на плато хитається від 3,95 до 11,30 м, а на давніх схилах трохи менша: від 1,10 до 5,25 м [12, с. 383]; це вказує на процеси змиву.

За даними Карякіна та Соболева, грубина червоно-бурих глин на території 14 аркуша XXIII ряду, південносхідна частина якого входить у межі дослідженого нами району, у відслоненнях хитається від 0,50 до 3,0 м, у свердловинах доходить до 12,58 м [9, с. 429].

Ці глини мають переважно червоно-бурий колір, іноді бурий, темнокоричневий з червонуватим відтінком та зрідка жовтувато-іржавий. В них трапляються конкреції  $\text{CaCO}_3$  в формі жовен і журавчиків,  $\text{FeMn}$  бобовинки та примазки. Глини щільні, малопоруваті, нерідко піскуваті. Структура їх не виразно клинцювато-призматична. По площинах структурних окремоостей нерідко добре виявлене глянцеве лакування колоїдів.

Механічний склад червоно-бурих глин видно з таблиці 7.

Таблиця 7

№ шурфу	Грубина	Глибина	% вогкості	Фізична глина						Фізична глина	% солей
				1,—0,25 мм	0,25—0,05 мм	0,05—0,01 мм	0,01—0,005 мм	0,005—0,001 мм	< 0,001 мм		
№ 9	1,25 м на W від с. Токарівки, на плато	18,30—18,40 м	7,15	0,32	3,98	8,40	29,31	10,13	35,34	74,78	12,52

З таблиці видно, що в механічний склад червоно-бурих глин входить високий процент „фізичної глини“ (74,78%) і малий процент піскових часток.

Контакт червоно-бурих глин з підстилаючими їх породами нам установити не вдалося. За Б. К. Ліхарьовим червоно-бурі глини чітко відокремлюються від підстилаючих їх полтавських пісків, поверхня яких нерідко розмита. Подібні вказівки знаходимо і в А. Борисяка [3] в його роботі „Геологічний нарис Івюмського повіту“.

Карякін та Соболев [9] зазначають, що горизонт „червоно-бурих“ глин може лежати на породах різного віку (харківських та полтавських пісках, перемитих полтавських пісках, рябих глинах, мергелях з відбитками черепашок, молюсків, терасових пісках). Подібні вказівки знаходимо і в проф. Крокоса [12, с. 289] та Дмитрієва [7, с. 25].

Стратиграфію горизонту „червоно-бурих“ глин у межах зазначеного аркуша Карякін і Соболев подають у такому вигляді, починаючи знизу: 1) червоно-бурі з різними відтінками, а іноді з сіруватими плямами глини, іноді грубі суглинки, 2) червонувато-брунатні (темніші від попередніх) глини та суглинки.

Автори відзначають, що механічним складом зазначені породи горизонту червоно-бурих глин помітно відрізняються одна від одної.

Про походження та вік червоно-бурих глин дослідженого району знаходимо вказівки в таких авторів: П. Армашевського [1], А. Гурова [5], К. Родіна [24], А. Борисяка [3], Н. Соколова [25], А. І. Набоків [22], В. І. Крокоса [12], Б. К. Ліхарьова [15], Н. Дмитрієва [7], Карякіна та Соболева [9]. На поглядах перелічених авторів я зупинитися не буду, а лише скажу, що з висловлених ними думок про походження

червоно-бурих глин, думка Н Дмитрієва, Карякіна та Соболева, які приймають їх за елювій та делювій різних порід, на мій погляд, найбільше відповідає дійсності.

Щодо віку червоно-бурих глин, то, взявши на увагу їх генетичний зв'язок з вкриваючим їх четвертим ярусом лесу, з яким вони зв'язані поступовими переходами, а також прийнявши, що четвертий ярус лесу утворився за гонцької епохи — утворення червоно-бурих глин, потрібно буде віднести до кінця верхньопліоценової епохи.

Проф. Набоків виділяє в межах кол. Харківської губ. делювіальні червоно-бурі глини з прошарками копальних ґрунтів, розташованих не горизонтально, відповідно до поверхні палеогену, а по різних похилах своєрідного давнього рельєфу, що не відповідає сучасному [21, сс. 16—17].

В південній та східній Україні проф. Крокос також констатував делювіальні відміни червоно-бурих глин. Нам ці відміни констатувати своїми перетинами не вдалося.

### Копальні ґрунти

Наведені в геологічній частині профілі показують на існування в лесовій товщі плато дослідженої нами території трьох стратиграфічних горизонтів копальних ґрунтів, сформованих на відповідних ярусах лесу. Проф. Крокос приймає копальні ґрунти за „своеобразные руководящие окаменелости, с помощью которых можно не только разграничивать ярусы четвертичных отложений, но даже восстанавливать климатическую обстановку, в которой формировались данные почвы“ [12, с. 228].

Утворення копальних ґрунтів, на думку Г. А. Мірчінка та В. І. Крокоса, відбувалося в міжльодовикові епохи.

За вказівками авторів, для міжльодовикових епох характерне є повогчення клімату, підсилення ґрунтоутворних процесів і утворення більш або менш темно забарвлених гумусних проверстків, так званих копальних ґрунтів.

Наявність у лесовій товщі трьох копальних ґрунтів свідчить про існування трьох міжльодовикових епох у дослідженому нами районі.

#### *Перший копальний ґрунт<sup>1</sup>*

Перший копальний ґрунт підстиляється другим ярусом лесу, на якому він сформований, і вкривається лесом першого ярусу. Констатовано його такими перетинами: № 1, 2, 3, 4, 5, 7, 10, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18. Грубина його на плато хитається від 0,55 (№ 3) до 1,90 м (№ 10); на схилах — від 0,20 (№ 4) — 0,30 (№ 12) до 2,00 м (№ 18). Чималі хитання глибини копальних ґрунтів на схилах пояснюються процесами змиву та наміву.

Треба сказати, що перший копальний ґрунт і на плато, і на схилах, і на третій надлуковій терасі Півн. Дінця — чорноземельного типу ґрунтоутворення, крім перетину № 2, де цей ґрунт представлений деградованою чорноземлею.

Перший копальний ґрунт чорноземельного типу має переважно темносірий, темнуватосірий, та бурувато-сірий колір, зрідка карбонатні трубочки та конкреції  $\text{CaCO}_3$  у формі гнізд, журавчиків та жовен, спорадично друзи гіпсу (№ 1),  $\text{FeMn}$  бобовинки, іноді вертикальні жилки вище уложеного лесу та помітну кількість давніх кротовин гумусових і лесових. Нерідко в нижній частині копального ґрунту і в верхніх горизонтах другого ярусу лесу порода

<sup>1</sup>) Перший від поверхні копальний ґрунт стратиграфічно є другим, що утворився за час ріс-вюрмського інтерґлядіалу і лише в одному розрізі № 10 біля с. Карайшика було констатовано стратиграфічно перший копальний ґрунт (вюрмського інтерстадіалу), який майже зливається з ріс-вюрмським копальним ґрунтом.

так перерита великими землеріями, що утворюється копальний „кротовинний лес“. Ці ґрунти скипають з НСІ.

Інтенсивність гумусного забарвлення в копальних ґрунтах багато слабша, ніж у сучасних ґрунтах; це пояснюється мінералізацією гумусу в перших.

В копальних ґрунтах тепер здебільшого не можна виділити структурні окремоті по окремих генетичних горизонтах, очевидно, через фізично-хімічні зміни, які вони пережили, а можливо, переживають ще й тепер. Наявність давніх кротовин під копальним ґрунтом, а також переходового горизонту по гумусному забарвленню є безперечний доказ того, що ці ґрунти степового типу ґрунтоутворення. На підставі цього можна припустити, що й кліматичні умови ріс-вюрмського інтергляціалу були подібні до сучасних.

Крім ґрунтів степового (чорноземельного) типу ґрунтоутворення, як уже згадувалося, в одному пункті (№ 2) подибано ґрунт і попільнякового типу ґрунтоутворення — деградовану чорноземлю. В цьому ґрунті добре виявлені такі горизонти: 1) гумусний, 2) ілювіальний. Перший, гумусний, горизонт — темносірого кольору, донизу з буруватим відтінком. У верхній частині його помітні конкреції  $\text{CaCO}_3$  та вертикальні жилки буруватого кольору. Другий, ілювіальний, горизонт — бурого кольору, щільний, в'язкий, з добре виявленими намівами  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  та  $\text{Al}_2\text{O}_3$  і невеликою кількістю  $\text{FeMn}$  бобовинок. Він різко відмежований від підстилаючого його лесу, в якому добре виявлені накупчення  $\text{CaCO}_3$  у формі численних карбонатних трубочок, дутиків та журавчиків, вмитих сюди з копального ґрунту в наслідок процесів ґрунтоутворення.

### *Другий копальний ґрунт*

Другий копальний ґрунт констатовано такими перетинами: № 1, 2, 3, 4, 5, 10, 12, 13, 14 та 17. Зазначений ґрунт вкривається другим ярусом та підстиляється третім ярусом лесу. Грубина його хитається від 0,65 (перетин № 10) до 3,40 м (перетин № 2); здебільшого грубина становить від 1,5 до 2,3 м. На велику грубину цього копального ґрунту перший звернув увагу проф. В. І. Крокос у Вінницькій окрузі і назвав його „надгрубою чорноземлею“ [13].

У межах дослідженої території поширені „надгрубі ґрунти“ чорноземельного типу, які скипають з НСІ і лише в перетині № 2 спостерігаємо ґрунт дна поду, перетворений процесами оглеення в зеленувато-оливковий суглинок.

„Надгрубі ґрунти“ чорноземельного типу мають темносірий, бурувато-коричневий і іноді червонувато-бурий колір. У них подибуємо конкреції  $\text{CaCO}_3$  у формі крупинок, журавчиків та дутиків, невелику кількість карбонатних трубочок,  $\text{FeMn}$  бобовинки, вертикальні жилки вище уложеного лесу і давні гумусні кротовини. В цих ґрунтах добре виявлений переходовий по гумусному забарвленню горизонт. Перехід у лес, який підстелює ці ґрунти, поступовий.

Другий копальний ґрунт, як уже згадувалося, сформований у верхній частині третього ярусу лесу, що здебільшого збагачений на солі  $\text{CaCO}_3$ ; останні вимиті з копальних ґрунтів у наслідок процесів ґрунтоутворення.

За макроскопічним польовим визначенням, механічним складом цей копальний ґрунт глинястий. Час утворення його ми умовно залічуємо до міндельриського інтергляціалу.

### *Третій копальний ґрунт*

Третій копальний ґрунт сформований на четвертому ярусі лесу. Констатовано його такими перетинами: № 1, 5 та 10. Грубина цього ґрунту хитається від 1,80 (перетин № 10) до 2,35 м (перетин № 5), тобто він представлений „надгрубими чорноземлями“.

На збільшену грубину третього копального ґрунту вказують і інші дослідники (Крокос, Лепікаш, Бондарчук, Різниченко, Біленко) для інших районів УСРР.

Третій копальний ґрунт має темнобурий та бурувато-коричневий колір з сіруватим відтінком від невеликої гумусності, а іноді темнобурий з червонуватим відтінком. У ньому трапляються карбонатні трубочки, конкреції  $\text{CaCO}_3$  у формі журавчиків та борошнуватих намивів по розколинах,  $\text{FeMn}$  бобовинки, іноді вертикальні жилки вище уложеної породи, давні кротовини і спорадично великі друзи гіпсу до 4—6 см діаметром (перетин № 9). Цей ґрунт чорноземельного типу, скипає з  $\text{HCl}$ .

За макроскопічним польовим визначенням, третій копальний ґрунт глинястий і щільний.

Вік його ми умовно залічуємо до ґюнц-міндельського інтерґляціалу. Треба сказати, що, крім описаних трьох копальних ґрунтів, які мають стратиграфічне значення, є ще копальні ґрунти й алювіального походження як на лесовій терасі р. Оскола в верхній частині алювіальних порід, що підстилають перший ярус лесу, так і на третій надлуковій терасі Півн. Дінця, також у товщі алювіальних піськово-глинястих покладів, які підстилають другий поверх лесу. На третій надлуковій терасі Півн. Дінця констатовано два копальні ґрунти алювіального походження; ці ґрунти стратиграфічного значення не мають, бо алювіальні ґрунти можуть утворитися за досить короткий час, але наявність їх у товщі алювіальних покладів, очевидно, свідчить про тимчасове звільнення окремих діляниць терас від поверхневих річкових вод, але достатнє для утворення тут вказаних ґрунтів алювіального походження.

Розподіл гумусу та  $\text{CO}_2$  в лесовій товщі й копальних ґрунтах характеризує таблиця 8.

Таблиця 8

№ шурфу	Місцевість	Назва породи	Глибина (м)	Вогкість %	% $\text{CO}_2$	% гумусу
1/13	7 км на NO від центру с. Міловатки, на плато	Лес 1-го ярусу	2,10—2,20	4,88	5,93	0,44
		Копальний ґрунт	3,10—3,20	5,28	6,41	0,86
		Лес 2-го ярусу	4,10—4,20	3,95	7,42	0,23
		Лес 2-го ярусу	6,10—6,20	5,23	6,71	0,44
		II копальний ґрунт	9,65—9,75	7,00	1,56	0,92
		Лес 3-го ярусу	11,00—11,10	5,65	8,40	0,37
		III копальний ґрунт	13,60—13,70	7,00	4,68	0,54
2/15	3 км на N від с. Верхньо-Покровки, на плато	Лес 1-го ярусу	2,30—2,60	5,23	6,45	0,54
		Копальний ґрунт	2,70—2,80	6,01	1,77	1,33
		Лес 2-го ярусу	3,65—3,75	3,75	11,79	0,38

З таблиці бачимо, що в копальних ґрунтах вміст гумусу більший, ніж у підстелюючих та вкриваючих його лесах. Вміст  $\text{CO}_2$  в копальних ґрунтах багато менший, ніж у лесах, що підстелюють і вкривають їх (крім лесу першого ярусу). Вказаний розподіл гумусу та  $\text{CO}_2$  свідчить про те, що в копальних ґрунтах відбувалися акумуляційні процеси під час їх утворення (назбирування гумусу) і вмивання карбонатів у підстелюючі їх леси. Малий проти сучасних ґрунтів процент гумусу в копальних ґрунтах можна пояснити його мінералізацією.

### Делювіальні поклади

В ярах, що прорізують круті схили річок та давніх балок, а також у нижніх частинах схилів високих берегів річкових долин і балок, трапляються делювіальні поклади лесуватого habitus-у. Констатовані вони такими перетинами: № 8, 11, 17, 18, 19, 20.

Петрографічний склад делювіальних покладів залежить в основному від тих порід, які брали участь в їх утворенні. В межах дослідженої території у формуванні делювію найбільшу участь брали материнські породи сучасних ґрунтів, тобто леси, а тому і делювіальні поклади мають переважно лесуватий habitus. Іноді в лесуватому делювії трапляються гострокутні уламки дочетвертинних порід (кременю, крейди), які виходять вище по схилах на поверхню, зазнають звітрення і зносяться поверхневими водами в середні та нижні частини схилів. Грубина делювіальних покладів у відслоненнях хитається від 1,10 (№ 8) до 5,20 м (№ 11).

### Елювій

За елювій ми приймаємо продукти звітрення корінних (дочетвертинних порід), які лишаються на місці їх утворення в тих пунктах, де ці породи мають виходи на поверхню.

Петрографічний склад елювію в основному залежить від тих порід, які виходять на поверхню і зазнають звітрення. Елювій у межах дослідженої території поширений не дуже; він трапляється лише на крутих схилах правобережних річок і давніх балок, де четвертинні поклади розмиті та де відслонюються корінні породи, що зазнають звітрення.

### Давні четвертинні алювіальні поклади

Давні четвертинні алювіальні поклади в межах дослідженого нами району поширені в долині р. Півн. Дінця та його приток. Ці поклади досліджено на третій надлуковій терасі Півн. Дінця в перетинах № 103, 104; вони представлені легкими суглинками, супісками та пісками, що переверстовуються між собою. В верхній частині алювіальних супісків сформований копальний ґрунт, грубиною 1,30 м, також алювіального походження. Цей ґрунт дуже гумусний, супісковий, з вертикальними жилками вище уложеної породи; він укривається лесом другого поверху. Очевидно, за міндель-ріського інтергляціалу деякі ділянки цієї тераси звільнялися від річкових вод на недовгий час, але достатній для того, щоб на них утворилися гідрогенні ґрунти. Крім зазначеного ґрунту, в товщі алювіальних суглинків та супісків подибано ще й другий копальний ґрунт, грубиною 1,35 м, — це також, очевидно, вказує на тимчасове звільнення цих ділянок від річкових вод, але на час, достатній для утворення тут ґрунтів алювіального походження.

Зазначені алювіальні поклади вкриті двома ярусами лесу, загальною грубиною 10,40 м. Коли прийняти вік першого ярусу лесу за вюрмський, а другого за ріський, то час утворення давніх алювіальних покладів, які підстеляють останній, треба віднести до міндель-ріського інтергляціалу; на це вказують і копальні ґрунти алювіального походження в товщі алювіальних покладів.

На другій надлуковій терасі Півн. Дінця під першим ярусом лесу, грубиною 1,60—2,40 м, залягають давні алювіальні поклади, представлені сірими та бурими суглинками, жовтуватими супісками, жовтуватими, сизими й сірими пісками, дрібно- й середньозернистими, здебільшого верстуватими.

Час утворення однолесової тераси треба залічити до початку вюрму II, а деяких його ділянок, де констатований копальний ґрунт алювіального походження, — до вюрмського інтерстадіалу. Нарешті, давні алювіальні поклади першої надлукової тераси Півн. Дінця представлені пісками, які



в верхній їх частині перевіяні вітрами. В долинах приток Півн. Дінця давні алювіальні поклади поширені як на перших надлукових терасах (піскових), так і на других надлукових терасах (однолесових), де вони підстелюють перший ярус лесу і представлені лесуватими суглинками, супісками та пісками. В деяких пунктах однолесової тераси р. Оскола перший ярус лесу підстелюється копальним ґрунтом алювіального походження, сформованим на алювіальних покладах. Час утворення однолесової тераси р. Оскола ми умовно залічуємо до вюрмського інтерстадіалу.

#### Дюнні піски

Дюнні піски поширені на перших надлукових терасах Півн. Дінця та його приток. Вони представлені дрібно-та середньозернистими пісками жовтуватого, жовтувато-сірого та білуватого кольору. Зазначені піски переважно горизонтально верстуваті та зрідка косо верстуваті. Іноді в товщі дюнних пісків трапляються гумусні піскові прошарки, які вказують на невеликі перерви у відкладанні цих пісків, під час яких верхня частина їх була захоплена ґрунтоутворюючими процесами і пізніше засипана еоловими пісками. Піски здебільшого розвіюються вітрами і зібрані в великі дюни, нерідко закріплені деревною рослинністю. Ці піски являють собою перевіяні вітрами давні річкові алювіальні піскові поклади. Час утворення їх залічуємо до польодовикової епохи.

#### Сучасні алювіальні поклади

Сучасні алювіальні поклади представлені переважно мулуватими та пісково-мулуватими покладами, забарвленими гумусом у чорнувато-сірий, темно-сірий та бруднувато-сірий колір. Вони поширені на лукових терасах річок та днищах великих балок.

Б. К. Ліхарьов відзначає, що алювій ярів у межах 61 аркуша представлений яснобурими (кофійними) піскуватими глинами з прошарками жорсткості місцевих порід, головне крейди та палеогенових пісковиків [15, с. 272]. Подібні вказівки на сучасний алювій ярів знаходимо і в А. Борисяка для Ізюмського повіту [3, с. 235].

#### Загальні висновки

В дослідженому нами районі в геоморфологічному відношенні можна виділити: 1) плато та 2) річкові долини з їх терасами. Район плато в висотному відношенні та щодо характеру розчленованості балками його поверхні можна розділити на три дільниці: першу — північносхідну, другу — центральну та третю — північнозахідну. Перша й третя дільниці плато мають найбільші абсолютні відмітки і їх поверхня дуже порізана балками, а друга дільниця в порівнянні з першою та третьою дільницями значно понижена і мало розчленована балками. В геологічній будові плато приймають участь (зверху вниз) чотириповерхова лесова серія з трьома копальними ґрунтами та червоно-бурі глини, які підстелюють лесову серію. Утворення кожного поверху лесу ми умовно пов'язуємо з льодовиковими епохами, а саме: вюрмською, ріською, міндельською та гюнцькою, а утворення копальних ґрунтів пов'язуємо з міжльодовиковими епохами — інтергляціалами.

Потрібно відмітити, що для вюрмської епохи є характерним двофазний наступ льодовикових мас, поділених вюрмським інтерстадіалом, в час якого утворився малогрубий перший копальний ґрунт; кожній фазі вюрмського зледеніння відповідає ярус лесу, а саме: першій фазі — другий ярус лесу,

ражуючи від поверхні, а другій фазі — перший ярус лесу<sup>1)</sup>. Час утворення червоно-бурих глин ми визначаємо на підставі їх стратиграфічного уложення. Завдяки тому, що червоно-бурі глини вкриті чотирма ярусами лесу і пов'язані поступовими переходами з четвертим ярусом лесу (гюнецьким), та чітко відмежовані від підстелюючих порід, вік їх можна віднести до верхньоплеоценової епохи.

Вивчена стратиграфія лесів дає можливість намітити в загальних рисах і основні моменти у формуванні рельєфу дослідженого району. Так, формування рельєфу в річкових долинах ми розглянемо по окремих річках, а їх вік будемо встановлювати на підставі стратиграфії лесової серії та часу утворення терасових приступок.

Річка Північний Донець. Утворення приступки третьої надлукової тераси Півн. Дінця, яка вкрита двома ярусами лесу, що підстелюються давніми алювіальними покладами, відносимо до міндель-ріського інтергляціалу, в час якого ця тераса звільнилася від річкових вод, і на ній почав відкладатися другий ярус лесу (ріський). Про утворення терасової приступки в час міндель-ріського інтергляціалу свідчать ще і копальні ґрунти алювіального походження, які утворилися на давніх алювіальних покладах.

Утворення других надлукових терас рр. Оскола, Красної та Айдара, вкритих одним ярусом лесу, який підстелюється давніми алювіальними покладами, потрібно віднести до вюрмського інтерстадіалу. Очевидно, під час вюрмського інтерстадіалу відбулося вирізування терасових приступок (про що свідчить присутність копального ґрунту алювіального походження в деяких пунктах однолесової тераси р. Оскола) і почав відкладатися перший ярус лесу.

Час утворення перших надлукових терас р. Півн. Дінця, а також його приток, складених пісковими покладами, відносимо до польодовикової епохи.

І нарешті, сучасні лукові тераси річок (пійми) перебувають зараз в стадії формування.

## ЛІТЕРАТУРА

1. Армашевский П., Общая геологическая карта России, Лист 46, Полтава — Харьков — Обоянь, „Труды Геол. ком.“, т. XV, 1, 1903.
2. Архангельский А. А., Геологическое строение СССР, Гос. научно-техн. геолог.-разв. издательство, Л.—М. 1932.
3. Борисьяк А. А., Геологический очерк Изюмского уезда, „Труды Геол. ком.“, Новая серия, вып. 3, 1905.
4. Борисьяк А. и Яковлев Н., Геологическая карта северозападной окраины Донецкого края (Изюмского уезда и прилегающей полосы Павлоградского и Змиевского уездов), „Труды Геол. ком.“, Новая серия, вып. 153, Петроград 1916.
5. Гуров А. В., Геологическое описание Полтавской губ., 1888.
6. Дмитриев, Географическое положение и орография Украины, „Ест. прозв. сил УССР“, изд. Укргосплана, 1928.
7. Дмитриев М., Про вік рельєфу басейну р. Черемішної (Харківської окр.), „Записки Укр. н.-д. інституту географії та картографії“, 132, Харків 1930, сс. 189—199.
8. Заморій П. К., Копальні поди лівобережжя Нижньо-Дніпрянського району, „Четвертинний період“, № 7, 1934.
9. Л. Карякин и Д. Соболев, 3-верстная геологическая съемка Украины, Лист 14 XXIII ряда (рукопись).
10. Крокос В. І., Надмові піски Північного Дінця в межах Харківщини, „Матеріали по дослідженню ґрунтів України“, т. I, вип. III, сс. 242—255, Харків 1926.
11. Крокос В. І., Некоторые данные по геологическому строению террас южнорусских рек, „Зап. Новорос. об-ва естеств.“, т. 42, сс. 7—12, Одесса 1918.
12. Крокос В. І., Матеріали для характеристики четвертинных отложений восточной и южной Украины, „Матеріали дослідження ґрунтів України“, вип. 5, Харків 1927.

<sup>1)</sup> На дослідженій території нам вдалося констатувати перший копальний ґрунт (вюрмського інтерстадіалу) лише в одному пункті,—а саме в розрізі № 10 на плато біля с. Караїшняк.

13. Проф. Крокос, Четвертинні поклади деяких місць правобережної України, Окремий збірник з II випуску „Матеріалів дослідження ґрунтів України“, вид. Центр. агроном. лабораторії, Київ 1928.
14. Лепікаш Л. А., Геоморфологія і четвертинні поклади низьзя р. Самари і долини Дніпра від Дніпропетровська до Запоріжжя, „Мат. ком. експ. в районі Дніпрельстану, вип. 1, Київ 1934.
15. Лихарев Б. К., Геологическая карта Европейской части СССР, Лист 61, Северная и северо-восточная части листа, „Труды Геол. ком.“, вып. 161, 1928.
16. Махов Г. Г., Почвенная карта Украины в 25 верстном масштабе (объяснительный текст к карте), „Материалы обследования почв Украины“, вып. 7, изд. Секц. почвов., Харьков 1927.
17. Махов Г. Г., Ґрунти України, Харків 1930.
18. Мазарович А. М., Курс исторической геологии, Геол.-разв. изд. 1933.
19. Мірчин Г. Ф., До питання про стратиграфію, рельєф, походження четвертинних покладів України (реферат В. В. Рівніченка), „Укр. геол. вісти“, „Бюл. Геол. секц. Ак. Наук“, № 2, сс. 25—28, Київ 1924.
20. Мірчин Г. Ф., Из истории послетретичного периода в России, сс. 10—22, М. 1922.
21. Набоких А. И., „Ход и результаты работ по исследованию почв и ґрунтов Харьковской губ.“, „Материалы по исследованию почв и ґрунтов Харьковской губ.“, вып. I, Харьков 1934.
22. Набоких А. И., Факты и предположения относительно состава и происхождения послетретичных отложений черноземной полосы России, „Материалы по исследованию почв и ґрунтов Херсонской губ.“, вып. 6, Одесса 1915.
23. Ревниченко В. В., Левобережные террасы Днепра от Прохоровки до Кременчуга, „Путеводитель экскурсий второй четверт.-геол. конференции, Л.—М. 1932.
24. Родик К. Г., Исследование послетретичных образований в Харьковской губ., „Труды Харьк. об-ва исп. прир.“, XXIV, 1892
25. Соколов Н., Общая геологическая карта России, лист 48, „Труды Геол. ком.“, т. IX, вып. I.
26. Чирвінський В. М., Про найдавніші лівобережні тераси Дніпра на ділянці між Києвом і Золотоношею, „Четверт. період“, вип. 3, Київ 1932.

## РЕЗЮМЕ

Из вышеизложенного следует, что в исследованном нами районе в геоморфологическом отношении можно выделить: 1) плато и 2) речные долины с их террасами. Район плато в высотном отношении и по характеру пересеченности его поверхности балками можно разделить на три участка: 1) северо-восточный, 2) центральный и 3) югозападный. Первый и третий участки плато имеют наибольшие абсолютные отметки, и поверхность их значительно изрезана балками, а второй участок по сравнению с первым и третьим участками значительно пониженный и мало пересеченный балками.

В геологическом строении плато принимают участие (сверху вниз) четыре яруса лесса, разделенные тремя ископаемыми почвами и красно-бурые глины, подстилающие лессовую серию. Образование каждого яруса лесса мы условно связываем с ледниковыми эпохами, а именно: вюрмскою, рисскою, миндельскою, и гюнцскою, а образование ископаемых почв связываем с межледниковыми эпохами (интергляциалами). Необходимо отметить, что для вюрмской эпохи является характерным двуфазное наступление ледниковых масс, разделенных вюрмским интерстадиалом, во время которого образовалась мало-мощная первая ископаемая почва; каждой фазе вюрмского оледенения соответствует ярус лесса, а именно: первой фазе — второй ярус лесса (считая от поверхности), а второй фазе — первый ярус лесса<sup>1)</sup>. Время образования красно-бурых глин мы определяем на основании их стратиграфического залегания. Ввиду того, что красно-бурые глины покрыты четырьмя ярусами лесса

<sup>1)</sup> На исследованной территории нам удалось констатировать первую ископаемую почву, образовавшуюся во время вюрмского интерстадиала только в одном пункте, а именно в разрезе № 10 около с. Караяшника.

Збірна таблиця розрізів

№ розрізу <sup>1)</sup>	Місцевість	Рельєф	Лес першого ярусу	Лес другого ярусу	Копальний ґрунт	Лес третього ярусу
* 1	7 км на NO від центру с. Міловатки	Острівне плато	2,75	5,75	0,80	4,20
* 2	3 км на N від с. Верхньої Покровки	Острівне трохи видовжене плато	2,40	5,10	1,10	9,00
3 (395)	На W від с. Нового Айдара	Плато	3,80	6,50	0,55	7,00
* 4	г. Куп'янськ	Серед. похилого O схилу від плато	2,30	1,20	0,20	0,50
* 5	1,25 км на W від с. Токарівки	Плато	3,70	3,30	0,85	4,00
* 6	с. Токарівка	Дно яру, що прорізує крутий схил	—	—	—	—
* 7	с. Токарівка, в SW кінці села	Крутий схил до балки	2,50	0,70— —1,00	—	—
* 8	SW кінець с. Токарівки	Крутий схил до балки, нижня частина (в балці)	—	—	—	—
* 9	SW частина с. Токарівки	В яру, що прорізує схил балки	—	—	—	—
*10	1,25 км на W від с. Караїшника	Плато	3,20	6,0)	1,90	4,70
*11	с. Караїшник	Біла церква	—	—	—	—
*12	с. Караїшник на S від церкви	Схил	3,30	3,70	0,30	3,50
13 (356)	с. Гусинка	Плато	3,20	3,45	0,76	0,65
*14	Роз'їзд Герсеванівський	"	3,20	5,10	0,30	8,20
*15	ст. Лозова	"	3,00	4,00	0,80	—
*16	"	"	3,50	4,70	1,10	—
*17	На SO від с. Беззаботівки	"	3,05	5,82	0,85	2,13
*18	с. Беззаботівка	Серед. частина схилу від плато	3,00	4,00	2,00	—
*19	Біла салотопні с. Близнеців	Схил до балки	—	—	—	—
*20	Біла с. Миролюбівки	"	—	—	—	—
21 (308)	Біла м. Ізюми	O схил	—	—	—	—
22 (309)	м. Ізюм	"	—	—	—	—

<sup>1)</sup> Розрізи, позначені зірочками, описані автором, а решта розрізів зведені в таблицю (в межах дослідженого району) з роботи проф. Крокоса [12]. В дужках поставлено номери розрізів з роботи проф. Крокоса [12].

**району плато та його схилів**

Копальний грунт	Лес четвертого ярусу	Копальний грунт	Черв.-бурі глини	Дельювій схилів	Чим підстеляється
1,70	8,30	1,90	—	—	
3,40	—	—	—	—	
0,70	—	—	—	—	
0,50	—	—	6,00	—	Іржаво-жовтими пісками полтавського ярусу, нижче яких залягають харківські піски
1,40	5,80	2,35	2,70	—	Зеленувато-сірим глинковитим піском
—	—	—	—	1,00	
—	—	—	—	—	
—	—	—	—	1,10	Крейдою; видима grubизна її сягає 5 м
—	—	—	5,00	—	Палеогеновими пісками зелено-сірого кольору з великою кількістю жовтуватих плям
1,80	5,40	0,40	2,70	—	Перший копальний грунт складається з двох копальних грунтів, що налягають безпосередньо один на другий
—	—	—	—	5,20	Червонно-бурими глинами, нижче яких залягають палеогенові породи
2,60	—	—	—	—	Перший копальний грунт відсутній. його розміто, зберігся лише карбонат. ілювій, grub. 0,30 м
0,85	—	—	—	—	
2,50	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	
1,53	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	
—	—	—	—	2,80	Пісками полтавського ярусу
—	—	—	—	1,90	
—	—	—	—	3,40	
—	—	—	—	2,80	

№ розрізу	Місцевість	Рельєф	Лес першого ярусу	Лес другого ярусу	Копальний ґрунт	Лес третього ярусу
23 (248)	Харків. дослід. поле	О схил	2,30	1,50	0,85	—
24 (249)	" " "	W схил	2,70	—	—	—
25 (261)	3 вер. на NW від х. Мерфи	Плато	2,65	0,97	0,97	—
26 (258)	У N кінця с. Каменої Яруги	"	3,30	—	—	—
27 (254)	2 вер. на N від Кочетки	Еродоване плато	3,20	—	—	—
28 (256)	м. Зміїв	Верх. част. схилу від плато	4,00	—	—	—
29 (258)	Таранівка	Плато	3,60	—	—	—
30 (259)	3 вер. на NO від Гракова	"	3,55	0,25	0,25	—
31 (360)	Яр біля с. Охочого	"	2,75	0,75	—	—
32 (268)	6 вер. на WNW від с. Коробова	"	2,10	1,55	0,75	—
33 (262)	6 вер. на WNW від Лихачева	Схил до балки	1,80	1,20	0,70	—
34 (264)	Тех	" " "	3,00	—	—	—
35 (265)	На О від с. Олексієва	Яр	1,60	2,90	0,50	—
36 (268)	с. Захар'ївка, дослідне поле	Плато	3,70	—	—	—
37 (269)	1,5 вер. на NO від с. Котовки	"	4,00	—	—	—
38 (270)	1,5 вер. на OSO від ст. Преколотного	"	2,65	4,55	0,95	—
	Ізюмська та	Купянська	округи			
39 (273)	4,5 вер. від Андріївки	Плато	1,80	—	—	—
40 (274)	Моспаново	"	3,60	—	—	—
41 (281)	2,5 вер. на W від с. Яковенкова	Верхів'я увалу	2,70	—	—	—
42 (232)	с. Верхнє Бишкіно	Плато	4,00	—	—	—
43 (283)	Олексіївське досл. поле	Ерод. плато	2,40	1,60	1,20	—
44 (284)	" "	Низ схилу	4,00	—	—	—
45 (285)	" "	Сер. пол. схилу	2,40	1,20	0,40	—
46 (286)	2 вер. від с. Лозовеньки на Михайлівку	Плато	3,75	—	—	—
47 (287)	с. Лозовенька	Яр	3,20	1,20	0,60	—
48 (289)	{с. Теплянка	Поч. пол. схилу	2,80	5,90	0,60	—
49 (305)	3 вер. на W від Кувьєва	Плато	2,30	1,30	0,80	—

Копаль- ний грунт	Лес четвер- того ярусу	Копаль- ний грунт	Черв.- бурі глини	Дельювій скилів	Чим підстеляються
—	—	—	—	—	Палеогеновими пісками (полтавськими)
—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	
—	—	—	—	3,50	Палеогеновими пісками
—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	
—	—	—	—	3,80	Червоно-бура глина підстеляється палеогено- вими пісками
—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	

№ розрізу	Місцевість	Рельєф	Лес першого ярусу	Лес другого ярусу	Копальний ґрунт	Лес третього ярусу
50 (306)	3 вер. на W від Куцьєва	Схил балки Каменка	3,80	—	—	—
51 (310)	1 вер. на S від м. Ізюма	Яр	2,10	1,90	0,40	—
52 (317)	3,5 вер. на O від Рідкодуба	Плато	3,00	—	—	—
53 (321)	3 вер. на O від в. Петрополя	"	3,20	0,80	0,50	—
54 (325)	1 вер. на S від с. Долгєвського	"	2,50	2,00	0,80	—
55 (326)	с. Долгєвське	Верхн. частина N схилу	3,40	0,40	0,40	—
56 (327)	х. Моросівка	Верхн. частина O схилу	—	—	—	—
57 (328)	На W від Данилівки	Пологий схил	3,90	—	—	—
58 (329)	1,5 вер. на W від с. Барвенкова	" "	4,31	—	—	—
59 (331)	Малинівка, біля зал. роз'їзду Дубова	Плато	3,60	—	—	—
60 (322)	д. Надєждівка	Нижня частина N схилу	2,40	1,70	—	—
61 (357)	2 вер. на O від с. Гусинки	Верхня частина схилу	4,00	—	—	—
62 (359)	Куп'янське дослідне поле	Плато	4,10	—	—	—
63 (360)	10 вер. на NW від с. Покровського	"	4,00	—	—	—
64 (361)	Верхня Дуванка	Схил до прав. берега Дуванки	—	—	—	—
65 (362)	х. Тобоевка	Нижня частина S схилу	—	—	—	—
66 (364)	1 вер. на SO від с. Крипаківки	Плато	4,00	—	—	—
67 (365)	Сватово	"	3,80	—	—	—
68 (366)	Сватово-Лучське дослідне поле	"	—	—	—	—
69 (367)	1,5 вер. на W від Миколаївки	Крутий N схил	3,15	0,65	0,55	—
70 (369)	Юр'ївка	Плато	3,90	—	—	—
71 (370)	с. Кабаньє	Схил до р. Красної	2,00	—	—	—
72 (372)	Хатнє, 2 вер. на O від х. Романова	Плато	4,10	—	—	—
73 (373)	Хатнє 1,5 вер. на O від х. Романова	Верхів'я W схилу	4,00	—	—	—
74 (374)	2,5 вер. на W від с. Миколаївки	Плато	—	—	—	—



Копальний грунт	Лес четвертого ярусу	Копальний грунт	Черв.-бурі глини	Делювій схилів	Чим підстелюється
—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	
—	—	—	—	2,26	
—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	Копальний грунт розмито, помітно давні кротовини
—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	
—	—	—	—	3,40	На червоно-бурій глині сформований сучасний грунт, груб. 0,60 м
—	—	—	—	6,00	Оголена червоно-бура глина
—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	В цьому розрізі копальний грунт відсутній, оголено 9,37 м лесу
—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	Оголено 6 м лесу

Збірна таблиця резервів на (першій надалукові)

№ резерву	Місцевість	Рельєф	Лес першого ярусу	Лес другого ярусу	Копальний ґрунт	Лес третього ярусу
75 (375)	1,5 вер. на SW від с. Катеринівки	Плато	4,00	—	—	—
76 (376)	1,5 вер. на NO від м. Бурулука	"	3,80	—	—	—
*77	S частина с. Драбишева	Піскова тераса р. Півн. Дінця	—	—	—	—
78 (275)	с. Лиман, коло торфяника „Сухе озеро“	"	—	—	—	—
79 (255)	Біля зал. ст. Змієва	Лівобер. піщовна тераса Півн. Дінця	—	—	—	—
80 (271)	Між с. Мар'янівкою та ст. Салтовою	Дюнні кучугури тераси Півн. Дінця	—	—	—	—
81 (276)	Біля оз. Лиман	Тераса	—	—	—	—
82 (277)	6 вер. SO від с. Лимана	"	—	—	—	—
83 (278)	Між с. Лиманом та Задонецьким хутором	"	—	—	—	—
84 (292)	Гончарівка-Співаківка	Тераса Півн. Дінця. Запад. серед дюнних пісків	—	—	—	—
85 (293)	" "	Тераса Півн. Дінця. Дюнкучуг. серед бор. пісків	—	—	—	—
86 (294)	1 вер. на W від Верьовкіна	Тераса Півн. Дінця. Западина серед боров. пісків	—	—	—	—
87 (295)	Ізюм-Капітольск	Тераса Півн. Дінця	—	—	—	—
88 (296)	" "	Тераса Півн. Дінця, край западини	—	—	—	—
89 (297)	" "	Центр западини	—	—	—	—
90 (298)	2 вер. на S від Капітольська	Тераса Півн. Дінця	—	—	—	—
91 (299)	0,5 вер. на S від с. Олександрівки	" " "	—	—	—	—
92 (300)	х. Бумбовка	" " "	—	—	—	—
93 (301)	3 вер. на SW від м. Царборисова	Тераса Півн. Дінця, западина між дюнами	—	—	—	—
94 (302)	2 вер. на S від с. Іванівки	Тераса Півн. Дінця, дюнні піски	—	—	—	—
95 (303)	4 вер. на SO від м. Царборисова	Тераса Півн. Дінця, дюнні піски	—	—	—	—
96 (304)	1 вер. на S від Ямпіоля	Дюнні бугри та гряди тераси Півн. Дінця	—	—	—	—
97 (307)	Між с. Верьовкіним та Співаківкою	Лівобережна тераса Півн. Дінця	—	—	—	—
98 (314)	2 вер. S від с. Капітольська	Тераса Півн. Дінця, слабкий W ухил	—	—	—	—
99 (315)	Яр біля Царборисова	Тераса Оскода та Півн. Дінця	—	—	—	—

пісковий терасі р. Півн. Ділля

Копаль-ний ґрунт	Сучасний еоловий внос піску	Пісок з сучасн. пісков. ґрунтом	Пісок з копальн. ґрунтом	Пісок з копальн. ґрунтом на піску	Чим підстелюється
—	—	—	—	—	Пісковим лесовидним суглинком
—	—	—	—	—	
—	1,00	2,20	—	—	
—	—	1,02	0,50	1,28	
—	—	1,70	—	—	
—	0,25	2,05	—	—	
—	—	0,95	—	—	
—	0,75	1,55	—	—	
—	0,06	1,50	—	—	
—	—	0,77	—	—	
—	—	3,00	—	—	
—	—	2,15	—	—	
—	0,30	1,25	—	—	
—	0,21	0,37	—	—	
—	—	0,42	—	—	
—	0,45	2,05	—	—	
—	0,78	2,27	—	—	
—	0,45	2,50	—	—	
—	—	0,83	—	—	
—	—	2,55	—	—	
—	—	3,05	—	—	
—	1,30	2,77	—	—	
—	0,35	0,70	—	—	
—	—	2,35	—	—	
—	—	4,60	1,90	—	

**Збірна таблиця розрізів з другої надлукової (однолесової) тераси р. Півн. Дінця**

№ розрізу	Місцевість	Рельєф	Лес першого ярусу	Давні алювіальні відклади	Давні алювіальні відклади з копальним ґрунтом
*100	с. Дробишево м. Возчанськ На NW від Царборисова	Одпол. тераса Півн. Дінця " " " "	2,40	0,85	2,40
*101 (266)			1,60	—	—
*102 (316)			3,80	1,20	—

**Збірна таблиця розрізів з третьої надлукової (найбільш давньої) тераси р. Півн. Дінця**

№ розрізу	Місцевість	Рельєф	Лес першого ярусу	Копальний ґрунт другого ярусу	Лес другого ярусу	Копальний ґрунт	Алювіальні відклади з алюв. коп. ґрун. походж.	Алюв. відклади з алюв. копальн. ґрунтом	Копальний ґрунт алюв. походж.	Алювіальні відклади	Примітка
*103	Мог. Орлова	Третя надлукова тераса Півн. Дінця	5,70	4,70	2,30	4,15	1,80	2,45	1,35	—	На глиб. 2,20—4,05 м зляг. дюнні піски з прошарками суглинків
*104	Біла мог. Красної	Теж	7,55	2,80	0,90	—	—	—	—	2,80	На глиб. 1,50—3,20 м дюнні піски, нижче лесовдані суглинки

**Збірн. таблиця розрізів з однолесових терас приток р. Півн. Дінця**

№ розрізу	Місцевість	Рельєф	Лес першого ярусу	Давні алювіальні відклади	Примітка
*105	с. Петропавлівка, біля арт. «Красн. колос»	Однолесова тераса р. Оскола	3,50	3,50	Підстеляються білою глиною
*107	Арт. «Красн. нива» с. Чмерівка с. Таволжанка с. Чмерівка	Тераса р. Красної	—	3,10	На алювіальн. відклад. сформ. коп. ґрунт також алюв. поход.
*108		Тераса р. Айдара	3,00	3,00	
*109		Тераса р. Оскола	1,40	0,90	
		Тераса р. Айдара	2,60	—	

**Збірна таблиця з перших надлукових (піскових) терас приток р. Півн. Дінця**

№ розрізу	Місцевість	Рельєф	Сучасний соловий нанос піску	Пісок с сучасним пісковим ґрунтом
*110	250 м на О від ст. Засколла с. Чмерівка с. Кремінне	Піскова тераса р. Оскола Піскова тераса р. Айдара Піскова тераса р. Красної	0,70	3,40
*111			1,00	2,20
*112			—	7,00

и связаны постепенными переходами с четвертым ярусом лесса (гюнцским) и, наоборот, резко отграничены от третичных пород, возраст их можно отнести к верхнеплиоценовой эпохе.

Изученная стратиграфия лессов дает возможность наметить в общих чертах и основные моменты в формировании рельефа исследованного района. Формирование рельефа в речных долинах мы рассмотрим по отдельным рекам, а их возраст будем устанавливать на основании стратиграфии лессовой серии и времени образования террасового уступа.

**Р. Северный Донец.** Образование уступа третьей надлуговой террасы Сев. Донца, вскрытой двумя ярусами лесса, относится к началу рисской эпохи, во время которой некоторые участки этой террасы освобождаются от речных вод и на них начинает откладываться второй ярус лесса. В других пунктах третьей надлуговой террасы Сев. Донца образование уступа относится к миндель-рисскому интергляциалу, о чем свидетельствует ископаемая почва, образовавшаяся на древних аллювиальных отложениях.

Образование вторых надлуговых террас рр. Оскола, Красной и Айдара, покрытых одним ярусом лесса и подстилаемых древними аллювиальными отложениями, нужно отнести к вюрмскому интерстадиалу. Очевидно, во время вюрмского интерстадиала произошло вырезывание террасовых уступов (о чем свидетельствует присутствие ископаемой почвы аллювиального происхождения в некоторых пунктах однолессовой террасы р. Оскола) и начал откладываться первый ярус лесса.

Время образования первых надлуговых террас р. Сев. Донца и его притоков, сложенных песчаными отложениями, относится к послеледниковому времени.

И наконец, современные заливные террасы рек (поймы) находятся сейчас в стадии формирования.

## ZUSAMMENFASSUNG

In dem von uns untersuchten Gebiete kann man in geomorphologischer Hinsicht folgendes unterscheiden: 1) ein Plateau und 2) Flusstäler mit ihren Terrassen. Dem Prozentsatz und dem Charakter seiner Schluchten nach, kann man das Plateau in drei Regionen einteilen: die erste nordöstliche, die zweite zentrale und die dritte nord-westliche. Die erste und dritte Region des Plateaus besitzen die höchsten absoluten Koten und ihre Oberfläche ist stark von Schluchten durchschnitten; die zweite Region ist im Vergleich mit der ersten und dritten bedeutend niedriger und viel weniger von Schluchten durchschnitten. Die geologische Struktur des Plateaus besteht (von oben nach unten gerechnet) aus einer vierstufigen Löss-Serie mit drei fossilen Böden und rot-braunen Tonen, die der Löss-Serie unterlagert sind. Die Bildung der Löss-Stufen verbindet der Verfasser bedingungsweise mit den respektiven Vereisungsperioden, nämlich mit der Würm-, Riss-, Mindel- und Günzeiszeit, und die Bildung der fossilen Böden mit den Interglazialen.

Man muss hervorheben, dass sich die Würmperiode in einigen Gebieten der Ukr. S. S. R. durch zwei, durch die Würm-Interstadiale getrennte Phasen des Vorstosses der Eismassen kennzeichnet, während welcher der feinkörnige erste fossile Boden gebildet wurde. Jeder Phase der Würmvereisung entspricht eine Löss-Stufe, und zwar der ersten Phase die zweite Löss-Stufe, von oben gezählt, der zweiten Phase — die erste Löss-Stufe<sup>1)</sup>. Die Zeit der Bildung der rotbrau-

<sup>1)</sup> In dem erforschten Territorium gelang es uns den ersten fossilen Boden (der Würm-Interstadiale) nur an einer Stelle festzustellen, und nämlich im Durchschnitt № 10 auf dem Plateau, unweit vom Dorfe Karaischnik.

nen Tone bestimmen wir auf Grund ihrer stratigraphischen Lage. Da die rotbraunen Tone von vier Löss-Stufen bedeckt sind und durch allmähliche Übergänge mit der vierten (Günz-) Löss-Stufe verbunden und deutlich von den Tertiärgesteinen getrennt sind, kann man ihr Alter auf das Ende der Oberpliocänenperiode beziehen.

Die erforschte Stratigraphie der Lössen erlaubt in allgemeinen Umrissen die Hauptmomente der Reliefbildung im erforschten Gebiete festzustellen. Wir werden die Reliefbildung in den Flusstälern an den einzelnen Flüssen behandeln und ihr Alter auf Grund der Stratigraphie der Löss-Serie von der Zeit an der Entstehung der Terrassenstapelungen bestimmen.

Nördlicher Donetz. Die Entstehung der Stapelungen der dritten überauigen Terrasse des Nördlichen Donetz, welche von zwei Löss-Stufen bedeckt ist, denen alte Alluvialablagerungen unterlagert sind, rechnen wir dem Mindel-Riss-Interglazial zu, zu welcher Zeit sich diese Terrasse von den Flusswässern befreite, und sich darauf die zweite (Riss-) Löss-Stufe abzulagern begann. Von der Bildung der Terrassen-Stapelung während des Mindel-Riss Interglazials zeugen noch die fossilen Böden alluvialen Ursprungs, die auf alten Alluvialablagerungen entstanden sind.

Die Bildung der zweiten überauigen Terrassen der Flüsse Oskol, Krassnaja, und Ajdara, die von einer Löss-Stufe bedeckt sind, der alte Alluvialablagerungen unterlagert sind, soll auf die Würm-Interstadiale bezogen werden. Offenbar fand zur Zeit der Würm-Interstadiale die Bildung der Terrassenstapelungen statt (was das Vorhandensein des fossilen Bodens alluvialen Ursprungs an einigen Stellen der einlössigen Terrasse des Flusses Oskol beweist) und begann die Ablagerung der ersten Löss-Stufe.

Die Entstehung der ersten überauigen Terrassen des Nördlichen Donetz und auch seiner Nebenflüsse, die aus Sandablagerungen bestehen, entspricht der Nacheiszeit.

Was die gegenwärtigen Flussterrassen (Flussauen) betrifft, so befinden sie sich noch jetzt im Bildungsstadium.

Карт



1. Чотири поверхи лесу. 2. Межа  
 безлесових терас річок (піскові  
 піщано-глинисті алювіальні  
 6. Сучасні алювіальні поклади

<sup>1)</sup> W. Soergel, Die Gliederung und absolute Zeitrechnung des Eiszeitalters. „Fortschr. d. Geol. u. Palaeont.“ N. 13, 1925. S. 204.

<sup>2)</sup> Л. Лунгерсгаузен, Новий поверх лесу на Україні, „Четверт. період“, ВУАН, вип. 7, 1934.

ра  
не  
ах

р-  
ю-  
ке  
ла,  
їх

юї  
ад,  
ся,  
со-

то-  
кій  
іах  
ви  
го-

за-

ав  
ло-  
зи-  
за  
рі-  
до-

ло-  
дам

сов.

nen Tone bestimmen wir auf Grund ihrer stratigraphischen Lage. Da die rotbraunen Tone von vier Löss-Stufen bedeckt sind und durch allmähliche Übergänge mit der vierten (Günz-) Löss-Stufe verbunden und deutlich von den Tertiärgesteinen getrennt sind, kann man ihr Alter auf das Ende der Oberpliozän

Ha  
dei  
un  
En

au  
ist,  
Ris  
bel  
dei  
ge  
rur

un  
ge  
fan  
(w  
ler  
ge

au  
eis

sic



## Преріський період на Україні

Л. Лунгерсгаузен

## Prärisseiszeit in der Ukraine

L. Heinr. Lungershausen

В кількох статтях, присвячених четвертинним покладам Середнього Дніпра й Нижньої Наддністрянщини <sup>1)</sup>, я висловив думку про строго закономірне співвідношення між періодами (або циклами) розмиву в річкових долинах і певними етапами формування лесового покриву на поверхні материка.

Цю закономірність можна сформулювати так: у холодні епохи четвертинних зледенінь, коли на просторах українських степів утворювався відповідний до даного зледеніння горизонт лесу, в річкових долинах через низьке положення бази ерозії (рівня моря) відбувалося поглиблення річкового русла, врізування терасового приступка і розмивання тих річкових осадів, що їх відклала ріка в попередній інтергляціальний період.

Треба застерегти, що ця закономірність стосується тільки південної Європи, тим часом як у північній і північнозахідній Європі, наприклад, у Німеччині, тобто ближче до центру четвертинних зледенінь, спостерігалось, очевидно, мало не зворотне співвідношення між ерозійним періодом і льодовиковими епохами <sup>2)</sup>.

Вивчення стратиграфії четвертинного покриву і реконструкція давніх, похованих під цим укриттям форм рельєфу дозволяє простежити на великій площі України сліди таких головних ерозійних періодів у річкових долинах і краєвих зонах міжрічкового плато: верхньопліоценові розмиви, далі розмиви гюндького, міндельського, ріського, нижньовюрмського, верхньовюрмського і нижньохолоценового віку.

Тепер до цього ряду треба додати ще одну фазу розмиву, що повинна зайняти місце між міндельським і ріським ерозійними періодами.

У невеличкій статті, надрукованій у вип. 7 цього журналу <sup>3)</sup>, я описав новий горизонт лесу на чималій території України. Стратиграфічне положення цього лесу визначається заляганням його у верхній частині надзвичайно грубого міндель-ріського копального ґрунту. Цей лес молодший за піски з *Paludina diluviana*, що складають головну масу M-R алювію, і старіший за морену дніпрянського зледеніння, від якої він відокремлений про-

<sup>1)</sup> Л. Лунгерсгаузен, Несколько замечаний об общем характере четвертинных отложений у юго-восточного края днепровского ледникового языка, Академия Наук СССР, „Труды научению четвертинного периода“, 1933, III, № 1.

Idem, О времени накопления надпойменных террас бассейна р. Орели, „Проблемы сов. геологии“, 1934, т. 1, № 1.

<sup>2)</sup> W. Soergel, Die Gliederung und absolute Zeitrechnung des Eiszeitalters. „Fortschr. d. Geol. u. Palaeont.“ N. 13, 1925. S. 204.

<sup>3)</sup> Л. Лунгерсгаузен, Новий поверх лесу на Україні, „Четверт. період“, ВУАН, вип. 7, 1934.

шарком негрубого ґрунту (M-R super.) і підмореновою частиною ріського лесу (R infer.).

Навівання лесу повинно було відбутися в другу половину великого інтергляціалу (M-R) і було свідком деякого похолодіння клімату, після якого знову настала тепліша (але вже з гіршими кліматичними умовами, ніж раніш) і коротша кінцева частина інтергляціалу, перервана дніпрянським зледенінням.

Це похолодіння відповідає прериському льодовиковому періоду W. Soergel-я<sup>1)</sup> і K. Beurlen-a<sup>2)</sup>, тобто часові акумуляції 33-метрової тераси IIIa з рештками тварин помірного клімату<sup>3)</sup>.

На Україні у прериський період відбувалися дуже великі розмиви в річкових долинах і відокремився особливий ерозійний приступок, на який краще повинні вважати сучасні геоморфологи. Прериський ерозійний приступок можна простежити, очевидно, на всіх головних річкових долинах і особливо в долинах Дністра й Дніпра.

У нижній течії Дністра добре розвинені давні четвертинні тераси I, II, III<sub>α</sub>, III<sub>β</sub>, IV<sub>α</sub>, IV<sub>β</sub>, докладно описані мною<sup>4)</sup>.

Тераса I відкладалася протягом післяльодовикового часу і в формі приступка відокремилася на початку холодоцелу.

Утворення тераси II належить до ріс-ворму. Виділити на Дністрі проміжний приступок (вюрмський інтерстадіал W<sub>I-II</sub>) покищо не вдалося.

Тераса III утворилася в міндель-ріський інтергляціальний період і складається з пісків з *Paludina diluviana*, *Pal. sokolovi*, *Pal. zickendrathi*, *Pal. aff. pseudo-sadleri*, *Pal. ripi nov.*, *Pal. pseudo-crajevovensis nov.*, *Corbicula fluminalis*, *Sphaerium rivicola*, *Dreissensidae*, *Unionidae* etc.

Вищі участки цієї тераси в наслідок прериських розмивів вийшли спід рівня ріки і вже в другу (коротшу) частину M-R інтергляціалу фігурують як надпіймова тераса (III<sub>β</sub>). Більші площею низькі участки тераси (III<sub>α</sub>) лежать під рівнем затоплень протягом усього міндель-ріського міжльодовикового періоду і відокремлюються від ріки тільки на початку рісу (*Riss I Soergel-я*). Нарешті, найбільша і найвища тераса Дністра заповнює давню і дуже глибоку долину розмиву Gunz I. Ця долина була закрита флювіогляціальним річчянням і вже зверху нього лягли типові річкові піски першого (G-M) інтергляціалу з *Paludina grandis*, *Pal. sadleri-alta*, *Pal. tiraspolitana*, *Pal. pseudo-artesica nov.*, *Pal. subcrassa nov.*, *Pal. subgracilis nov.*, *Alces latifrons*, *Elephas meridionalis* і багато інших.

Поверхня тераси IV була частково розмита в M<sub>I</sub> період і вищі участки тераси осушилися в цей час (IV<sub>β</sub>), але вся тераса цілком вийшла спід рівня затоплення, тобто перетворилася в надпіймову, тільки в M<sub>II</sub> епоху (тераса IV<sub>α</sub>).

Для нас особливо цікаві тераси III<sub>α-β</sub>, які утворювалися у міндель-ріський період.

У першу (більшу) половину M-R інтергляціалу відкладалася груба товща пісків цієї тераси з *Paludina diluviana* й *Corbicula fluminalis*, після чого в долині ріки відбулася велика ерозія і відокремився приступок III<sub>β</sub>.

Ідеальний стратиграфічний перетин цієї тераси має такий вигляд:

- a) вюрмський лес,
- b) ріс-вюрмський копальний ґрунт,

<sup>1)</sup> W. Soergel, l. c., S. 203 та ін.

Idem, Die diluvialen Terrassen der Ilm und ihre Bedeutung für die Gliederung des Eiszeitalters, Jena 1924.

<sup>2)</sup> K. Beurlen, Diluvialstratigraphie und Diluvialtektonik, „Fortschr. d. Geol. u. Palaeont.“, H. 18, 1927, S. 285 та ін.

<sup>3)</sup> W. Soergel, „Fortschr.“, H. 13, S. 203.

<sup>4)</sup> Л. Лунгергаузен, О стратиграфической самостоятельности отдельных лессовых горизонтов украинской степи, „Изв. Гос. геогр. общ.“, т. LXVI, № 6, 1934.

Idem, Террасы низового Днестра (підготовлений до друку рукопис), 1934.

с) ріський лес (добі дніпрянського зледеніння),  
 d) тонкий покрив M-R super. копального ґрунту (кінець Інтергляціалу),  
 e) товща добре обкатаних давніх дюнних пісків з *Helicogena aff. lutescens* та ін. *Helicidae* у нижніх горизонтах (перевіяні вітром міндель-ріські річкові піски) і з обкатаними та відшліфованими черепашками *Unio* й *Paludina*. Подекуди дюнні піски заступає преріський лес,

f) верстуваті річкові піски з *Paludina diluviana*, *Corbicula fluminalis*.

Цей профіль показує, що в преріський період участки тераси III<sub>3</sub> були чимало піднесені над водою. Сипкі річкові піски вільно перевівалися вітром у дюни і переміщалися на чималі простори.

В багатьох випадках на цих пісках, іноді заступаючи їх, лежить невеликий шар піскуватого преріського лесу, добре виявлений коло Тирасполя.

Нижча тераса III<sub>2</sub> має цілком іншу будову:

a) вюрмський лес,

b) R-W копальний ґрунт,

c) ріський лес,

d) груба товща солодководяних лесуватих суглинків озерового типу з *Gyraulus gredleri*, *Gyraulus albus*, *Planorbis planorbis*, *Planorbis planorbis var. submarginatus*, *Galba truncatula*, *Radix auricularia* та ін. Іноді на межі з типовим субаеральним ріським лесом „с“ залягає невеличкий шар річкового піску.

e) Річкові відклади (піски) з *Paludina diluviana* й *Corbicula fluminalis*.

Солодководяні суглинки „d“ з холодною фауною *Gyraulus gredleri* еквівалентні еоловим піскам і преріському лесові III<sub>3</sub> тераси (горизонт „e“). В другу половину M-R інтергляціалу на зміну озеровому режимові цієї тераси приходять інші умови. Деякі участки тераси знову затоплюються річковими водами, і зверху озерових суглинків відкладаються річкові піски, але вже без *Paludina diluviana*. Вся тераса III<sub>2</sub> цілком осушується, тобто перетворюється в надпіймову, тільки на початку рісу (R<sub>1</sub>), коли в басейн Дніпра починають доноситися перші повіви лесових бур дніпрянського зледеніння.

Погодження обох профілів III<sub>2</sub> і III<sub>3</sub> терас дає змогу встановити такий хід розвитку долини Дністра в міндель ріський період.

#### Долина Дністра

	Епохи	Тераса III <sub>2</sub>	Тераса III <sub>3</sub>
Міндель-ріський інтергляціал	Перша більша частина	Назбирування річкових пісків з <i>Paludina diluviana</i> і <i>Corbicula fluminalis</i>	
	Преріський льодовиковий період	Озеровий режим. Суглинок з <i>Gyraulus gredleri</i>	Ерозія. Тераса виходить спід рівня затоплення і перетворюється в надпіймову. Річкові піски перевіваються в дюни. Назбирується лес
	Друга (менша) частина	Озерові відклади. Річкові піски без <i>Paludina diluviana</i>	Зверху дюнних пісків і преріського лесу формується негрубий копальвий ґрунт
	Початок ріського зледеніння R <sub>1</sub>	Потужна ерозія На площі терас навізється лес	

Переходжу до басейну Дніпра.

У середній течії, де делювіальні тераси виявлені особливо повно, можна розрізнити такі терасові рівні: I, II, III, IV (не рахуючи пійми).

Надпіймова тераса I не має лесового вкриття і складається з сипких давніх річкових пісків. Акумуляція цих пісків почалась у верхньобюльську епоху. Остаточно оформилась ця тераса як надпіймова в епоху азиль-тарденуазької культури. Алювій тераси II відкладається за вюрмського інтерстадіалу ( $W_{I-II}$ ), тераса III формується в ріс-вюрмську епоху, IV — в міндель-ріську епоху.

Будова тераси IV має такий вигляд:

- a) вюрмський лес ( $W_I + W_{II}$ ).
- b) R-W копальний ґрунт.
- c) Ріський лес (надморенова частина).
- d) Морена (дніпрянського зледеніння).
- e) Ріський лес — підморенова частина (спостерігається не завжди; іноді його заступають флювіогляціальні суглинки).
- f) Груба товща прісноводних озерових суглинків з фауною дрібнорослих пригнічених молюсків (багато бореальних форм).
- g) Чисті річкові піски, еквівалентні піскам з *Paludina diluviana*.

Подекуди спостерігається деяке відхилення від цього загального профілю: на вищих участках тераси озеровим суглинкам „f“ відповідає товща еолових пісків (копальні дюни), при чому в Каневі на межі пісків еолових і річкових [які В. В. Різниченко<sup>1)</sup> і М. О. Мельник<sup>2)</sup> неправильно залічують до флювіогляціальних відкладів] знайдено зуб *Elephas trogontherii*. Як видно, картина надзвичайно подібна до дністрянських терас IIIа і IIIб.

Виникає питання: до якого часу належать озерові суглинки тераси IV Дніпра і еквівалентні їм копальні дюни накупчення на участках тої ж тераси?

Дослідженнями В. Н. Чирвінського виявлено цікавий факт ступінчастого залягання морени в межах терас III і IV<sup>3)</sup>. На терасі IV (верхня тераса В. Н. Чирвінського) морена лежить дуже високо, тим часом як на третій терасі (середня тераса В. Н. Чирвінського) та сама морена похована глибоко під рівнем ріки. Нижче льодовикових відкладів дніпрянського зледеніння в основі тераси III (свердловина Озерич) подекуди залягають вертєвуваті озерово-річкові суглинки і глинясті піски, що нагадують горизонт „f“ верхньої тераси (IV).

Перед нами виразний давній (копальний) приступок до 70 м заввишки. Приступок цей утворився до початку дніпрянського зледеніння, морена якого вкрила його своїм плащем<sup>4)</sup>.

Спробуймо точніше визначити час врізання цього приступка, тобто епоху преріських розмивів у долині Дніпра.

Вище ми говорили, що в основі тераси III нижче ріських льодовикових відкладів залягають озерово-річкові шари, що нагадують такі ж шари верхньої тераси. Але ми не маємо права припускати, що доріська ерозія зупинилася на певній глибині, не розмивши всієї серії річкових відкладів тераси IV. Такому припущенню суперечить те, що озерово-річкові (підморенові) шари тераси III лежать не тільки глибше, ніж такі самі шари тераси IV, а навіть глибше корінного третинного цоколю верхньої тераси. З цього ясно, що ерозія прорізала всю товщу давніх річкових відкладів тераси IV і пройшла ще глибше, врізавшись в її давнє третинне ложе. Пізніше на розмитій поверхні третинних шарів (на рівні, що метрів на 40—70 поступається рівневі тераси IV) почали відкладатися озерово-річкові шари Озерич. Коли додати

<sup>1)</sup> В. Різниченко, Про четвертинні рухи земної кори в районі середнього Дніпра, Укр. Ак. Наук. „Записки Фіз.-мат. від.“, 1930, т. V.

Idem, До питання про стратиграфію та тектоніку терас Дніпра, „Вісн. Укр. район. геолого-розвідк. управи“, № 14, 1930.

Idem, Труды Укр. в.-д. геол. інст., т. V, в. 5, 1928.

<sup>2)</sup> М. О. Мельник, „Вісн. укр. відд. Геол. ком.“, 1928, № 11.

<sup>3)</sup> В. Н. Чирвінський, К истории долины Днепра, *ibid.*, IV, 16, 1931.

<sup>4)</sup> В. Чирвінський, *l. c.*, с. 24.

до цього, що лесуваті тонковерстуваті суглинки і глинясті піски тераси IV мають звичайно характер озерових або алювіальних лесів, тобто відкладалися коштом лесового матеріалу в озерах і тихих басейнах в епоху, коли поверхня верхньої тераси відмежувалася вже від русла ріки в наслідок його заглиблення, то ми зможемо досить точно визначити цікавий для нас ерозійний період у долині Дніпра.

Час розмивів, у наслідок яких оформився приступок від верхньої тераси до тераси III, повинен бути замкнений двома стратиграфічними межами. Нижня стратиграфічна межа цього періоду відповідає контактові між горизонтами „f“ і „g“ профілю (див. вище); верхня межа визначається початком відкладання озерово-річкових шарів Озерищ на дні тераси III, які пізніше були частково перекриті дніпрянською мореною і флювіогляціальними пісками, а частково розмиті льодовиковими водами. Інакше казавши, могутні преріські розмиви в долині Дніпра почалися одразу після відкладу пісків з *Paludina diluviana* й *Elephas trogontherii* і закінчилися задовго до ріського (дніпрянського) зледеніння. З цього випливає, що піски з *Paludina diluviana* тераси IV належать до першої половини M-R інтергляціалу. У преріську епоху відкладаються озерові леси на терасі IV і одночасно відбувається потужна ерозія, що відризала величезну поверхню верхньої тераси від Дніпра. Коли минули преріські холоди і вирівнялося русло ріки, на дні вже вужчої й глибшої долини Дніпра (обмеженої границями тераси III) відклалися річкові й озерові шари Озерищ (друга половина M-R інтергляціалу). Морена дніпрянського зледеніння вкриває своїм плащем преріський приступок. Наприкінці дніпрянського зледеніння ( $R_{II}$ ) флювіогляціальні потоки ринуть переважно по преріському ерозійному жолобу Середнього Дніпра, розмиваючи і перевідкладаючи покрив морени головної стадії ( $R_I$ ) і M-R super. піски та суглинки, що лежать на дні тераси. Ці річкові відклади зберігаються лише в небагатьох місцях, а в проміжках цілком знищені. Згаданий преріський жолоб фігурує наприкінці дніпрянського зледеніння як типовий льодовиковий *Urstromtal* і тому в нижніх горизонтах тераси, як правило, залягає флювіогляціальне ріняччя (*Schotter*). У ріс-вюрмську епоху в межах тераси III відкладається велика товща алювіальних осадів.

Трохи іншу будову має тераса III р. Орелі (ліва притока Дніпра в його середній течії).

Давня тераса I Орелі, Ворскли й Самари аналогічна давній терасі I Дніпра. Давня тераса II цих річок, а також верхня їх тераса (IV) також цілком подібні. Виняток становить описана мною в 1931 році оригінальна (давня III) тераса Орелі (і Ворскли), що виступає по рр. Орчику, Берестовій і на відтинку течії р. Орелі між Маяками й Царичанкою. Утворення цієї тераси можна пояснити тільки з погляду визнання одного проміжного періоду ерозії, як я й зробив свого часу, хоч і не наважився тоді називати цей період преріським<sup>1)</sup>. Тераса ця перекрита в'юрмським лесом і невеликою товщею ріського лесу (*Riss super.*). Великі розмиви в долині Орелі (і Ворскли) відбулися після відкладу головної маси алювію верхньої (міндель-ріської) тераси і закінчилися задовго до ріського зледеніння, тобто одночасно з преріськими розмивами в басейні Середнього Дніпра і в нижній Наддністрянщині. В другу половину M-R інтергляціалу на дні тераси відкладаються алювіальні шари. В льодовикову епоху (*Riss*) через низький рівень, на якому лежала ця тераса, вона повинна була являти собою ложе передльодовикових і польодовикових *Urstrom*-ів, що розмили річкові шари. Лише деякі порівнюючи більш піднесені участки преріської тераси убереглися від повного знищення льодовиковими водами.

<sup>1)</sup> Л. Лунгерсгаузен, Террасы Орелі, 1. с., с.65.

Велика різниця у висоті терас IV і III Орелі привела до того, що на поверхні високої тераси IV ми знаходимо вище давньо-алювіальних відкладів повну серію ріських відкладів (Riss super. — лес, Riss — морена, Riss infer. — лес), тим часом як на молодшій преріській терасі (III) тільки верхньоріський лес (горизонт Riss super). Нижче, очевидно, йдуть гляціальні й річкові піски, хоч треба підкреслити, що стратиграфію преріської тераси Орелі, особливо глибших її горизонтів, ще майже зовсім не вивчено.

В пізнішу ріс-вюрмську міжльодовикову епоху низькі участки преріської тераси Орелі й Ворскли опинилися нижче рівня акумуляції річкових відкладів і тому були цілком поховані під молодшим рівнем ріс-вюрмської тераси. Отже доля цих нижчих участків цілком аналогічна з долею давньої тераси III (середньої) Дніпра.

Навпаки, вищі участки преріської тераси відмежовуються наприкінці рісу або на початку останнього інтергляціалу виразним приступком від ріс-вюрмської пійми і збереглися у вигляді примхливо розмитих по краях порівнюючи невеликих площ. З цього ясно, що преріську або давню терасу III Орелі не можна порівняти з терасою III (середньою) Дніпра. Остання є тераса акумуляції ріс-вюрму, що заповнює преріський ерозійний жолоб, причому давніші (доріські) відклади майже цілком знищені. Акумуляція тераси III Орелі, навпаки, відбувалася тільки в проміжку між прерісом і верхнім рісом і далі вона перетворилася в надморенову і на її поверхні відклався субаеральний верхньоріський лес.

Надзвичайно важливий висновок, до якого, мені здається, можна прийти на основі наведеного вище фактичного матеріалу, стосується положення фауни з *Paludina diluviana* Kunth. у вертикальному профілі четвертинної серії. Мені здається, що *Paludina diluviana* і відповідна їй типова міндель-ріська фауна характеризує тільки першу, більшу і теплішу, половину інтергляціалу (до преріських холодів, що відбилися на Україні у формі навівання лесу і потужної ерозії в річкових долинах). Отже я схильуюся до того, щоб ще більше звужити стратиграфічне поширення *Paludina diluviana* звичайно вважають за провідну форму всього міндель-ріського інтергляціалу.

Деяке потвердження своїх висновків я знаходжу в роботі Н. Л. Некк-а, присвяченій берлінським палюдиновим шарам<sup>1)</sup>. Цей дослідник також говорить про строго локальне поширення *Paludina diluviana* в профілі берлінської палюдинової банки. „Das Auftreten, Leben und Verschwinden dieser Gastropode verläuft konform mit der Zeit des Eichenmischwaldes“<sup>2)</sup>, — інакше казавши, існування *Paludina diluviana* збігається з моментом певного „температурного оптимуму“. Але, говорячи про фізично-географічні умови першої половини міндель-ріського інтергляціалу, треба досить обережно ставитися до тої картини, яку малює Некк на основі своїх пилкових діаграм (Pollendiagramen). Насамперед треба взяти на увагу різницю географічних широт. Північна Європа і північна Германія, очевидно, перебували в умовах помірного вогкого клімату, тим часом як на Україні кліматичні умови були інші — очевидно, тепліші. Разом з тим на півночі Європи могли різкіше відбитися часті зміни клімату протягом величезної першої половини інтергляціалу. Тепліші смуги чергувалися з смугами холоднішими. До одної з таких вузьких кліматичних фаз і належить, мені здається, відкладання описаної Некк-ом інтергляціальної серії. В усякому разі немає ніяких підстав розглядати озерово-річкові шари *Wustermark*-а й *Schillingsbrücke* як повний хронологічний еквівалент усього міндель-ріського інтергляціалу (навіть першої його половини). Тривалість інтергляціалу була б у такому випадку надто невелика,

<sup>1)</sup> Heck H. L., Zur Fossilführung der Berliner Paludinenschichten, ihrer Beschaffenheit und Verbreitung, „Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges.“, Band. 82, H. 7, 1930.

<sup>2)</sup> Heck, l. c., S. 402.

а це суперечить більшості спостережень над відкладами міндель-ріського віку.

Підіб'ємо деякі підсумки:

1) Преріський час на Україні позначився у формі великих розмивів у долинах Дніпра, Дністра, Орелі та інших рік („преріський ерозійний період“).

2) Основна маса давньоалювіальних пісків тераси III β Дністра і тераси IV Дніпра відкладалася в першу (більшу) половину міндель-ріського інтергляціалу.

3) В преріську епоху ці тераси перетворюються в надпіймові і відкладання алювію другої (коротшої) половини M-R інтергляціалу відбувається на нижчому рівні.

4) Фауна з *Paludina diluviana*, очевидно, характерна тільки для відкладів першої, більшої половини M-R епохи (тераса III Дністра, тераса IV Дніпра), і цілком вимирає в холодний преріський ерозійний період (тераса III α Дністра, тераса III Орелі).

5) На просторах українського степу в преріський час навіюється лес.

Київ,

20. III 1935.

## РЕЗЮМЕ

В нескольких статьях, посвященных четвертичным отложениям Среднего Днепра и Нижнего Приднестровья, мною была высказана мысль о строго закономерном соответствии, существующем между периодами (или циклами) размыва в речных долинах и определенными этапами накопления лессового покрова на поверхности материка.

Эта закономерность может быть сформулирована следующим образом: в холодные эпохи четвертичных оледенений, когда на просторах украинских степей образовался соответствующий данному оледенению горизонт лесса, в речных долинах, благодаря низкому положению базиса эрозии (уровня моря), происходило углубление речного русла, врезание террасовой ступени и размывание тех речных осадков, которые были отложены рекой в предшествующее интергляциальное время.

Спешу оговориться, что эта закономерность касается только южной Европы, меж тем как в северной и северозападной Европе, например в Германии, т. е. ближе к центру четвертичных оледенений, наблюдалось, повидимому, чуть ли не обратное соотношение между эрозионным периодом и ледниковыми эпохами.

Изучение стратиграфии четвертичного покрова и реконструкция древних, погребенных под этим покровом форм рельефа позволяет проследить на обширной площади Украины следы следующих главных эрозионных периодов в речных долинах и краевых зонах междуречного плато: верхнеплиоценовые размывы, далее — размывы гюнцского, миндельского, рисского, нижневюрмского, верхневюрмского и нижнехолоценового возраста.

В настоящее время в этот ряд должна быть введена еще одна фаза размыва, долженствующая занять место между миндельским и рисским эрозионными периодами.

В небольшой статье, напечатанной в вып. 7 этого журнала, мною был описан новый горизонт лесса на значительной территории Украины. Стратиграфическое положение этого лесса определяется залеганием его в верхней части чрезвычайно мощной миндель-рисской ископаемой почвы. Этот лесс моложе песков с *Paludina diluviana*, слагающих главную массу M-R алювия и древнее мсрены днепровского оледенения, от которой он отделен прослоем немощной почвы (M-R super.) и подморенной частью рисского лесса (R infer.).

Навевание лесса должно было иметь место во вторую половину большого интергляциала (M-R<sub>II</sub>) и явилось свидетелем некоторого похолодания климата, за которым снова наступила более теплая (но уже с худшими климатическими условиями, чем раньше) и более короткая заключительная часть интергляциала, прерванная днепровским оледенением.

Это похолодание отвечает прерисскому ледниковому времени W. Soergel-я (и K. Veurlen-a), т. е. времени накопления 33 м террасы III-a с остатками животных умеренного климата: *Elephas antiquus* и *Cervus elaphus*.

На Украине в прерисское время происходят очень крупные размыты в речных долинах и обособляется особая эрозионная ступень, с которой неизбежно принуждены считаться современные геоморфологи. Прерисская эрозионная ступень может быть прослежена, повидимому, на всех главных речных долинах, и особенно в долинах Днестра и Днепра.

В низовом течении Днестра хорошо развиты древние четвертичные террасы I, II, III $\alpha$ , III $\beta$ , IV $\alpha$ , IV $\beta$ , подробно описанные мною.

Терраса I накапливалась на протяжении послелебюльского времени и в форме уступа обособилась в начале холоцена. Накопление террасы II относится к рисс-вюрму. Выделить пока на Днестре промежуточную ступень (вюрмский интерстадиал W<sub>I-II</sub>) не удалось. Терраса III образовалась в миндель-рисское интергляциальное время и складывается песками с *Paludina diluviana*, *P. sokolovi*, *P. zickendrathi*, *P. ripi*, *P. pseudo-sadleri*, *Corbicula fluminalis*, *Cyclas rivicola*, *Dreissensidae*, *Unionidae* etc. Более высокие участки этой террасы в результате прерисских размытов вышли из-под уровня реки и уже во вторую (более короткую) часть M-R интергляциала фигурируют в качестве надпойменной террасы (III $\beta$ ). Более обширные по площади низкие участки террасы (III $\alpha$ ) остаются под уровнем затоплений на протяжении всего миндель-рисского межледникового времени и обособляются от реки только лишь в начале рисса (R<sub>I</sub> Soergel-я). Наконец самая обширная и высокая терраса Днестра заполняет древнюю и очень глубокую долину размыта G<sup>1</sup>. Эта долина была во время G<sub>II</sub> покрыта флювиогляциальными галечниками, и уже поверх них легли типичные речные пески первого (G-M) интергляциала с *Paludina tiraspolitana*, *P. grandis*, *P. alta*, *P. pseudo-artesica*, *Alces latifrons*, *Elephas meridionalis* etc. Поверхность террасы IV была частично размыта в Mindel I время, и высокие участки террасы осушились в эту эпоху (IV $\beta$ ), но вся терраса полностью вышла из-под уровня затопления, т. е. превратилась в надпойменную, только в Mindel-II время (терраса IV $\alpha$ ).

Наиболее интересным для нас является строение террас III $\alpha$  и III $\beta$ , которое было иллюстрировано выше двумя идеальными стратиграфическими разрезами. Высокие и более древние участки террасы (III $\beta$ ) сложены лессом (включая рисский горизонт), налегающим на тонкий и довольно непостоянный покров бледной ископаемой почвы (по западинам — аллювиального типа), в свою очередь сформировавшейся на небольшом слое прерисского лесса или замещающих его ископаемых дюнных песках (погребенный „боровой“ горизонт). Ниже идут нормальные древнеаллювиальные отложения с *Paludina diluviana* и *Corbicula fluminalis*. Более молодые и низкие участки террасы (III $\alpha$ ) имеют иное строение. Здесь между рисским лессом и толщей с *Paludina diluviana* лежит свита пресноводных суглинков (лессов) с „холодной“ фауной озерных моллюсков (фауна *Gyraulus gredleri*).

Согласование обеих профилей приводит к установлению довольно простой стратиграфической схемы, представленной на табличке (см. укр. и нем. текст). Является совершенно очевидным, что после отложения песков с *Paludina diluviana* в долине реки происходят мощные размыты, в результате которых участки террасы (III $\beta$ ) осушаются, поверхность их преобразовывается ветром и частью затягивается лессом. На террасе III $\alpha$  в это время отлагаются суглинки с *Gyraulus*. После сравнительно кратковременной эпохи прерисских



холодов (холодный эрозионный период) наступает более теплая заключительная часть межледниковья; на террасе III<sub>3</sub> формируется горизонт подлессовой (т.е. дорисской) почвы.

Перехожу к бассейну Днепра.

В среднем течении, где четвертичные террасы выражены с особенной полнотой, можно различить следующие террасовые уровни: I, II, III, IV (не считая поймы).

Надпойменная терраса I лишена лессового покрова и сложена сыпучими древнеречными песками. Аккумуляция этих песков началась в верхнебульское время; окончательно оформилась эта терраса в качестве надпойменной в эпоху азияль-тарденуазской культуры. Аллювий террасы II отлагался в вюрмский интерстадиал (W<sub>1-11</sub>); терраса III накапливалась в рисс-вюрмское, IV — в миндель-рисское время.

Строение верхней (IV) террасы Днепра имеет много общего со строением террасы III (тираспольской) Днестра. Терраса сложена аллювиальными отложениями с *Paludina diluviana*, покрытыми в одних случаях (более древние останцы, аналог III<sub>3</sub> Днестра) древними золотыми песками (Канев), в других — большой толщей озерных суглинков (аналог III<sub>2</sub> Днестра). Речные, золотые и озерные отложения покрыты лессом, причем нижний из горизонтов, кроющих террасу, прорезан мореной днепровского оледенения. Как показали исследования В. Н. Чирвинского, морена залегает не горизонтально, а уступообразно. Именно, в пределах террасы III („средняя“ терраса В. Чирвинского) морена лежит на уровне, сильно уступающем уровню залегания морены на поверхности древнейшей (верхней) террасы. Местами над мореной лежат еще озерно-речные слои (скважина Озерищ). Таким образом время врезания древнего эрозионного уступа, затянутого мореной, произошло сразу после отложения толщи с *Paludina diluviana* (ибо нормальный речной режим верхней террасы в это время сменяется режимом „поймы“ и озерными условиями) и задолго до наступления днепровского оледенения (рисс), ибо до наступления ледника на дне новой (прерисской) ложбины размыта успели отложиться озерно-речные слои (вторая заключительная часть миндель-рисского интергляциала), позже покрытые мореной. Возраст прерисского эрозионного цикла решается таким же точно образом, как и на основании изучения днестровских террас.

Наконец, аналогичную же, с небольшими вариациями, картину позволяет установить анализ древних надпойменных террас р. Орели, где оригинальная терраса с „неполным“ рисским лессом обязана своим существованием именно прерисским размытам.

Чрезвычайно важный вывод, к которому, мне кажется, можно прийти на основании приведенного выше фактического материала, касается положения фауны з *Paludina diluviana* в вертикальном профиле четвертичной свиты. Мне кажется, что *Paludina diluviana* и соответствующая ей типичная миндель-рисская фауна характеризует только первую, большую и более теплую, часть интергляциала (до наступления прерисских холодов, отразившихся на Украине в форме навевания лесса и мощной эрозии в речных долинах). Таким образом я склонен еще более сузить стратиграфическое распространение *Paludina diluviana*, которая обычно считается руководящей формой для всего миндель-рисского интергляциала.

Некоторое подтверждение своих выводов я нахожу в работе Н. Л. Неск-а, посвященной берлинским палудиновым слоям. Этот исследователь также говорит о строго локальном распространении *Paludina diluviana* в профиле берлинской палудиновой банки, связывая существование этой гастроподы с моментом определенного „температурного оптимума“. Однако, говоря о физико-географических условиях первой половины миндель-рисского интергляциала, следует с некоторой осторожностью относиться к той картине, которую

рисует Неск на основании своих пыльцевых диаграмм. Прежде всего надо учесть разницу географических широт. Северная Европа, т.е. и северная Германия, очевидно, находились в условиях умеренного влажного климата, между тем как на Украине климатические условия были иные — очевидно, теплее. Вместе с тем, на севере Европы могли резко сказаться частые изменения климата на протяжении огромной первой половины интергляциала. Полосы теплые чередовались с полосами более холодными.

К одной из таких узких климатических фаз и относится, мне кажется, отложение интергляциальной серии, описанной Неск-ом. Во всяком случае нет никаких оснований рассматривать озерно-речные слои Wustermark-a и Schillingsbrücke как полный хронологический эквивалент всего миндель-рисского интергляциала (даже первой его половины). Продолжительность интергляциала оказалась бы в таком случае слишком незначительной, что противоречит большинству наблюдений над отложениями миндель-рисского возраста.

Подведем некоторые итоги:

1. Прерисское время на Украине выразилось в форме крупных размывов в долинах Днепра, Днестра, Орели и др. рек („прерисский эрозионный период“).

2. Основная масса древнеаллювиальных песков террасы III<sub>3</sub> Днестра и террасы IV Днепра отложилась в первую, большую часть миндель-рисского интергляциала.

3. В прерисское время эти террасы превращаются в надпойменные и отложение аллювия второй (более короткой) части M-R интергляциала происходит на более низком уровне.

4. Фауна с *Paludina diluviana* характерна только для отложений первой (большой) части миндель-рисского времени (терраса III<sub>3</sub> Днестра, терраса IV Днепра) и полностью вымирает в холодный прерисский эрозионный период (терраса III<sub>2</sub> Днестра, терраса III Орели, „средняя“ терраса Днепра).

5. На просторах украинской степи в прерисское время происходит навание особого горизонта лесса.

## ZUSAMMENFASSUNG

In einigen, die quartären Ablagerungen des Mittel-Dnipro und das Flussgebiet des Nieder-Dniestr<sup>1)</sup> behandelnden Arbeiten wurde von mir die Anschauung über eine distinkt gesetzmässige Übereinstimmung der Erosionsperioden (bzw. Zyklen) in den Flusstälern — mit gewissen Akkumulationsetappen der Lössdecke an der Oberfläche des Festlandes vertreten.

Diese Gesetzmässigkeit lässt sich folgenderweise zusammenfassen.

Während der kalten Epochen der quartären Vereisungen, als an den weiten Flächen der Ukrainer Steppen ein, jeder betreffenden Vergletscherung entsprechender Lösshorizont sich ausgestaltete, erfolgte in den Flusstälern, infolge der Tieflage der Erosionsbasis (des Meeressniveaus), Vertiefung des Flussbettes, sowie Einschneidung der Terrassenstufe und Auswaschung derjenigen fluviatilen Ablagerungen, die vom Fluss, zur vorangehenden Interglazialzeit sedimentiert worden waren.

<sup>1)</sup> L. Lungershausen, Einiges zur Gesamtcharakteristik der Quartärablagerungen und der S-O-Grenze der Dnjepr-Eiszunge. Acad. des Sciences de l'U.R. S. S., „Travaux de la Comm. pour l'étude du Quaternaire“, 1933, III, № 1 (russ. mit deutsch. Zusammenfassung).

Idem, On the Time of Accumulation of Terraces Lying above the Flood-plains of the Orel River Basin, „Problems of Soviet Geology“, 1934, III, № 1 (russ. mit englisch. Zusammenfassung).

Vorgreifend möchte ich hier gleich bemerken, dass besagte Gesetzmässigkeit bloss Südeuropa betrifft, während näher zum quartären Vereisungszentrum, nämlich in Nord- und Nordwesteuropa, z. B. in Deutschland, eher wohl eine gegenteilige Wechselbeziehung zwischen der Erosionsperiode und den Glazialzeiten in Erscheinung zu treten scheint<sup>1)</sup>. Die Erforschung der Stratigraphie der quartären Decke und eine Rekonstruktion der unter dieser Decke begrabenen Altreliefformen lässt an einem ausgedehnten Areal der Ukraine, in den Flusstälern und den Randzonen des Zwischenflussplateaus Spuren nachstehender Haupterosionsperioden erkennen: Auswaschungen des Oberpliozän, weiterhin — solche vom Günz-, Mindel-, Riss-, Unterwürm-, Oberwürm- und Unterholozänalter.

Zurzeit ist in diese Reihe noch eine Erosionsphase unterzubringen und zwar hat man dieselbe zwischen der Mindel- und der Riss-Erosionsperiode einzuordnen.

Mein kurzer, in Lief. 7 vorliegenden Sammelwerkes abgedruckter Artikel<sup>2)</sup> enthält die Beschreibung eines neuen Lösshorizontes in einem umfangreichen Territorium der Ukraine. Die stratigraphische Lage dieses Lösses bestimmt sich durch dessen Lagerung im oberen Aufteil eines ausserordentlich mächtigen fossilen Mindel-Riss-Bodens. Dieser Löss ist jünger als die Sande mit *Paludina diluviana*, welche die Hauptmasse des M-R-Alluviums zusammensetzen, aber älter als die Urmoräne der Dniprovereisung wovon besagter Löss durch eine Zwischenlage nicht mächtigen Bodens (M-R super.) und den untermoränen Teil von Risslöss (R infer.) getrennt wird.

Die Lössüberwehung muss während der zweiten Hälfte des grossen Interglazials (M-R) erfolgt sein und ist dieselbe Zeuge eines gewissen Kälterwerdens des Klimas, worauf abermals der wärmere (jedoch mit schlimmeren klimatischen Bedingungen gegenüber den vorangehenden, vergesellschaftete), kürzere, durch die Dniprovereisung unterbrochene, beschliessende Teil des Interglazials einsetzte.

Diese Erkaltung entspricht der Prärisseiszeit W. Soergels<sup>3)</sup> und K. Beurlens<sup>4)</sup>, d. i. der Zeit der Ansammlung der 33 m-Terrasse der Ilm mit Tierresten gemässigten Klimas: *Elephas antiquus* und *Cervus elaphus*<sup>5)</sup>.

In der Ukraine kommt es, zur Prärisseiszeit, zu sehr eingreifenden Erosionen in den Flusstälern; es trennt sich eine besondere Erosionsstufe aus, der die zeitgenössischen Geomorphologen unausweichlich Rechnung zu tragen haben werden. Wie es scheint, kann der Prärisseis-Erosionsstufe an allen wesentlichen Flusstälern nachgegangen werden, insbesondere an denen des Dniestr und des Dnipro.

Am Unterlauf des Dniestr sind die von mir<sup>6)</sup> eingehend beschriebenen quartären Urterrassen I, II, III $\alpha$ , III $\beta$ , IV $\alpha$ , IV $\beta$  gut entwickelt.

Terrasse I häufte sich im Verlauf der Nachbühlzeit an und sonderte sich in der Form einer Staffelung zu Beginn des Holozän aus.

Die Akkumulation der Terrasse II ist dem Riss-Würm zuzuordnen. Eine zwischenliegende Stufe (Würm-Interstadiale W<sub>1-11</sub>) konnte bislang am Dniestr nicht isoliert werden.

Terrasse III bildete sich zur Mindel-Riss-Interglazialzeit aus und ist zusammengesetzt aus Sanden mit *Paludina diluviana*, *Pal. sokolovi*, *Pal. zickendrathi*—

<sup>1)</sup> W. Soergel, Die Gliederung und absolute Zeitrechnung des Eiszeitalters, „Fortschritte d. Geologie und Paläontologie“, H. 13, 1925, S. 204.

<sup>2)</sup> Lungershausen, Die neue Lösstufe in der Ukraine, „Die Quartärperiode“, H. 7, 1934.

<sup>3)</sup> Soergel, l. c., S. 203 u. and.

Idem, Die diluvialen Terrassen der Ilm und ihre Bedeutung für die Gliederung des Eiszeitalters, Jena 1924.

<sup>4)</sup> Beurlen K., Diluvialstratigraphie und Diluvialtektonik, „Fortschr. d. Geologie und Paläontologie“, H. 18, 1927, S. 285 u. and.

<sup>5)</sup> Soergel, „Fortschr.“, H. 13, S. 203.

<sup>6)</sup> Lungershausen, Einiges zur Geologie der Moldau. Tiraspol, 1933.

Idem, Über die stratigraphische Selbständigkeit d. einz. Lösshoriz. der Ukr. Steppe, „Izvestia de la Soc. Russ. de Géographie“, 1934 (russ. m. deutsch. Zusammenf.). Vol. LXVI, № 6.

Idem, Die Terrassen des Niederdnjestr (Manuskript), 1934.

Pal. aff. pseudo-sadleri, Pal. ripi nov., Pal. pseudocraiovensis nov., Corbicula fluminalis, Sphaerium rivicola, Dreissensidae, Unionidae etc. Die höheren Partien dieser Terrasse die, infolge von Prärisserosionen, über das Flussniveau emporgetreten waren, präsentieren sich bereits während des zweiten (kürzeren) Teils des M-R-Interglazials als überauige Terrasse (III $\beta$ ), während die niederen, ihrem Flächenraum nach ausgedehnteren Bezirke der Terrasse (III $\alpha$ ) im Verlaufe der gesamten Mindel-Riss-Interglazialzeit unterhalb des Inundationsniveau verbleiben, um erst zu Beginn des Riss (R<sub>I</sub> Soergels) vom Fluss abgetrennt zu werden. Die umfangreichste und höchste Dniestrterrasse füllt endlich, das sehr tiefe Urtal der G<sub>I</sub>-Erosion aus. Dieses Tal war zur Zeit des G<sub>II</sub> von fluvioglazialem Schotter überdeckt und erst diesen überlagerten typische Flussande des ersten (G-M) Interglazials mit Paludina grandis, Pal. sadleri-alta, Pal. tiraspolitana, Pal. pseudo-artesica nov., Pal. subcrassa nov., Pal. subgracilis nov., Alces latifrons, Elephas meridionalis etc.

Die Oberfläche der Terrasse IV wurde teilweise zur M<sub>I</sub>-Zeit ausgewaschen und wurden zu dieser Zeit die höheren Distrikte (IV $\beta$ ) der Terrasse entwässert; in ihrem Ganzen trat aber besagte Terrasse über das Inundationsniveau hinaus, d. i. sie verwandelte sich in eine überauige — erst zur M<sub>II</sub>-zeit (Terrasse IV $\alpha$ ).

Unser besonderes Interesse beanspruchen die Terrassen III $\alpha$ - $\beta$ , die sich zur Mindel-Riss-Zeit anhäuferten.

Während der ersten (grossen) Hälfte des M-R-Interglazials lagerte sich die mächtige Sandmasse dieser Terrasse mit Paludina diluviana und Corbicula fluminalis ab, worauf im Flusstale eine starke Erosion statthatte und die Stufe III $\beta$  sich aussonderte. Ein ideeller stratigraphischer Schnitt durch diese Terrasse zeigt folgendes.

- a. Würmlöss;
- b. fossiler Riss-Würm-Boden;
- c. Risslöss (Epoche der Dniprovereisung);
- d. dünne Fossilboden-Decke des M-R super. (Interglazialende);
- e. Schicht gut abgerundeter, alter Dünensande mit Helicogena aff. latescens u. and. Helicidae in den unteren Horizonten (vom Winde überwehte Flussande) und mit abgerundeten und abgeschliffenen Muscheln von Unio, Paludina. Stellenweise ersetzt Präriß-Löss die Dünensande;
- f. geschichtete Flussande mit Paludina diluviana und Corbicula fluminalis.

Genanntes Profil zeigt, dass zur Risszeit Partien der Terrasse III $\beta$  bedeutend über dem Wasser emporgehoben waren. Fluviale Flussande wurden leicht durch den Wind zu Dünen zusammengetrieben und auf erhebliche Entfernungen abtransportiert.

Vielmals lagert auf diesen Sanden, sie mitunter ersetzend, eine geringe Schicht Prärißlöss; dieser ist nächst Tiraspil gut ausgeprägt.

Die niedere Terrasse III $\alpha$  hat eine durchaus abweichende Anordnung, nämlich:

- a. Würmlöss;
- b. R-W-Fossilboden;
- c. Risslöss;
- d. mächtige Schicht Süßwasser-Lösslehme vom Landseetyp, mit Gyraulus gredleri, Gyraulus albus, Planorbis planorbis, Pl. pl. var. submarginatus, Galba truncatula, Radix auricularia u. a. m. Bisweilen grenzt an typischen subaeralen Risslöss «c», eine kleine Schichtlagerung von Flussand;
- e. Flussablagerungen (Sande) mit Paludina diluviana und Corbicula fluminalis.

Die Süßwasserlehme «d», mit Kältefauna Gyraulus gredleri sind äquivalent äolischen Sanden und dem Prärißlöss der Terrasse III $\beta$  (Horizont «e»). Während der zweiten Hälfte des M-R-Interglazials wird das Landseeregime dieser Terrasse durch andere Verhältnisse abgelöst. Einige Teilstücke der Terrasse werden wiederum von Flusswasser überschwemmt und über den Landseelehmen lagern sich

Flussande ab, jedoch ohne *Paludina diluviana*. Die gesamte Terrasse III $\alpha$  wird durchaus entwässert, indem sie zu einer überauigen Terrasse umgestaltet wird; dies geschieht jedoch erst zu Beginn des Riss (I), als im Dniestrbecken das erste Wehen der Staubstürme der Dniprovereisung sich bemerkbar macht.

Bringt man nun die beiden Profile III $\alpha$  und III $\beta$  in Übereinstimmung, so ergibt sich folgender Werdegang in der Entwicklung des Dniestrtales, zur Mindel-Risszeit.

Flusstal des Dniestr			
Epoche	Terrasse III $\alpha$	Terrasse III $\beta$	
Mindel-Riss Interglazial	Erster (grösserer) Teil	Ansammlung von Flussanden mit <i>Paludina diluviana</i> und <i>Corbicula fluminalis</i>	
	Präriiss Eiszeit	Landseeregime. Landseelöss mit <i>Gyraulus gredleri</i>	Erosion. Die Terrasse tritt über das Inundationsniveau hervor und wandelt sich in eine überauige Terrasse um. Die Fluss- sande werden zu Dünen zusammengeweht. Es erfolgt Lössanspeicherung
	Zweiter (kleinerer) Teil	Landseeablagerun- gen. Flussande ohne <i>Paludina diluviana</i>	Oberhalb der Dünensande und dem Präriissloss formiert sich ein nicht mäch- tiger, fossiler Boden
Beginn der Riss (I) Vereisung		Mächtige Erosion Auf die Terrassenfläche wird Löss angeweht	

Was das Dniiproflussgebiet anbelangt, so ist folgendes zu bemerken.

Am Mittellauf, wo die diluvialen Terrassen besonders ausgeprägt sind, lassen sich die Terrassenniveaus I, II, III, IV (die Auen nicht miteinbegriffen) unterscheiden.

Der überauigen Terrasse I fehlt eine Lösshülle; zusammengesetzt ist sie aus Altflussflugsanden. Eine Akkumulation dieser Sande begann zur Zeit des Oberbühl. Endgültig, hingegen, hat sich genannte Terrasse, als eine überauige, während der Epoche der Azil-Tardenoisien-Kultur formiert. Das Alluvium der zweiten Terrasse hat sich während der Würm-Interstadiale W<sub>I,II</sub> abgelagert; das der dritten Terrasse zur Riss-Würmzeit und dasjenige der vierten — zur Mindel-Risszeit.

Der Aufbau der Terrasse IV ist folgendermassen gestaltet:

- a. Würmlöss (Würm I + II);
- b. R-W-Fossilboden;
- c. Risslöss (übermoränige Partie);
- d. Moräne (der Dniprovereisung);
- e. Risslöss — untermoräniger Aufteil (wird nicht immer beobachtet; teilweise durch fluvioglaziale Lehme substituiert);
- f. mächtige Schicht süsswässriger Landseelehme mit einer Fauna von kleinwüchsigen Molluskenkümmerformen (viel boreale Formen);
- g. reine Flussande, den Sanden mit *Paludina diluviana* äquivalent.

Stellenweise sieht man einige Abweichungen von diesem Profil als eines Ganzen: in höheren Distrikten der Terrasse entspricht den Landsee-Lehmen «f» eine Schicht äolischer Sande (fossile Dünen), wobei in Kaniw an der Grenze

äolischer und Flussande (die irrtümlich von W. W. Resnitschenko<sup>1)</sup> und M. O. Melnik<sup>2)</sup> den fluvioglazialen Ablagerungen zugeordnet wurden) ein Zahn vom Elephas trogontherii gefunden worden ist. Man sieht, dass dieses Bild erstaunlich ähnlich den Dniestrterrassen III $\alpha$  und III $\beta$  ist.

Es erhebt sich nun die Frage danach, welchem Zeitalter die Landseelehme der vierten Dniproterrasse und die ihnen äquivalenten Dünenanhäufungen in den Bezirken ebenderselben Terrasse angehören.

Durch die Untersuchungen W. M. Tschirwinskys<sup>3)</sup> ist die interessante Tatsache einer stufenförmigen Lagerungsweise der Moräne im Bereiche der Terrassen III—IV an den Tag gebracht worden. An der Terrasse IV (Hochterrasse W. N. Tschirwinskys) ist die Moräne sehr hoch gelegen, während dieselbe an der Terrasse III (Mittelterrasse nach W. N. Tschirwinsky) tief unter dem Flussniveau eingegraben ist. Unterhalb der glazialen Ablagerungen der Dniprovereisung liegen stellenweise, an der Basis der Terrasse III (Bohröffnung Oseristsche) schichtige Landsee-Fluss Lehme und tonige Sande, die an den Horizont „f“ der oberen Terrasse (IV) erinnern.

Es präsentiert sich uns hier eine (fossile) Altstaffelung, bis zu 70 m hoch. Diese hat sich vor dem Heranrücken der Dniprovereisung, deren Moräne die Staffelung mit ihrem Mantel bedeckte<sup>4)</sup>, ausgebildet.

Wir wollen nun den Versuch in Angriff nehmen, genauerweise die Zeit des Einschneidens dieser Staffelung, d. i. das Zeitalter der Prärisserosionen im Dniestrtrale zu bestimmen.

Bemerkt ist schon worden, dass an der Basis der Terrasse III, unterhalb der glazialen Rissablagerungen, Landsee-Fluss-Schichten liegen, die an solche der oberen Terrasse erinnern. Wir sind jedoch nicht zur Annahme berechtigt, dass die Prärisserosion in einer gewissen Tiefe sistiert hat, ohne die gesamten Schichten infolge der fluviatilen Abagerungen der Terrasse IV ausgewaschen zu haben. Einer derartigen Voraussetzung widerspricht vielmehr die Tatsache, dass die (untermoränigen) Landsee-Fluss-Schichten der Terrasse III nicht nur tiefer als diejenigen der Terrasse IV lagern, sondern sogar tiefer, als der tertiäre Kernsockel der oberen Terrasse. Hieraus erhellt, dass die Erosion die Gesamtmasse der Altflussablagerungen der Terrasse IV durchschnitten hat, um noch tiefer in die tertiäre Urbettung dieser Terrasse einzudringen. Späterhin begann an der ausgewaschenen Oberfläche der tertiären Schichten (auf einem, ungefähr um 40 bis 70 m der Höhenlage der Terrasse IV nachstehendem, Niveau) die Ablagerung der Landsee-Fluss-Ablagerungen von Oseristsche. Nimmt man nun noch in Betracht, dass die lössartigen, feinschichtigen Lehme und tonigen Sande der Terrasse IV gewöhnlich den Charakter lakustriner bzw. alluvialer Lössen tragen, d. i. sich auf Kosten des Lössmaterials in Landseen und ruhigen Becken zu der Zeit abgelagerten, als die Oberfläche der oberen Terrasse sich bereits vom Flussbett, infolge von Vertiefung des letzteren, abgegrenzt hatte, so vermag man recht genau die, unser Interesse beanspruchende Erosionsperiode im Dniprostrotmale zu bestimmen.

Der Zeitraum der Erosionen welche die Formierung einer Staffelung von der oberen zur dritten Terrasse hin hervorriefen, ist von zwei stratigraphischen Grenzen eingeschlossen, von denen die untere dem Kontakte der Profilhorizonte „f“

<sup>1)</sup> W. W. Resnitschenko, Über die jüngsten Bewegungen der Erdkruste im Gebiet des Mitteldnjepr. Acad. d. Sciences d'Ukraine, 1930.

Idem, Zur Frage der Stratigraphie und Tektonik der Terrassen des Mitteldnjeprgebiets, „Bull. of Geol. Research Adm. Ukr.“, № 14, 1930.

Idem, „Ukr. Geol. Riss. Forsch. Inst.“, Bd. I, H. 1.

<sup>2)</sup> M. Melnik, „Bull. de la Sect. du Com. Géol. Ukr.“, № 11, 1928.

<sup>3)</sup> W. Tschirwinsky, Zur Geschichte des Dnjeprtales, „Bull. de la Sect. du Com. Géol. Ukr.“, № 18, 1931.

<sup>4)</sup> W. Tschirwinsky, l. c. S. 24.

und „g“ (s. oben) miteinander entspricht, während die obere durch die beginnende Akkumulation der Landsee-Fluss-Schichten von Oseristsche am Grunde der Terrasse III bestimmt wird; späterhin wurden genannte Schichten teilweise von der Dnipromoräne und von fluvioglazialen Sanden überdeckt, z. T. aber von Gletscherwässern ausgewaschen. Somit begannen im Dniprostrotale die gewaltigen Prärisserosionen unmittelbar nach der Ablagerung von Sanden mit *Paludina diluviana* und *Elephas trogontherii* und schlossen sie lange vor der Riss-(Dni-pro-) Vereisung ab. Hieraus geht hervor, dass die Sande der Terrasse IV mit *Paludina diluviana* der ersten Hälfte des M-R-Interglazials zuzuordnen sind. Zur Präriszeit werden an der vierten Terrasse Landseelösse akkumuliert und gleichzeitig erfolgt eine mächtige Erosion, die eine enorme Fläche der oberen Terrasse vom Dniro abschnitt. Als nun die Prärisnkälte abgeklungen war und das Flussbett sich ausgeglichen hatte, wurden am Boden des bereits engeren und tieferen Dniprotales (das durch die Schranken der Terrasse III begrenzt war) die fluviatilen und lakustrinen Schichten von Oseristsche (2. Hälfte des M-R-Interglazials) abgelagert. Nun überdeckt die Moräne der Dniroveisung mit ihrem Mantel die Prärisstaffelung. Zu Ende der Dniroveisung ( $R_{II}$ ) fluten die fluvioglazialen Ströme vornehmlich längs der Prärisvertiefung des Mitteldniro, indem sie die Moränendecke des Hauptstadiums ( $R_I$ ) und die am Grunde der Terrasse gelegenen M-R super. Sande und Lehme auswaschen und umlagern. Diese Flussablagerungen bleiben nur an wenigen Stellen erhalten, während sie in den Zwischenräumen gänzlich vernichtet wurden. Die Prärisvertiefung zeigt sich zu Ende der Dniroveisung als typisches glaziales Urstromtal, weswegen in den unteren Horizonten der Terrasse, in der Regel, fluvioglaziale Schotter lagern. Während des Riss-Würm-Zeitalters speichert sich im Bereiche der Terrasse III eine grosse Schicht alluvialer Ablagerungen an.

Etwas abweichend hiervon ist die Struktur der dritten Terrasse des Orelflusses (linksseitiger Zufluss zum Dnipromittellauf).

Die erste Urterrasse der Flüsse: Orel, Worskla und Samara ist analog der ersten Urterrasse des Dniro. Die zweite Urterrasse genannter Flüsse, sowie deren obere (IV.) Terrasse sind auch gänzlich gleich. Eine Ausnahme hiervon bildet die hier beschriebene originelle (dritte Ur-) Terrasse der Orelflusses (sowie auch der Worskla), die an den Flüssen Ortschik und Berestowaja, gleichwie an einem Abschnitt des Orel zwischen den Örtlichkeiten Majaki und Zaritschanka hervortritt. Die Formierung dieser Terrasse kann bloss im Ausblick der Annahme einer intermediären Erosionsperiode interpretiert werden; was ich seinerzeit auch getan habe, ohne jedoch damals so weit zu gehen, diese Periode als Prärisperiode zu bezeichnen<sup>1)</sup> Diese Terrasse ist von Würmlöss und einer geringen Schicht Risslöss (Riss super.) überdeckt. Die gewaltigen Erosionen im Orelflusstale (und im Worsklaflusstale) ereigneten sich nach der Ablagerung der Hauptmasse Alluviums der oberen (Mindel-Riss) Terrasse und nahmen ihr Ende lange vor der Rissvereisung, demnach gleichzeitig mit den Präriserosionen im Mitteldnirobecken und im Niederdniestrufengebiet. Während der zweiten Hälfte des M-R Interglazials sammeln sich am Grunde der Terrasse alluviale Schichten an. Wegen der geringen Höhenlage dieser Terrasse müssen diese Schichten zur Glazialzeit (Risseiszeit) Strombetten prä- und postglazialer Urströme dargestellt haben, welche die fluviatilen Schichten erodierten. Nur einige, verhältnismässig mehr hervorragende Partien der Prärissterrasse entgingen der völligen Vernichtung seitens der Gletscherwässer.

Die grossen Unterschiede in der Höhenlage der Orelterrassen IV und III hatten zur Folge, dass an der Oberfläche der vierten Hochterrasse, oberhalb alt-alluvialer Ablagerungen eine komplette Schichtenfolge von Riss-Ablagerungen (Riss-super.-Löss, Riss-Moräne, Riss-infer.-Löss) vorgefunden wird, während

<sup>1)</sup> L. Lungershausen, *Probl. of Soviet Geology*, . e., p. 65.

an der jüngeren Präristerrasse (III) nur Ober-Riss-Löss (Horizont Riss super.) anzutreffen ist. Tiefer verlaufen offenbar glaziale und fluviatile Sande; zu betonen ist freilich, dass die Stratigraphie der Orel-Präristerrasse, insonderheit deren tiefere Horizonte, nahezu garnicht erforscht ist.

Zur Zeit der späteren Riss-Würm-Interglazialepoche kommen die unteren Bezirke der Präristerrasse des Orel und der Worskla unter dem Akkumulations-Niveau der Flussablagerungen zu liegen und waren sie deshalb völlig unter dem jüngeren Niveau der Riss-Würm Terrasse verborgen. Auf diese Weise erfuhren diese tieferen Distrikte ein durchaus der dritten (mittleren) Urterrasse des Dnipro analoges Schicksal.

Demgegenüber trennen sich die höheren Bezirke der Präristerrasse am Ende des Riss und am Anfang des letzten Interglazials, in der Gestalt einer distinkten Staffelung, von der Riss-Würm-Aue ab und haben sie sich in der Form unregelmässig an den Rändern zerschnittener, verhältnismässig kleiner Flächen erhalten. Demnach liegt es auf der Hand, dass die Präristerrasse, bzw. die dritte Urterrasse des Orel nicht der dritten (Mittel-) Terrasse des Dnipro gegeneinandergestellt werden kann. Diese letztere ist die Akkumulationsterrasse des Riss-Würm; sie füllt die Präriß-Vertiefung aus, bei fast gänzlicher Vernichtung der älteren (Präriß-) Ablagerungen. Gegenteilig ging die Ansammlung der dritten Orelterrasse nur im Zeitraum zwischen Präriß und Oberriss vor sich und wurde sie weiterhin zu einer übermoränigen umgewandelt, so dass an ihrer Oberfläche sich subarealer Oberriss-Löss absetzte.

Auf Grund des hier angegebenen Tatsachenmaterials lässt sich, meines Erachtens, eine äusserst wichtige Schlussfolgerung ziehen, welche die Position der Fauna mit *Paludina diluviana* im vertikalen Profil der quartären Schichtenfolge betrifft. Mich dünkt, dass *Pal. diluviana* und die ihr entsprechende typische Mindel-Riss Fauna bloss die erste, grössere und wärmere Hälfte des Interglazials (bis Einsetzen der Präriß Kälte, das sich in der Ukraine in der Gestalt von Lössüberwehungen und eingreifender Erosion in den Flusstälern manifestierte) charakterisiert. Mithin neige ich dazu, die stratigraphische Verbreitung der *Pal. diluviana*, die gemeinlich als Leitform für das gesamte Mindel-Riss Interglazial angesprochen wird, noch mehr einzuschränken.

In gewissem Masse werden meine Schlüsse durch die, die Berliner Paludinen-schichten behandelnde Arbeit H e c k s <sup>1)</sup> gestützt. Dieser Untersucher lässt sich gleichfalls über die streng lokale Verbreitung der *Paludina diluviana* im Profil der Berliner Paludinenbank aus. „Das Auftreten, Leben und Verschwinden dieser Gastropode verläuft konform mit der Zeit des Eichenwaldes“ <sup>2)</sup>, oder, was gleichbedeutend ist, das Vorhandensein von *Paludina diluviana* koinzidiert mit dem Moment eines deutlichen Temperaturoptimums. Inwiefern jedoch die physikalisch-geographischen Bedingungen der ersten Hälfte des Mindel-Riss-Interglazials in Frage kommen, hat man das von Heck, unter Zugrundelegung seiner Pollendiagramme, gezeichnete Bild mit einigem Vorbehalt aufzunehmen, vor allem ist der Unterschied in den geographischen Breiten in Betracht zu nehmen. Nordeuropa und das nördliche Deutschland befanden sich augenscheinlich unter Verhältnissen eines gemässigten, humiden Klimas, während in der Ukraine die klimatischen Bedingungen davon abwichen; offenbar war es wärmer. Auch konnten im Norden Europas die häufigen Klimawechsel im Verlaufe der ungeheuer ausgedehnten ersten Hälfte des Interglazials sich in markanter Weise manifestieren. Warme Zeitfolgen wechselten sich mit kälteren ab.

Einer dieser engbegrenzten klimatischen Phasen gehört, wie mir scheint, die Ablagerung der von Heck geschilderten interglazialen Serie an. Jedenfalls fehlen

<sup>1)</sup> H. L. Heck, Zur Fossilführung der Berliner Paludinen-schichten, ihre Beschaffenheit und Verbreitung, „Zeitschr. d. Deutschr. Geolog. Ges.“, Bd. 82, H. 7, 1930.

<sup>2)</sup> Heck, l. c., S. 402.



jegliche Unterlage dazu, die Landsee-Fluss-Schichten von Wustemark und Schillingsbrücke als vollkommenes chronologisches Äquivalent des gesamten Mindel-Riss Interglazials (wenn auch nur dessen erster Hälfte) anzusehen. Die Zeitdauer des Interglazials fiel ja dann zu unbedeutend aus, was der Mehrzahl der Beobachtungen an den Ablagerungen vom Mindel-Riss-Alter widersprechen würde.

Zusammenfassend lässt sich das Fazit folgender Befunde ziehen.

1. Die Prärisszeit fand seinen Ausdruck in der Ukraine in der Gestalt ausgiebiger Erosionen in den Tälern des Dnipro, Dniestr, Orel und sonstiger Flüsse (die „Präriss-Erosionsperiode“).

2. Die Kernmasse der altalluvialen Sandr-Terrasse III des Dniestr und der Terrasse IV des Dnipro lagerte sich in der ersten grösseren Hälfte des Mindel-Riss Interglazials ab.

3. Zur Präriss-Zeit verwandeln sich diese Terrassen in überauige Terrassen; die Ablagerung des Alluviüms des zweiten (kürzeren) Teil des M-R.-Interglazials erfolgt auf niedrigerem Niveau.

4. Die Fauna mit *Palludina diluviana* ist augenscheinlich bloss für die Ablagerungen des ersten (grösseren) Teils der M-R-Zeit (Terrasse III des Dniestr, Terrasse IV des Dnipro) charakteristisch; sie stirbt völlig während der kalten Prärisserosionsperiode aus (Terrasse III  $\alpha$  des Dniestr, Terrasse III des Orel).

5. In den weiten Flächen der ukrainischen Steppe findet zur Prärisszeit Lössanwehung statt (vierter Horizont, von oben gerechnet).



**Олені-велетні (*Cervus giganteus* Blum.) на Чернігівському поліссі***Ганна Закревська***Riesenhirsche (*Cervus giganteus* Blum.) im Tschernigiwer Polessje***H. Zakrewska*

Встановлено, що олені-велетні, які відомі також під назвою *Cervus eurycerus* Aldr. і *C. megaceros* Hart, були дуже поширені за четвертинної доби не тільки в Західній, але і в Східній Європі. В першій статті „Олені-велетні (*C. giganteus* Blum.) на Україні“<sup>1)</sup> мною наведені літературні вказівки про знахідки мегацерид по р. Камі, р. Волзі, починаючи від Пермської губернії і до Каспійської області, в Свердловській (Єкатеринбурзькій), Рязанській, Сібірській і Орловській губернях, у Криму й на Україні, а саме — на Поділлі й Тираспільщині. В зазначеній статті мною описані рештки мегацерид, знайдені по Дніпру (біля м. Кременчука та в с. Ходорові, кілометрів 80 від Києва нижче за течією Дніпра) і на Полтавщині (в Зіньківському районі і в окол. м. Полтави).

Східна межа поширення мегацерид, очевидно, лежить ще далі на схід — в азійській частині євразійського континенту; за доказ цього є констатація копальних решток їх на Алтаї та в Тургайському краї.

Вказане поширення мегацерид у Східній Європі і знахідки їх в азійській частині Союзу є нормальне явище, коли взяти на увагу твердження Soergel-я, що із зміною клімату в напрямку похолодіння до області поширення західноєвропейської пліоценової фауни із сходу й північного сходу пересувалася плістоценова фауна, і зокрема *Cervus megaceros*.

Як відомо, останнім часом оленів-велетнів вважають за форму, яка існувала за постпліоценової і плістоценової доби і вимерла на початку льодовикової епохи, не залишивши по собі нащадків. Отже природно, що рештки мегацерид трапляються і в північносхідній частині, а саме на Чернігівщині, територія якої розташована на шляху пересування плістоценової фауни із сходу на захід; крім того, на Чернігівщині умови були особливо сприятливі для розвитку мегацерид. Тут були поширені передльодовикові озера; льодовикова поволока, певне, не мала суцільного характеру і льодовиковий ландшафт вироблений переважно глетчерними водами<sup>2)</sup>.

Мегацериди заселявали Чернігівщину в другу половину льодовикового періоду і вимерли на початку льодовикової доби. За доказ цього є констатація копальних форм мегацерид на р. Десні, що належать до двох молодших плістоценових груп.

Копальні рештки чернігівських оленів велетнів переховуються в Новгород-Сіверському й Чернігівському музеях.

<sup>1)</sup> Збірник пам'яті акад. П. А. Тутковського, т. II, ВУАН, 1931.

<sup>2)</sup> Г. В. Закревська, Геологічний та геоморфологічний варис Чернігівського полісся.

В Новгород Сіверському музеї переховується частина черепа з зацілілими рогами: її знайдено в Новгород-Сіверському районі біля с. Островушок, яке міститься недалеко від м. Новгород-Сіверська, вниз за течією р. Десни.

В Чернігівському музеї переховується частина черепа з напівзруйнованим рогом і уламок лопатовидної частини рога, що належать різним формам.

**C. megaceros germanicus Pohl. n. var. з Новгород-Сіверського району  
(с. Островушки на лівому березі р. Десни)**

(Рис. 1 і 2).

Череп витягли рибалки з р. Десни біля с. Островушок; але в воді він перебував не довгий час, — це видно з того, що блиску на поверхні кісток немає.

Череп яснополового забарвлення. Це свідчить про те, що він зберігався, певне, в відкладах тераси, на якій лежить с. Островушки. Тераса в даному разі підходить щільно до р. Десни, характеризується виразним уступом і збудована з піскових утворів. Описуваний череп міг потрапити до ріки і при руйнації протилежного (правого) нагірного берега р. Десни, де на крейді і прикриваючих її третинних відкладах палеоценового й еоценового віку залягає груба товща четвертинної серії. Остання тут, як і в межах усього Чернігівського полісся, представлена підмореновими, мореновими й надмореновими відкладами, що всі разом, як уже зазначалося раніш, складають комплекс порід європейського зледеніння.

Даний череп винятково малих розмірів і зруйнований. Збереглася лише частина лобних кісток, тім'яні і потиличні кістки, а також роги, що на дистальних кінцях частково зламані. Роги мають виразні відбитки кров'яних судин.

Ступінь зростання швів (Knochenahtverwachsung) свідчить про належність черепа старому індивідові. Всі шви цілком позаростали, навіть потиличне шво (Parietal-frontalnaht) в тій його частині, що йде понад основами рогів, ледве помітне, тоді як у більшості черепів мегацерид, за Soergel-ем<sup>1)</sup>, воно, в наслідок рухливих умов (орієнтування, умови росту та щорічне збільшення розмірів рогів) довго залишалося відкритим. Ширина черепа біля основи рогів доходить 18 см. Потиличний край вирівний; потилична частина черепа пряма; висота потилиці дорівнює 8,5 см. Foramen magnum майже овальної форми з більшим горизонтальним діаметром (7 см) і меншим вертикальним (4 см). Відстань між орбітами дорівнює 24 см, між надочними жолобками (слізницями) — 13 см.

Вирости лобної кістки, що тримають на собі могутні роги, відходять від середньої лінії черепа і короткі. Відстань між основами рогів становить 8 см, об'єм основи рога — 22 см. Розетка (Rose) дуже виразна і має 31,5 см на обхват. Зразу над розеткою міститься перший надочний паросток (Augsprosse). Обидва паростки (правий і лівий) прекрасно збереглися й характеризуються формою, відмінною від форми надочних паростків інших мегацерид. Стовбур кожного надочного паростка описуваного особня біля основи круглий, до 17 см на обхват, з ледве виявленими двома бічними й верхнім ребрами; в міру віддалення від основи стовбура набуває виразно ребристого характеру, при чому нижня частина стовбура, починаючи з проксимального краю паростка, плоска і тим більше, чим ближче до дистального краю його.

Дистальна частина стовбура надочного паростка вся сплющена і верхнє ребро його замінюється поздовжнім заглибленням, що йде посередині стовбура.

<sup>1)</sup> W. Soergel, *Cervus megaceros mosbachensis und die Stammesgeschichte der Riesenhirsche*, Frankfurt a. M. 1927, „Abhandl. der Senkenbergischen Naturforsch. Gesellschaft“, Bd. 39, H. 4.

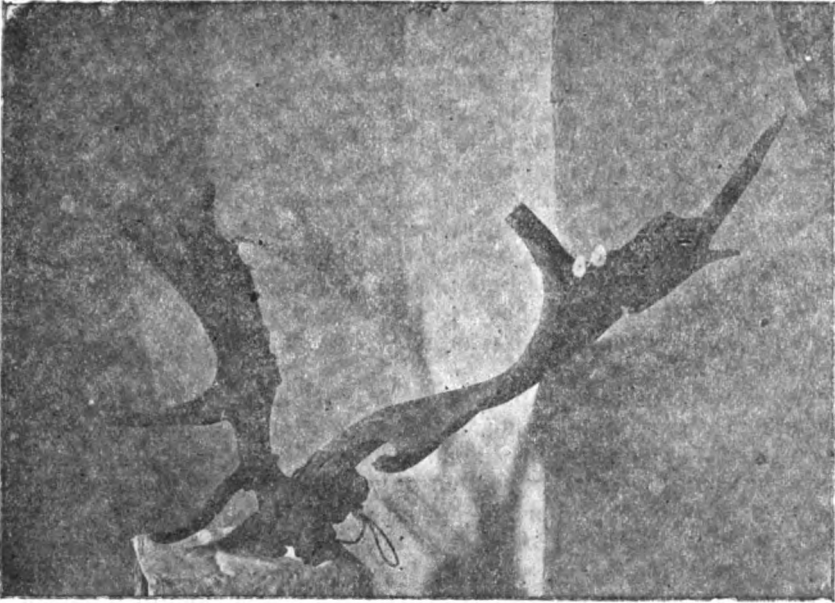


Рис. 1. *C. megaceros germanicus* Р о і. в Новгород-Сіверського району  
(с. Островушки на лівому березі р. Десни).

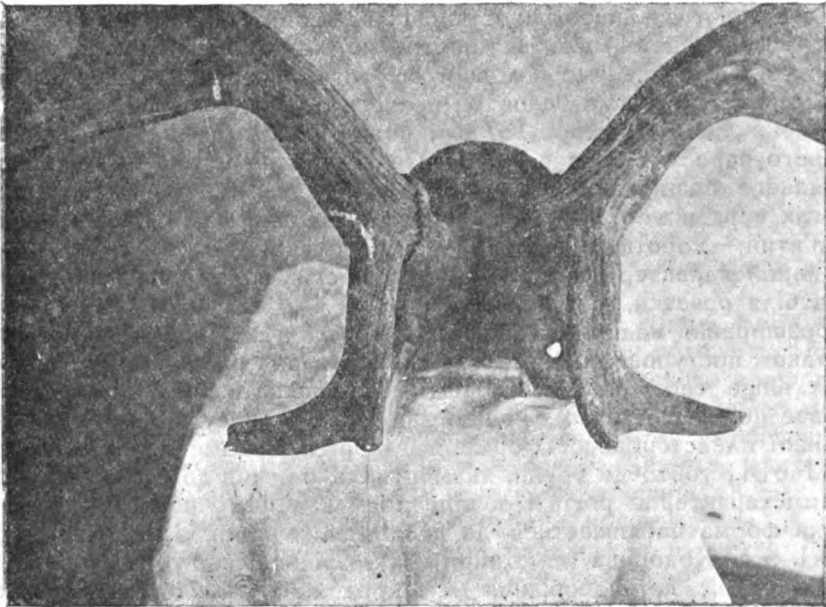


Рис. 2. *C. megaceros germanicus* Р о і. в Новгород-Сіверського району  
(с. Островушки на лівому березі р. Десни). Чоботовидні надочні паростки.

Особливо характерна ознака надочного паростка даного екземпляра є розгалуження його дистального краю на два другорядні паростки, що мають незвичайне для відомих у літературі мегацерид розташування. Внутрішній паросток коротший, зовнішній — довший.

Внутрішній паросток на кінці притуплений і являє собою ніби продовження головного стовбура надочного паростка; разом з останнім він має до 29 см завдовжки; довжина внутрішнього паростка не перевищує 5 см.

Другий паросток відходить майже під прямим кутом від головного стовбура Augsprosse; спочатку широкий до верху він поволі вужчає і на всьому своєму протязі сплющений. Довжина його дорівнює близько 8 см. Основа його починається від вищезгаданого поздовжнього заглиблення.

В наслідок зазначеного розміщення обох відгалужень Augsprosse в цілому набуває чоботовидного характеру.

Правий і лівий Augsprosse однакового розміру й мають витримано паралельний напрям один до одного.

Вказаний чоботовидний характер розгалуження дистального кінця Augsprosse і паралельне розміщення правого й лівого Augsprosse відрізняють Новгород-Сіверський череп від інших близьких до нього мегацерид.

Близько розетки головного стовбура рога круглий, об'ємом до 24 см і трохи ребруватий; в міру віддалення від розетки він поступово поширюється і, починаючи з основи другого переднього, або, як його звуть, середнього паростка (Mittelsprosse) набуває лопатовидного характеру. Ширина лопати коло середнього паростка становить 33 см. Грубина її в середньому дорівнює 3—4 см.

Mittelsprosse теж сплющений, особливо біля його основи, що поступово зливається з лопатовидним поширенням головної частини рога. Верховина даного паростка загнута наперед і догори; довжина його сягає 30 см. Відстань його від Augsprosse рівна 17 см. Ширина основи його доходить 24 см. Задні паростки (Hintersprosse) обидва відбиті. Задній паросток міститься по відношенню до середнього навскоси і знаходиться на більшій відстані від розетки (37 см), ніж середній (до 20 см). Від краю лопатовидного поширення рога відгалужуються шість паростків. Найдовший з них третій (38 см); біля основи він сплющений і міститься посередині лопатовидного поширення, будучи наче прямим продовженням головної осі рога, що разом з паростком дорівнює 128 см. Відстань між основами правого й лівого третіх паростків лопатовидного поширення дорівнює 137 см; вона значно більша між верхів'ями їх, але правого паростка бракує і провести виміри не можна. Перший паросток лопатовидного поширення (міститься на передньому краї) сплющений і на обох рогах верхівка його відбита; другий — дрібний і теж на обох рогах зламаний; п'ятий — короткий, шостий — найкоротший.

Загальний характер і виміри черепа та рогів, положення основи надочного паростка біля розетки, розміщення його не в одній площі з середнім паростком, розширення надочного паростка і розгалуження його на дистальному краї, а також поступове поширення і сплющування рога, розміщення заднього паростка вище середнього і, нарешті, сплющеність біля основи всіх паростків — все це красномовно свідчить про те, що описуваний індивід належить до давнішої плейстоценової форми мегацерид, а саме до *S. megaceros germanicus* Pohl., тобто до групи, яка існувала ближче до середини зледеніння. Загальним характером рогів і розміщенням надочних паростків біля розетки описувана форма наближається до досліджених нами *S. megaceros germanicus* Pohl. з с. Ходорова (на Дніпрі) та з Зінківського району (на Полтавщині)<sup>1)</sup>, а також до відповідних їм закордонних знахідок, наведених у Cuvier<sup>2)</sup> (сс. 82—84, табл. VII, рис. 1—2, і с. 86, табл. VI, рис. 3). Крім

<sup>1)</sup> Олені-велетні (*S. giganteus* Blum.) на Україні, сс. 22—26, табл. IV—VI, мал. 10—13.

<sup>2)</sup> G. Cuvier, Recherches sur les ossements fossiles, 3 édition, Tome IV, Paris 1825.

того, новгород-сіверський череп, схожий з описаними акад. М. В. Павловою<sup>1)</sup> східноєвропейськими формами, знайденими на Пермщині біля м. Камишова (табл. II, рис. 1—2) та в Рязанській губернії біля м. Сапожка (табл. VI, рис. 1)<sup>2)</sup>.

Все такий череп з Новгород-Сіверського району, як уже зазначалося вище, чоботовидним характером надочних паростків і їх витримано паралельним розміщенням відрізняється не тільки від вищевказаних форм, а й від усіх мегацерид; через це ми розглядаємо його як *C. megaceros germanicus* Pohl. n. var.

### **C. megaceros germanicus Pohl. з околиць м. Чернігова**

(Рис. 3)

На нагірному узбережжі р. Десни, в околицях м. Чернігова, знайдений уламок черепа з одним (лівим) рогом. Місце знаходження його точно не встановлено, а тому не можна з'ясувати, в яких саме нашаруваннях четвертинної доби він зберігався.

В районі Чернігова розвинена серія порід зв'язана із зледенінням; підлежні їй палеогенові пісково-глинясті відклади знижені під базу ерозії і в відслоненнях не спостерігаються.

Схема будови Чернігівського узбережжя така:

1. Сучасний ґрунт.
2. Флювіогляціальні піски.
3. Темносірий пісковий прошарок.
4. Половий лес з непостійним потемнінням у нижній товщі.
5. Мореновий суглинок.
6. Озеровий суглинок (на схилі до р. Десни флювіогляціальні піски).

Ймовірно, що описувану знахідку треба зв'язувати з нижньою товщею надморенових відкладів, утворених талими водами відступаючого з наших широт льодовика; талі води вкривали гігантську льодовикову пійму, чернігівська частина якої була ареною виявлення різнофазних льодовикових процесів (наступ, максимальний розвиток, відступ і остаточне танення льодовика).

Описуваний череп ясного кольору і не блискучий. Швові лінії майже не помітні, що свідчить про старечий вік особня, якому він належить. Потилиця, як завжди, пряма і до 8,5 см заввишки. Довжина потиличного краю дорівнює 36 см, ширина 17 см. Foramen magnum малий, з горизонтальним діаметром 5 см і вертикальним — 3 см. Ріг міститься на короткому виростку чільної кістки до 26 см на обхват і лопатовидно поширений. Довжина частини рога, що збереглася — 95 см. Відстань між розетками дорівнює 8 см. Стовбур рога спочатку досить круглий, скоро лопатовидно поширюється. Лопата не широка й розгалужена, тому що широко заходить у паростки, особливо в другий передній (середній — *Mittelsprosse*). На поверхні рога збереглися відбитки кров'яних судин.

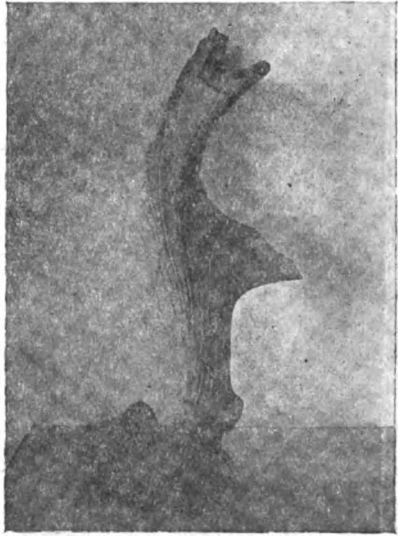


Рис. 3. *C. megaceros germanicus* Pohl. з околиць м. Чернігова.

<sup>1)</sup> Marie Pavlov, *Sélenodontes posttertiaires de la Russie, Cervidae et Bovidae, Etude sur l'histoire des ongulés*, „Зап. Акад. Наук“, СПб, 1907, с. 21.

<sup>2)</sup> Marie Pavlov, *Cervus eurycerus Aldr., trouvé dans le gouvernement de Riasan*, „Бюл. Моск. о-ва исп. прир.“, 1928, Нов. серия, т. XXXVI, сс. 213—217.

Augsprosse зруйнований; він розташований біля розетки і прилежить до неї лише одним краєм. Контур основи паростка свідчить про сплюснутий характер його; більший діаметр основи паростка рівний 5 см, менший — 3,5 см.

Середній паросток (Mittelsprosse) має широку і сплюснену основу, що є, як уже зазначалося раніш, ніби відгалуження лопатовидного поширення рога. Він розташований нижче (ближче до розетки), ніж задній паросток (Hintersprosse).

Характером будови рога описувана знахідка виявляє схожість з вищеописаним черепом з Новгород-Сіверського району і близькими йому формами.

Констатація *C. megaceros germanicus* Pohl. на р. Десні — в Новгород-Сіверському районі та в околицях м. Чернігова, на р. Дніпрі — в с. Ходорові та на Полтавщині (в Зіньківському районі) свідчить про досить значне поширення цієї групи мегацерид в східній частині УСРР.

### ***C. megaceros hibernicus* Owen. з околиць м. Чернігова**

(Рис. 4)

Крім вищеописуваної знахідки, в околицях м. Чернігова знайдено також уламок лопатовидного поширення рога мегацерид, що характеризується великою сплюсненістю і значною шириною (43 см). З паростків лопати зберігся лише другий, що доходить 35 см довжини; він круглий і грубує до основи.



Рис. 4. *C. megaceros hibernicus* Owen. з околиць м. Чернігова.

Характер лопати й згаданого паростка зовсім інший, ніж в описаних нами попередніх форм з р. Десни і наближається до кременчуцького черепа<sup>1)</sup> та відповідних йому східноєвропейських форм — черепа з Свердловської губ., описаного акад. М. В. Павловою<sup>2)</sup> (табл. III, рис. 6 і 6а), і західноєвропейських знахідок, які характеризують типових представників оленів-велетнів Ірландії [Cuvier<sup>3)</sup>, табл. VII, рис. 4], відомих під назвою *C. megaceros hibernicus* Owen; ці форми Soergel залічує до групи геологічно молодшої, ніж *C. megaceros germanicus* Pohl.<sup>4)</sup>

Темнокоричневе забарвлення описуваного уламка свідчить про перебування його в торфовій породі; останню треба зв'язати з наймолодшим членом льодовикової серії порід, або з відкладами першого часу польодовикової доби.

<sup>1)</sup> Г. В. Закревська, Олені-велетні (*C. giganteus* Blum.) на Україні, сс. 20–22, табл. III–IV, рис. 7–9.

<sup>2)</sup> Marie Pavlov, Sélénodontes posttertiaires de la Russie, сс. 32–33.

<sup>3)</sup> G. Cuvier, Recherches sur les ossements fossiles, сс. 72–75.

<sup>4)</sup> Список літератури про мегацерид наведено в першій статті — Олені-велетні (*C. giganteus* Blum.) на Україні, сс. 36–37.



## РЕЗЮМЕ

В литературе установлено, что исполинские олени, известные также под названием *Cervus eurycerus* Aldr. и *C. megaceros* Hart., имели широкое развитие в четвертичном периоде не только в Западной, но и в Восточной Европе. В первой статье „Олени-велетні (*C. giganteus* Blum.) на Україні“ мною приведены литературные указания о находках мегацерид на р. Каме, Волге, в Свердловской (Екатеринбургской), Рязанской, Симбирской и Орловской губерниях, в Крыму и на Украине — в Подолии и возле Тирасполя. Кроме того, в указанной статье мною описаны остатки мегацерид, живших в бассейне р. Днепра — в с. Ходорове (Днепр), возле г. Кременчуга (Днепр), в Зеньковском районе на Полтавщине и в окрестностях г. Полтавы.

Восточная граница распространения исполинских оленей находится, очевидно, далее на восток — в азиатской части евразийского континента, доказательством чего служат находки этих животных на Алтае и в Тургайской области.

Вполне естественно, что остатки мегацерид встречаются и на Черниговском полесьи, территория которого расположена на пути передвижения плейстоценовой фауны с востока на запад (положение *Soergel*-я<sup>1)</sup>); кроме того, здесь мегацериды находили благоприятные условия для их развития. Тут были распространены предледниковые озера; ледниковый покров не имел, очевидно, сплошного развития и ледниковый ландшафт выработан, главным образом, глетчерными водами.

Мегацериды населяли Черниговщину во вторую половину ледникового периода и вымерли в начале послеледниковой эпохи.

Доказательством этого является констатация остатков их на р. Десне, относящихся к двум более молодым плейстоценовым группам. Ископаемые остатки черниговских исполинских оленей хранятся в Новгород-Северском и Черниговском музеях.

### *C. megaceros germanicus* Pohl. n. var. из Новгород-Северского района

Возле с. Островушки (на левом берегу р. Десны, вниз по течению от Новгород-Северска) вытнут из воды череп с малоразрушенными рогами (рис. 1 и 2). В черепе сохранились только лобные кости, теменные и затылочные. Все швы сросшиеся, даже затылочный шов в той его части, которая окружает основание рога, мало заметно, что свидетельствует о принадлежности черепа старому индивидууму. Высота затылка равна 8,5 см. *Foramen magnum* овальной формы с горизонтальным диаметром в 7 см и вертикальным — 4 см. Расстояние между орбитами достигает 24 см, между слезными жолобками — 13 см, между основами рогов — 8 см; объем розетки равен 31,5 см. Надглазничный отросток расположен сразу возле розетки. Левый и правый надглазничные отростки прекрасно сохранились и имеют сапогообразную форму, благодаря особому разветвлению их дистального края. Последний дает два отростка, причем наружный более крупный и отходит от главного ствола надглазничного отростка почти под прямым углом. Длина надглазничного отростка вместе с внутренним разветвлением, которое является как бы прямым продолжением главного стержня, равна 29 см. Оба надглазничные отростка одинаковых размеров и имеют выдержанное параллельное направление.

Недалеко от розетки главный ствол рога почти круглый и 24 см в объеме. По мере отдаления от розетки он постепенно расширяется и приобретает

<sup>1)</sup> W. Soergel, *Cervus megaceros moshachensis* und die Stammesgeschichte der Riesenhirsche.

лопатовидное расширение, достигающее 33 см ширины у основания среднего отростка. Средний отросток тоже сплюснутый; вершина его загнута наперед и вверх; длина его равна 30 см; расстояние его от Augsprosse — 17 см. Задний отросток находится на большем расстоянии от розетки, чем средний (37 см). От края лопатообразного расширения рога ответвляются шесть отростков; средний из них наиболее длинный, у основания сплюснутый, и является продолжением главной оси рога, имеющей без указанного отростка 137 см длины. Общий вид и измерения черепа и рогов, расположение основы надглазничного отростка возле розетки и не в одной плоскости со средним отростком, сплюснутость надглазничного отростка и разветвление его дистального края, а также постепенное расширение и сплющивание рога, расположение заднего отростка выше среднего и, наконец, сплюснутый характер оснований почти всех отростков — все эти черты свидетельствуют о принадлежности описываемого индивида к более давней плейстоценовой форме мегацерид, а именно к *C. megaceros germanicus* Pohl, т.е. к группе, которая существовала ближе к середине оледенения. Данный череп имеет большое сходство с описанными нами остатками мегацерид из с. Ходорова (на Днепре, г. Кременчуга, из Зеньковского района на Полтавщине<sup>1)</sup>, а также с соответствующими им иностранными находками, которые приведены у Cuvier<sup>2)</sup> (с. 82—84, табл. VII, рис. 2 и с. 86, табл. VI, рис. 3); кроме того, новгород-северский олень приближается к ископаемым остаткам описанных акад. М. Павловой<sup>3)</sup> восточноевропейских форм, обнаруженных возле г. Камышева (табл. II, рис. 1—2) Пермской губ. и возле г. Сапожка (табл. VI, рис. 1)<sup>4)</sup> Рязанской губ.

Все же описываемый нами череп отличается сапогообразным характером надглазничных отростков и их параллельным расположением относительно друг друга от вышеуказанных форм и вообще от всех мегацерид, в связи с чем мы его рассматриваем как *C. megaceros germanicus* Pohl. n. var.

Остатки черепа с одним полуразрушенным рогом, принадлежащего также к группе *C. megaceros germanicus* Pohl, были встречены нами в Черниговском музее (рис. 3). Характер швов говорит о старом возрасте данного представителя мегацерид. Высота затылка его равна 8,5 см, длина затылочного края — 36 см, ширина — 17 см. Foramen magnum овальной формы. Объем основания рога — 26 см, длина сохранившейся части рога — 95 см, расстояние между основаниями рогов — 8 см. Стык рога рано и постепенно расширяется и сплющивается. Лопата не широка и заходит в основания ее отростков. Augsprosse касается розетки только одним краем. Он разрушен; контуры основы отростка выражают сплюснутый характер его. Средний отросток рога расположен ниже (ближе к розетке), чем задний отросток. Констатация *C. megaceros germanicus* Pohl. на р. Десне, по Днепру и на Полтавщине является доказательством значительного распространения этой группы мегацерид в восточной части УССР.

Кроме описанных находок, в окрестностях г. Чернигова обнаружен обломок лопатовидного расширения рога исполинского оленя (рис. 4), характеризующегося большей шириной (43 см), значительной сплюснутостью и таким характером отростков, чем у предыдущих форм. Он имеет сходство с рогами кременчугского черепа<sup>5)</sup> и соответствующих ему восточноевропейских находок (череп из Свердловской губ.), описанных акад. М. В. Павло-

<sup>1)</sup> Г. В. Закревська, Олені-велетні (*C. giganteus* Blum.) на Україні, сс. 23—26, табл. IV—VI, рис. 10—13.

<sup>2)</sup> G. Cuvier, Recherches sur les ossements fossiles.

<sup>3)</sup> Marie Pavlov, Sélénodontes posttertiaires de la Russie, Cervidae et Bovidae.

<sup>4)</sup> Marie Pavlov, Cervus eurycerus Aldr., trouvé dans le gouvernement de Riasan, „Бюл. Моск. о-ва исп. прир.“, 1928, Нов. сер. ч. XXXIV, сс. 213—217.

<sup>5)</sup> Г. В. Закревська, Олені-велетні (*C. giganteus* Blum.) на Україні, сс. 20—22, табл. III—IV, рис. 7—9.

вой<sup>1)</sup> (табл. III, рис. 6 и 6а) и западноевропейских, которые характеризуют типичных представителей исполинских оленей Ирландии [Cuvier<sup>2)</sup>, табл. VII, рис. 4], известных под названием *C. megaceros hibernicus* Owen. Эти формы Soergel относит к группе мегацерид, геологически более молодой, чем *C. megaceros germanicus* Pohl.

## ZUSAMMENFASSUNG

In der einschlägigen Literatur gilt es als festgesetzt, dass die auch unter den Bezeichnungen *Cervus eurycerus* Aldr., sowie *C. megaceros* Hart. bekannten Riesenhirsche während des Quartärs nicht nur in West-, sondern auch in Osteuropa weit verbreitet waren. Meine erste Abhandlung über „Riesenhirsche (*C. giganteus* Blum) in der Ukraine“ enthält Literaturangaben über die Funde von Megaceriden an der Kama und der Wolga, im Swerdlower Gebiet (ehem. Ekaterinburger Gouv.) in den Gouvernements: Rjasan, Simbirsk und Orlow, in der Krim und der Ukraine (in Podolien und in der Nähe von Tiraspol).

Auch sind von mir in besagtem Artikel Überreste von Megaceriden beschrieben worden, die im Stromgebiet des Dnipro, nämlich im Dorfe Chodorow (Dnipro), unweit von Kremenchug (Dnipro), im Senkiwer Bezirk des Poltawer Gebiets und in der Umgegend von Poltawa gelebt haben.

Die östliche Verbreitungsgrenze der Riesenhirsche scheint im asiatischen Teil des eurasiatischen Festlandes zu verlaufen, wofür Funde dieser Tiere im Altai und im Turgagebiet Zeugnis ablegen.

Ganz natürlich ist es, dass Megaceridenreste auch im Tschernigiwer Polessje angetroffen werden, da dieses Bereich ja auf dem Migrationswege der Pleistozänfauna von Osten nach Westen (nach Soergel<sup>3)</sup>) liegt.

Abgesehen hiervon fanden die Megaceriden hier günstige Entwicklungsbedingungen infolge der Verbreitung präglazialer Landseen, gleichwie infolge des Umstandes, dass die Eisdecke offenbar nicht durchgehends ausgebildet war; die Glaziallandschaft war hier vorwiegend das Resultat der Tätigkeit der Gletscherwässer.

Das Tschernigiwer Gebiet war während der zweiten Hälfte der Glazialperiode von Megaceriden besiedelt, die jedoch am Anfang der Postglazialzeit ausstarben. Dafür spricht der Fund von Megaceridenresten am Desnafluss; diese sind den zwei späteren Pleistozängruppen zuzuordnen. Die Fossilreste der Tschernigiwer Riesenhirsche befinden sich in den Museen von Nowgorod-Sewersk und Tschernigiw.

*C. megaceros Germanicus* Pohl. aus dem Bezirk Nowgorod-Sewersk (Abb. 1 u. 2). In der Nähe des Dorfes Ostrowuschki (am linken Desnaufer, stromabwärts von Nowgorod-Sewersk), wurde im Wasser ein Schädel mit wenig lädiertem Geweih gefunden. Vom Schädel sind bloss die Stirn-, Scheitel- und Hinterhauptbeine erhalten geblieben. Alle Nahte sind verwachsen; selbst derjenige Teil der Hinterhauptnaht, der die Geweihbasis umringt, ist wenig bemerkbar, was davon zeugt, dass der Schädel einem alten Tier angehört. Höhe des Hinterhauptes: 8,5 cm. Das Foramen magnum ist von ovaler Form, bei horizontalem Durchmesser von 7 cm und vertikalem von 4 cm. Die Entfernung zwischen den Orbiten beträgt bis zu 24 cm, zwischen den Sulci lacrimales — 13 cm; zwischen den Geweihbasen — 8 cm; Umfang des Rosenstockes 31,5 cm. Die Augsprosse ist unmittelbar an dem Rosenstock gelegen. Die linke Augsprosse sowie die rechte

<sup>1)</sup> Marie Pavlov, Séléodontes posttertiaires de la Russie, Cervidae et Bovidae, Etude sur l'histoire des ongulés, „Зан. Ак. Наук“, СПб, 1907, cc. 21, 32—33.

<sup>2)</sup> G. Cuvier, Recherches sur les ossements fossiles, 3 édition, tome IV, Paris 1825, pp. 72—75.

<sup>3)</sup> W. Soergel, *Cervus megaceros mosbachensis* und die Stammesgeschichte der Riesenhirsche.

sind ausgezeichnet erhalten und sie besitzen infolge besonderer Verzweigung ihres distalen Randes eine stiefelförmige Gestalt. Letzterer zeigt zwei Sprossen, von denen die äussere grösser ist und von dem Hauptstamm der Augsprosse nahezu unter einem rechten Winkel abzweigt. Die Länge der Augsprosse mit samt der inneren Verzweigung, die gleichsam eine direkte Fortsetzung des Hauptstammes bildet, beträgt 29 cm. Beide Augsprossen besitzen gleiche Ausmasse und verlaufen in paralleler Richtung. Nahe am Rosenstock ist der Hauptstamm des Geweihes nahezu rund und hat 24 cm im Umfang. Je weiter vom Rosenstock, umso mehr verbreitert sich allmählich derselbe, indem er schaufelförmige Gestalt annimmt und an der Basis der mittleren Sprosse 33 cm breit wird. Letztere ist gleichfalls abgeplattet; ihre Spitze ist nach vorne und nach oben gebogen und ihre Länge beträgt 30 cm; Abstand von der Augsprosse 17 cm. Die Hinter-sprosse ist weiter von der Augsprosse, als die Mittelsprosse, nämlich 37 cm, entfernt. Vom Rande der schaufelförmigen Verbreiterung des Geweihes zweigen sich sechs Sprossen ab, von denen die mittlere am längsten ist; an ihrer Basis ist sie abgeplattet und stellt eine Fortsetzung der Hauptachse des Geweihes dar, die, ohne diese Sprosse gerechnet, eine Länge von 137 cm aufweist.

Das Gesamtaussehen und die Ausmasse des Schädels und des Geweihes, die Anordnung der Augsprossenbasis am Rosenstock, jedoch nicht in gleicher Ebene wie die Mittelsprosse; die abgeplattete Augsprosse und die Verzweigung ihres distalen Randes; die allmähliche Verbreiterung und das Platterwerden des Geweihes, die höhere Lage der hinteren Sprosse, als diejenige der mittleren Sprosse, und die platte Beschaffenheit der Basen fast aller Sprossen, — dies alles sind Besonderheiten, welche die Zugehörigkeit des beschriebenen Individuums zu einer älteren Pleistozänmegaceridenform und zwar zum *C. megaceros germanicus* Pohl., d. i. zu einer Gruppe, die näher zur Mitte der Vereisung existierte, erkennen lassen. Dieser Schädel weist grosse Ähnlichkeit mit den von uns beschriebenen Überbleibseln von Megaceriden aus dem Dorfe Chodorow am Dnipro, aus Kremenschug und aus dem Senkiwer Bezirk im Poltawer Gebiet auf<sup>1)</sup>, sowie auch mit den entsprechenden fremdländischen bei Cuvier<sup>2)</sup> angeführten Funden (Tab. VII, Abb. 2. und Tab. VI, Abb. 3). Auch steht der Hirsch von Nowgorod-Sewersk den von M. Pavlova<sup>3)</sup> beschriebenen, nächst Kamyschin im Permer Gouvernement (Tab. II, Abb. 1—2) und Sanosch im Rjasaner Gouvernement (Tab. VI, Abb. 1) entdeckten Fossilresten osteuropäischer Formen nahe.

Immerhin weicht der hier beschriebene Schädel von den vorerwähnten, sowie von allen Megaceriden Formen hinsichtlich der stiefelförmigen Gestalt seiner Augsprossen, sowie ihrer zueinander parallelen Anordnung, ab, weshalb wir uns veranlasst sehen, ihn als einen *C. megaceros germanicus* Pohl. n. var. anzusehen.

Schädelreste mit einem halbzerstörtem Geweih, das gleichfalls der Gruppe *C. megaceros germanicus* Pohl. zuzuzählen ist, haben wir im Tschernigiwer Museum angetroffen (Abb. 3). Der Charakter der Nähte lässt auf das hohe Alter dieses Vertreters von Megaceriden schliessen. Höhe des Hinterhauptes: 8,5 cm; Länge des Hinterhauptes: 36 cm; Breite desselben: 17 cm; Foramen magnum von ovaler Form; Umfang der Geweihbasis: 26 cm; Länge des erhaltengebliebenen Teiles des Geweihes: 95 cm; Abstand der Geweihbasen voneinander: 8 cm. Der Geweihstamm wird anfangs und allmählich verbreitert und abgeplattet. Schaufel nicht breit und erstreckt sich auf die Basen ihrer Sprossen. Die Augsprosse berührt bloss mit einem ihrer Ränder den Rosenstock und ist zerstört;

<sup>1)</sup> Zakrewska, Riesenhirsche (*C. giganteus* Blum) in der Ukraine, Tab. V—V, Abb. 10—13, ss. 22—26.

<sup>2)</sup> G. Cuvier, Recherches sur les ossements fossiles.

<sup>3)</sup> M. Pavlov, *C. eurycerus* Aldr., trouvé dans le gouvernement de Riasan, „Bull. d. Mosk. Naturf. Gesellsch.“, 1928.

M. Pavlov, Sélénodontes posttertiaires de la Russie, Cervidae et Bovidae.

die Umrisse der Sprossenbasis zeigen den abgeplatteten Charakter der Sprossen. Die mittlere Geweihsprosse ist niedriger gelegen (näher zum Rosenstock), als die hintere Sprosse. Das Vorkommen des *C. megaceros* Pohl. an der Desna und am Dnipro und im Poltawer Gebiet zeigt die bedeutende Verbreitung dieser Megaceridengruppe im östlichen Teile der Ukr. SSR.

Abgesehen von den oben beschriebenen Funden, wurde in der Umgegend von Tschernigiw das Bruchstück einer schaufelförmigen Verbreiterung des Geweihs eines Riesenhirsches (Abb. 4) gefunden, gekennzeichnet durch bedeutendere Breite (43 cm) und Abplattung, sowie durch abweichende Ausgestaltung der Sprossen, im Vergleich mit den vorerwähnten Formen. Dieses Geweih gleicht dem des Kremenschuger Schädels<sup>1)</sup> und den ihnen entsprechenden osteuropäischen Funden (Schädel aus dem Swerdlower Gebiet) von M. Pavlova<sup>2)</sup> beschrieben (Tab. III, Abb. 6 und 6a), sowie solchen aus Westeuropa, die für die typischen Vertreter der Riesenhirsche Irlands gelten (Cuvier<sup>3)</sup>) (Tab. VII, Abb. 4) und unter der Bezeichnung *C. megaceros hibernicus* Owen. bekannt sind. Diese Formen ordnet Soergel einer geologisch jüngeren Megaceridengruppe, als der *C. megaceros germanicus* Pohl., zu.

---

<sup>1)</sup> Zakrewska, Riesenhirsche (*C. giganteus* Blum.) in der Ukraine, S. 20-22, Tab. II-IV, Abb. 7-9.

<sup>2)</sup> M. Pavlov, Sélénodontes posttertiaires de la Russie, Cervidae et Bovidae. Etude sur l'histoire des ongulés, „Berichte der Akademie der Wissenschaften“, St. Petersburg. 1907, 21 S. 32-33.

<sup>3)</sup> G. Cuvier, Recherches sur les ossements fossiles, 33 édition, t. V, Paris 1925, pp. 72-75.



## З М І С Т

В. Г. Бондарчук. Четвертинні поклади північної частини УСРР . . . . .	3
П. К. Заморій. Четвертинні поклади північносхідної частини УСРР . . . . .	37
Л. Лунгерсгаузен. Преріський період на Україні . . . . .	89
Ганна Закревська. Олені-велетні ( <i>Cervus giganteus</i> Blum.) на Чернігівському поліссі . . . . .	107

## INHALTSVERZEICHNIS

V. Bondarchuk. Quaternary Deposits in the northern part of the Ukr. SSR . . . . .	35
P. K. Samorij. Quartärablagerungen im nord-östlichen Teil der Ukr. SSR . . . . .	87
L. Heinr. Lungershausen. Prärisszeit in der Ukraine . . . . .	98
H. Zakrowska. Riesenhirsche ( <i>Cervus giganteus</i> Blum.) im Tschernigtwer Polessje . . . . .	115







---

---

**ПРИЙМАННЯ ЗАМОВЛЕНЬ ТА ПЕРЕДПЛАТИ**

на всі видання Української Академії Наук провадиться в секторі  
поширення Видавництва Української Академії Наук —  
Київ, вул. Чудновського, 2

**ПРОДАЖ ВИДАНЬ**

у науковій книгарні Української Академії Наук — Київ, вул. Левіна, 2.

---

---

Друкарня-літографія Української Академії Наук у Києві

*Quaternary period*

УКРАЇНСЬКА АКАДЕМІЯ НАУК  
КОМІСІЯ ВИВЧАННЯ ЧЕТВЕРТИННОГО ПЕРІОДУ  
ACADÉMIE DES SCIENCES D'UKRAINE  
COMMISSION POUR L'ÉTUDE DE LA PÉRIODE QUATERNAIRE

---

# ЧЕТВЕРТИННИЙ ПЕРІОД

ВИП. 10

Відповідальний редактор Л. А. ЛЕПІКАШ

---

# DIE QUARTÄRPERIODE

LIEF. 10

Redigiert von L. A. LEPIKASCH

ВИДАВНИЦТВО УКРАЇНСЬКОЇ АКАДЕМІЇ НАУК  
КИЇВ—1935—KYIV



УКРАЇНСЬКА АКАДЕМІЯ НАУК  
КОМІСІЯ ВИВЧЕННЯ ЧЕТВЕРТИННОГО ПЕРІОДУ

ACADÉMIE DES SCIENCES D'UKRAINE  
COMMISSION POUR L'ÉTUDE DE LA PÉRIODE QUATERNAIRE

---

---

# ЧЕТВЕРТИННИЙ ПЕРІОД

ВИП. 10

Відповідальний редактор Л. А. ЛЕПКАШ

---

## DIE QUARTÄRPERIODE

LIEF. 10

Redigiert von L. A. LEPIKASCH

---

ВИДАВНИЦТВО УКРАЇНСЬКОЇ АКАДЕМІЇ НАУК  
КИЇВ — 1935 — KYIV

Бібліографічний опис цього видання вміщено  
в „Літопису Українського друку“, „Картковому  
репертуарі“ та інших повідчихах Української  
книжної палати.

Відповід. редактор *Л. Лепікаш*  
Літредактор *Є. Овсієнко*  
Учений коректор *І. Колян*  
Техкер *Є. Катанов*

Друкується з розпорядження Української Академії Наук  
Неодмінний секретар академік *О. В. Палладін*

---

Друкарня-літографія Української Академії Наук у Києві

**Конуси розвіювання провідних валунів у межах східної Прибалтики та Європейської частини СРСР і їх тлумачення в зв'язку з питанням про рух материкового льоду**

*Проф. В. М. Чирвінський*

**Über Streufächer der Leitgeschiebe im Bereich des östlichen Teils des Ostseegebietes und des Europäischen Teils des U. d. S. S. R. und deren Deutung im Zusammenhang mit der Bewegung des Inlandeises**

*Prof. W. N. Tschirwinsky*

Роботами цілого ряду дослідників <sup>1)</sup> у східній Прибалтиці та західній половині Європейської частини СРСР встановлена присутність ряду провідних валунів, батьківщину яких ми можемо віднести до відповідних пунктів Швеції, Фінляндії та Карелії.

Найважливішими провідними валунами на сьогодні є: шведські порфіри району Dalarna (Bredvad-порфір, бурий даларнський порфір, Kätilla-порфір, Grönklitt-порфірит, Venjan-порфірит, Hornston та інші даларнські порфіри). Надалі ми будемо їх позначати літерою (Д).

Провідні валуни, батьківщина яких Аландські острови та дно Балтійського моря, на південь від останніх, є аландські граніти, рапаківі та порфіри (А), червоний та бурий балтійський порфір (Б). З фінських провідних валунів кращими є: уралітовий порфірит Тавастгуса (У), виборзький рапаківі (В), голландський кварцовий порфір (Г).

В Карелії провідними валунами можуть бути: шокшинський кварцит (Ш), повенецькі доломіти з кристалами альбіту (П) та соломенська брекчія (С), і нефелінові сієніти (Н) в Кольського півострова.

Поширення провідних валунів дається в нижченаведеній таблиці <sup>2)</sup>, складеній головним чином на підставі даних Н. Hausen-a, V. Milthers-a (1—31) та моїх (31—39).

- |  |  |
|--|--|
| 1. Варшава. Warszawa — Д; А <sub>18</sub> Б <sub>3</sub> .                 | { Мною знайдено У і В.<br>Ich habe gefunden У und В. |
| 2. Ейдкунен. Eidkunen — Д <sub>1</sub> А <sub>3</sub> Б <sub>6</sub> .     |  |
| 3. Ландворово. Landvorowo — Д <sub>1</sub> А <sub>3</sub> Б <sub>4</sub> . | { Мною знайдені У і В.<br>Ich habe gefunden У und В. |
| 4. Вільна. Wilno — Д <sub>4</sub> А <sub>10</sub> Б <sub>3</sub> .         |  |

<sup>1)</sup> Н. Hausen, Studien über die Ausbreitung der Südfinnischen Leitblöcke in Russland, Bull. Com. Geol. de Finlande, Nr. 32, p. 1—32; V. Milthers, Scandinavian Boulders in the Quaternary Deposits, Extension and Distribution; Kjøbenhavn, 1903; В. Чирвінський, Матеріали к познанню химического и петрографического состава ледниковых отложений Юго-Западной России в связи с вопросом о движении ледникового покрова, Зап. Клев. о-ва ест., т. XXIV, 1914, сс. 1—344. (З німец. резюме та літератури); С. G a g e l und I. K o r n, Geschiebeinhalt des Wolynischen Diluviums, Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., 70, 1918, сс. 83—94.

<sup>2)</sup> Літери визначають назву провідних валунів, а цифри число знайдених валунів.

5. Мінськ. Minsk — Д<sub>1</sub> А<sub>3</sub> В<sub>3</sub> Б<sub>19</sub>.
6. Смоленськ. Smolensk — Б<sub>3</sub>.
7. Тухум. Tukkum — Д<sub>1</sub> А<sub>3</sub> Б<sub>3</sub>.
8. " " — А<sub>19</sub> Б<sub>17</sub>.
9. Крушкальн. Kruschkaln — А<sub>13</sub> Б<sub>19</sub>.
10. " " — Д<sub>4</sub> А<sub>23</sub> Б<sub>20</sub>.
11. Мітава. Mitau — А<sub>9</sub> Б<sub>21</sub>.
12. Огер. Oger — А<sub>5</sub> Б<sub>4</sub>.
13. Вольмар. Wolmar — А<sub>2</sub>.
14. " " — Д<sub>1</sub> А<sub>2</sub> Б<sub>1</sub>
15. " " — Д<sub>1</sub> А<sub>5</sub> Б<sub>4</sub>
16. " " — А<sub>3</sub> Б<sub>5</sub>.
17. Вак. Walk — а) А<sub>2</sub> Б<sub>1</sub>; б) Б<sub>2</sub> А<sub>1</sub> У<sub>1</sub>.
18. Дерпт. Dorpat — А<sub>3</sub> У<sub>4</sub> В<sub>1</sub> Т<sub>9</sub>.
19. Річиця. Retschitza — А<sub>4</sub> У<sub>4</sub> В<sub>1</sub> Г<sub>1</sub>.
20. " " — А<sub>1</sub> Б<sub>2</sub>
21. " " — А<sub>7</sub> Б<sub>2</sub>.
22. Педелі. Pedeli — А<sub>5</sub> Б<sub>2</sub>
23. Свонцяни. Swięciany — Д<sub>4</sub> А<sub>13</sub> Б<sub>24</sub>.
24. " " — Д<sub>1</sub> А<sub>12</sub> Б<sub>17</sub>.
25. Глибоке. Glubokoje — Д<sub>1</sub> А<sub>19</sub> Б<sub>3</sub>.
26. Нарва. Narwa — В<sub>1</sub> Г<sub>1</sub>.
27. Фелін. Felin — А<sub>2</sub> Б<sub>1</sub> У<sub>1</sub>.
28. Венден. Wenden — А<sub>1</sub> У<sub>1</sub>.
29. Псков. Pskow — В.
30. Великі Луки. Wjeliki Luki — У<sub>2</sub> Г<sub>2</sub>.
31. { Західна Волинь і район Гродно — Дбар. Ббар. Ад. бар. Грідко Вбар. Убар.  
Westl. Wolhynien und Grodno Gebiet — Дviel Бviel Аs.viel Гwenig Вviel. Уviel.
32. { Східна Волинь — Вд. бар. Шд. бар. Гд. бар. Убар.  
Östl. Wolhynien — Вs. viel Шs. viel Тs. viel Уviel.
33. { Півд. Білорусія (пів. част. кол. Могил. губ.) — Вд. бар. Убар. Шбар. Арідко Гд. бар.  
Südl. Weissrussland (südl. Theil des chem. Gouv.  
Moglliv) — Вs. viel Уviel Шviel Аwenig Гs. viel.
34. { Південна частина кол. Смоленської губ. — Вд. бар. Гбар. Убар. Амало Шбар Бмало.  
Südllicher Teil des chem Gouv. Smolensk — Вs. viel. Гviel Уviel Аwenig Шviel Bwenig.
35. { Південна Білорусія (півд.-схід. частина кол.  
Мінської губ.) — Вд. бар. Гбар. Убар. Амало Ш ар. Бмало.  
Südl. Weissrussland (süd-östl. Teil des chem.  
Minsker Gouv). — Вs. viel Гviel Уviel Аwenig Шviel Bwenig.
36. { Київщина — Вд. бар. Гд. бар. Убар. Шд. бар. Апоодинокі.  
Kyiuwer Gebiet — Вs. viel Гs. viel Уviel Шs. viel Аeinzelne Exemplare.
37. { Чернігівщина — Вд. бар. Гд. бар. Убар. Шд. бар. Апоодинокі.  
Tschernigower Gebiet — Вs. viel Гs. viel Шs. viel Аeinzelne Exemplare.
38. { Полтавщина \*) — Вбар. Гбар. Убар. Шбар.  
Poltawaer Gebiet — Вviel Гviel Уviel Шviel.
39. { Північна частина Московської обл. \*) — Вбар. Гбар. Шбар. С, Па.  
Nördlicher Teil des Moskauer Gebiets — Вviel Гviel Шviel С, Па.

Такі фактичні дані щодо географічного поширення провідних валунів. Крайні межі поширення тих чи тих провідних валунів подано на кальці, прикладеній до карти. Ми бачимо, що вони завжди мають форму конусів, вершина яких лежить біля виходу корінних порід на півночі, а основа обернена на південь, південний схід та схід (нефелінові сіеніти).

Ми бачимо також, що конуси розвіювання окремих провідних валунів перетинаються один з одним під великими кутами, що іноді наближаються до прямого.

Між іншим, напрям меж розвіювання провідних валунів не деталізований, тому на моїй карті 1935 р., як і на карті 1914 р., в багатьох місцях він завначений пунктиром.

На протязі вказаного часу треба відзначити дві роботи, в яких одна відноситься до Донського льодовикового язика, а друга до Дніпровського.

1) На підставі моїх досліджень в 1929 р. при переведенні геологічного зйїмання.

2) Валуні визначені мною за колекцією, надісланою мені проф. А. П. Івановим.



Перша робота належить П. М. Чирвінському.

В роботі „Петрографическое исследование ледниковых валунов Донской области“<sup>1)</sup> автор описує валуни, зібрані Д. Голубятниковим та К. Лісциним. Типових провідних валунів було знайдено дуже мало. Знайдені: пісковики шокшинського типу, палеоандезити та їх туфи, діорити, амфіболіти, кам'яновугільні вапняки. Рапаківі знайдені не були.

Автор висловлює думку, що батьківщиною валунів були Повенецький та Петрозаводський повіти кол. Олонецької губ., при чому він зазначає, що валунів, цілком тотожних з зеленокамінними олонецькими породами, знайдено не було.

Це ще раз підкреслює необхідність провести спеціальне збирання валунів у масовому масштабі для докладного їх вивчення.

Друга робота належить Л. І. Карякіну<sup>2)</sup>. Згаданий автор знайшов на правобережному Поліссі такі провідні валуни: виборзький рапаківі, Ріск-граніт, аландський рапаківі, уралітовий порфірит Тавастгуса, гошландський порфір, аландський кварцовий порфір, шокшинський кварцит, а також деякі інші породи (кварцовий конгломерат, кварцитоподібний слюдистий пісковик), які, на думку автора, принесені з Повенецького району в Карелії. Знайдені також кам'яновугільні вапняки з Schwagerin-ами та Fusulin-ами. Не знайдено було даларнських, балтійських валунів, а також нефелінових сіенітів з Кольського півострова.

Таким чином, фактична сторона цілком збігається з моїми даними (с. 130), але в тлумаченні ми цілком розходимось, про що буде сказано нижче.

Треба зазначити, що кількість знайдених Л. Карякіним валунів була незначна, тому він не подає їх відносної кількості.

Цими двома роботами я обмежуються нові дані щодо провідних валунів у південній частині СРСР.

Під час геологічного здійснення в межах УСРР різні дослідники збрали, між іншим, колекції валунів. Мій огляд деяких колекцій або не виявив зовсім провідних валунів, або виявив поодинокі валуни, що не дають нічого нового.

Звернімося тепер до питання, як пояснити те, що ми знаємо досі про поширення провідних валунів у межах східної Прибалтики та західної частини СРСР.

Факт існування конусів розвіювання провідних валунів, що глибоко вриваються один в один — безперечний (див. карти Н. Hausen-а, V. Milthers-а, I. Sederholm-а і ту, що прикладена до цієї роботи), але причина його тлумачиться різними дослідниками по-різному, а тому подаються різні висновки щодо руху материкового льоду.

В своїй дисертації 1914 р. я тлумачив це зміною напрямку руху материкового льоду в зв'язку з пересуванням центрів зледеніння (живлення) на схід, при збереженні загального характеру руху по радіусах від центра зледеніння (радіальний рух) до периферії.

Щоб глибше обгрунтувати таке тлумачення я, після 20-річної перерви, вирішив поставити ряд експериментів з варом-смолою, що вживається при асфальтових роботах.

У мене були зразки вару, з якими провадилися експерименти влітку при температурі 20—22° С, при якій вони були достатньо пластичними. Інші сорти вару мали достатню пластичність при температурі 30—35°. Експерименти з ними велись у повітряному ogrівнику. З великої кількості експериментів я тут наведу лише найцікавіші.

<sup>1)</sup> П. Чирвинский, Зап. Рос. мин. общ., т. LIV, в. I, 1925, сс. 67—84.

<sup>2)</sup> Л. Карякин, Материали до вивчення наметнів українського Полісся, Збірн. пам. акад. П. А. Тугковського; ВУАН, Київ, т. I, МСМXXXII, сс. 109—133.

## 1. Радіальний рух

1. До експерименту вар наносився на дошку в вигляді правильної хлібної подібної маси (рис. 1), що в поперечному розрізі мала вигляд, поданий в рис. 2. На вар у вигляді кола клалися корки ( $a_1$ — $a_3$ ), які представляли валуни.

II. Після експерименту корки-валуни пересувалися в положення  $a'_1$ — $a'_3$  (контур площі, зайнятої варом  $ABCD$ , поперечний розріз його — рис. 2а).

Рух радіальний — від центра до периферії. Віддалення між сусідніми корками-„валунами“ збільшилося в 1,5—2 рази, але не було цілком однаковим (мінімальне збільшення в 1,2 рази, максимальне в 2—3 рази).

Подібні експерименти було проведено з масами вару еліптичної форми. Вони дали такі самі наслідки — радіальний рух від частин з максимальною товщиною до периферії (рис. 3 та 4).

## 2. Вплив на радіальний рух зміни товщини

I. До експерименту було взято вар еліптичної форми, як це й показано на рис. 5, при чому в частині  $A$  — товщина була збільшена, як це видно з наведеного перерізу (рис. 6). Корки-„валуни“ ( $a_1$ ) були розміщені, як це показано на рис. 5.

II. Після експерименту корки на місцях з малою товщиною помітно не розсунулись ( $a'_1, a'_2, a'_3$ ), але відсунулись вправо (зважаючи на напрям руху). На частині  $A$  з більшою товщиною вару корки значно розсунулись ( $a'_4$ — $a'_7$ ).

Крім того, на частині  $A$  з більшою товщиною вару корки просунулись далі, що вказує на більшу швидкість руху. Цей експеримент відповідає переміщенню осередку живлення.

## 3. Вплив перешкод, що підносяться над рівнем вару

I. До експерименту була взята хлібоподібна маса вару (рис. 7) з корками-„валунами“, розміщеними у вигляді кола. На деякому віддаленні була поставлена перешкода в вигляді каменя  $B$ .

II. Після експерименту (рис. 7—II) корки ( $a'_1$ — $a'_6$ ) розійшлися радіально, при чому утворили два язика навколо перешкоди  $B$ . Одна корка зупинилася перед  $B$ , а в іншому подібному експерименті корка перед перешкодою не зупинилася й сусідні корки розійшлися на удвоє більше віддалення, порівнюючи з тим, що було до експерименту. Центр  $C$  трохи пересунувся в наслідок незначного нахилу в бік перешкоди, як це зазначено стрілкою. В інших ділянках було радіальне переміщення, при чому віддалення між сусідніми корками збільшилося від 1,6 до 3 разів.

## 4. Вплив прихованих перешкод

I. Для експерименту була взята еліптичної форми маса вару. Корки-„валуни“ були розташовані, як зазначено на рис. 8 ( $a_1$ — $a_6$ ). Крім поверхневих „валунів“—корок були взяті ще нижні у вигляді скляних кульочок ( $b_1$ — $b_6$ ). В цьому експерименті приховані перешкоди були такі: довга смуга  $BC$ , розташована косо до напрямку руху. Висота її зменшувалася справа наліво, вона дорівнювала  $\frac{1}{3}$ — $\frac{1}{5}$  товщини шару вару. Похилий схил було повернуто до напрямку руху.

Крім того, ряд перешкод ( $k$ ) було зроблено у вигляді горбочків, розмі-  
ених коло периферії, де товщина вару (після експерименту) була приблизно  
два рази більша ніж висота цих горбочків. Одна перешкода  $E$  була ви-  
а за товщину вару.

Дошка, на якій провадився експеримент, була трохи похилена в напрямі,  
значеному стрілкою.

II. Після експерименту поверхневі „валуни“ ( $a_1$ — $a_6$ ) зайняли положення  
— $a'_6$ . Рух був радіальний, віддалення між крайніми корками „валунами“  
більшилося на 180%.

Нижні „валуни“ (скляні) майже не змінили свого положення, дійшовши  
довгої перешкоди  $BC$ . Тільки біля краю перешкоди, де „валун“ ( $d_1$ ) був  
двійний — скляний та корковий, останній трохи пересунувся ( $d'_1$ ), обій-  
овши перешкоду  $BC$ , скляна ж кулька залишилася на місці.

Приховані перешкоди ( $k$ ), зроблені при кінці експерименту коло перифе-  
ії площі, занятої варом, викликали утворення заток; те саме помічалось  
з перешкодою  $E$ , яка була вище рівня вару, але все ж таки недалеко  
ід периферії останнього.

Там же, де не було перешкод, край вару був рівний — без заток та ви-  
тупів.

Такі головні експерименти були пророблені з варом. Цілком зрозуміло,  
до наслідки цих експериментів треба обережно переносити на властивості  
воду <sup>1)</sup>.

Оскільки пластичність є основною властивістю льоду, я вважаю, що і для  
ього характерний радіальний рух від місць з найбільшою товщиною до  
ериферії. Відхилення від загального радіального напрямку руху може бути  
икликано збільшенням товщини (інакше, пересуванням площі живлення) льоду  
з окремих ділянок площі зледеніння (експеримент 2). Це може бути в на-  
слідок зміни кількості атмосферних опадів, в зв'язку із зміною кліматичних  
мов за часу зледеніння.

Тепер уявімо собі, що ми маємо район живлення материкового льоду  
у формі мало витягнутого еліпса, при чому цей район поступово переміщу-  
ється зліва направо (з заходу на схід), таким чином, що центр зледеніння  
 $C_1$ , рис. 9) в дальшій фазі (або самостійні зледеніння) переміщується по-  
слідовно в  $C_2$  і  $C_3$ .

В першу фазу ( $C_1$ ) при радіальному русі льоду в ідеальному випадку бу-  
демо мати напрями руху льоду по радіусах, зазначених червоними лініями.  
В другу фазу ( $C_2$ ) рух буде по радіусах, позначених зеленим кольором.  
В третю фазу ( $C_3$ ) — по чорних. Так, звісно, буде лише в ідеальному ви-  
падку.

Тепер припустімо, що на ділянці  $A$  є вихід (відслонення) якоїсь по-  
роди, що своїми петрографічними ознаками та поширенням у первісному  
(корінному) родовищі придатна для утворення провідних валунів. Тоді в першу  
фазу зледеніння  $C_1$  провідні валуни породи  $A$  будуть переноситися в на-  
прямі  $M_1$ , у фазу  $C_2$  — в  $M_2$  і в фазу (або зледеніння)  $C_3$  — в  $M_3$ .

Зрозуміло, що в проміжний час між фазами  $C_1$ ,  $C_2$ ,  $C_3$  перенесення про-  
відних валунів буде поступово змінятися від напрямку  $M_1$  до  $M_3$ , утворюючи  
конус розвіювання з кутом  $\alpha$  з вершиною в  $A$ .

Те ж буде і з іншими ділянками (наприклад  $B$ ,  $D$ ,  $E$  та ін.), які, з одного  
боку, містяться біля периферії площі живлення, а з другого — послідовно  
входять до районів живлення наступних фаз (або зледенінь).

<sup>1)</sup> На мою думку, вже давно є пекуча потреба поставити експерименти над рухом  
материкового льоду, заклавши ряд точних реперів в деяких місцях Гренландії та Антарктики.  
Послідовне точне визначення положення цих реперів дасть нам відповідь на швидкість та  
напрямок руху материкового льоду.

Таким чином, конуси розвіювання будуть всюди і вони будуть глибоко врізуватись один в один, перетинаючись під великими кутами (див. рис. 9, кути  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$ ,  $\psi$ ).

Розмір та форма конусів розвіювання залежатимуть від напрямку переміщення головного осередку живлення й од віддалення його від корінного виходу порід, при чому, що більше віддалення виходу порід від осередку живлення льоду, то менші конуси розвіювання (див. рис. 10,  $A_1$ ,  $A_2$ ,  $A_3$ ). Дуже малі конуси розвіювання рудних валунів, які вивчав у Фінляндії W. Saugamo<sup>1)</sup>, пояснюються тим, що їх розвіювання почалось пізно — в останню стадію зледеніння — і тривало короткий час.

Розвіювання в вигляді конусів — загальний закон руху материкового льоду. Це можна бачити на картах розподілу провідних валунів в районах минулих материкових зледенінь (див. карти I. Sederholm-a, V. Milthers-a, H. Hausen-a та мої).

Такий висновок потверджується й вищенаведеними експериментами з варом (рис. 1, 2, 3) і здається мені найпростішим.

Таким чином, різний напрям руху (перехрещування), буває не одночасно, а відповідає фазам зледеніння різного часу (або окремим зледенінням). Незмінним напрямом руху льоду в цілій його товщі і при тому на протязі всіх фаз зледеніння такого явища пояснити не можна.

В роботі 1914 р. (I. с.) я вже вказував, що висновок деяких німецьких вчених (особливо E. Cohen-a та W. Deescke<sup>2)</sup>, пізніше E. Kummerow<sup>3)</sup>, про постійність руху льоду в усі фази зледеніння вдовж западини Балтійського моря, є невірний, бо таке припущення не дає змоги пояснити пересування на територію східної Прибалтики та західної частини СРСР даларнських, аландських та балтійських провідних валунів, присутність яких виявлена роботами V. Milthers-a, H. Hausen-a, моїми та ін.

Робота E. Cohen-a та W. Deescke надрукована в 1896 р., коли валуни в Прибалтиці та СРСР були ще мало вивчені. Щодо E. Kummerow-a, то він міг прийти до такого висновку лише тому, що розглядав зледеніння на обмеженому просторі Німеччини й не брав на увагу величезних просторів Прибалтики та СРСР.

Цілком правильно каже P. Wolstedt<sup>4)</sup>, посилаючись на роботу C. Gagel-я та I. Korn-a<sup>5)</sup>, які знайшли на Волині серед 150 провідних валунів 123, або 82% балтійських, 14% шведських та 4% фінських, що не може бути й мови про вплив депресії Балтійського моря на перенесення валунів. Тут панував радіальний рух. P. Wolstedt-ові залишилась невідомою моя робота 1914 р. (I. с.), де я, на підставі вивчення провідних валунів Волині, значно раніш прийшов до висновку про радіальний рух материкового льоду та неможливість припущення, що материковий лід завжди рухався вдовж западини Балтійського моря. Це цілком чітко зазначено на с. 294 моєї дисертації.

Зараз Л. І. Карякін знову робить спробу пояснити відомий нам розподіл провідних валунів в межах Дніпровського льодовикового язика припущенням

<sup>1)</sup> W. Saugamo, Tracing of Glacial Boulders and its application in prospecting, Bull. Comm. Géol. de Finlande, № 67, 1924.

<sup>2)</sup> E. Cohen und W. Deescke, Ueber Geschiebe Neu-Vorpommern und Rügen. Mitt. Naturwiss. Verein f. Neu-Vorpommern und Rügen, 1896 с. 89.

<sup>3)</sup> E. Kummerow, Die Hauptbewegungsrichtung des diluvialen Inlandseises in Nord-Europa. Neues Jahrb. f. Miner., Beilage, Band 52, Abt. 13, 1925 та Fortschritte der Diluvialgeologie, Geol. Rundschau, 19, 1928, сс. 388—417.

<sup>4)</sup> P. Wolstedt, Das Eiszeitalter, 1929.

<sup>5)</sup> C. Gagel und I. Korn, Der Geschiebeinhalt des Wolynischen Diluviums, Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., 70, 1918, сс. 83—84.

незмінності (постійності) руху материкового льоду, але різного в різних його шарах.

Цей різний напрям руху Л. І. Карякін пояснює впливом на напрям руху льоду перешкод (як прихованих, так і тих, що підіймаються над льодом); в наслідок цього нижні частини материкового льоду мали один напрям руху, а верхні — інший.

Автор вважає (с. 132), що напрям руху материкового льоду був NW—SO, але в наслідок різних перешкод рух нижніх частин льоду відхилився на S та SSW, тобто в тому напрямі, в якому йде западина Балтійського моря.

По дорозі материковий лід знову зустрічав перешкоди з боку підвищень, що сягали 40—50 м, а іноді 160—200 м. Такими перешкодами були: вплив західної частини фінляндського кристалічного масиву, південного берега Фінської затоки та Середньо-Російської височини (до 260 м).

Побачимо, оскільки таке припущення може нам пояснити загальну картину розвіювання валунів у вигляді конусів.

Насамперед треба сказати, що перешкоди які розташовані під льодом, так і ті, що підіймаються над ним, безперечно, грають значну роль у змінах напрямку руху материкового льоду.

Про це свідчать, безсумнівно, перехресні льодовикові шрами на поверхні скель, згладжених материковим льодом, але чи можливо цим припущенням пояснити загальну картину розподілу провідних валунів в межах минулого зледеніння?

Розгляньмо спочатку льодовиковий потік, що навскіс перетинає западину Балтійського моря.

Припустимо, що він, натрапивши на опір (додамо: досить незначний, бо глибина Балтійського моря була зовсім незначна порівнюючи з товщиною материкового льоду) на східному березі Балтійського моря, і в нижній своїй частині він змінив напрям руху на S та SW, в той час, як верхня частина продовжувала рухатися в NW—SO напрямі.

Таким чином, шведські валуни будуть занесені в східну Прибалтику.

Але на схід від Балтійського моря ми маємо ще (див. кальку на карті 11) цілий ряд конусів розвіювання валунів Тавастгуса, виборзьких, гохлаандських та ін. Східні межі їх орієнтовано на SO, а західні на SSW.

Щоб пояснити це, треба коло кожного виходу корінних порід (див. карту 11, У, В, Г, Ш, С, П<sup>д</sup>) припустити наявність таких самих довгих витягнутих перешкод, як і западина Балтійського моря, які викликали б відхилення руху нижніх горизонтів льоду на S та SSW при загальному напрямі руху верхніх частин льоду на NW—SO. Але в природі таких перешкод немає.

З цього ми бачимо всю штучність і малоімовірність такого припущення і неможливість пояснити загальну картину розвіювання валунів, і при тому не тільки провідних, а й усіх інших, бо конуси розвіювання є в кожній точці.

Проти припущення незмінності руху материкового льоду під час різних зледенінь (або різних фаз одного зледеніння) говорять також межі їх поширення.

Коли ми поглянемо на ті карти, які дають різні автори для меж поширення різних зледенінь, то ми побачимо, що межі ці не збігаються, а якщо вони не збігаються (див. рис. 12, пояснення с. 28), то не збігаються й їх осередки живлення, а з цим, безумовно, був пов'язаний різний напрям руху в різні зледеніння, або фази їх.

Та й якось дивно, що в той час, коли відбувалися великі кліматичні коливання, зникали або значно зменшувалися льодовикові покриви, а осередки живлення за часів кожного зледеніння залишалися сталими. Чому це так — цілком незрозуміло.

Найбільш імовірним, на мою думку, є припущення зміни напрямку руху материкового льоду під час різних зледенінь або в різні фази одного зледеніння.

Це може бути викликано: 1) переміщенням головного осередку живлення льоду (центра зледеніння), 2) впливом різного роду перешкод, а також 3) викликано напором сусідніх льодових мас.

Перешкоди, безумовно, грають досить значну роль в напрямі руху материкового льоду, особливо в периферичних його частинах, а також с початку і наприкінці зледеніння, коли товщина льоду була незначна<sup>1)</sup>.

Між іншим, у нас велику роль грала в цьому відношенні Середньо-Російська височина, що поділяла два великих льодовикових язика — Дніпровський та Донецький.

Наявністю перешкод можна пояснити лише місцеві особливості щодо розподілу провідних валунів, але загальну картину ми, безумовно, пояснити не можемо.

В цьому відношенні дуже цікава робота Th. Teumer-a, *Die Geschiebeforschung als Mittel zur Erforschung der Bewegungsrichtung des Inlandeseises*<sup>2)</sup>. Автор додержується погляду про переміщення центрів зледеніння (с. 28), яке, на його думку, і обумовлює конуси розвіювання валунів.

Th. Teumer графічним методом пояснює (див. рис. 10), що форма й розмір конусів розвіювання залежать від: 1) форми та розміру корінних виходів порід, 2) напрямку переміщення центра зледеніння і 3) віддалення його від корінних відслонень порід.

Автор робить спробу накреслити для кожного зледеніння переміщення центрів зледеніння від Північної Америки до Фіноскандії та паралелізувати американські [4] та європейські [3] зледеніння.

Нарешті, на розподіл провідних валунів може впливати також перенесення їх флювіо-гляціальними водами, і це треба також, безумовно, взяти до уваги.

Вони наявності більш-менш ізольованого осередку живлення в вигляді значного нагромадження снігу та фірну, материковий лід, що утворився з фірну, як пластичне тіло, повинен вільно рухатися по всіх радіусах від центра до периферії, від місць з більшою товщиною до місць з меншою.

На цей радіальний рух, безумовно, впливають нерівності ґрунту та дугорядні осередки живлення. Вони викликали відхилення від радіального руху в напрямі рівнодійної. Між іншим на NO. Європейської частини СРСР таку роль грав Північний Урал з самостійними центрами зледеніння.

Тому лінії, які з'єднують місця знаходження валунів з первісними їх родовищами, не дають ще цілком вірного уявлення про шляхи перенесення валунів. Робоча гіпотеза, яка пояснює розподіл провідних валунів у східній частині Прибалтики та Європейській частині СРСР, в основному обґрунтована в моїй роботі 1914 р., є така.

С початку зледеніння, умовно в міндельську (М) епоху (див. кольорову карту 11), головним центром зледеніння була Скандинавія. В цей час скандинаво-фінський льодовиковий потік рухався з Скандинавії та Фінляндії, перетинаючи під великим кутом депресію Балтійського моря.

<sup>1)</sup> Р. Wolstedt (l. c., с. 64) та I. Korn вважають, що депресія Балтійського моря грала роль в напрямі руху льодовика лише спочатку та наприкінці зледеніння, під час же максимального розвитку зледеніння рух льоду був радіальний.

З цим я цілком погоджуюсь, тільки з свого боку додаю, що могутній льодовиковий потік рухався по западині Балтійського моря ще тоді, коли в східній Прибалтиці та західній частині СРСР утворився Північний, або Фінно-Карельський потік (див. нижче карту 11 з осередками живлення R<sup>1</sup> та R<sup>2</sup>).

<sup>2)</sup> Th. Teumer, *Zeitschr. für Geschiebeforschung*, Bd. III, H. 1-2, 1927.

Потік цей викликав орієнтування східних меж розвіювання наших провідних валунів в напрямі з NW на SO і приніс шведські та західнофінські валуни в східну Прибалтику та західну частину СРСР.

Скандинаво-фінський потік (на карті чорні риси) не дійшов до крайніх меж зледеніння, чим пояснюється інший характер провідних валунів в межах Дніпровського льодовикового язика<sup>1)</sup>.

Пізніше, умовно в різні фази риської епохи (R<sup>1</sup>, R<sup>2</sup>), в наслідок переміщення на схід головного осередка живлення (свій осередок живлення, звісно, був і в Скандинавії) та під впливом напору льодовикових мас, що рухалися з Північного Уралу, в східній Прибалтиці та західній частині СРСР встановлюється рух материкового льоду, що поступово мінявся<sup>2)</sup> з NNW—SSO на N—S та NNO—SSW.

Цей північний, або Фінно-Карельський потік (на карті зелені та червоні риси) приніс до нас головну масу валунів північного походження з Фінляндії та Карелії. До цього ж часу відноситься початок просування материкового льоду далі на південь, що й дало початок нашому Дніпровському льодовиковому язикові.

Північний потік викликав орієнтування західних меж розвіювання наших провідних валунів в N—S та NNO—SSW напрямом (див. кальку карти 11). Можна гадати, що до цього часу належить також утворення великого льодовикового потоку, який рухався вздовж депресії Балтійського моря.

Щодо пізніших подій, умовно вюрмської епохи, то можна висунути думку, виходячи з прийнятих в сучасний момент меж поширення останнього вюрмського зледеніння (див. карту Г. Мірчинка та карту Р. Wolstedt-а, рис. 12), що розмір осередку живлення був менший за попередній (риський); тому материковий лід уже не просунувся до крайніх меж зледеніння. Дніпровський льодовиковий язик за часів риського зледеніння був вже вільний від льоду.

Поступове відступання льодовикового покриву останнього зледеніння, як це добре було досліджено М. Sauramo, V. Antevs-ом та ін. і зазначено на прикладених до їх робіт картах (рис. 13), свідчить про те, що останнє зледеніння закінчилося в Скандинавії<sup>3)</sup>.

Це дорівнює переміщенню загасаючого центра останнього зледеніння в NW напрямі. З цим була пов'язана нова зміна напрямку руху материкового льоду та зменшення площі, на яку він поширився.

<sup>1)</sup> Характерна відсутність шведських (даларнських) валунів. Надзвичайно рідко трапляються балтійські та аландські валуни (див. табл. 32—38), хоч, виходячи з конусів розвіювання (див. кальку на карті 11), вони повинні б там бути.

<sup>2)</sup> З нових робіт, автори яких визначають зміну руху під час різних зледенінь, треба значити роботу А. R. Crook-а (The Amer. Min., 14, 1929, сс. 119—124); автор її, на підставі вивчення валунів, прийшов до висновку, що в канааську епоху материковий лід рухався з Лабрадора на SO, а в ілінойську епоху на SW.

Також I. Heselmann (I. c.) на підставі вивчення кількісного розподілу провідних валунів Німеччини, встановлює, що напрям руху під час зледеніння Saale був NNW—SSO, а під час зледеніння Elster — NO—SW.

На карті 11 межа міндельського зледеніння нанесена за Г. Мірчинком (a—b).

Цікаво відмітити, що межа міндельського зледеніння та NW—SO (Скандинаво-фінського) потоку, за даними вивчення провідних валунів, проходить на південь від Мінська та Смоленська, тобто межі їх збігаються.

<sup>3)</sup> В цьому відношенні А. Карякін необгрунтовано приписує мені думку (с. 131), ніби я вважаю північний потік, що рухався з Фінляндії та Карелії, за останній. Він останній в районі Дніпровського льодовикового язика, валуни якого я докладно досліджував, але в роботі 1914 р. я зовсім не вивчав детально північних районів, де треба шукати розв'язання останніх подій зледеніння.

Цієї фази руху материкового льоду немає в межах Дніпровського льодовикового язика, валуни якого я докладно дослідив, тому розв'язання цього питання треба обґрунтувати на підставі вивчення провідних валунів більш північних районів.

Така є найстислішому вигляді моя робоча гіпотеза, в якій я зробив спробу пояснити поширення провідних валунів західної частини СРСР та пов'язати це із зледенінням або окремими головними фазами одного зледеніння <sup>1)</sup>.

Треба сказати, що з вивченням провідних валунів та обґрунтованих на них висновках щодо напрямку руху материкового льоду в різні зледеніння в цілому справа стоїть негаряд.

В країнах, де льодовикові валуни вивчалися порівнюючи найбільш докладно, в Німеччині, Данії, Голландії тощо, ми натрапляємо на зовсім протилежні погляди. Одні дослідники визнають, що напрям руху материкового льоду під час різких зледенінь був незмінним, інші (більшість) вважають, що напрям руху льоду змінювався, при чому й тут спостерігається значна розбіжність поглядів. Одні вважають, що морени окремих зледенінь мають різний склад провідних валунів, і що по валунах можна визначити вік морен; інші відкидають всяку думку про закономірність розподілу валунів у вертикальному напрямі.

Кінець-кінцем одні визнають радіальний рух материкового льоду поруч з окремими льодовиковими потоками, інші зовсім відкидають думку про радіальний рух материкового льоду, вважаючи, що в усі часи зледеніння лід рухався вздовж западини Балтійського моря.

Така розбіжність думок, мені здається, трохи зменшилася б, коли б висновки щодо руху материкового льоду робилися на підставі вивчення валунів значніших просторів, захоплених колишнім зледенінням.

Звичайно обмежуються крайнім південнозахідним кутком колишнього зледеніння, а Прибалтика й СРСР залишаються поза полем зору. Проте, вони становлять приблизно  $\frac{1}{3}$  всієї площі зледеніння. Це велика помилка, а звідси й помилкові висновки.

Вважаю, що тепер уже не можна відкидати радіального руху материкового льоду, як це, наприклад, роблять Е. Кумероу, С. Солен та В. Деєке, Мартін, припускаючи, що під час усіх зледенінь лід рухався вздовж западини Балтійського моря.

Не можна це припускати тому, що в Прибалтиці та західній частині СРСР встановлена (Н. Хаузен, В. Мілthers, В. Чирвінський й інші) присутність провідних даларнських, балтійських та аландських валунів (між NW—SO, або Скандинаво-фінський потік). Ці валуни, безумовно, занесені материковим льодом, що рухався в радіальному напрямі, перетинаючи навскіс западину

<sup>1)</sup> Вивчення терасових відкладів величезних річних терас давньої долини середнього Дніпра вказує на потрійне зледеніння (або на три головних фази одного зледеніння) в західній частині СРСР.

Серед терасових відкладів середнього Дніпра я знайшов ознаки трьох зледенінь, з яких тільки одне риське (дніпровське) представлене мореною, а міндельське та вюрмське виявлені лише флювіо-гляціальними пісками. Це вказує на те, що тільки одне риське (дніпровське) зледеніння заходило в найбільш південну частину Наддніпров'я, а міндельське та вюрмське зледеніння (або фази) зупинялися лише в верхів'ях Дніпра. Вони послали в долину давнього Дніпра могутні води, які відкладали флювіо-гляціальні поклади.

Дніпро чутиливо реагував на події на півночі.

Цікаво зазначити, що вивчення лесової серії на півдні УСРР (В. І. Крокост та інші) приводить до висновку, що вона складається з п'яти або шести ярусів лесу, які поділяються 4 або 5 копальними ґрунтами.

Час утворення лесів відносять до зледенінь, а час утворення похованих ґрунтів до міжльодовикових епох, а це приводить до полігляціалізму в крайньому його ступені.

Проте, в межах безпосередньо захоплених зледенінням налічується не більше як два або три зледеніння, які можна тлумачити і як великі етапи відступання одного льодовикового покриву, який не зникав цілком на півночі.



Балтійського моря. В цей час руху льоду вздовж депресії Балтійського моря не могло бути <sup>1)</sup>, бо одне виключає друге, а тому не могло бути незмінного напрямку руху вздовж западини Балтійського моря.

Безумовно, що в Німеччині, Голландії. Данії дуже значну роль в русі материкового льоду грала депресія Балтійського моря, особливо с початку та наприкінці зледеніння, у той час, коли в Прибалтиці та західній частині СРСР встановився N—S, NNO—SSW напрям руху (між північний потік).

Для нас є ще й специфічні труднощі. Справа в тому, що кількість зледеніння в Європейській частині СРСР не встановлена.

Одні приймають три зледеніння, інші два, при чому відносять їх до мінделя та риса, а інші до риса та вюрма. Є також і моногляціалісти.

Все це спричинює великі труднощі при всякій спробі паралелізації. Треба мати на увазі, що материковий лід іноді добре перемішував захоплений ним матеріал давніших зледеніння, а конуси розвіювання валунів при загальному радіальному русі материкового льоду під час різних зледеніння накладалися одні на одні. Наявність окремих льодовикових потоків (напр., Балтійського), особливо с початку та наприкінці зледеніння, в свою чергу ще більше ускладняла загальну картину розподілу провідних валунів.

Цілком зрозуміло, що розшифрування такої картини являє великі труднощі.

Вкінці я спиноюся на чергових завданнях вивчення валунів СРСР, що стоять перед нами. В справі геологічного вивчення території СРСР і особливо в справі вивчення корисних копалин ми досягли величезних успіхів, але в дослідженні валунів ми топчемося на місці. Щоб зрушити цю справу вперед треба:

1. Детально вивчити географічний розподіл провідних валунів Європейської частини СРСР і точно визначити напрям меж розвіювання їх.
2. Встановити нові провідні валуни, простеживши також межі їх поширення, конуси розвіювання. В цьому відношенні особливо цікаві райони Кольського півострова (Хібіни) з дуже рідкими та характерними нефеліновими та апатитовими породами.
3. Особливу увагу треба приділити вивченню провідних валунів Північного Урала та Тімана для встановлення меж поширення уральських валунів.
4. Провести кількісний підрахунок розподілу провідних валунів, обов'язково в масовому масштабі. Для цього треба особливу увагу зосередити на місцях, де провадиться розробка валунів.
5. Детально дослідити склад провідних валунів в окремих моренах, але обов'язково в місцях з наявністю безсумнівних міжльодовикових покладів між ними. Є підстава гадати, що по складу керівних валунів, мабуть, можна буде визначити належність морен до різних зледеніння <sup>2)</sup>.
6. Крім вивчення масивно-кристалічних валунів, які, звичайно, є кращі провідні валуни, звернути увагу на вивчення осадових валунів з фауною (палеонтологія валунів).
7. Почати таку саму роботу по Азіатській частині СРСР, де її ще не починали.

<sup>1)</sup> Під час друку я познайомився з роботою E. Kraus-a, Ueber die Geschiebe von Lettland (Zs. Geschiebeforschung, 10, Leipzig, 1934; цитую за авторефератом і рефератом I. Heselmann-a в Neues Jahrb. f. Miner. Referate, III, 1934, сс. 733 та 641).

Автор трохи змінює та деталізує хід конусів розвіювання провідних валунів.

Дуже цікавий висновок автора, що „die Hauptmassen des Eises quer über die Ostsee gewandert sein müssen“, тобто приходить до висновку, який я зробив ще в 1914 р. [моя робота (I. c.), очевидно, була невідома авторові].

Цікавий також висновок автора, що давніший потік материкового льоду рухався з NW, а пізніший переважно з N.

<sup>2)</sup> В цьому відношенні цікава для Німеччини робота I. Heselmann-a, Quantitative Geschiebestimmungen in norddeutschem Diluvium, Jahrb. d. Preussischen Geol. Landesanst. Bd. 51 T. 2, 1930.

Для виконання цієї дуже великої роботи потрібна колективна праця багатьох дослідників. До цього треба додати, що спроба дослідження валунів під час геологічного здійснення, звичайно, не дає позитивних наслідків. Потрібні спеціальні роботи в цьому напрямі. Крім того, треба пам'ятати, що вивчення провідних валунів має не тільки наукове, а й велике практичне значення для розшуків корисних копалин в північних країнах нашого Союзу, де величезні простори вкриті четвертинними покладами, які заховують від спостерігача те, що лежить під ними.

Вивчення конусів розвіювання рудних валунів та інших валунів, які містять ті чи інші корисні копалини, може допомогти розшукати їх первісні родовища. Такі роботи частково вже були проведені на Кольському півострові та в Фінляндії.

Роботу над систематичним вивченням валунів СРСР повинна очолювати радянська секція Асоціації по вивченню четвертинного періоду (INQUA).

### РЕЗЮМЕ

Работами ряда исследователей <sup>1)</sup> в восточной части Прибалтики и западной половине Европейской части СССР установлено присутствие ряда руководящих валунов, родину которых мы можем отнести к определенным пунктам Швеции, Финляндии и Карелии.

Важнейшими руководящими валунами на сегодняшний день являются шведские порфиры и порфириты из области Dalarne (Bredvad-порфир, бурый даларнский порфир, Kätilla-порфир, Grönklitt-порфирит, Venjan-порфирит, Horston и другие).

В дальнейшем мы их будем обозначать буквой Д.

Руководящими валунами, родиной которых являются Аландские острова и дно Балтийского моря, на юг от последних, являются: аландские граниты, аландские рапакиви, аландские порфиры (А), красный и бурый балтийские порфиры (Б). Из финских руководящих валунов лучшими являются: уральский порфирит Тавастгуса (У), выборгский рапакиви (В) и голландский кварцевый порфир (Г).

В Карелии руководящими валунами могут служить шокшинский кварцит (Ш), повенецкие доломиты с кристаллами альбита (П) и соломенская брекчия (С) и с Кольского полуострова нефелиновые сиениты (Н).

Фактическая сторона распространения руководящих валунов приводится в прилагаемой здесь таблице (см. сс. 3—4 укр. текста), составленной главным образом на основе данных Н. Hausen-a, V. Milthers-a (1—31) и монх <sup>2)</sup> (31—39).

Таковы фактические данные относительно географического распространения руководящих валунов.

Крайние границы их распространения изображены на кальке, приложенной к карте (рис. 11). Мы видим, что они всегда имеют вид конусов, вершина которых лежит у выхода коренных пород, а раструб обращен преимущественно на S, SO и O (нефелиновые сиениты).

Мы видим, что конусы рассеивания отдельных руководящих валунов пересекаются друг с другом под большими углами, которые иногда приближаются к прямому.

Между прочим, направление границ рассеивания руководящих валунов не детализировано, поэтому на моей карте 1935 г., как и на карте 1914 г., оно во многих местах дано пунктиром. За указанное время надо отметить две

<sup>1)</sup> См. сноску 1 на с. 3 укр. текста.

<sup>2)</sup> В. Чирвинский, Материалы к познанию химического и петрографического состава ледниковых отложений Юго-Западной России в связи с вопросом о движении ледникового покрова, Зап. Киев. общ. ест., т. XXIV, 1914, сс. 1—344 с немецким résumé и литературой.

работы, из которых одна относится к Донскому ледниковому языку, а другая к Днепровскому.

Первая работа принадлежит П. Н. Чирвинскому. В работе „Петрографическое исследование ледниковых валунов Донской области“<sup>1)</sup> автор описывает валуны, собранные Д. Голубятниковым и К. Лисицыным. Типичных руководящих валунов найдено мало. Найдены песчаники шокшинского типа, палеоандезиты и их туфы, диориты, амфиболиты, каменноугольные известняки. Рапакиви найдено не было. Автор высказывает мнение, что родной валунов были Повенецкий и Петрозаводский уезды б. Олонецкой губ., причем отмечает, что валунов, вполне тождественных с зеленокаменными породами б. Олонецкой губ., найдено не было. Это еще раз подчеркивает необходимость произвести специальные сборы валунов в массовом масштабе для их детального изучения.

Другая работа принадлежит Л. И. Карякину<sup>2)</sup>. Упомянутый автор нашел на правобережном Полесье А, У, В, Г, Ш валуны, а также некоторые другие породы (кварцевый конгломерат, кварцитоподобный слюдистый песчаник), принесенные, по мнению автора, из Повенецкого района в Карелии. Найден также каменноугольный известняк, с Schwagerin-ами и Fusulin-ами. Не было найдено даларнских, балтийских валунов и нефелиновых сиенитов Кольского полуострова. Таким образом, фактическая сторона целиком сходится с моими данными (с. 130), но в толковании мы совершенно расходимся, о чем будет сказано ниже.

Нужно отметить, что количество найденных Л. Карякиным руководящих валунов было незначительно, поэтому он и не дает их относительного количества.

Во время геологической съемки в пределах УССР различными исследователями были, между прочим, собраны коллекции валунов. Произведенный мною осмотр некоторых коллекций или вовсе не обнаружил руководящих валунов, или обнаружил единичные, не дающие ничего нового.

Теперь вернемся к вопросу, как объяснить то, что нам известно до настоящего времени относительно распространения руководящих валунов в пределах восточной Прибалтики и западной части СССР.

Несомненен факт существования конусов рассеивания руководящих валунов, которые глубоко врезаются друг в друга (см. карты Н. Hausen-a, V. Milthres-a, J. Sederholm-a и ту, что приложена к этой работе), но причина его различно толкуется разными исследователями и в связи в этом делаются различные выводы о движении материкового льда.

В своей диссертации 1914 г. я толковал это изменением направления движения материкового льда в связи с передвижением центров оледенения (питания) на О, при сохранении общего характера движения по радиусам от центра оледенения (радиальное движение).

Чтобы глубже обосновать такое толкование, я решил, после 20-ти летнего перерыва, поставить ряд опытов с варом-смолой, употребляемой при асфальтовых работах.

Результаты опытов изображены на рис. 1—8. Опыты эти подтвердили существование радиального движения от центра к периферии и влияние на направление движения мощности (опыт 2) в различных частях, что равносильно влиянию на направление движения перемещения очага питания (рис. 5 и 6).

Автор указывает на настоятельную необходимость постановки стационарных наблюдений над движением материкового льда в Гренландии и Антарктике путем закладки точных реперов, с последующими их замерами.

Допуская радиальное движение и последовательное перемещение главного очага питания (С<sub>1</sub>, С<sub>2</sub>, С<sub>3</sub>), на рис. 9 автор дает построение, объясняющее

<sup>1)</sup> П. Н. Чирвинский, Зап. Рос. минер. общ., т. IV, в. I. 1925, сс. 67-84.

<sup>2)</sup> Л. И. Карякин, Матеріали для вивчення наметів Українського Полісся, збірник паметі акад. П. А. Тутковського, УАН, Київ, т. I. МСМXXXII, сс. 109-133.

изменение направления движения и образование различно ориентированных конусов рассеивания валунов, глубоко врезающихся друг в друга (сравните с тем, что мы имеем в действительности — калька на карте, рис. 11).

Такое заключение подтверждается произведенными опытами с варом и кажется мне наиболее простым. Различное направление движения (пересечение) таким образом не есть одновременное, а отвечает разным по времени фазам оледенения (или отдельным оледенениям). Неизменным направлением движения льда во всей его толще и притом во все фазы оледенения этого явления, конечно, объяснить нельзя.

В работе 1914 г. я указывал, что заключения некоторых немецких исследователей (особенно E. Cohen u. W. Deescke<sup>1)</sup>, а в последнее время E. Куммерова<sup>2)</sup> о постоянстве движения льда во все фазы оледенения вдоль ложбины Балтийского моря — неправильно, так как такое допущение не дает возможности объяснить перенос на территорию восточной Прибалтики и западной части СССР шведских руководящих валунов, присутствие которых установлено работами V. Milthers-a, H. Hausen-a, C. Gagel-я, I. Korn-a и моими. Работа E. Cohen-a и W. Deescke относится к 1896 году, когда восточная Прибалтика еще была мало изучена. E. Куммеров делает тот же вывод уже значительно позже — в 1925, 1928 и 1932 гг. Такой вывод автор мог сделать только потому, что он рассматривал оледенение лишь на ограниченной площади, не принимая во внимание громадного пространства восточной Прибалтики и западной части СССР. Совершенно правильно говорит P. Wolstedt, ссылаясь на работу C. Gagel-я и I. Korn-a (сноска на с. 3 укр. текста), которыми на Воьни были найдены балтийские и шведские руководящие валуны, что при транспорте этих валунов не может быть и речи о влиянии депрессии Балтийского моря. Тут господствовало радиальное движение льда.

P. Wolstedt-у осталась неизвестной моя работа 1914 г. (I с.), где я, на основе изучения руководящих валунов Воьни, значительно раньше пришел к выводу о радиальном движении материкового льда и к заключению о неправильности допущения, что материковый лед всегда двигался вдоль ложбины Балтийского моря.

Это четко изложено на странице 294 моей диссертации 1914 г. В настоящее время Л. И. Карякин (I с.) снова делает попытку объяснить известное нам распределение руководящих валунов в пределах Днепровского ледникового языка допущением неизменности движения материкового льда, но различного в различных его горизонтах.

Это различное направление движения Л. И. Карякин объясняет влиянием на направление движения льда препятствий как находящихся под льдом, так и возвышающихся над ним. В результате этого нижние части материкового льда имели одно направление движения, а верхние — другое.

Автор полагает (с. 132), что общее направление движения материкового льда было NW—SO, но благодаря влиянию ложбины Балтийского моря движение нижних частей льда отклонялось на S и SW, т. е. в том направлении, в каком идет ложбина Балтийского моря, в то время как верхние части материкового льда двигались в том же NW—SO направлении.

По дороге материковый лед снова встречал препятствия со стороны возвышенностей, достигавших 40—50 м, а иногда и 160—200 м. Таким препятствием, по его мнению, были: западная часть Финляндского кристаллического массива, южный берег Финского залива и Средне-Русская возвышенность (до 260 м).

<sup>1)</sup> E. Cohen und W. Deescke, Ueber Geschiebe Neu-Vorpommern und Rügen, Mitt. Naturwiss. Verein f. Neu-Vorpommern und. Rügen, 1896, с. 89.

<sup>2)</sup> E. Kummerow, Die Hauptbewegungsrichtung des diluvialen Inlandeises in Nord-Europa. Neues J.-hrb. f. Miner. Beil., Band 52, Abt. B, 1925 u. Fortschritte der Diluvialgeologie. Geol. Rundschau, 19, 1928, cc. 388—417.

Посмотрим, насколько такое допущение может нам объяснить общую картину рассеивания валунов в виде конусов.

Рассмотрим сначала ледниковый поток, косо пересекающий ложбину Балтийского моря. Допустим, что он встретил препятствие в виде восточного берега Балтийского моря (прибавим: весьма незначительное, так как глубина Балтийского моря была совершенно незначительна по сравнению с мощностью материкового льда) и в нижней своей части он изменил направление движения на SSW, в то время как верхняя часть материкового льда продолжала двигаться в NW—SO направлении.

Таким образом, шведские валуны будут занесены в восточную Прибалтику, но на О от Балтийского моря мы имеем (см. кальку на карте, рис. 11) еще целый ряд конусов рассеивания валунов: тавастгусских, выборгских, гохландских и др., восточные границы которых ориентированы на SO, а западные на SSW.

Чтобы объяснить это, нужно в каждом<sup>1)</sup> из них допустить наличие таких же самых длинных, вытянутых препятствий, как ложбина Балтийского моря, которые вызвали бы уклонения нижних горизонтов льда на SSW, при общем направлении движения верхних частей льда на SO. Однако в природе таких препятствий нет. Отсюда мы видим всю искусственность и невероятность такого объяснения общей картины рассеивания валунов (всех вообще, а не только руководящих).

Против допущения неизменности движения материкового льда во время различных оледенений (или различных фаз одного оледенения) говорят также границы их распространения. Если мы посмотрим на те карты, которые дают различные авторы для границ распространения различных оледенений, то мы увидим, что границы их не совпадают (см. карту P. Wolstedt-а, рис. 12, карту Г. Мирчинка<sup>2)</sup> и др.), следовательно не совпадают и их очаги питания, а с этим безусловно было связано и различное направление движения льда в различные оледенения или фазы их. Кроме того, как-то странно, что, в то время как происходят великие климатические изменения, исчезают или значительно уменьшаются ледниковые покровы, а очаги питания при каждом оледенении почему-то остаются постоянными. Почему — непонятно. Наиболее вероятным, по моему мнению, является допущение изменения направления движения материкового льда во время разных оледенений или в разные фазы одного оледенения. Это может быть вызвано: 1) перемещением главного очага питания материкового льда (центра оледенения), 2) влиянием различного рода препятствий, а также 3) напором соседних ледяных масс (влияние других центров оледенения). Препятствия, безусловно, играют довольно значительную роль в направлении движения материкового льда, особенно, в периферических его частях, а также в начале и в конце оледенений, когда мощность льда была еще небольшой. Между прочим у нас большую роль в этом отношении играла Средне-Русская возвышенность, которая разделила два больших ледниковых языка — Днепровский и Донской.

P. Wolstedt (l. c.) и I. Korn (l. c.) полагают, что депрессия Балтийского моря играла роль в направлении движения льда только в начале и в конце оледенения, во время же максимального развития оледенения было радиальное движение льда.

К такому выводу я полностью присоединяюсь, но с своей стороны добавлю, что по ложбине Балтийского моря двигался мощный ледниковый поток еще тогда, когда в восточной Прибалтике и западной части СССР установился Северный или Финно Карельский поток, двигавшийся в общем в N—S направлении (см. ниже, а также карту, рис. 11, с очагами питания R<sup>1</sup> и R<sup>2</sup>).

<sup>1)</sup> Так как конусы рассеивания наблюдаются не только в местах выхода пород, дающих нам руководящие валуны, а и в каждой точке, расположенной близ области питания льда.

<sup>2)</sup> G. Mirčink. On the determination of the southern boundary of the glacier of the würlmian time. „Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода“, № 2, 1930, с. 8.

Наличием препятствий можно объяснить лишь местные особенности в распределении руководящих валунов, но общую картину их распределения мы объяснить не можем.

В этом отношении интересна работа Th. Teumer-a, *Die Geschiebeforschung als Mittel zur Erforschung der Bewegungsrichtung des Inlandeises*<sup>1)</sup>. Автор стоит целиком на точке зрения перемещения центров оледенения (с. 28), которым, по его мнению, и обусловливается образование конусов рассеивания. Th. Teumer графическим методом объясняет (см. рис. 10<sup>1)</sup>, что форма и размер конусов рассеивания зависит от: 1) формы и размера коренных выходов пород, 2) направления перемещения центра оледенения и 3) расстояния последнего от коренных выходов пород.

К сказанному следует прибавить, что на распространение руководящих валунов может также повлиять перенос валунов флювио-гляциальными водами. Это нужно иметь в виду и избегать сбора валунов среди флювио-гляциальных отложений.

Таким образом мы приходим к выводу, что при наличии более или менее изолированного очага питания в виде скопления снега и фирна, материковый лед, образовавшийся из фирна, как пластичное тело, должен свободно двигаться по всем радиусам от центра к периферии, от мест с большей мощностью к местам с меньшей (см. карту Англии и Ирландии, рис. 14).

На это радиальное движение оказывают влияние неровности почвы и второстепенные очаги питания. Они вызывают отклонения от радиального движения и в последнем случае движение идет по направлению равнодействующей.

Между прочим, в Европейской части СССР такую роль играл Северный Урал, Тиман и Новая Земля с самостоятельными центрами оледенения.

На основании изложенного выше, мы приходим к выводу, что линии, соединяющие место находки руководящих валунов с коренными их месторождениями, еще не дают нам верного представления о пути переноса валунов. Рабочая гипотеза, объясняющая распределение руководящих валунов в восточной части Прибалтики и Европейской части СССР, обоснованная еще в моей работе 1914 г., такова: В начале оледенения, условно в миндельскую (М) эпоху (см. цветную карту, рис. 11, и кальку к ней), главным центром оледенения была Скандинавия. В это время Скандинаво-финский ледниковый поток двигался из Скандинавии и Финляндии, пересекая под большим углом депрессию Балтийского моря. Поток этот вызвал ориентировку восточных границ рассеивания наших руководящих валунов с NW на SO (см. кальку на карте, рис. 11, и принес шведские (даларнские) и западно-финские (аландские и балтийские) валуны в восточную Прибалтику и западную часть СССР. Скандинаво-финский поток (NW—SO) не дошел (на карте черные линии) до крайних пределов оледенения, чем и объясняется другой характер валунов в пределах Днепровского ледникового языка по сравнению с тем, что следовало бы ожидать, исходя из конусов рассеивания (см. табл. № 32—38). Позже, условно в различные фазы рисской эпохи (R<sup>1</sup>, R<sup>2</sup>), вследствие перемещения на О главного очага питания (свой очаг питания конечно был и в Скандинавии) и под влиянием напора ледниковых масс,шедших с Тимана и Полярного Урала, в восточной Прибалтике и в западной части СССР установилось направление движения материкового льда, которое постепенно изменялось с NNW—SSO на N—S и NNO—SSW. Этот Северный или Финно-

<sup>1)</sup> Th. Teumer. Zeitschr. für Geschiebeforschung. Bd. III, Heft 1-2, 1927.

Карельский поток (на карте зеленые и красные линии) принес к нам главную массу валунов северного происхождения из Финляндии и Карелии.

К этому времени относится возникновение поступательного движения материкового льда далее на юг, которое и дало начало нашему Днепровскому ледниковому языку.

Северный поток вызвал ориентировку западных границ рассеивания наших руководящих валунов в N—S и NN0—SSW направлениях (см. кальку). Можно думать, что к этому же времени относится образование мощного ледникового потока, двигавшегося вдоль ложбины Балтийского моря.

Что касается более поздних событий (условно вюрмской эпохи), то можно высказать мнение, исходя из принимаемых в настоящее время границ распространения последнего — вюрмского оледенения (см. карту Г. Мирчинка и карту P. Wolstedt-a, рис. 12), что размер очага питания был значительно меньше предшествовавшего (днепровского, рисского). Поэтому материковый лед не продвинулся до крайних пределов былого оледенения.

Днепровский ледниковый язык уже был свободен от льда. Постепенное отступление ледникового покрова последнего оледенения, как это хорошо было изучено M. Saugamo и V. Antevs-ом и др. и изображено на приложенных к их работам картах (рис. 13), говорит за то, что последнее оледенение закончилось в Скандинавии.

Это же равносильно допущению перемещения угасающего центра последнего оледенения в северозападном направлении. С этим было связано новое изменение направления движения материкового льда и уменьшение площади, на которую он распространился.

Этой фазы движения материкового льда нет в пределах Днепровского ледникового языка, валуны которого я детально исследовал, поэтому разрешение этого вопроса надо обосновать на основе детального изучения руководящих валунов более северных районов.

Такова в самом сжатом виде моя рабочая гипотеза, которой я пытаюсь объяснить фактическую сторону распространения руководящих валунов в восточной Прибалтике и западной части СССР и увязать это с оледенениями или отдельными главными фазами одного оледенения.

С изучением валунов и основанными на нем выводами относительно движения материкового льда в различные оледенения — дело в общем обстоит плохо. Даже в странах, где ледниковые отложения подверглись наиболее детальному изучению, — в Германии, Дании, Голландии, — мы встречаемся с самыми противоположными взглядами, друг друга исключаящими. Такая разногласия, мне кажется, несколько уменьшилась бы, если бы выводы о движении льда делались на основании изучения валунов более обширных пространств, охваченных оледенением. Обычно ограничиваются изучением юго-западного участка былого оледенения, а восточная Прибалтика и СССР остаются вне поля зрения. Это ошибка. Думаю, что уже теперь нельзя отрицать радиального движения материкового льда, а следовательно и отсутствия Балтийского потока<sup>1)</sup> в ту фазу оле-

<sup>1)</sup> Во время набора настоящей статьи я ознакомился со статьей E. Kraus-a: Ueber die Geschiebe von Lettland (Zs. Geschlebeforschung 10, Leipzig, 1934; цитирую по автореферату и реферату J. Hese mann-a в Neues Jahrb. f. Miner., Referate, III, 1934, сс. 733 и 691).

Автор несколько изменяет ход конусов рассеивания руководящих валунов.

Весьма интересным является вывод автора, что „die Hauptmassen des Eises quer über die Ostsee gewandert sein müssen“, т. е. вывод, который я сделал еще в 1914 г. [моя работа (I. с.), очевидно, автору не была известна]. Интересно также заключение автора, что более древний поток материкового льда двигался с NW, более молодой — преимущественно с N.

денения, когда в восточную Прибалтику были занесены дааларнские, балтийские и аландские валуны.

Для нас же есть и свои специфические трудности. Дело в том, что количество оледенений для Европейской части СССР еще не может считаться установленным. Одни принимают три оледенения, другие два, причем одни их относят к минделю и риссу, другие к риссу и вюрму. Есть и моноглядиалисты. Все это создает трудности при всякой попытке к параллелизации. Нужно иметь в виду, что материковый лед нередко перемешивал и частично захватывал материал более древних оледенений, конусы рассеивания валунов различных оледенений накладывались друг на друга, отдельные ледниковые потоки, особенно в начале и конце оледенений, в свою очередь, еще более усложняли картину распределения валунов. Понятно, что расшифровка такой картины представляет большие трудности.

В заключение автор останавливается на очередных задачах в деле изучения валунов СССР и указывает, что работу по систематическому изучению валунов СССР должна возглавить Ассоциация по изучению четвертичного периода (АИЧПЕ).

## ZUSAMMENFASSUNG

Durch die Arbeiten einer Reihe von Forschern (s.S. 3) ist im östlichen Teile des baltischen Gebiets und in der westlichen Hälfte des europäischen Teils der U.d.S.S.R. das Vorhandensein einer Anzahl von Leitgeschieben festgelegt worden, deren Heimatsort bestimmten Punkten Schwedens, Finnlands und Kareliens zuzuordnen ist.

Als die wichtigsten Leitgeschiebe präsentieren sich heutzutage: schwedische Porphyre und Porphyrite aus dem Gebiet Dalarne (Bredvad-Porphyr, rotbrauner Dalarne-Porphyr, Kätilla-Porphyr, Grönklitt-Porphyr, Venjan-Porphyr, Horston u. a. m.).

Im nachfolgenden werden wir dieselben mit dem russischen Buchstaben Д bezeichnen.

Als Leitgeschiebe, die den Alandsinseln und dem Ostseebett im Süden von diesen Inseln entstammen, sind zu nennen: Alandgranite, Alandrappakiwi, Alandporphyre (A), rote und rotbraune baltische (Ostsee) Porphyre (B). Von finnischen Leitgeschieben sind als die besten anzusprechen — Uralitporphyrit von Tavastehus (У), Wiborger Rappakiwi (В), Hoglander Quarzporphyrit (Г).

In Karelien können als Leitgeschiebe gelten: Schokschiner Quarzit (Ш) Porenzetter Dolomite mit Albitkristallen (П) und Solomenskaja Breccie (С), und von der Halbinsel Kola — Nephelinsyenite (Н).

Die tatsächliche Verbreitung der Leitgeschiebe ist aus der beigegebenen, vornehmlich auf Grund der Befunde H. Hansens, V. Milthers' und der meinigen <sup>1)</sup> (31–39) zusammengestellten Tabelle <sup>2)</sup> (s. ukrain. Text, S. 3–4) zu erkennen.

In vorerwählter Weise lässt sich das faktische Material über die geographische Verbreitung der Leitgeschiebe zusammenfassen.

Ihre extremen Verbreitungsgrenzen sind auf Pauspapier als Anlage zu Karte Nr. 11 dargestellt. Es ist leicht zu sehen, dass dieselben stets die Form von Fächern oder von Kegeln, deren Scheitel an dem Heimatsort der Urgesteine

<sup>1)</sup> W. Tschirwinsky. Beiträge zur Kenntnis der chemischen und petrographischen Zusammensetzung der glazialen Ablagerungen Südwest-Russlands im Zusammenhang mit der Frage über die Stromrichtung des diluvialen Inlandsees. Mémoires de la Société des Naturalistes de Kiev. Bd. XXIV, 1914, S. I–344, mit deutscher Zusammenfassung und Literaturverzeichnis.

<sup>2)</sup> Die russischen Buchstaben bezeichnen die Leitgeschiebe und die Zahlen — die Anzahl der ausfindig gemachten Geschiebe.



gen und deren Kegelmanteltrichter hauptsächlich südwärts, nach SO und ostwärts gerichtet sind, besitzen (Nephelinsyenite).

Es zeigt sich, dass die Streufächer der einzelnen Leitgeschiebe sich miteinander, unter grösseren Winkeln schneiden, die mitunter sich einem rechten Winkel nähern.

Zu bemerken ist noch, dass die Richtung der Streugsgrenzen der Leitgeschiebe in ihren Einzelheiten nicht festgelegt worden ist, deshalb wird dieselbe meiner Karte vom Jahre 1935, gleichwie in der von 1914 an vielen Stellen als gestrichelte Linie wiedergegeben. Für diese Zeitspanne sind zwei Arbeiten zu verzeichnen, von denen die eine die Don-Gletscherzunge betrifft, während eine andere die Dniprozunge behandelt. Erstere hat P. N. Tschirwinsky zum Verfasser und ist betitelt: „Petrographische Untersuchung der Leitgeschiebe des Dongebiets“<sup>1)</sup>. Beschrieben werden hier die von D. Golubjatnikow und K. Lissitzin gesammelten Geschiebe. An typischen Leitgeschieben sind nur wenig gefunden worden, wohl aber Sandsteine vom Schokschinschen Typ, Paläoandesite und deren Tuffe, Diorite, Amphibolite, Die Kalksteine der Steinkohlenformation—Rappakiwi wurde nicht vorgefunden. Genannter Verf. hält an Powenetz und den Petrosawodsker Kreis des ehem. Gouv. Olonez für den Heimatsort der Geschiebe. Unter diesen sind völlig identische mit den Grünsteinarten des genannten Gouv-ts nicht ermittelt worden. Damit tritt wiederum das Bedürfnis für ein spezielles massenmässiges Einsammeln von Geschieben vor, dessen eingehender Erforschung in den Vordergrund.

Die zweite Arbeit ist von L. I. Karjakin<sup>2)</sup> verfasst. Genannter Autor hat in der rechtsufrigen Polessje die Geschiebe A, Y, B, Γ und III ermittelt, gleichwie auch einige sonstige, seines Erachtens, aus dem Bezirk Powenetz in Karlien transportierte Gesteine (Quarz-Konglomerate, quarzitartiger Glimmersandstein). Auch wurden Kalksteine der Steinkohlenformation mit Schwagerinen und Fulinen angetroffen. Es wurden keine Baltische, und Dalarne- Geschiebe und keine Nephelinsyenite der Halbinsel Kola gefunden. Mithin deckt sich der Tatsachenbestand vollauf mit meinen Feststellungen (S. 130); was aber die Auslegung desselben anbelangt, so stimmen wir mit L. I. Karjakin durchaus nicht überein, davon weiterhin die Rede sein wird.

Zu bemerken wäre noch, dass die Anzahl der von diesem Forscher ermittelten Leitgeschieben nur gering ist, weshalb er auch deren relatives Mengenverhältnis nicht angibt.

Während der im Bereiche der Ukr. S. S. R. ausgeführten geologischen Aufnahme wurden von verschiedenen Forschern, unter anderem auch Kollektionen von Geschieben gesammelt. Eine von mir angestellte Besichtigung einiger Sammlungen liess mich erkennen, dass hier Leitgeschiebe entweder gänzlich fehlen oder dass die einzelnen vorhandenen Exemplare nichts neues bieten.

Wir wollen nun wieder zur Frage zurückkehren, in welchem Sinne alles das, was uns bislang über die Verbreitung der Leitgeschiebe innerhalb des Bereiches des östlichen Baltikums und des westlichen Teils der U.d.S.S.R. bekannt ist,edeutet werden kann.

Als unzweifelhaft gilt das Vorhandensein von Streufächern der Leitgeschiebe, die sich tief in einander einschneiden (s. die Karten H. Hausens, V. Milters, I. Sederholms, sowie die der vorliegenden Arbeit beigegebene Karte); demhingegen wird jedoch die Ursache dafür von den einzelnen Forschern auf verschiedene Weise aufgefasst. Infolgedessen werden auch verschiedenartige Rückschlüsse über die Bewegung des Inlandeises gezogen.

In meiner 1914 erschienenen Dissertation interpretierte ich die Änderungen der Bewegungsrichtung des Inlandeises im Zusammenhang mit einer Ver-

<sup>1)</sup> P. N. Tschirwinsky. Berichte der Russ. Miner. Gesellsch. Bd. I IV Lief. 1, 1925 S. 67—84.

<sup>2)</sup> L. I. Karjakin. Beiträge zur Erforschung der Geschiebe des ukrainischen Polessje. Sammlung zum Andenken an d. Akad. P. A. Tutkowsky Bd. I, S. 109—133. Ukr. Akad. d. Wiss.

schiebung der Vereisungszentren (der Nahrungsgebiete) nach Osten hin, unter Einhaltung des Gesamtcharakters der Bewegung, als einer radialen, vom Vergletschungszentrum aus.

Um eine derartige Auslegung tiefgehender begründen zu können, legte ich nach 20 jähriger Pause, eine Anzahl von Versuchen mit dem bei Asphaltierungsarbeiten zur Verwendung gelangenden Teersud an.

Die Versuchsbefunde werden durch Abb. 1—8 veranschaulicht. Mittels der Versuche wurde die Existenz einer radialen Bewegung vom Zentrum zur Peripherie hin erhärtet, sowie der Einfluss der Masse oder Mächtigkeit auf die Bewegungsrichtung der verschiedenen Partien festgestellt (Versuch 2), was gleichwertig ist mit einer Beeinflussung der Richtung des Eisschubes durch die Verschiebung des Nahrungsgebiets. (Abb. 5 und 6).

Verf. betont die dringende Notwendigkeit einer Durchführung von stationären Beobachtungen der Bewegungen des Inlandeises in Grönland und der Antarktis mittels Anlage genauer Pegel und Vornahme entsprechender Messungen.

Indem Verf. eine radiale Bewegung und darauffolgend eine Verlagerung des Hauptnahrungsgebiets ( $C_1, C_2, C_3$ ) annimmt, zeigt er in Abb. 9, den Umschlag in der Bewegungsrichtung und die Bildung der verschiedenen orientierten Streufächer von Geschieben, die sich tief in einander einschneiden. (vgl. mit dem, was in Wirklichkeit besteht — Pauspapierbogen zu Karte № 11).

Meine Schlussfolgerung wird durch die ausgeführten Versuche mit Sud, wie mir scheint, am einfachsten bekräftigt.

Die verschiedene Bewegungsrichtung (Durchkreuzung) vollzieht sich somit nicht gleichzeitig, sondern entspricht zeitlich verschiedenen Vereisungsphasen (bzw. gesonderten Vergletscherungen). Gewiss ist die Erklärung dieser Erscheinung durch eine unabänderliche Bewegungsrichtung des Eises in seiner Gesamtmasse und dabei bei allen Phasen der Vereisung nicht angebracht.

In meiner Arbeit von Jahre 1914 wies ich auf die Unrichtigkeit der Schlussfolgerungen einiger deutscher Autoren (besonders E. Cohens und W. Deekes<sup>1)</sup> und neuerdings E. Kummerows<sup>2)</sup> über die Beständigkeit der Eisbewegung während aller Vereisungsphasen längs der Ostseesenke hin und zwar darum, weil bei einer solchen Annahme, für den Transport der schwedischen Leitgeschiebe nach dem Territorium des östlichen baltischen Gebiets und demjenigen des westlichen Teils der U.d.S.S.R, wo deren Vorkommen durch die Arbeiten V. Milthers, H. Hansens, C. Gagels, I. Korns und durch die meinigen festgestellt worden ist, keine Erklärung gegeben werden kann. Die Arbeit E. Cohens und W. Deekes war im Jahre 1896 erschienen, wo das östliche Baltikum noch wenig erforscht war. Freilich gelangt E. Kummerow schon bedeutend später, nämlich in den Jahren 1925, 1928 und 1932, zu dem gleichen Schluss; bemerkt muss aber werden, dass eine solche Schlussfolgerung vom genannten Autor nur deshalb gezogen werden konnte, weil er die Vereisung bloss auf einem beschränkten Flächenraum studierte ohne Inbetrachtung der gewaltigen Ausdehnung des östlichen Teils des Ostseegebiets und des westlichen Teils der U.d.S.S.R. Durchaus zutreffend spricht sich P. Woldstedt, indem er sich auf die Arbeit C. Gagels und I. Korns beruft, von denen in Wolhynien baltische und schwedische Leitgeschiebe gefunden worden sind, dahin aus, dass bezüglich der Verfrachtung dieser Geschiebe von einem Einfluss der Ostseedepression keine Rede sein könne. Hier habe die radiale Eisbewegung dominiert.

<sup>1)</sup> E. Cohen und W. Deeke. Über Geschiebe Neu-Vorpommerns und Rügens. Mitt. Naturwiss. Verein für Neu-Vorpom. und Rügen. 1896. S. 85

<sup>2)</sup> E. Kummerow. Die Hauptbewegungsrichtung des diluvialen Inlandeises in Nordeuropa. Neues Jahrb. f. Miner., Beil. Band 52. Abt. B, 1925 und Fortschritte der Diluvialgeologie. Geol. Rundschau, 19, 1928. S. 388. 417.

C. Wolstedt hatte keine Kenntnis von meiner 1914 (l. c.) erschienenen Arbeit, in der ich, auf Grund eines Studiums der Leitgeschiebe Wolhyniens, bedeutend früher zur Schlussfolgerung über die radiale Bewegung des Inlandeises und über die Unrichtigkeit der Voraussetzung, dass dasselbe sich stets der Ostseesenke entlang bewegt habe, gekommen bin.

Dies findet sich, deutlich ausgeführt, auf Seite 294 meiner Dissertation v. J. 1914. Zurzeit macht wiederum L. I. Karjakin (l. c.) den Versuch, die uns bekannte Verteilung der Leitgeschiebe innerhalb des Bereichs der Dnipro-Gletscherzunge mittels der Annahme einer Unveränderlichkeit der Inlandeisbewegung, die aber in den verschiedenen Horizonten verschiedenartig vor sich geht, zu erklären. Die Ungleichheiten in der Bewegungsrichtungen seien durch die der Eisbewegung sich in den Weg stellenden, teilweise unter dem Eise vorhandenen und über demselben sich erhebenden Hemmnisse bedingt worden. Dies habe im Endeffekt dazugeführt, dass die unteren Teile des Inlandeises eine andere Richtung annahmen, als diejenige, welche die oberen Teile innehatten. Die Gesamtichtung der Inlandeisbewegung sei (S. 132) von NW nach SO gewesen; infolge der sich entgegenstellenden Ostseemulde sei dann die Bewegung der unteren Eisteile nach S und SW abgelenkt worden, d. i. in der Richtung, in welcher die Mulde oder Senke verläuft, während die oberen Partien des Inlandeises sich in der nämlichen NW—SO Richtung weiter fortbewegt hätten.

In seiner weiteren Bewegung sei das Inlandeis auf neue Hindernisse gestossen in der Gestalt von Höhenlagen, die bald 40—50m, bald auch 150—200 m erreichten. Derartige Hemmnisse seien gewesen: der westliche Teil des finnischen kristallinen Massivs, die südliche Küste des Finnischen Meerbusens und der zentralrussische Höhenzug (bis zu 260 m).

Wir wollen nun erörtern, in wieweit diese Annahme das Gesamtbild einer fächerförmigen Geschiebeführung zu erklären vermag, indem wir vorerst unser Augenmerk auf den quer über die Ostseemulde verlaufenden Eisstrom richten. Nehmen wir nun an, dass sich ihm ein Hemmnis in der Gestalt der Ostküste des Baltischen Meeres in den Weg stellte (wohl verstanden, ein sehr geringfügiges, da die Tiefe der Ostsee ganz unbedeutend im Vergleich zur Mächtigkeit des Inlandeises war) und dass der Gletscherstrom in seinem unteren Teil seine Richtung nach SSW hin änderte, während der obere Teil des Inlandeises in seiner Bewegungsrichtung von NW nach SO verharrete. Mithin würden die schwedischen Geschiebe ins östliche baltische Gebiet geführt werden. Östlich von der Ostsee haben wir jedoch (s. Pauspapierbogen zu Karte Nr. 11) noch eine Reihe von Geschiebestreufächern, nämlich den Tavastehuser, den Wyborger, den Hoglander u. a. m., deren östliche Grenzen nach SO und deren westliche Grenzen nach SSW orientiert sind.

Um dies verstehen zu können, müsste man bei jedem <sup>1)</sup> von ihnen das Vorhandensein ebenso langgestreckter Hemmnisse, vermuten, wie es die Ostseesenke ist, welche eine Ablenkung der unteren Eishorizonte nach SSW hin, bei einer Gesamtichtung des Vorrückens der oberen Eispartien gegen SO, bedingen sollten. In der Natur existieren jedoch derartige Hemmnisse nicht. Hieraus folgert sich all das Artifizielle und Unwahrscheinliche einer derartigen Deutung des Totalbildes der Geschiebestreufächer (und zwar nicht nur der Leitgeschiebe, sondern der Geschiebe überhaupt).

Gegen die Annahme einer Beständigkeit in der Inlandeisbewegung während der diversen Vereisungen (bzw. während verschiedener Phasen ein und derselben Vergletscherung) sprechen auch deren Verbreitungsgrenzen. Eine Durchsicht der

<sup>1)</sup> Da die Streufächer nicht nur an den Helmatsorten der Gesteine, die uns mit Leitgeschieben belieferten, sondern an jedem, nächst dem Eisnährungsgebiete gelegenen Punkte vorhanden sind.

von den Autoren für die Verbreitungsgrenzen der einzelnen Vereisungen gelieferten Karten lässt erkennen, dass diese Grenzen nicht zusammenfallen (vgl. P. Wolstedts Karte und Abb. 12, Karte Mirčinks<sup>1)</sup> u. and.) und dass demnach auch ihre Nahrungsgebiete nicht zusammenfallen, womit unbedenklich auch ein Unterschied in der Bewegungsrichtung des Eises während verschiedener Vereisungen bzw. deren Phasen zu konnektieren ist. Auch wäre es auffallend, dass bei jeder Vereisung die Nahrungsgebiete die gleichen blieben zu einer Zeit von weitzügigen Klimaänderungen und bedeutender Abnahme oder völligen Schwundes der Eisdecken. Weshalb dies so sein sollte, bleibt völlig unaufgeklärt.

Am nächstliegenden ist meines Erachtens die Annahme einer Richtungsänderung der Inlandeisbewegung zur Zeit der einzelnen Vergletscherungen bzw. bei verschiedenen Phasen ein und derselben Vereisung. Dies kann hervorgerufen sein: 1. durch Verschiebung des Hauptnahrungsgebiets des Inlandeises (Vereisungszentrum); 2. durch die Auswirkung verschiedener Hindernisse; 3. möglicherweise durch den Druck benachbarter Eismassen (Einfluss anderer Vereisungszentren). Hindernisse spielen unbedingt eine recht beträchtliche Rolle für die Bewegungsrichtung des Inlandeises, insbesondere an den peripherischen Teilen des letzteren, sowie zu Anfang und zu Ende der Vergletscherung, wo das Eis nicht mächtig ist. In dieser Hinsicht kommt bei uns unter anderem der zentralrussischen Höhenlage, welche zwei grosse Gletscherzungen, die Dnipro und die Donzunge, von einander trennte, eine grosse Bedeutung zu. P. Wolstedt (l. c.) und I. Korn (l. c.) sind der Ansicht, dass die Ostseedepression bloss zu Anfang und zu Ende der Vereisungen eine gewisse Rolle gespielt habe, während zur Höhezeit der Gletscherentwicklung eine radiale Bewegung des Eises stattgehabt habe.

Dieser Schlussfolgerung pflichte ich vollauf bei, möchte aber hinzufügen, dass ein mächtiger Gletscherstrom sich schon zu der Zeit längs der Ostseesenke fortbewegte, als im östlichen Baltikum und in dem westlichen Teil der U.d.S.S.R. sich der Nordische oder Finnisch-Karelische Eisstrom etablierte, der im grossen und ganzen eine Bewegungsrichtung von N nach S einhielt (s. unten, sowie Karte Nr. 11 mit Nahrungsgebieten R<sup>1</sup> u. R<sup>2</sup>).

Lokale Besonderheiten allein in der Leitgeschiebeführung lassen sich durch das Vorkommen von Hinderissen begründen; das Gesamtbild der Verteilung der Geschiebe, hingegen, findet darin keine Erklärung. In dieser Beziehung beansprucht unser Interesse die Arbeit Th. Teumers: „Die Geschiebeforschung als Mittel zur Erforschung der Bewegungsrichtung des Inlandeises“<sup>2)</sup>.

Der zitierte Autor vertritt durchaus den Standpunkt der Verschiebung der Vereisungszentren (S. 28), wodurch, seines Erachtens, die Bildung der Streufächer bewirkt werde. Teumer legt mittels der graphischen Methode dar, (siehe Abb. 10), dass die Gestaltung und die Ausmasse der Streufächer in einem Abhängigkeitsverhältnis stehen: 1. von der Form und dem Umfang des Heimatsorts der Gesteine; 2. von der Richtung der Verlagerung der Vereisungszentren; 3. von dem Abstand der letzteren von den Heimatsort der Gesteine.

Dem vorerwähnten wäre noch beizufügen, dass die Verbreitung der Leitgeschiebe auch beeinflusst werden kann von der Geschiebeführung der fluvioglazialen Wasser. Wenn man hierauf Bedacht nimmt, so wird man es vermeiden, in den fluvioglazialen Ablagerungen Geschiebe zu sammeln.

Somit gelangen wir zur Schlussfolgerung, dass bei Zugewesen eines mehr oder minder isolierten Nahrungsherd, in der Form von Schnee- und Firnansamm-

<sup>1)</sup> G. Mirčink. On the Determination of the Southern Boundary of the Glacier of Würmian time. Bulletin der Kommission für die Erforschung der Quartärperiode Nr. 1930, S. 8.

<sup>2)</sup> Th. Teumer, Zeitschr. für Geschiebeforschung, Bd. III; Heft 1-2, 1927.

lungen, das aus dem Firn entstandene, einen plastischen Körper darstellende Inlandeis sich unbehindert vom Zentrum längs allen Radien zur Peripherie, von den Stellen maximaler Mächtigkeit zu den weniger mächtigen (s. Karte Englands und Irlands, Abb. 14) fortbewegen musste.

Diese radiale Bewegung wurde jedoch durch Unebenheiten des Bodens und durch nebensächliche Nahrungsgebiete beeinflusst. Jene bewirkten Ablenkungen von der Radialbewegung und diese verursachten eine Bewegung in der Richtung der Resultierenden. Es spielte im europäischen Teil der U.d.S.S.R. eine derartige Rolle u. a. der nördliche Ural, das Timangebirge und Nowaja Semlja mit ihren selbständigen Vereisungszentren.

Auf Grund alles obengesagten folgern wir, dass die die Fundstellen von Leitgeschieben mit ihren Heimatsort verbindenden Linien immerhin noch keine richtige Vorstellung von den Bahnen des Geschiebetransports zu geben vermögen.

Die von mir bereits in meiner Arbeit v. J. 1914 begründete und die Verteilung der Leitgeschiebe im Osten des baltischen Gebiets und im europäischen Teil der U.d.S.S.R. erklärende Arbeitshypothese läuft auf nachstehendes hinaus. Zu Beginn der Vergletscherung, bedingungsweise der Mindeleiszeit (M) (s. die bunte Karte Nr. 11 und das Pauspapierblatt zu derselben) war Skandinavien das Hauptvereisungszentrum. Um diese Zeit bewegte sich der Skandinavisch-Finnische Gletscherstrom aus Skandinavien und Finnland, indem er unter einem grossen Winkel die Ostseedepression kreuzte. Dieser Eisstrom bewirkte eine Orientierung der östlichen Streugrenzen unserer Leitgeschiebe von NW nach SO (s. Pauspapierblatt auf Karte Nr. 11) und belieferte den Osten des baltischen Gebiets und den Westen der U. d. S. S. S. mit schwedischen (Dalarne) und west-finnischen (Aland- und baltischen) Geschieben.

Der Skandinavisch-Finnische Eisstrom (von NW nach SO) erreichte (auf der Karte schwarze Linien) die extremen Vereisungsgrenzen nicht, worin der abweichende Charakter der Geschiebe der innerhalb des Bereiches der Dnipro-Gletscherzunge gegenüber dem, was mit Rücksicht auf die Streufächer zu erwarten wäre (s. Tab. 32—38), seine Erklärung findet.

Späterhin bedingungsweise während verschiedener Phasen der Rissepoche ( $R^1$ ,  $R^2$ ) begann sich im östlichen Baltikum und im Westen der U. d. S. S. R., infolge von Verschiebung des Hauptnahrungsgebiets nach Osten hin (der eigene Nahrungs herd war natürlicherweise in Skandinavien) und unter dem Einfluss des Vorstosses der vom Timangebirge und dem polaren Ural zuwandernden Gletschermassen, eine Bewegungsrichtung des Inlandeises, die allmählich von NNW nach SSO, zu einer von N nach S und von NNO nach SSW umschlug.

Dieser Nordische oder Finnisch-Karelisch Eisstrom (auf der Karte grüne und rote Linien) lieferte uns die Hauptmasse an Geschieben nordischen Ursprungs aus Finnland und Karelrien.

Besagter Zeitepoche ist der Beginn des Vorstosses des Inlandeises weiter nach Süden hin zuzuordnen, wodurch unsere Dnipro-Gletscherzunge hervorgebracht wurde.

Der nordische Eisstrom bedingte die Orientierung der westlichen Streugrenzen unserer Leitgeschiebe in N—S und NNO—SSW-Richtung (s. Pauspapierbogen). Es ist möglich dass um diese Zeit ein mächtiger, längs der Ostseenke sich hinbewegender Gletscherstrom entstand.

In Bezug auf die späteren Geschehnisse (bedingungsweise der Würmzeit), ist unter Zugrundelegung der zurzeit angenommenen Verbreitungs-

grenze der letzten Würmvereisung (s. die Karte von C. Mirčjnk und die von P. Wolstedt Abb. 12) die Ansicht angebracht, dass die Ausmasse des Nahrungsgebiets hier beträchtlich geringer, als bei der vorangegangenen Dnipro-Riss Vereisung waren. Somit ist das Inlandeis nicht bis zu den äusseren Grenzen der vormaligen Vergletscherung fortgeschoben worden.

Die Dniproglletscherzunge war bereits eisfrei. Der allmähliche Rückzug der Eisbedeckung der letzten Vergletscherung, der eingehend von M. Sauramo und V. Antevs, sowie anderen erforscht und in den ihren Arbeiten beigegebenen Karten veranschaulicht ist (s. Abb. 13), spricht dafür, dass die letzte Vereisung in Skandinavien ihren Abschluss fand.

Dies ist nun gleichbedeutend mit der Annahme einer Verschiebung des Zentrums der letzten Vereisung in nordwestlicher Richtung. Hiermit war ein neuer Umschlag der Bewegungsrichtung des Inlandeises und eine Verminderung dessen Verbreitungsgebiets vergemeinschaftet.

Eine solche Bewegungsphase des Inlandeises existiert nicht innerhalb des Bereiches der Dniproglletscherzunge, deren Geschiebe von mir gründlich untersucht worden sind; daher ist diese Frage auf Grund eines detaillierten Studiums der Leitgeschiebe nördlicherer Regionen zu erledigen.

Hierauf läuft, ganz kurz gefasst, meine Arbeitshypothese hinaus, mittels deren ich den Tatsachenbestand der Verbreitung von Leitgeschieben im östlichen Teil des Ostseegebiets und westlichen Teil der U. d. S. S. R. zu deuten suche, um dieses mit den Vereisungen bzw. mit den einzelnen Hauptphasen einer einzigen Vereisung zu verbinden.

Übrigens ist zuzugeben, dass es mit der Geschiebebewegungsforschung und mit den darauf basierten Rückschlüssen hinsichtlich des Inlandeisbewegung während der diversen Vereisungen, im grossen und ganzen, misslich bestellt ist. Selbst dort, wo die glazialen Ablagerungen am eingehendsten erforscht worden sind, wie in Deutschland, Dänemark und Holland, stösst man auf diametral entgegengesetzte, einander ausschliessende Ansichten. Diese Meinungsverschiedenheiten dürften, wie mir scheint, einigermaßen gemildert werden, falls die Schlussfolgerungen über die Eisbewegung auf Grund eines Studiums der Geschiebe ausgedehnter, von der Vereisung betroffener Gebiete gezogen würden. Gewöhnlich beschränkt man sich aber auf die Erforschung des südwestlichen Gebiets der stattgehabten Vereisung ohne sein Augenmerk dem östlichen Teil des Ostseegebiets und der U. d. S. S. R. zuzuwenden. Dies ist nicht richtig. Mich will dünken, dass schon jetzt die radiale Bewegung des Inlandeises, und mithin auch die Abwesenheit des baltischen Gletscherstroms während derjenigen Phase der Vereisung, als in den östlichen Teil des Ostseegebiets Dalarne-, baltische und Aland-Geschiebe vorgeschoben wurden, nicht verneint werden können.

Was nun uns im speziellen betrifft, so erheben sich, uns gegenüber, noch besondere, spezifische Schwierigkeiten. Es kann nämlich die Anzahl der Vereisungen für den europäischen Teil der U. d. S. S. R. nicht für feststehend gelten. Einige Forscher nehmen drei Vergletscherungen, andere zwei an, wobei dieselben bald dem Mindel und Riss, bald dem Riss und Würm zugeordnet wer-

---

<sup>1)</sup> Schon während des Drucksatzes vorliegenden Artikels nahm ich Kenntnis von der Arbeit E. Kraus: Über die Geschiebe von Lettland (Zs. Geschiebeforschung 10, Leipzig 1934, Zitiert nach Auotreferat und nach dem Referat D. Hessemann's in „Neues Jahrb. f. Miner., Referate III, 1934. S. 733 und 691“).

Genannter Autor modifiziert ein wenig den Lauf der Streufächer der Leitgeschiebe. Sehr interessant ist sein Schluss, „dass die Hauptmassen des Eises quer über die Ostsee gewandert sein müssen“, d. i. eine Folgerung, die ich bereits im Jahre 1914 gezogen habe. Meine Arbeit (l. c.) war offensichtlich diesem Autor nicht bekannt). Von Interesse ist ebenfalls seine Anschauung dass der ältere Inlandeisstrom von NW floss, der jüngere hingegen vornehmlich von N.

den; dann gibt es auch Monoglazialisten. Dies alles schafft Hindernisse für jeden Parallelisierungsversuch. Bedacht ist noch darauf zu nehmen, dass das Inland eis sich des öfteren mit dem Material älterer Vereisungen vermischt und z. T. in dieses eingriff. Die Geschiebtreufächer der verschiedenen Vereisungen überdeckten einander; die einzelnen Gletscherströme, besonders zu Beginn und zu Ende der Vereisungen, trugen ihrerseits dazu bei, das Bild der Geschiebeverteilung noch verwickelter zu machen. Verständlich genug ist es nun, dass die Entzifferung eines solchen Sachverhalts grosse Schwierigkeiten bereitet.

Abschliessend verweilt Verf. bei einigen Überlegungen über die an der Tagesordnung stehenden Probleme betreffend die Geschiebeforschung in der U. d. S. S. R. und weist darauf hin, dass die Arbeit zur systematischen Erforschung der Geschiebe der U. d. S. S. R. von der Soviet Section der Assoziation für das Studium der Quartärperiode geleitet werden soll (INQUA).

---

## ПОЯСНЕННЯ РИСУНКІВ

Рис. 1—8. Експерименти з варом (асфальтова смола). Пояснення дивись в тексті.

Рис 9. Схема, що пояснює зміну напрямку руху материкового льоду в наслідок переміщення осередку живлення та утворення різно орієнтованих конусів розвіювання при загальному радіальному напрямі руху льоду.

Рис. 10. Справа схема Т. Теумер-а, що пояснює різну форму та розмір конусів розвіювання в залежності від віддалення виходу порід ( $A_1, A_2, A_3$ ) від центра зледеніння. Зліва його ж схема накладання конусів розвіювання при двох різних зледеніннях ( $C$  та  $B$ ).

Рис 11. Карта, що пояснює поступову зміну напрямку руху материкового льоду в Прибалтиці та західній частині СРСР при переміщенні головного осередку живлення на схід ( $C_1, C_2, C_3$ ). Червоні плями — корінні відслонення порід, які дають провідні валуни. Пояснення літер див. на с.3 тексту,  $a$  — межа міндельського зледеніння за Г. Мірчінком. Червона лінія — межа максимального зледеніння

На кальці — конуси розвіювання провідних валунів.

Рис. 12. Карта поширення максимального (1) та останнього (2) зледеніння за Р. Wolstedt-ом. 4—Плазучий лід, 5—Область, що її не захопив материковий лід.

Рис. 13. Послідовні етапи відступання материкового льоду останнього зледеніння за Sauramo. Цифри визначають роки до та після нашої ери.

Рис. 14. Напрями руху материкового льоду в Ірландії та Англії. Бачимо радіальний рух льоду.

## ERKLÄRUNG DER ABBILDUNGEN

Abb. 1—8. veranschaulichen die Versuche, die mit Teersud angestellt wurden. S. Erklärungen im Text.

Abb. 9 Schema, das die Veränderung in der Bewegungsrichtung des Inlandeises mit der Verschiebung des Nahrungsherdes und der Bildung verschiedenlich orientierter Streufächer bei allgemeiner radialer Bewegungsrichtung des Eises erklärt.

Abb. 10. Rechts Schema von T. Teumer, das die verschiedene Form und Grösse der Streufächer in Zusammenhang mit der Entfernung der Gesteinausgänge ( $A_1, A_2, A_3$ ) von dem Vereisungszentrum erklärt. Links auch sein Schema des Auflegens der Streufächer bei zwei verschiedenen Vereisungen ( $C$  und  $B$ ).

Abb. 11. Karte, die die allmähliche Veränderung der Bewegungsrichtung des Inlandeises im Baltischen Gebiet und im westlichen Teil der UdSSR bei Verschiebung des Nahrungsherdes gegen Osten erklärt ( $C_1, C_2, C_3$ ). Die roten Flecken — Heimatsorte der Urgesteine — sind Leitgeschiebe. Die Erklärung der sich darauf beziehenden Buchstaben s. S. 1;  $a-b$  ist die Grenze der Mindel-Vereisung nach G. Mirčink; die rote Linie ist die Grenze der maximalen (Riss, Dniπρο) Vereisung. Auf dem Pauspapierbogen sieht man die Streufächer der Leitgeschiebe.

Abb. 12. Karte der Verbreitung der maximalen (1) und letzten (2) Vereisung nach P. Wolstedt.

Abb. 13. Die aufeinanderfolgenden Etappen des Rückzuges des Inlandeises der letzten Vereisung nach Sauramo. Die Ziffern bezeichnen die Jahre vor und nach Beginn unserer Ära.

Abb. 14. Die Richtungen der Bewegung des Inlandeises in Irland und England nach W. Wright. Man sieht die radiale Bewegung.



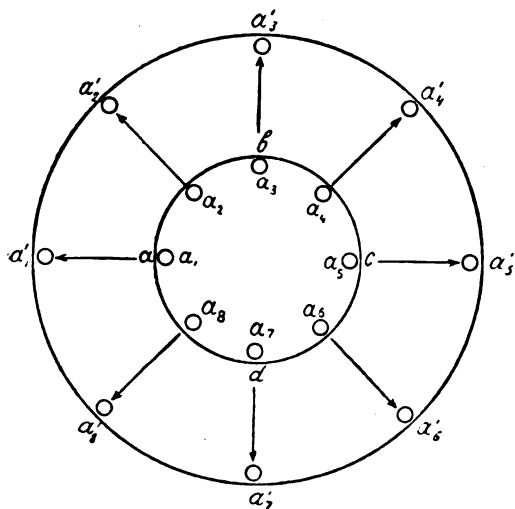


Рис. 1.



Рис. 2.

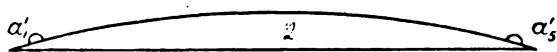


Рис. 2а.

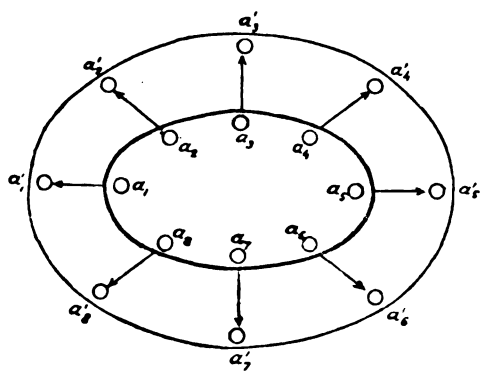


Рис. 3.



Рис. 4.

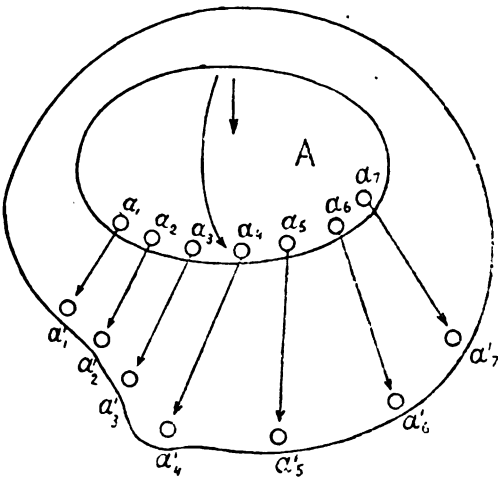


Рис. 5.



Рис. 6

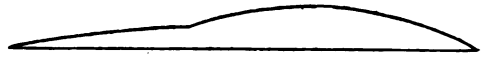


Рис. 6а.

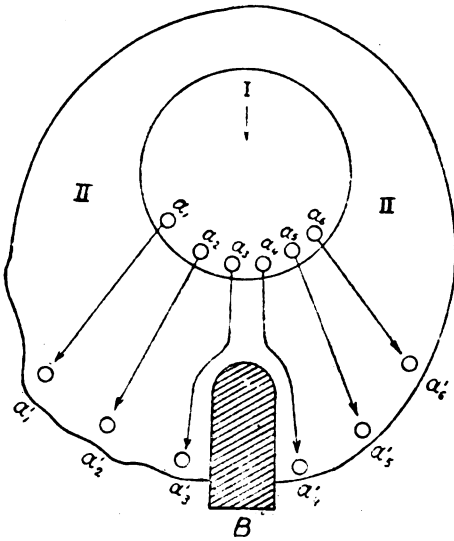


Рис. 7.

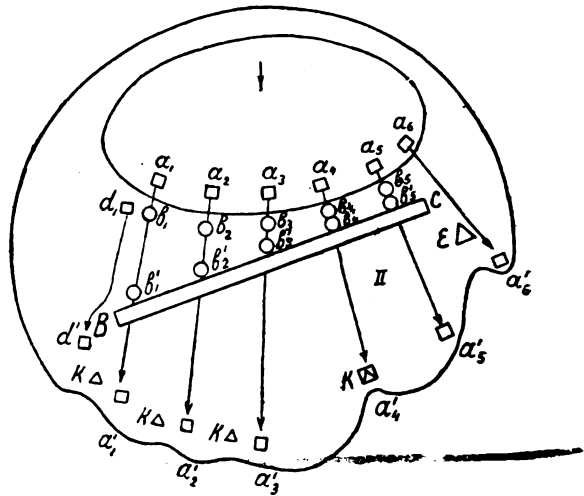


Рис. 8.

Table

A

B

C

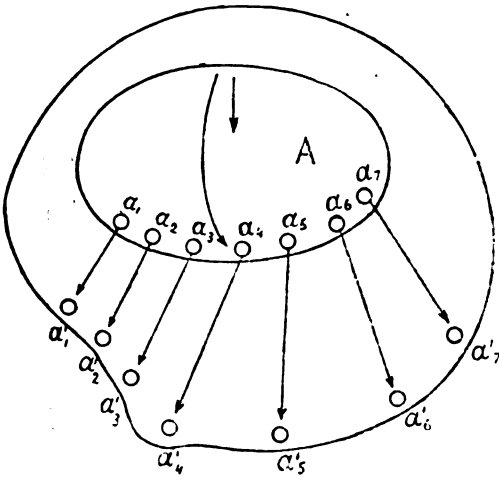


Рис. 5.



Рис. 6

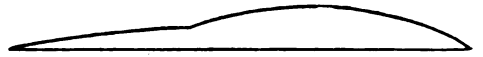


Рис. 6а.

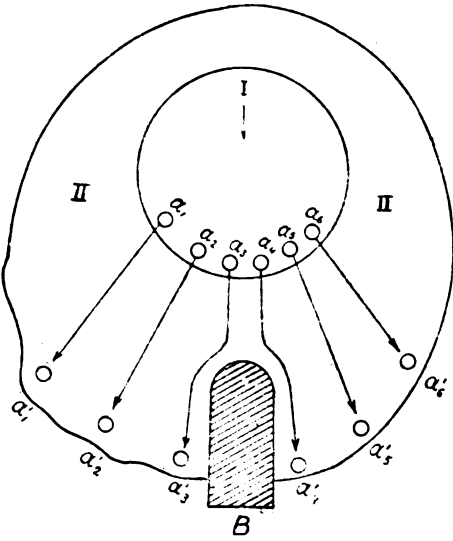


Рис. 7.

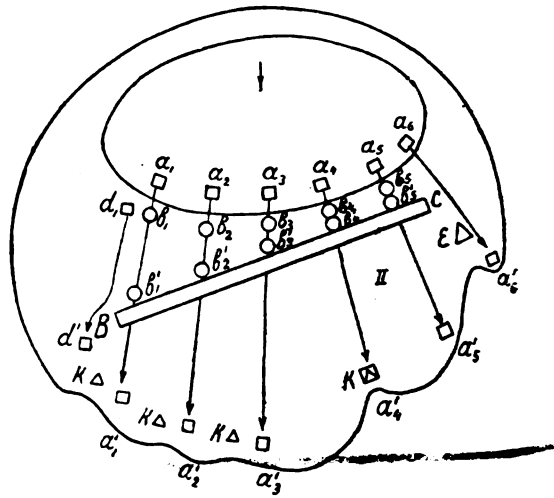


Рис. 8.

14

1

2

3

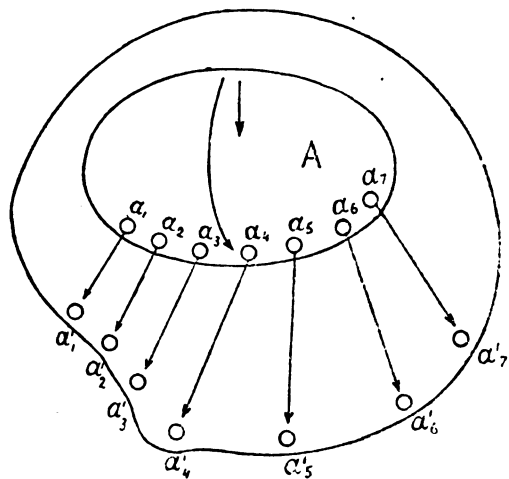


Рис. 5.

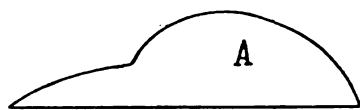


Рис. 6

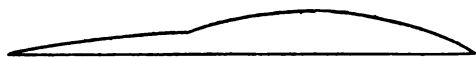


Рис. 6а.

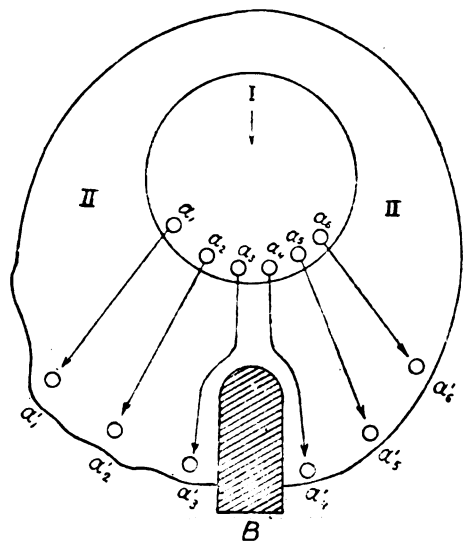


Рис. 7.

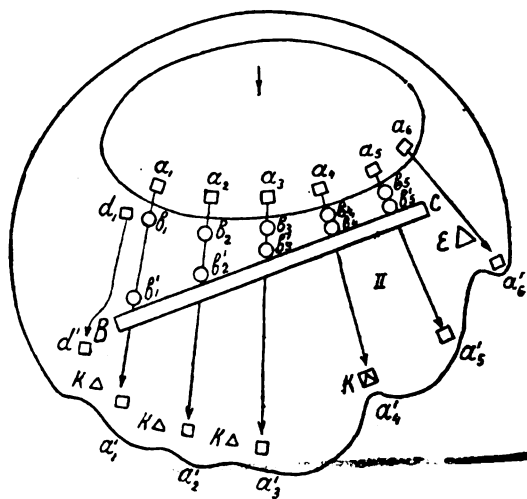


Рис. 8.



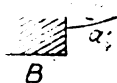


Рис. 7.

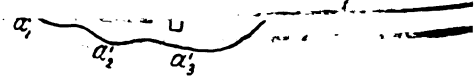


Рис. 8.



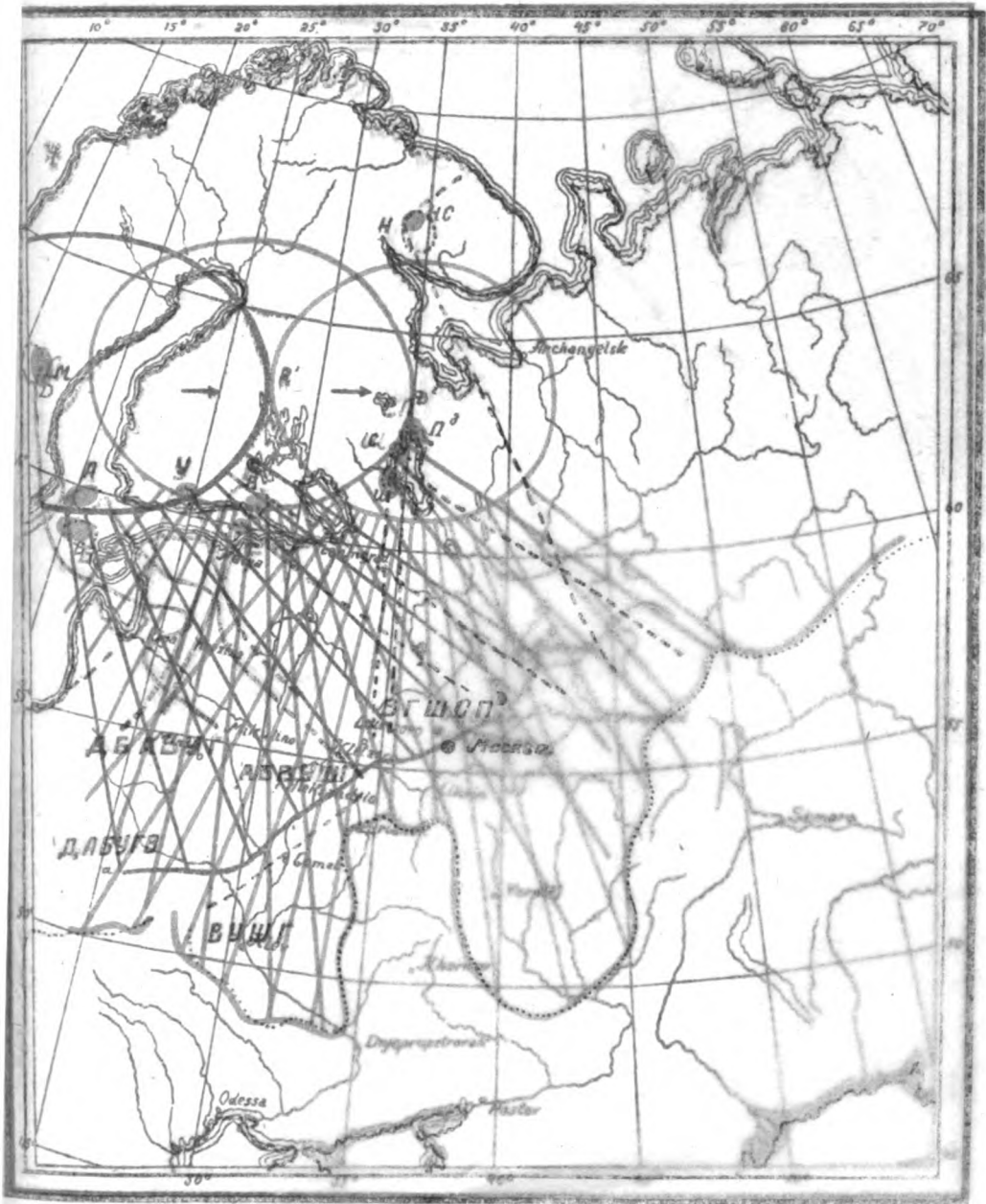


Рис 11



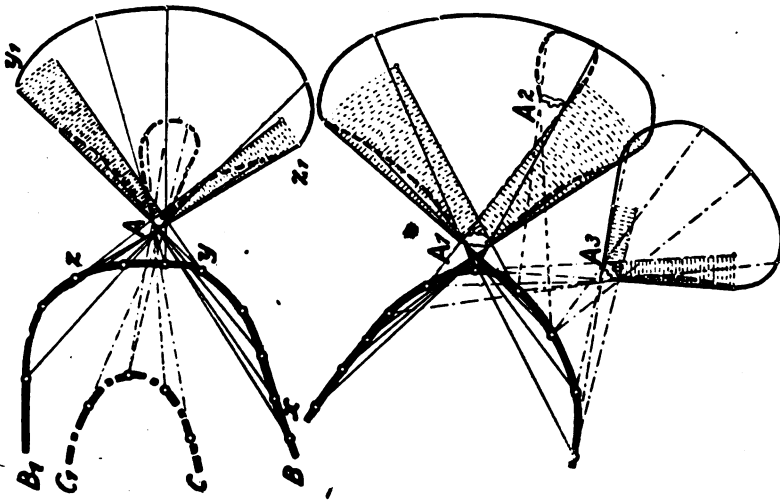


Рис. 10.

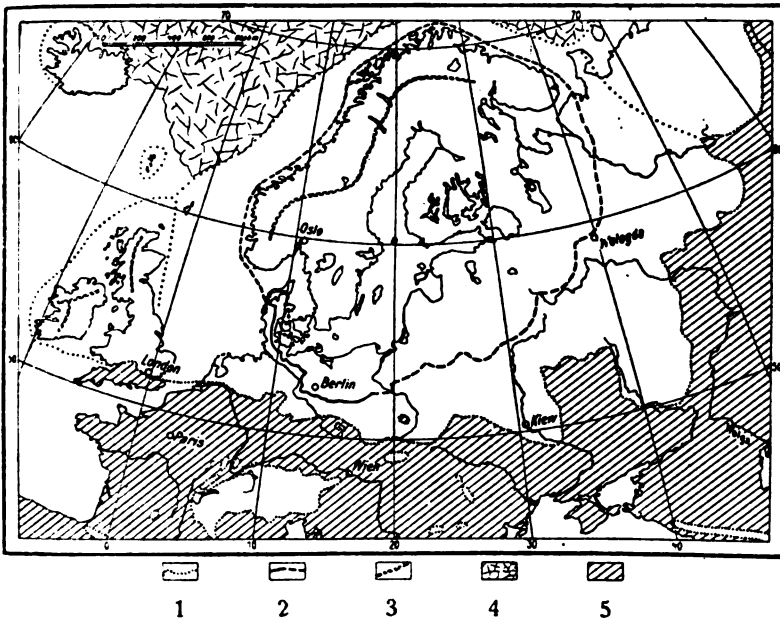


Рис. 12.

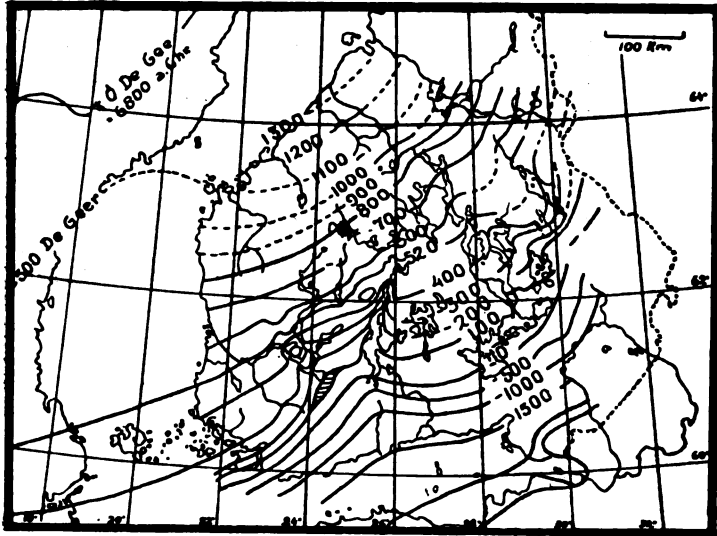


Рис. 13

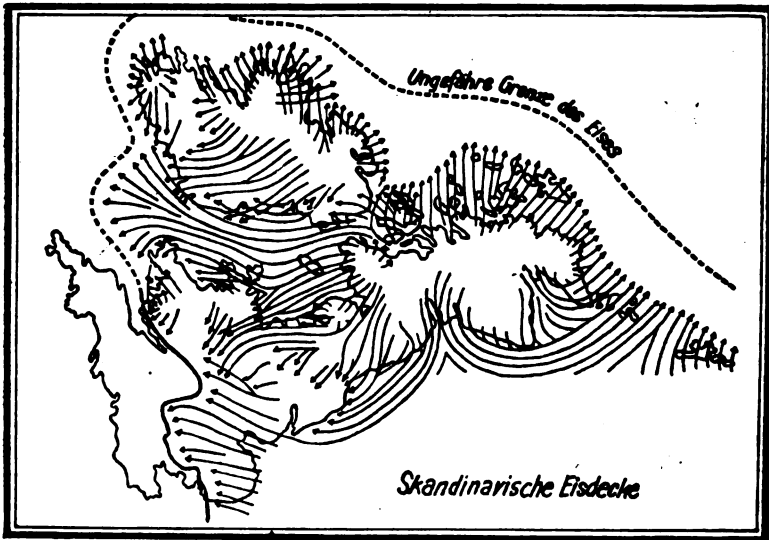


Рис. 14.

**Петрографічний склад валунів гори Калитви Полтавського району**

*Л. Карякін*

**Petrographic composition of the boulders of Kalytva Mount in the Poltava-region**

*L. Kariakin*

Улітку 1930 р., на пропозицію т. П. І. Луцького, що робив детальне геологічне здіймання в районі с. Китай-Города, я вдруге одвідав гору Калитву, де спеціально зайнявся вивченням петрографічного складу валунів, результатом чого і є це коротке повідомлення.

Гора Калитва стоїть на лівій третій дніпровій терасі [14, 5, 7, 6, 13], на правому березі р. Орелі, поблизу с. Китай-Города. Калитва являє собою, витягнуту з NO на SW височину, що круто обривається на N і O, до надлучної тераси р. Орелі, а на північному заході поступово знижується і відділяється від степової тераси коритовидним заглибленням, що являє собою, можливо, старе русло р. Орелі. Гора Калитва підіймається над рівнем моря на 147,79 м, а с. Китай-Город, що лежить у підніжжя її на другій річній терасі р. Орелі, — на 66,20 м, отже, висота гори доходить 80 м.

Гору Калитву досліджував ряд геологів. А. В. Гуров [1, с. 139] описав один розріз гори Калитви біля с. Китай-Города і вважає вищезгадану гору „валишком розмитої лівої окраїни дніпровської долини“.

Найдетальніше дослідив гору Калитву А. Р. Ферхмін [16], який вказав що гора Калитва є кінцева морена льодовика, що піднялася при наступі і збереглася при відступі, і в той же час зацілілим від розмиву правим берегом р. Орелі.

В 1926 р. я дослідив гору Калитву [3], відзначив порушене залягання порід, що складають гору, і висловив припущення, що гора Калитва є не тільки кінцевою мореною скупчення, а й мореною напору Дніпровського льодовикового язика [11, 12, 13].

В 1933 р. І. С. Педан [9] описав будову гори Калитви і досить детально зупинився на її тектоніці. Автор приходить до висновку, що тектонічні порушення, спостережані в районі гори Калитви, є результат тангенціального тиску, що відбувався на межі української кристалічної плити і північноукраїнської мульди.

Досліди П. І. Луцького <sup>1)</sup> повністю потвердили припущення, що гора Калитва є морена напору, і він привів ще нові докази тому.

<sup>1)</sup> П. И. Луцкий и Я. Доклад на пленарном заседании Харьк. филии Укр. н.-иссл. геолог. ин-та 16. II 1931 г. Протокол № 13.

Геологічна будова гори Калитви може бути приведена до такої схеми починаючи знизу:

1. Білі й жовті терасні піски . . . . . 0,00—10,00 м
2. Прісноводні, підморенні суглинки . . . . . 2,00— 8,00 .
3. Валунні суглинки і піски . . . . . 0,00—10,00 .
4. Лес і лесовидні породи . . . . . 1,00—11,00 .

Наведена схема збігається з будовою степової тераси Канів — Золотоноша — Градижськ, гори Пивихи, як це вияснено роботами Д. М. Соболева [12, 13], Б. А. Лічкова [7, 8] та інших.

Всі породи гори Калитви, крім лесовидних, порушені в своєму заляганні, зім'яті, зігнуті, перекинуті, окремі системи шарів поставлені на голову. Загальна картина дислокації говорять про рух мас з NO на SW [3, с. 13]. Цікаво відзначити, що в південній частині гори породи менш дислоковані, ніж у північній.

З геологічного опису видно, що матеріал, з якого складена гора Калитва, в терасні відклади, які льодовик зривав по дорозі з тераси і рухав поперед себе, зім'яв їх, утворивши ряд складок — лежачих, прямих, віялоподібних, скиди, шар'яжі тощо (див. фото 7—8). Дійшовши до долини р. Орелі, льодовик, можливо, заповнив її і відтиснув річку далі на S.

Гора Калитва являє собою прекрасний об'єкт для вивчення утворення і розвитку ярів. Тут на невеликому просторі можна спостерігати всі етапи розвитку ярів, починаючи з невеликого рівчачка, кінчаючи величезними ярами, що почали перетворюватися вже на балки. Цікаво відзначити, що більшість головних ярів (Іванчин яр, Герасимів яр тощо) являють собою старі балки, що знову зазнали ерозії.

Переходимо тепер безпосередньо до питання, що цікавить нас, про петрографічний склад валунів гори Калитви.

Робіт, спеціально присвячених петрографічному вивченню валунів Союзу, порівняно небагато. Серед них треба відзначити такі.

Н. Hausen [19] описав провідні валуни Прибалтійського краю і склав карту їх поширення.

В 1914 р. з'явилась докладна робота В. Н. Чирвінського [17], присвячена спеціально петрографічному дослідженню валунів західної частини кол. Росії. Автор на підставі всіх досліджень встановив провідні валуни для ряду колишніх губерній Польщі та Західної частини України. Він відзначив відсутність валунів скандинавських, балтійських і надзвичайну рідкість валунів аландських порід у межах губерній, що входять до складу Дніпровського язика. До роботи прикладена карта поширення провідних валунів, дуже схожа з картою Hausen-a [19].

В 1925 р. П. Н. Чирвінський [18] описав 21 валун Донського льодовикового язика.

В 1930 р. я [4] провів петрографічний опис 80 валунів правобережного Полісся. Серед вивчених валунів знайдені нові провідні, а також описано ряд валунів, що можуть надалі бути провідними, коли вдасться встановити їх батьківщину.

Льодовикові відклади гори Калитви представлені глинами, суглинками, глинистими пісками і містять валуни різних порід. Розміри валунів хитаються в широких межах від 0,25 см до 1,70 м в діаметрі (яр Довгий). Форма їх надзвичайно різноманітна: округла, ріжката, еліпсоїдальна. Валунні відклади в на підвищених частинах гори (Кременище) і доходять 10 м товщини. Тепер великі валуни зустрічаються порівняно рідко, тому що місцеве населення вживає їх як будівельний матеріал. З найбільших ми подибали такі валуни.

В яру Довгому знайдено валун темносірого гранатнобіотитового гнейса, ріжканий, розміром  $1,15 \times 1,70 \times 1,18$  м, штучно розколотий на дві частини

(див. фото 9). Макроскопічно в ньому можна розрізнити: польовий шпат у вигляді білих і жовтуватих гіпідіоморфних зерен; кварц світлосірого кольору у вигляді зерен розміром 1—2 мм, рідше до 5 мм; темні, чорні, блискучі листочки біотиту, орієнтовані паралельно сландюватості; рожева-то-фіялкові зерна гранату розміром від 1,0 до 1,5 см.

У породі подибуються білі шлірові ділянки, що складаються з жовтуватого польового шпату і кварцу. У валуні спостерігаються рожеві пегматитові жили товщиною в 30 см. Валун свіжий, мало зачеплений процесами вивітрювання.

У Піщаному яру подибано два валуни: один з них розміром  $0,70 \times 0,75 \times 0,95$  м складається з темносірого біотитово-гранатного гнейсу, інъектованого рожевим гранітом; другий розміром  $0,60 \times 0,65 \times 0,75$  м належить до темносірого біотитового граніт-порфіру.

В яру Шестопал подибано червонувато-коричневий валун шокшинського кварцитовидного пісковика — розміром  $0,20 \times 0,25 \times 0,30$  м із штрихами, що йдуть в одному напрямі.

Щоб вивчити кількісне співвідношення валунів різних порід, на підвищеній частині гори (Кременище) у піскових валунних відкладах ми викопали яму, звідки вибирались і підраховувались всі подибувані валуни. Вони були, головно, дрібні, розміром в кілька сантиметрів. Підрахунок дав такі результати:

1. Граніти, серед них головну масу (93%) становлять рожеві, в меншій кількості подибуються сірі . . . . .	147 шт.
2. Пегматити, головно рожеві . . . . .	71 "
3. Зеленокам'яні породи . . . . .	26 "
4. Кварц . . . . .	59 "
5. Польовий шпат . . . . .	3 "
6. Гнейси і різні сланді . . . . .	10 "
7. Залізисті конкреції та руди . . . . .	15 "
8. Пісковики білі, рідше жовті й червоні, головно кварцові . . . . .	37 "
9. Креміль чорний, рідше жовтий . . . . .	23 "
10. Окрем'янілі шматки дерева, розміром від $40 \times 10 \times 8$ см і менше . . . . .	8 "
Разом . . . . . 399 шт.	

Залізисті конкреції нагадують собою такі самі конкреції в ярусу рябих глин. Серед пісковиків у великій кількості подибані валуни білого, шаруватого зливного пісковика, що виглядом дуже нагадують такі самі пісковики полтавського ярусу. На всій площі Кременища, а також у великій кількості у відкладах ярів знаходяться шматки окрем'янілого дерева, що, можливо, походять в бучацького ярусу. Чорні й жовтуваті кремені дуже схожі на такі самі кремені з білої крейди.

З великого числа оглянутих нами валунів гори Калитви „провідних“ було подибано порівнюючи небагато. Серед них є такі:

### № 1. Червоний роговообманково-біотитовий граніт-порфір

Червонувата, повно-крісталічна, сильно звітріла порода з великою кількістю вкраплень. Основна маса породи середньозерниста, складається з кварцу, польового шпату і рогової обманки. Вкраплення червонуватого кольору належать польовому шпатові і подибуються в формі овоїдів розміром від 0,72 до 2,00 см в тонкою, 1—2 мм завтовшки, зеленою плагіоклазовою оболонкою. Більші вкраплення іноді бувають і без олігоклазової оболонки. У вкрапленнях спостерігаються вклучення темного мінералу.

Мікроскопічний опис. Структура граніт-порфірова. Головні мінерали у спадній кількості йдуть таким порядком: ортоклаз, плагіоклаз, кварц, рогова обманка і біотит. Ортоклаз у вигляді гіпідіоморфних, коричневого кольору, досить звітрілих зерен. У вигляді вкраплень містить кварц, рогову

обманку, плагіоклаз та ільменіт. Ортоклаз, крім основної маси породи, подябується також і у вигляді вкраплень. Плагіоклаз утворює полісинтетичні двійники, в останніх іноді спостерігається зміщення двійникових швів через механічну деформацію. Плагіоклаз, визначений за методом Бекке, відноситься до олігоклазу. Кварц у вигляді дрібних алотріоморфних зерен, що іноді слабо загасають, з великою кількістю рідких і газоподібних вкраплень. Рогова обманка зеленого кольору з ясно виявленою пойкилітовою структурою. Як вкраплення в ній спостерігаються: кварц, польовий шпат і ільменіт. Біотит утворює неправильної форми листочки.

Плеохроїзм  $\alpha$  — сірувато-жовтий,  $\gamma$  — темнобурий.

З другорядних мінералів є ільменіт, магнетит і мусковіт.

Судячи з макро- і мікроскопічного опису, порода дуже схожа [з виборзкими рапаківі [20].

## № 2. Червонуватий біотитовий граніт (ортоклазовий мікропегматит)

Червонуватого кольору, дрібнозерниста, досить свіжа порода. Мікроскопічно в ній розрізняються: польовий шпат червонуватого кольору, прозорі світлосірі зерна кварцу і чорні листочки біотиту.

Мікроскопічний опис. Структура мікропегматитова. Найголовніші мінерали в спадній кількості йдуть в такому порядку: ортоклаз, кварц, біотит.

Ортоклаз червонувато-коричнявого кольору, досить звітрілий. Спостерігається характерна мікропегматитова, а місцями пертитова структура. Мікроклін. у меншій кількості порівняно з ортоклазом, з характерною гратчастою структурою; місцями в ньому спостерігається пегматитова структура, завдяки зросткам кварцу. Плагіоклаз, олігоклаз, альбіт в мізерній кількості. Кварц у вигляді алотріоморфних, а іноді з слабким хвилястим загасанням зерен. Біотит у вигляді неправильної форми дрібних листочків. Часто завдяки зросткам польового шпату і кварцу має пойкилітову будову. Плеохроїзм  $\alpha$  — сірувато-жовтий,  $\gamma$  — коричняво-бурий.

З другорядних мінералів є рогова обманка, ільменіт і магнітис.

Валун цей, судячи з опису, належить до Prick-граніту, який, власне кажучи, не належить до числа провідних, але, звичайно, супроводить виходи рапаківі у Фінляндії, і при наявності валунів фінляндського рапаківі валуни Prick-граніту можуть бути залічені до числа провідних.

## № 3. М'ясо-червоний роговообманковий граніт

Красива, сильно звітріла середньозерниста м'ясо-червона порода. Неозброєним оком розрізняються: польовий шпат, кварц і рогова обманка. Польовий шпат рожевого і червонувато-рожевого кольору досить звітрілий. Кварц ясносірого кольору, напівпрозорий, рогова обманка — темнозеленого кольору.

Мікроскопічний опис. Головні мінерали в спадній кількості йдуть у такому порядку: ортоклаз, кварц і рогова обманка.

Ортоклаз, сильно звітрілий, утворює гіпідіоморфні зерна розміром 0,5—3 мм. Іноді спостерігаються двійники по карлсбадському закону. У вигляді вклучень містить листочки біотиту. Кварц утворює алотріоморфні прозорі зерна, що містять значну кількість дрібних рідких і газоподібних вкраплень. Рогова обманка, досить звітріла, у вигляді гіпідіоморфних зерен, і з вкрапленнями кварцу та ортоклазу.

Плеохроїзм  $\alpha$  — зеленувато-жовтий;  $\beta$  — оливково-зелений і  $\gamma$  — голубувато-зелений.

З другорядних мінералів є плагіоклаз, біотит і мусковіт.



Валун цей мікроскопічним описом і зовнішнім виглядом схожий на такі ж валуни Полісся [4]. Цей валун може бути провідний, коли надалі вдасться встановити його батьківщину.

#### № 4. Темносірий кварцово-ортоклазовий порфір

Темносіра щільна порода з темнозернистою основною масою, порфіровими виділеннями польового шпату та кварцу. Вкраплення польового шпату рожевато-коричневого кольору розміром від 2 до 5 мм у вигляді ідіоморфних та округлих зерен. Вкраплення кварцу прозорі, світлосірого кольору з жирним блиском, розміром від 1 до 3 мм, округлої форми.

Поверхня валуна має комірчасті заглиблення, через звітрювання і викришування вкрапель польового шпату.

Мікроскопічний опис. Основна маса породи криптокристалічна, сірого кольору з темними точковими виділеннями темного мінералу. При великому збільшенні видно, що порода складається з дрібних з неясними контурами зерен: кварцу, ортоклазу, ільменіту, що почасти перейшов через звітрювання у лейкоксен, і магнетиту. В породі іноді спостерігаються щілини, заповнені хвилясто згасаючими зернятками кварцу. Вкраплення кварцу, розміром до 3 мм (фото 3), мають вигляд ідіоморфних, рідше округлих кородованих зерен, що містять у невеликій кількості рідкі і газоподібні вклучення. Вкраплення польового шпату подібні у вигляді дуже звітрілих, ідіоморфних, іноді кородованих кристалів. У вкрапленнях польового шпату у вигляді вклучень є зернятка кварцу і продукти руйнації: радіально променисті пучки і зерна епідоту [17, с. 258], лусочки серициту і каолінова каламуть. Ільменіт іноді утворює окремі зерна, розміром до 1 мм, що переважно перейшли, завдяки вивітрюванню, в лейкоксен.

Порода за макро- і мікроскопічним описом відповідає гошландському кварцовому порфірові.

#### № 5. Уралітовий порфір

Сірувато-зелена щільна, тонкозерниста порода з темним, зеленуватим відтінком, округлої форми порфіровими виділеннями рогової обманки, розміром від 0,5 до 2 мм. На поверхні валунів порфірові виділення рогової обманки, завдяки своїй більшій стійкості, утворюють опуклі горбки.

Мікроскопічний опис. Порода в спадній кількості складається з тих мінералів: рогової обманки, кварцу, авгіту і плагіоклазу.

Рогова обманка утворює майже всю масу породи. Міститься в основній масі породи як у вигляді витягнутих в одному напрямі волокон і листочків з плеохроїзмом:  $\alpha$  — світложовтий,  $\beta$  — зелений і  $\gamma$  — синювато-зелений, так і у вигляді вкрапель. Вкраплення рогової обманки часто мають вигляд прекрасно виявлених ідіоморфних ромбічних кристалів з чудово виявленою спайністю по призмі у вигляді розколин, що перетинаються під  $124^{\circ} 11'$  (фото 1). Вкраплення рогової обманки розташовуються в основній сланцюватій масі у вигляді ідіопластів і надають цій породі структуру схожу з флюїдальною. В роговій обманці у вигляді вкрапель є зернятка магнетиту й кварцу.

Основна маса породи, крім рогової обманки, складається з дрібних прозорих зерняток кварцу, основного плагіоклазу, магнетиту і епідоту.

Порода зовнішнім виглядом і мікроскопічним описом відповідає уралітовому порфіру з області Тавастгуса.

#### № 6. Коричняво-черволий кварцитоїдний пісковик

Порода коричняво-червоного кольору щільна, дрібнозерниста. На поверхні валуна ясно розрізняється штрихування у вигляді ряду паралельних дрібних заглиблень.

Мікроскопічний опис. Порода складається з прозорих зерен кварцу, розміром до 0,2 мм, переважає розмір 0,05—0,1 мм. У кварці є в невеликій кількості рідкі і газоподібні вкраплення. Загасання нормальне, рідше хвилясте. У невеличкій кількості є листочки мусковіту, зернятка ільменіту, скупчення лімоніту і каоліновий пил.

Цемент — контактний у вигляді вузьких обвідок вторинного кварцу навколо зерен кварцу, який можна розрізняти тільки через наявність вкраплень. Лімоніт у вигляді бурої маси є в цементі і надає всій породі коричняво-червоного кольору (фото 4).

Описана порода належить до шокшинського пісковика. Треба відзначити, що валуни останнього є досить погані провідні валуни для східної і центральної частини Союзу. Шокшинський пісковик дуже схожий з Дала-кварцитами Швеції та українськими овруцькими пісковиками (І с. 770).

### № 7. Окрем'яніле дерево.

Сірувато-коричнявого кольору з зовнішнього боку і темносірого, майже чорного—всередині, уламки окрем'янілого дерева зберегли як зовнішню форму, так і внутрішню будову.

При розгляданні через мікроскоп видно, що уламки мають прекрасно виявлену будову деревини й лубу у вигляді ряду тонких елегантних паралельних пучків, розділених перпендикулярними перегородками на дрібні квадратні клітки (фото 5—6). Клітки складаються з дрібних, розміром 0,02—0,05 мм, виділень опалу, що містять незначну кількість дрібних вкраплень. У лубі, де пучки пухкіші, між ними залягають невеличкі лізочки, що складаються з дрібних, розміром до 0,8 мм, виділень того самого опалу (фото 6).

### Висновок

Петрографічний склад валунів гори Калитви досить різноманітний. Серед них в спадній кількості валуни йдуть у такому порядку: граніти, пегматити, пісковики, зелені кам'яні породи, кремій, гнейси, різні сланці. З провідних подібні такі валуни: виборзькі рапаківі, Гріск-граніт, голландський кварцовий порфір, уралітовий порфір з області Тавастгуса, шокшинський пісковик. Батьківщиною цих валунів є Фінляндія і колишній Повенецький та Петрозаводський повіти Карелії. Валунів з Аландських островів і з Швеції (область Dalarna), порфірів з дна північної частини Балтійського моря (Ostseeporphyre) і валунів нефелінового сіеніту серед валунів гори Калитви подібано не було.

Н.-д. інст. геол. при Харк. держ. ун-ті  
20. X 1933

### ЛІТЕРАТУРА

1. А. В. Гуров, Геологическое описание Полтавской губернии, отчет Полт. губ. земства, Харьков, 1888.
2. Н. І. Дмитрієв, Межа розповсюдження наметнів Дніпровського язика Скандинавської льодовикової поволоки, Записки Укр. н.-д. ін-ту географії та картографії, Харків, 1928, сс. 55—76.
3. Л. И. Карякин, О геологическом строении горы Калитвы, Труды Хар. т-ва зослідн. природи, т. LI, в. 2, сс. 3—14, 1927.
4. Л. І. Карякін, Матеріали до вивчення наметнів українського Полісся. Збірник, пам'яті акад. П. А. Тутковського, т. I, ВУАН, 1931.
5. Б. А. Личков, К вопросу о террасах Днепра, Изв. Укр. отд. Геол. ком., в. 9 1926, сс. 77—99

6. Б. А. Личков, К геологии горы Пивихи на Днестре, Изв. Укр. отд. Геол. ком., в. 9, 1926, сс. 1—32.
7. Б. А. Личков, К вопросу о террасах Днестра. Статья вторая, Изв. Укр. отд. геол. ком., в. II, Киев, 1928, сс. 51—83.
8. Б. А. Личков, О строении речных долин Украины, Изд. Акад. наук СССР, Ленинград, 1931.
9. І. С. Педан, До тектоніки гори Калитви та її околиць, Четвертинний період, вип. 6, ВУАН, Київ, 1933, сс. 18—30.
10. Д. Н. Соболев, Ледниковая формация Северной Европы и геоморфологическое расчленение Русской равнины, Изв. Географич. общ., т. 56, в. 1—2, 1924.
11. Д. Н. Соболев, О природе Каневских дислокаций, Праці 1-го з'їзду дослідників продуктивних сил та нар. господ. України, т. I, Геологія, 1926.
12. Д. Н. Соболев, Природа Каневских дислокаций, Бюл. Моск. общ. иссл. природы, Отд. геологии, т. IV, 1926, с. XXXIV.
13. Д. Н. Соболев, Геоморфологічні спостереження на середньому Подніпров'ї, Матер. досл. ґрунтів України, в. II, 1928.
14. Д. Н. Соболев, По поводу работы Б. А. Личкова: К вопросу о террасах Днестра (статья вторая), Изв. Укр. отд. Геол. ком., в. II, 1928, сс. 83—91.
15. Н. Соколов, Геологические исследования в Новомосковском уезде, Изв. Геол. ком., 1897, т. XVI, сс. 191—220.
16. А. Р. Ферхмид, Материалы к оценке земель Полтавской губернии, Отчет Полт. губ. зем., вып. VIII, Кобелякский уезд, С.-Петербург, 1891.
17. В. Н. Чирвинский, Материалы к познанию химического и петрографического состава ледниковых отложений юго-западной России в связи с вопросом о движении ледникового покрова (с 2 таблицами и 1 картой), Зап. Киевск. общ. естеств., т. XXIV в. 2—3, сс. 1—342, Киев, 1914.
18. П. Н. Чирвинский, Петрографическое исследование ледниковых валунов Дожской области, Зап. Минерал. общ., вторая серия, ч. 54, в. I, сс. 66—83, 1925.
19. Hausen, H., Über die Entwicklung der Oberflächenformen in der Russischen Ostseeländern und angrenzenden Gouvernements in der Quartärzeit. Fennia 34, n 3
20. Korn S., Die wichtigsten Leitgeschlebe der nordischen kristallischen Gesteine im Norddeutschen Flachland. Gedrukt in der Preussischen Geologischen Landesanstalt, Berlin, 1927.

## РЕЗЮМЕ

Гора Калитва расположена на лессовой днепровской террасе на правом берегу р. Орели.

Геологическое строение горы Калитвы может быть представлено, начиная снизу, в таком виде: 1) белые и желтые террасовые пески; 2) пресноводные подморенные суглинки; 3) валунные суглинки и пески; 4) лесс и лессовидные породы.

Все породы горы Калитвы, за исключением лессовидных пород, нарушены в своем залегании, смяты, согнуты, опрокинуты, отдельные свиты пластов поставлены на голову. Общая картина дислокаций говорит о движении масс с NW на SO.

Ледниковые отложения представлены глинами, суглинками, глинистыми песками, содержащими валуны. Размер валунов колеблется от нескольких сантиметров до 1,70 м. Форма их весьма разнообразна: угловатая, округлая, хлебообразная, эллипсоидальная и проч. По убывающему количеству валуны идут в таком порядке: граниты, пегматиты, песчаники, зеленокаменные породы, кремень, гнейсы и различные сланцы, куски окременевших деревьев.

Из „руководящих“ встречены валуны: выборгский рапакиви, Grick-гранит, гошландский кварцевый порфир, уралитовый порфир из области Тавастгуса, шокшинский кварцитовидный песчаник. Родиной их является Финляндия и бывшие Повенецкий и Петрозаводский уезды Карелии. Валунов с Аландских островов, из Швеции (область Dalarna), порфиоров со дна северной части Балтийского моря (Ostseeporphyre) и валунов нефелинового сиенита среди валунов горы Калитвы встречено не было.

## SUMMARY

The mount Kalytva is situated on the loess Dinpro terrane on the right bank of the Orel river.

The geological structure of the Kalytva mount can be represented starting from below as follows: 1) white and yellow terrace sands; 2) fresh-water submoraine loams; 3) boulder loams and sands; 4) loess and loessial rocks.

With the exception of the loessial rocks, all the rocks of the Kalytva mount are disturbed in their bedding, crumpled, bent, overthrown, separate measures of strata are turned upside down. The general dislocation picture shows to a movement of the masses from NW to SO.

Glacial deposits are represented by clays, loams, clayey sands containing boulders. The size of the boulders varies from several centimeters to 1,70 *m*, their forms being very diverse, such as: angular, rotund, loaf-like, ellipsoidal, etc. With regard to petrographical composition and quantity, the boulders run in the following order: granite, pegmatite, sandstone, greenstone rocks, flint, gneiss and various schists and pieces of silicified trees.

As to „leading“ boulders the following are to be found: the Vyborg rapakivi, pink granite, highland quartz porphyry, uralitic porphyry from Tavastgusta district, Shockshen quartzitic sandstone. They originate from Finland and the former Povenietz and Petrosavodsk district of Carelia. Boulders from Aland islands, from Sweden, porphyry from the bottom of the north part of the Baltic Sea (Ostseeporphyre), and boulders of nepheline sienite have been found among the boulders of the mount Kalytva.

---

## ПОЯСНЕННЯ ДО ФОТО

1. Уралітовий порфір. Вкраплення рогової обманки. Ніколі скрещені. Збільшено в 50 разів.
2. Голландський кварцитовий порфір. Ніколі скрещені. Збільшено в 50 разів.
3. Голландський кварцовий порфір. Вкраплення кварцу. Ніколі скрещені. Збільшено в 50 разів.
4. Шокшинський кварцитовидний пісковик. Ніколі скрещені. Збільшено в 50 разів.
5. Окрем'яніле дерево. Ніколі скрещені. Збільшено в 50 разів.
6. Те саме.
7. Порушене залягання порід (фот. П. І. Луцького).
8. Порушене залягання порід (фот. П. І. Луцького).
9. Валун гранатно-біотитового гнейсу, розколотий на дві частини (фото П. І. Луцького)

---

## DESCRIPTION OF MICROPHOTOS

1. Uralite porphyry, Injections of mica. Crossed nicols. Magnification 50X.
2. Hochland quartzite porphyry. Crossed nicols. Magnification 50X.
3. Hochland quartzite porphyry. Injection of quartz. Crossed nicols. Magnification 50X.
4. Shokshin quartz-like sandstone. Crossed nicols. Magnification 50X.
5. Silicified wood. Crossed nicols. Magnification 50X.
6. The same as in microphoto 5.
7. Disturbed bedding of rocks (photo of P. I. Lutski).
8. Disturbed bedding of rocks (photo of P. I. Lutski).
9. Boulder of garnet-biotite gneiss splitted in two (photo of P. I. Lutski).

## SUMMARY

The mount Kalytva is situated on the loess Dinpro terrane on of the Orel river.

The geological structure of the Kalytva mount can be re from below as follows: 1) white and yellow terrace sands; 2) raine loams; 3) boulder loams and sands; 4) loess and lo

With the exception of the loessial rocks, all the rock are disturbed in their bedding, crumpled, bent, overth strata are turned upside down. The general dislocatio ment of the masses from NW to SO.

Glacial deposits are represented by clays, loam ders. The size of the boulders varies from sever forms being very diverse, such as: angular, rot regard to petrographical composition and qu wing order: granite, pegmatite, sandstone, gre schists and pieces of silicified trees.

As to „leading“ boulders the followin plick-granite, highland quartz porphyry Shockshen quarzitic sandstone. They nierz and Petrosavodsk district of Sweden, porphyry from the bottom phyre), aud boulders of nepheli of the mount Kalytva.

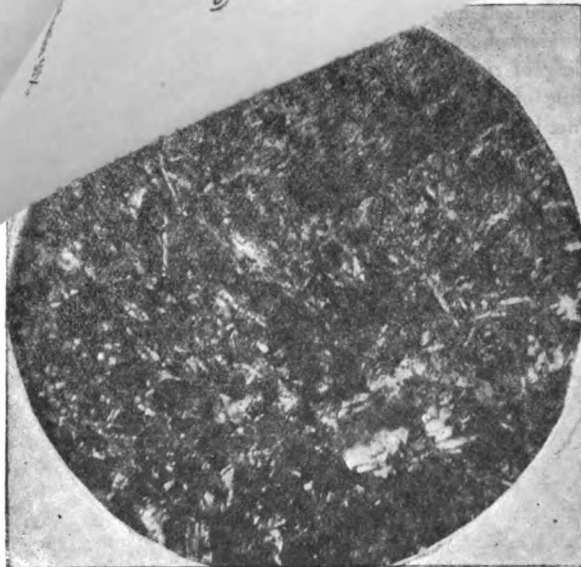
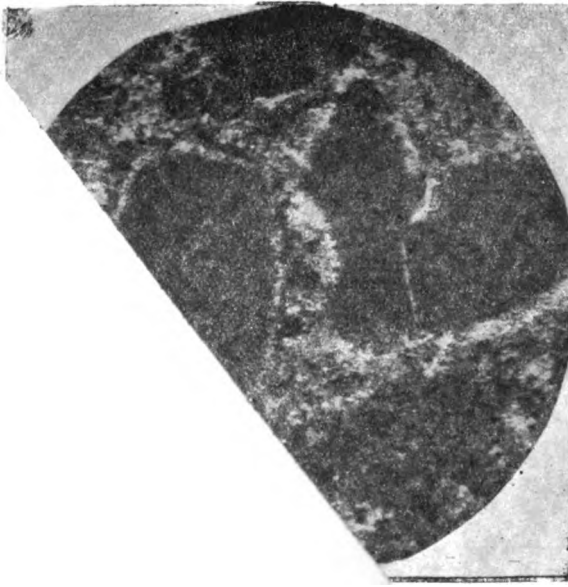


Фото 2.

ПОРЯЧЕННЯ ДО ФОТО

В горючій об'язанні. Никоді ступені. 1. Збільшено в 50 разів.  
2. Никоді ступені. Збільшено в 50 разів.  
3. Збільшено в 50 разів.  
4. Никоді ступені. Збільшено в 50 разів.  
5. Збільшено в 50 разів.  
6. Никоді ступені. Збільшено в 50 разів.  
7. Збільшено в 50 разів.  
8. Збільшено в 50 разів.  
9. Збільшено в 50 разів.  
10. Збільшено в 50 разів.  
11. Збільшено в 50 разів.  
12. Збільшено в 50 разів.  
13. Збільшено в 50 разів.  
14. Збільшено в 50 разів.  
15. Збільшено в 50 разів.  
16. Збільшено в 50 разів.  
17. Збільшено в 50 разів.  
18. Збільшено в 50 разів.  
19. Збільшено в 50 разів.  
20. Збільшено в 50 разів.  
21. Збільшено в 50 разів.  
22. Збільшено в 50 разів.  
23. Збільшено в 50 разів.  
24. Збільшено в 50 разів.  
25. Збільшено в 50 разів.  
26. Збільшено в 50 разів.  
27. Збільшено в 50 разів.  
28. Збільшено в 50 разів.  
29. Збільшено в 50 разів.  
30. Збільшено в 50 разів.  
31. Збільшено в 50 разів.  
32. Збільшено в 50 разів.  
33. Збільшено в 50 разів.  
34. Збільшено в 50 разів.  
35. Збільшено в 50 разів.  
36. Збільшено в 50 разів.  
37. Збільшено в 50 разів.  
38. Збільшено в 50 разів.  
39. Збільшено в 50 разів.  
40. Збільшено в 50 разів.  
41. Збільшено в 50 разів.  
42. Збільшено в 50 разів.  
43. Збільшено в 50 разів.  
44. Збільшено в 50 разів.  
45. Збільшено в 50 разів.  
46. Збільшено в 50 разів.  
47. Збільшено в 50 разів.  
48. Збільшено в 50 разів.  
49. Збільшено в 50 разів.  
50. Збільшено в 50 разів.  
51. Збільшено в 50 разів.  
52. Збільшено в 50 разів.  
53. Збільшено в 50 разів.  
54. Збільшено в 50 разів.  
55. Збільшено в 50 разів.  
56. Збільшено в 50 разів.  
57. Збільшено в 50 разів.  
58. Збільшено в 50 разів.  
59. Збільшено в 50 разів.  
60. Збільшено в 50 разів.  
61. Збільшено в 50 разів.  
62. Збільшено в 50 разів.  
63. Збільшено в 50 разів.  
64. Збільшено в 50 разів.  
65. Збільшено в 50 разів.  
66. Збільшено в 50 разів.  
67. Збільшено в 50 разів.  
68. Збільшено в 50 разів.  
69. Збільшено в 50 разів.  
70. Збільшено в 50 разів.  
71. Збільшено в 50 разів.  
72. Збільшено в 50 разів.  
73. Збільшено в 50 разів.  
74. Збільшено в 50 разів.  
75. Збільшено в 50 разів.  
76. Збільшено в 50 разів.  
77. Збільшено в 50 разів.  
78. Збільшено в 50 разів.  
79. Збільшено в 50 разів.  
80. Збільшено в 50 разів.  
81. Збільшено в 50 разів.  
82. Збільшено в 50 разів.  
83. Збільшено в 50 разів.  
84. Збільшено в 50 разів.  
85. Збільшено в 50 разів.  
86. Збільшено в 50 разів.  
87. Збільшено в 50 разів.  
88. Збільшено в 50 разів.  
89. Збільшено в 50 разів.  
90. Збільшено в 50 разів.  
91. Збільшено в 50 разів.  
92. Збільшено в 50 разів.  
93. Збільшено в 50 разів.  
94. Збільшено в 50 разів.  
95. Збільшено в 50 разів.  
96. Збільшено в 50 разів.  
97. Збільшено в 50 разів.  
98. Збільшено в 50 разів.  
99. Збільшено в 50 разів.  
100. Збільшено в 50 разів.



3.

ФОТО  
стрелами - белая зона 50 раз.  
в 50 раз.  
в 50 раз.  
в 50 раз.

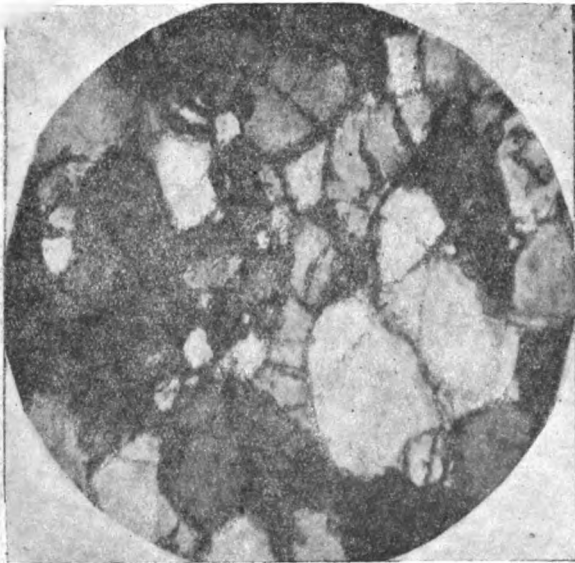
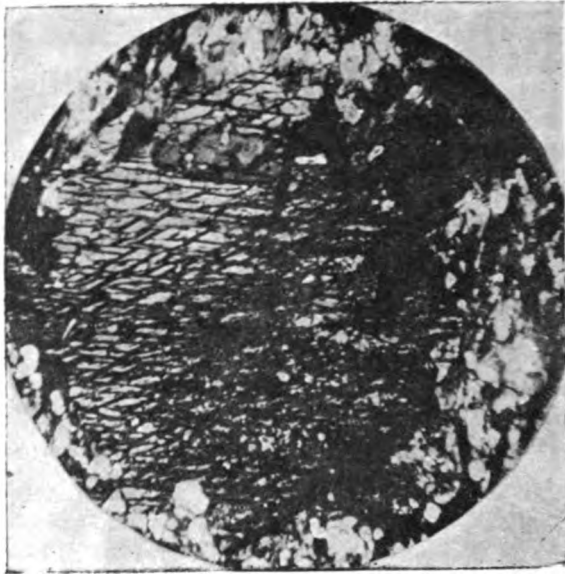
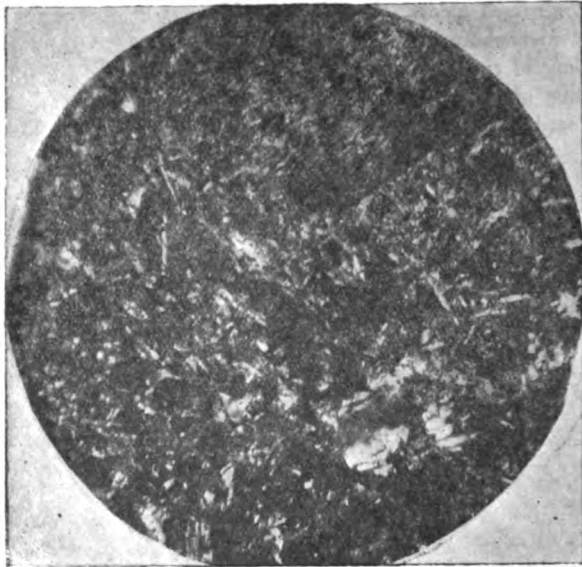


Фото 4.

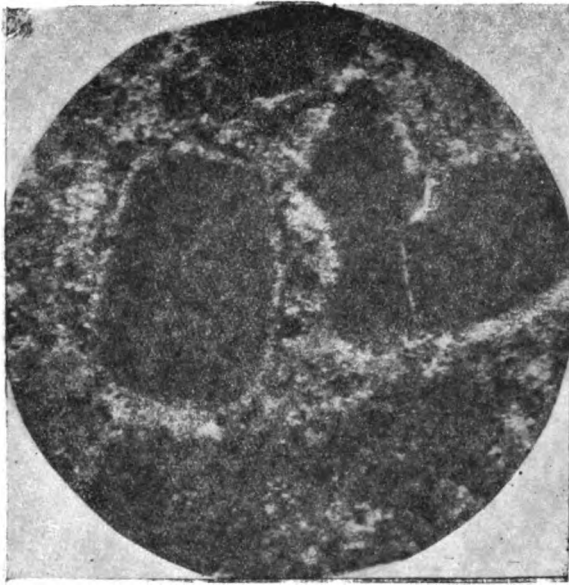


**Φοτο 1.**

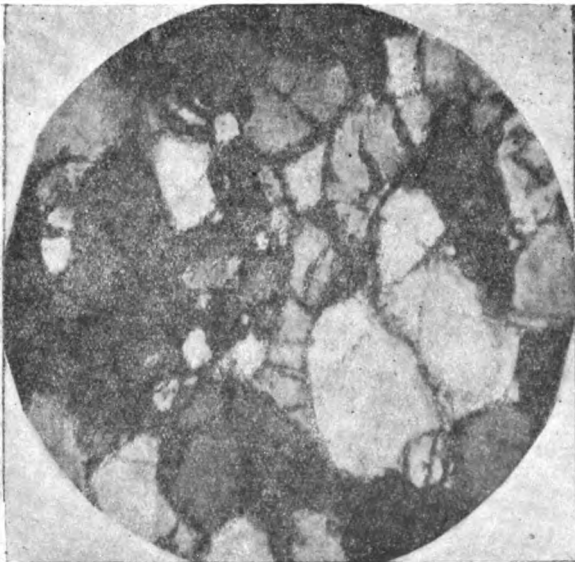


**Φοτο 2.**

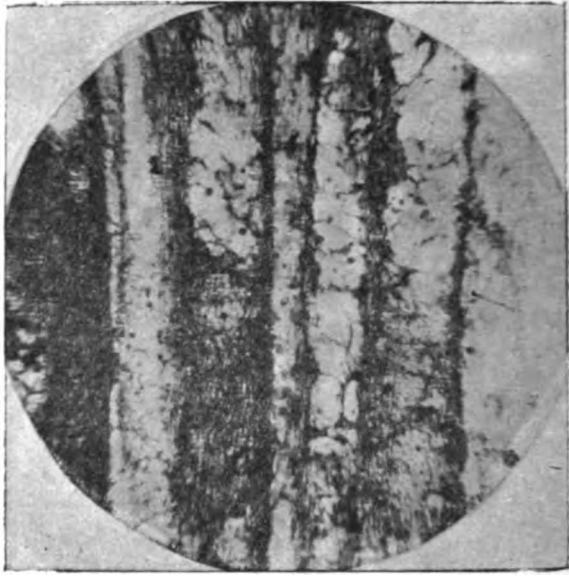




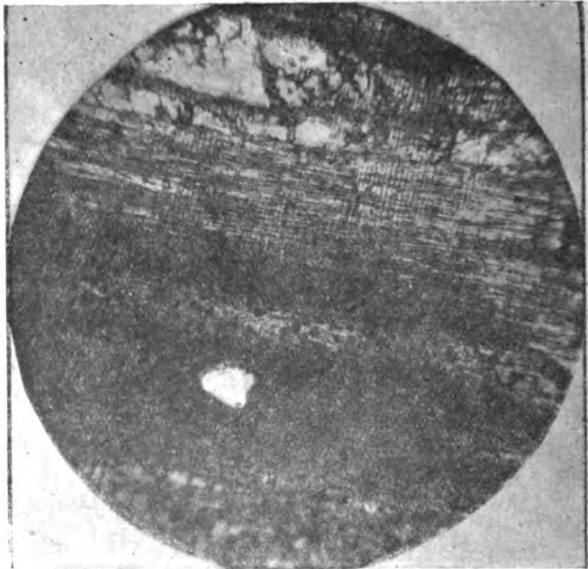
**Φοτο 3.**



**Φοτο 4.**



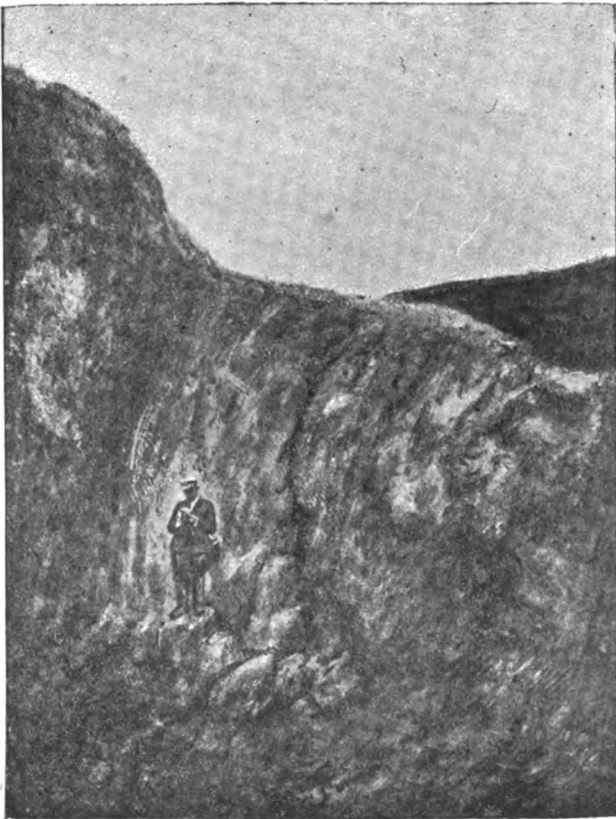
Φoto 5.



Φoto 6.



Φοτο 7. 1



Φοτο 8.



Фото 9.

## Четвертинні поклади Тульчинщини

О. К. Каптаренко

## Quaternary deposits of the Tulchin region

О. К. Каптаренко

Питання про четвертинні поклади Тульчинщини в літературі висвітлене мало, а проте даний район Поділля являє собою певний інтерес. Окремі питання геологічної будови Тульчинщини висвітлені в роботах Красівського, [10, 18], Набоків, [25—27], Михайлівського [23, 24], Іванова [2], Думітрашка [1], [10—18, 24—26, 19, 22, 23, 1, 2]. Проте на час, коли Експедиція для 3-верстового зймання ґрунтів Тульчинщини 1929—1930 рр. на завдання ЦАХЛ почала свої роботи, картина четвертинної історії району за цими літературними даними була ще надто неясна. А тому в одне з завдань Експедиції увійшло поруч з обслідуванням ґрунтів також і поповнення цієї прогалини, для чого Н.-д. інститут геології приділив деякі кошти. Роботу провадила я при співробітництві на полі фахівців В. М. Гвоздецького та П. К. Заморія.

Колишня Тульчинська округа або, як її називатимемо Тульчинщина, як адміністративна одиниця на 1930 рік займає південносхідну частину Поділля теперішньої Вінницької області, межуючи на півдні з АМСРР, на сході з Уманщиною, на півночі з Вінниччиною та на заході з Могилівщиною; географічне положення її між  $0^{\circ} 27' 24''$ — $1^{\circ} 58' 28''$  західної довжини та  $47^{\circ} 59' 11''$ — $48^{\circ} 54' 35''$  північної широти. Розташована на вододілі Дністра та південного Буга, Тульчинщина поширюється з одного боку на лівий берег Дністра, мало не до самої ріки, а з другого — на басейн р. Буга, при чому обіймає як праве, так і ліве узбережжя останнього. Межею між цими двома басейнами є вододільний гребінь, по якому проходить залізнична колія Київ—Одеса (в межах Тульчинщини — ст. Рахни Лісові — ст. Кодима); вона ж водночас відмежовує четвертинні поклади Наддністров'я від таких самих Побужжя. Розгляньмо їх окремо.

Досить урахувати коливання висот Наддністров'я (в межах 331—343 м абс. вис.), щоб мати уяву про його четвертинний покрив. Загальний похил з одного боку на SW до Дністра, а з другого на SSO до Чорного моря створюють умови, сприятливі для розмивів. Але при характерному для Наддністров'я рельєфі — глибоко врізаних каньйонуватих лівобережних притоках Дністра, одмежованих одна від одної вузькими вододільниками, — вплив похилу до Чорного моря відступає на друге місце.

Серія четвертинних порід Наддністров'я бідна. Грубі товщі лесу, такі поширені в південній Україні, тут майже цілком відсутні і Наддністров'я можна вважати за безлесове.

Безлесовий район Наддністров'я описує проф. Набоків ще 1915 р. [25] при дослідженні південного Поділля. Це явище спостережено й по інших місцевостях Поділля — на Кам'ячечині та Могилівщині [21].

В північній частині Наддністров'я ґрунти сформовані або на нетовстому шарі лесуватих суглинків, які підстелюються суглинками та пісками, збагаченими на карпатську гальку, або на делювіальних суглинках з невеликою домішкою гальки; в останньому випадку лес змитий.

При посуванні на південь товщина лесуватих суглинків меншає, а далі вони й зовсім зникають. На поверхню виходять безпосередньо давніші породи — піски з карпатською галькою, червоно бурі глини, балтські глини та піски; досить швидко глянути на карту ґрунтового покриву Тульчинщини [3], щоб помітити в південнозахідній частині її цілі острови ґрунтів, сформованих на давніших покладах. Змиті з вищих точок, лесуваті суглинки винесені поза межі району або перевідкладені на пологістих схилах. В останньому випадку вони втрачають свої первісні морфологічні ознаки, і в них з'являються сторонні вклучення. Товщина їх коливається в дуже широких межах, при чому подекуди вони розчленовуються одним або й двома копальними ґрунтами. Наступні описи характеризують четвертинну серію Наддністров'я.

### § 1. 3 км на північ від м. М'ястківка; верхів'я балки, колодязь.

- 0 — 84 см. Ґрунт типу темносірого опідзоленого суглинку;
- 84 — 170 см. Бурувато-палевий лесуватий суглинок — карбонатний ілювій.
- 170 — 245 (300) см. Суглинок жовтувато-палевий, лесуватий.
- 245(300)—1350 см. Серія пухких балтських пісків з тонкими прошарками тонкоплаткуватих глинистих пісків.

### § 2 с. Гонорівка, колодязь біля сільради на середній частині похилого спаду східної експозиції.

- 0 — 89 см. Ґрунт типу сірого опідзоленого суглинку.
- 89 — 160 см. Суглинок лесуватий, бурий, з палевим відтінком.
- 160 — 245 см. Лесуватий суглинок, бурувато-коричневий, з палевим відтінком.
- 245 — 300 см. Перший копальний ґрунт бурувато-коричневого кольору, темніший від вищого суглинку з рясними кротовинами на глибині 270—340 см чорвоземного (?) типу ґрунтотворення.
- 300— 638 см. Лесуватий суглинок буро-палевого кольору з невеличкими проверстками дрібнозернистого жовтуватого піску на глибині 540—638 см. На глибині 480 см уламок карпатської гальки.
- 638 — 800 см. Супісок лесуватий, бурувато-жовтавого кольору, оглешений.
- 800— 880 см. Суглинок лесуватий, нерівно забарвлений, жовтувато-палевого кольору, з буруватим відтінком. Рясні кротовини, червоточини; донизу темнішає; перехід поступовий.
- 880—1025 см. Другий копальний ґрунт, темнуватий, сірокоричневий; рясні кротовини та червоточини; водночас структура призматична.
- 1025—1035 см. Суглинок лесуватий, бурувато-палевий.

### § 3. Від с. Головорусава на північний схід 1,5 км. Уривок плато між двома верхів'ями балок; відслонення.

- 0—40(50) см. Піскуватий ґрунт.
- 40(50) см. і нижче. Пісок червоний з карпатською галькою. Остання іноді прошарками, окремі екземпляри розміром до 5—8 мм діаметром. Нижче білий дрібнозернистий пісок. В розрізі 2 подябуємо сучасний ґрунт, що підтелюється грубим шаром лесуватих суглинків, відокремлених першим копальним ґрунтом чорвоземного типу ґрунтотворення. Далі йдуть лесуватий супісок, суглинносупісок та суглинок; останній поступово переходить в другий копальний ґрунт типу темносірого опідзоленого суглинку, який підстелюється лесуватим суглинком, що йде до дна колодязя.

Делювіальні суглинки, перевідкладені з лесу, змінили свої постійні властивості (як мехсклад, так і морфологічні ознаки). Тут до перевідкладеного лесового матеріалу домішуються піски з карпатською галькою, що потрапили сюди зверху.

В профілі 2 виявляємо два копальних ґрунти з деякими ознаками процесу ґрунтотворення. Як видно, під час формування копальних ґрунтів про-

цес ерозії припинявся на досить довгий час, за який порода, під впливом рослинного покриву, встигала перетворитися на копальний ґрунт. Але цей період був досить короткий; про це свідчить переритий лесуватий суглинок над другим копальним ґрунтом; населення ґрунту намагалося продовжити своє існування наближенням до поверхні і переносило матеріал другого копального ґрунту вгору, в наново намитий шар суглинку; на якому копальний ґрунт вже не встигає сформуватися.

При в'їзді в с. Гонорівку з вододільного плато на самому початку схилу коло одної з крайніх хат в неглибокій канаві відслонюються під тонким (25 см) ґрунтовим покривом піски з карпатською галькою. Відсутня вся серія лесуватих порід, поширених на схилі на плато. Такий профіль є досить типовим для району Наддністрів'я.

Щодо карпатської гальки, то вона трапляється у Дністровському басейні в різних породах в лесуватих суглинках, супісках та пісках і іноді в червоно-бурих глинах. В свердловинах натрапляємо на неї і серед балтських глин, а найчастіше серед лесуватих суглинків. Лесуватий суглинок з галькою подібний лесам; він має здебільшого той самий сіро-палевий або сірувато-палевий відтінок, в ньому є численні пори, на стінках яких осіли карбонати; верствуватість відсутня й суглинок розпадається на окремі стовпчасті грудки. Галька розкидана у всій товщі суглинку в невеликій кількості; іноді, щоб виявити, її треба спеціально шукати; товщина лесуватих суглинків невелика, не більше 4—6 м. Вкривають вони піщано-галькові породи, червоно-бурі пліоценові глини та породи балтського ярусу. В пісках галька більш або менш відсортована, що добре виявляють різні проверстки її то більшої, то меншої товщини, розміщені на деякому віддаленні один від одного; вони проходять чіткими смугами серед верствуваної товщі теж відсортованих пісків (§ 3).

Товщина пісків з галькою коливається залежно від ступеня еродованості місцевості. Найкраще вони виявлені під нетовстим шаром лесуватого суглинку в північнозахідному кутку Тульчинщини, де по своїй товщі можуть бути використані практично — як баласт для залізниць. Подекуди на них формуються ґрунти. Проте стратиграфічного значення піски з галькою не мають, і про їх вік можна міркувати тільки на підставі даних по сусідніх місцевостях. В. І. Крокос знайшов яписову гальку нижче третього ярусу лесу на Вінниччині [8]. Відповідне явище констатував Л. А. Лепікаш на Кам'янецьчині [21]. Щодо географічного поширення гальки, то треба відзначити, що в басейні Дністра карпатська галька звичайна річ; часом вражають рясні скопчення її. Коли й трапляються тут невеликі островці лесуватих суглинків, в яких не подибуємо гальки, то такі випадки майже виняток. На вищих точках Дністровсько-Бузького вододілу в глибоких ямах та свердловинах північної частини Тульчинщини (§ 4, 5, 6) суглинків з карпатською галькою не подибували. Проте, при посуванні по вододілу на південь та південний схід лесова серія тоншає і починає поволі замінятись лесуватими суглинками з галькою. Коло ст. Крижополь виходи на поверхню гальки та формування ґрунтів на суглинках з галькою звичайна річ. На S від лінії Княжополь—Городище—Івашково суглинки з галькою переходять і на басейн р. Буга, ставовлячи тут ґрунтоворну породу. Де вони змиті, ґрунти формуються на породах балтського ярусу. Крім такого масового поширення, карпатська галька іноді подибується у вигляді нечастої домішки до лесуватих суглинків і в північній частині Тульчинщини в межах правобережжя р. Буга, напр. в ґрунтовій ямі коло с. Семенків (§ 7) коло м. Тростянця, а також зрідка й на лівобережжі р. Буга (див. карту ґрунтотворчих порід).

Отже приймаючи за межу основного поширення порід з галькою межу, визначену проф. Набокіх [24], можна визначити ще другу межу — меншого поширення гальки, проводячи її по течії р. Буга, а подекуди й по його лівобережжі.

Дніпровсько-Бузький вододіл є найвищою частиною Тульчинщини. Заходячи вузьку площу, він проходить гребенем з NNW на SSO; недалеко від залізничної колії Київ—Одеса, яка ніби відмежовує два басейни, з одного та з другого боку вододілу беруть початок балки, які подекуди утворюють сідловини. Висоти вододілу від північної межі Тульчинщини трохи не до Крижополя коливаються в межах 299—331 м. Далі на S вони спадають (256—299 м). Геологічна будова вододілу викреслюється в нижчеподаних профілях (§ 4, 5, 6).

§ 4. Дністровсько-Бузьке вододільне плато, 4 км на NW від залізничної ст. Юківки.

- 0—116 см. Сучасний ґрунт типу сірого опідзоленого суглинку.
- 116—289 см. Лес суглинний, світлий, бурувато-палевого кольору, оглевний, середня кількість карбонатних дутків, небагато кротовин.
- 289—332 см. Копальний ґрунт чорноземного типу ґрунтоворення, сірого кольору з бурувато-палевим відтінком, легкий по мехскладу, безструктурний, карбонатний.
- 332—360 см. Перехідний від ґрунту до лесу горизонт, карбонатний, з густими гумусовими язиками.
- 360—600 см. Лес жовтувато-палевий, легко суглинний, по мехскладу легший від вищого (116—289 см), оглевний, карбонатний; небагато кротовин.
- 600—705 см. Лес жовтувато-палевий, вилугуваний, оглевний.
- 705—785 см. Важкий суглинок сизо-буруватий, з палевим відтінком, оглевний.
- 785—1005 см. Важкий суглинок, трохи темніший від вищого, дуже оглевний, від чого набуває рябого вигляду.
- 1005—1555 см і донизу. Серія щільних важких балтських глин бурого кольору. Донизу оглевлення росте, колір яснішає.

§ 5. Ст. Журавлівка. Глибока свердловина на цегельні. Вододільне плато.

- 0—176 см. Сучасний ґрунт типу сірого опідзоленого суглинку.
- 176—500 см. Жовтувато-бурій ушільнений суглинок.
- 500—985 см. Темнувато-сірий з коричневим відтінком суглинок.
- 985—1230 см. Лесуватий суглинок сизо-палевий, оглевний; дуже скипає з HCl.
- 1230—2114 см. Балтські глини сизувато- та зеленувато-сірі, важкі по мехскладу, з карбонатними дутками.
- 2114—3960 см. Серія верстуватих пісків глинистих та сипких, сірого, зеленувато-сірого, жовтувато-вохристого, жовтого, жовтувато-сіруватого кольору.
- 3960 см і нижче (6330 см). Зеленувато-сірі та сірі верстуваті глини та піски.

§ 6. Кар'єр цегельні на ст. Журавлівка. Дністровсько-Бузький вододіл. Слабий похил на O.

- 0—165 см. Сучасний ґрунт типу сірого опідзоленого суглинку.
- 165—280 см. Лес буро-палевий, карбонатний, суглинний, чорноземного типу ґрунтоворення.
- 280—365 см. Копальний ґрунт темносірий з буруватим відтінком до 318 см з горизонтальною або надземною пластинчастою структурою, що має діагональний напрям під кутом 35°. Нижче структура неясно стовпчаста; середня кількість кротовин та червоточин; перехід поступовий, але добре помітний.
- 365—550 см. Сизо-палевий, оглевний, дуже карбонатний лес; вгорі рясно переритий земляними; донизу менше переритий, більше оглевний.  
На глибині 550 см ґрунтова вода.

Як видно з профілів, вододільне плато має максимально два яруси лесу, відокремлені одним копальним ґрунтом. Подекуди (§ 5) копальний ґрунт відсутній. Нижче від лесу йде серія пліоценових червоно-бурих або безпосередньо важких балтських глин. Поклади з карпатською галькою, властиві Наддністров'ю, тут відсутні, і думка про моренний характер карпатської гальки [8] стверджується в тому розумінні, що ці поклади вкривають нижчі елементи рельєфу, які, можливо, відповідають терасам Дністра; на вищі точки вони не заходять, а поза вододільним хребтом хоч і трапляються, але мають спорадичний характер.

В південній частині вододільного плато маємо вже не два яруси лесу, а тільки один; далі на S і цей ярус зникає, і безпосередньо на поверхню виходять давніші поклади (див. карту).



Складнішу картину четвертинного покриву дає басейн Південного Буга. На схід від вододільного гребеня в напрямі до р. Буга висотні позначки поволі меншають. Найнижчі місця — це заплавини й низькі тераси р. Буга та його приток; так, для рр. Буга, Дохни та деяких інших приток маємо узбережну смугу з висотою в межах 128—171 м, а для притоки Савраньки навіть 85—128 м. Переважні висоти для східної Тульчинщини 213—256 м, а для західної 256—299 м.

При великих розмивах Бузького басейну, що відбувалися тут протягом четвертинної епохи, важко виділити як по морфології місцевості, так і по геологічній її будові певні геоморфологічні елементи. Цьому значно перешкоджає також близькість до поверхні кристалічних порід, що не раз відслонюються вздовж р. Буга та деяких його приток (фото 1). Проте ми ро-

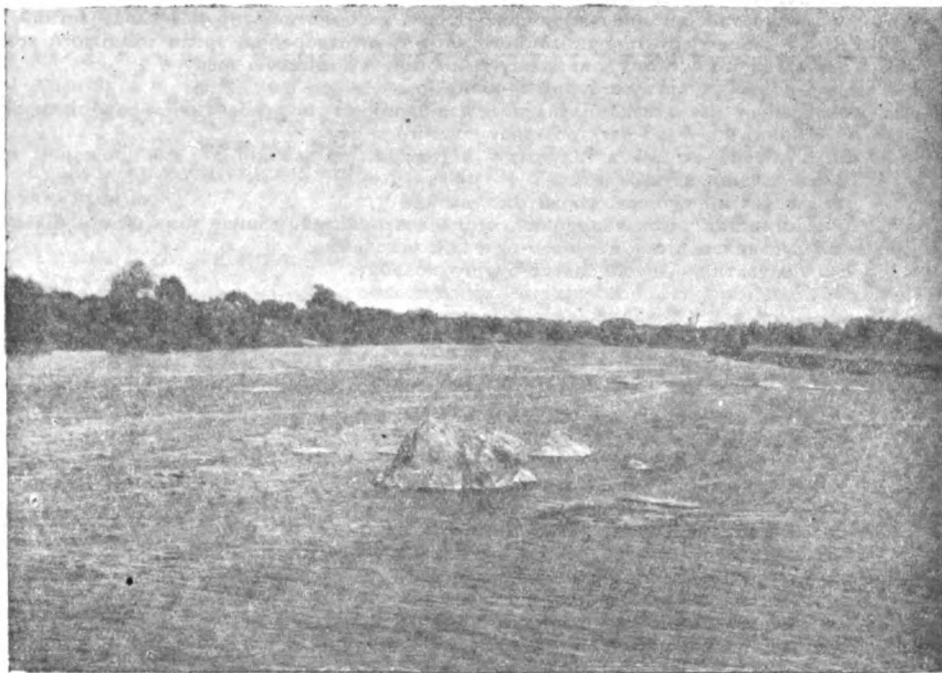


Фото 1. р. Південний Буг з виходами кристалічних порід коло с. Скибинці (фото А. І. Левенгаупта).

бимо спробу виділити тут еродоване плато, дволесову, однолесову та піскову тераси, а також заплавіну. Наводимо розміри, що характеризують собою окремі елементи рельєфу:

§ 7. Правий берег Буга. 0,5 км на схід від с. Семенки. Понижене плато.

- 0—142 см. Сучасний ґрунт типу сірого опідолененого суглинку.
- 142—215 см. Карбонатний ілювій.
- 215—395 см. Супіськово-суглинний, бруднувато-палевий, до 290 см стовпчастий, нижче стовпчасто-плиткуватий лес.
- 395—480 см. Копальний ґрунт чорноземного типу ґрунтотворень.
- 480—517 см. Лес кротовинний.
- 517—560 см. Лес світло-палевий, легко суглинний.
- 560—750 см. Лес буруватопалевий, супіськово-суглинний.
- 750—790 см. Поступовий перехід від лесу до глини.
- 790—1040 см. Світла, буро-коричнева глина.
- 1040—1600 см. Балтські глини, важкі по мехскладу.

**§ 8.** На NO від с. Буди на узліссі викопано два колодязі. Верхня частина положистого східного схилу плато.

- 0— 185 *с.м.* Сучасний ґрунт типу сірого опідзоленого суглинку.
- 185— 230 *с.м.* Карбонатний ілювій.
- 230— 335 *с.м.* Лес сизувато-коричневого кольору, карбонатний. Перехід до копального ґрунту кішнями та язиками, повіяний, але добре помітний.
- 335— 442 *с.м.* Копальний ґрунт типу чорнозему.
- 442— 479 *с.м.* Лесуватий суглинок жовтувато-палевого кольору.
- 479— 509 *с.м.* Пісок жовто-палевий з домішкою плямами олівково-сірого піску.
- 509— 525 *с.м.* Глина зеленувато-сіра з червоно-бурими плямами, мокра.

**§ 9.** Лівий берег р. Буга. Дволесова тераса. 2,5 км від с. Ладижинських Хуторів. Одне з найвищих місць лівобережжя.

- 0— 140 *с.м.* Сучасний ґрунт типу опідзоленого чорнозему.
- 140— 210 *с.м.* Суглинистий лес, карбонатний ілювій.
- 210— 290 *с.м.* Лесуватий суглинок коричнево-бурий, карбонатний, по мехскладу легкий.
- 290— 398 *с.м.* Копальний ґрунт чорноземного типу ґрунтоутворення, трохи темнішого кольору від вищого суглинку, легко суглинистий, з домішкою піску.
- 398— 440 *с.м.* Супісок жовтувато-бурий (рябий).
- 440— 535 *с.м.* Супісок жовтувато-білуватий, нерівномірно пофарбований, карбонатний; на глибині 460—465 см прошарок чистого піску.
- 535— 690 *с.м.* Супісок палевий, з сизуватим відтінком. На глибині 570 см прошарок піску: свердління на дні ями.
- 690— 870 *с.м.* Лесуватий супісок, трохи піскуватий.
- 870— 960 *с.м.* Глинистий пісок кварцовий, середньозернистий, донизу глинистість більшає.
- 960—1090 *с.м.* Суглинистий лес сизувато-палевий, оглеєний.
- 1090—1190 *с.м.* Лесуватий супісок палево-бурого кольору.
- 1190—1240 *с.м.* Глинистий пісок жовтувато-бурого кольору.
- 1240—1255 *с.м.* Пісок відсортований, яскоричневого кольору, слабо глинистий.
- 1255—1905 *с.м.* Балтські глини.

**§ 10.** 3 км на WSW від містечка Соболівки. Дволесова тераса.

- 0— 113 *с.м.* Сучасний ґрунт типу опідзоленого чорнозему.
- 113— 175 *с.м.* Карбонатний ілювій.
- 175— 240 *с.м.* Лес темно-палевий, карбонатний.
- 240— 320 *с.м.* Копальний ґрунт бурувато-палевого кольору, з коричневим відтінком, типу опідзоленого чорнозему.
- 320— 402 *с.м.* Лес палевий, легко суглинистий.
- 402— 444 *с.м.* Пісок верстуватий, жовтувато-палевий.
- 444— 460 *с.м.* Лес супісковий, сипко-пластинчастий.
- 460— 710 *с.м.* Лес палевий, легко-суглинистий.
- 710— 730 *с.м.* Лес оглеєний, темнопалевий, з буруватим відтінком.
- 730— 794 *с.м.* Лес палевий, подібний до вищого (460—710 см).
- 794—1019 *с.м.* Суглинок темний, коричнево-бурий, мало карбонатний.
- 1019—1240 *с.м.* Суглинок важкий, трохи світліший від вищого, коричнево-бурий.
- 1240—1329 *с.м.* Легкий суглинок, карбонатний, жовтий, з палевим відтінком.
- 1329—1360 *с.м.* Той же суглинок з проверстками річного піску.
- 1360—1560 *с.м.* Лесуватий (?) легкий суглинок жовто-палевого кольору.

**§ 11.** 4 км на S від с. Маньківки. Шурф. Підвищена однолесова тераса на правобережжі р. Буга.

- 0— 150 *с.м.* Сучасний ґрунт типу сірого опідзоленого суглинку.
- 150— 190 *с.м.* Карбонатний ілювій (лес).
- 190— 300 *с.м.* Супісок палевий, з буруватим відтінком.
- 300— 372 *с.м.* Пісок жовтувато-палевий, слабо глинистий, верстуватий.
- 372— 400 *с.м.* Пісок глинистий, жовто-сизуватого кольору, тонко верстуватий, дуже дрібнозернистий.
- 400— 435 *с.м.* Пісок сизий, з жовтими плямами, слабо глинистий, дуже тонкий. Є уламки Limpaea.
- 435— 450 *с.м.* Пісок жовтуватий, сипкий, дрібнозернистий, вилугуваний.

**§ 12.** Лівий берег Буга. 2,5 км на південний схід від містечка Джулинка. Шурф. Однолесова тераса.

- 0— 90 *с.м.* Сучасний ґрунт типу опідзоленого чорнозему.
- 90— 138 *с.м.* Карбонатний ілювій, бурувато-палевий, супісько-суглинистий лес.

- 138— 189 см. Лес бурий з палевим відтінком, супісково-суглинистий.  
189— 240 см. Супісок палевий з жовтим відтінком, донизу дуже карбонатний.  
240— 380 см. Пісок жовтий, сипкий, середньовернистий, карбонатний.  
380— 428 см. Пісок білуватий, сипкий, середньовернистий, безструктурний.  
428— 510 см. Пісок жовто-вохристий, верстуватий, слабо зцементований оксидами.  
510— 600 см. Пісок жовтувато-вохристий, верстуватий, з різнокольоровими прошарками.

§ 13. Залізнична ст. Зятківці. Яма. Однолесова тераса.

- 0— 125 см. Сучасний ґрунт типу сірого опідзоленого суглинку.  
125— 170 см. Карбонатний ілювій, сіро-палевий лес.  
170— 245 см. Супісок світлого бурувато-коричневого кольору, лесуватий; донизу піскуватість збільшується.  
245— 310 см. Пісок жовтувато-палевий, сипкий, безструктурний; в проверстки бурувато-коричневого кольору.  
310— 330 см. Супісок палевий, лесуватий, тонкопоруватий, дуже дрібновернистий.  
330— 350 см. Пісок жовтувато-палевий, верстуватий, в проверстками лесуватого суглинку до 2 см товщини.

§ 14. с. Сумівка. Відслонення з західного краю села в яру, паралельному дорозі з с. Війтівки до сумівської сільради. Відслонюється скорочений сучасний ґрунт на тонкому шарі лесу. У верхній частині схилу лес виклинюється; за ґрунтом іде мергелистий прошарок в 0,25—0,5 м; нижче йдуть верстуваті балтські піски, що тривають донизу; внизу видно жорству, яка криває граніт.

§ 15. с. Флорино. На верхній частині схилу NNW експозиції, коло хати гром. Галантия Матвієнка, колодязь. В ньому видно:

- 0— 80 см. Сучасний ґрунт типу світлосірого опідзоленого суглинку.  
80— 220 см. Лес сіро-палевий, карбонатний.  
220— 340 см. Копальний ґрунт темного сіро-шоколадного кольору, типу темносірого опідзоленого суглинку. З глибини 280 см ілювіальний горизонт.  
340— 385 см. Карбонатний ілювій, світлопалевий лес.  
385— 550 см. Лес бурувато-коричневий, рябий від нерівномірно розподілених скупчень карбонатів.  
550— 600 см. Суглинок сірувато-коричневий (другий копальний ґрунт?). чорноземного типу ґрунтотворення.

§ 16. 1 км на S від с. Берізок Чечельницьких, в напрямі на с. Саржиночку, при піднесенні з піскової тераси на плато, на початку схилу відслонення.

- 0— 89 см. Сучасний ґрунт типу опідзоленого чорнозему.  
89— 180 см. Лес сіро-палевий, легко суглинистий, карбонатний, перехід поступовий.  
180— 270 см. Перший копальний ґрунт червоно-палевого кольору, опідзоленого типу ґрунтотворення.  
270— 410 см. Лес палевий, з жовтуватим відтінком, суглинисто-супісковий, карбонатний. Перехід поступовий.  
410— 510 см. Другий копальний ґрунт коричнево-шоколадного кольору, суглинисто-супісковий, чорноземного типу ґрунтотворення.  
510— 700 см. Шоколадно-палевий, світліший від вищого, суглинисто-супісковий горизонт.

§ 17. З північного боку від с. Кинашів, на лівому березі р. Тульчинки, в нижній частині положистого схилу є яр-глинище. Відслонюється сучасний світлосірий опідзолений суглинок, що підстигається лесом. Нижче видно два копальних ґрунти, відокремлені лесом, а нижче невеличкі проверстки великозернистого піску до 12 см товщини.

§ 18. 1 км на SSO від с. Кинашів є яр, в якому видно:

- 0— 150 см. Сучасний ґрунт, сірий, опідзолений.  
150— 350 см. Ряба глина з оливково-сизими та білуватими плямами і проверстками жовтого піску.  
350— 550 см. Сірувато-білуваті, трохи глинисті балтські піски.

§ 19. На N від Анополя, в 0,5 км від р. Кільцівки, з боку шосе відслонюються у виїмці червоно-бурі глинисті піски проверстками до 1,5—2,0 см товщини. Метрах в 400—500 на S, у верхній частині похилого схилу у виїмці

коло шосе відслонюється цегляно-червоний глинистий пісок в силу уламків карпатської гальки.

§ 20. С. Кирнасівка, схил плато; коло цегельні є кар'єр, де видно:

- 0— 210 см. Лес сірвато-палевий із слабо розвиненим або змитим сучасним ґрунтом—сірим опідзоленим суглинком.  
210— 270 см. Копальний ґрунт чорноземного типу ґрунтотворення.  
270— 530 см. Лес палевий, суглинистий, тонкопоруватий.

§ 21. При в'їзді в с. Тростянчик перед кладовищем на схилі до р. Буга є кар'єр-глинище, де видно:

- 0— 75 см. Сучасний чорноземний ґрунт, недорозвинений.  
75— 500 см. Лес сіро-палевий, легко суглинистий; до глибини 150 см рясні кротовини.

§ 22. Лівий берег р. Буга. Відслонення на схилі до р. Буга на початку с. Красносілки.

- 0— 70 см. Сучасний ґрунт—слабо опідзолений чорнозем.  
70— 250 см. Карбонатний ілювій—лес палевий, легко буруватий.  
250— 460 см. Лес верстуватий з проверстками великозернистого річного піску до 5 см завгрубшки.  
460— 800 см. Лес світлий, палевий, з сірим відтінком, легко суглинистий.

Плато в басейні р. Буга дуже змите. Тут таксамо немає багатоярусності лесу, звичайної для інших місцевостей України. Характеризується плато профілями § 7 і 8. Будова його подібна до будови вододільного Дністровсько-Бузького плато; воно має два яруси лесу, відокремлені одним копальним ґрунтом. Нижче йдуть передлесові глини та піски.

З слабо розвинених терас вадовж р. Буга дволесова, однолесова, піскова та заплавинна охоплюють невеликі площі, то з'являючись, то зникаючи вздовж берегів. Краще виявлені тераси на лівому березі і гірше на правому.

Дволесова тераса встановлена шурфами та свердловінням на лівому березі р. Буга, в районі с. Ладижинських Хуторів та м. Соболівки: висота її 245,03—253,59 м (див. §§ 9, 10). В обох ямах давньоалювіальні піски вкриті двома ярусами лесу, розділеними копальним ґрунтом. Місцевість навкруги нижча від зазначеної площі (235,40—224,00 м). Утворилась ця тераса на початку дніпровського зледеніння.

Однолесова тераса встановлена тільки в деяких місцях. Поширена вона на лівобережжі: а) проти м. Брацлава; б) між дволесовою та пісковою терасою в районі Ладижина, на деякому віддаленні вниз по течії, а також с) на сході від Джулинки та Гайворона. На правобережжі вона констатована тільки в районі с. Маньківки (§ 11). Вік її визначається початком відкладання бузького ярусу лесу.

Піскова тераса виступає виразніше від лесових, а тому виявити її було значно легше. Незначно поширена на правобережжі р. Буга, в околицях Брацлава вона починається коло с. Шелудків, прямує на північ по лінії від с. Остапківців та Перепеличої і підходить до с. Вовчка. На північ від неї в межах Вінничини поширена однолесова тераса. Нижче від м. Брацлава на правобережжі р. Буга між сс. Сорокодубами та Анциполівкою (на S від останньої) витяглася в напрямі OSO знижена смуга, що відокремлює невеличкий уривок площі від основного правобережного плато. В більшій своїй частині долина вкрита сипкими річними пісками, що подекуди підстилаються гранітом. Цей уривок плато, одмежований невеликою, але глибокою долиною, становить давня правий берег р. Буга. Очевидно, за останніх часів (в період після навіювання лесу) Буг намагається спрямувати своє русло, утворює нове русло, але якісь причини подекуди одхиляють його напрям на попередній. Нижче від с. Сокольців на лівобережжі р. Буга між сс. Сокольцями та Степашками міститься невелика піскова тераса до 196,88 м заввишки, що нижче від с. Степашків проходить на правий берег між сс. Па-

ланкою і Ладижиним. Лівий берег р. Буга проти Ладижина вкритий неширокою смугою пісків. Нижче від Ладижина на правому березі лесових та піскових терас не помічено. Висота його сягає 271,78 м. Берег дуже еродований балками р. Сельниці і має загальний похил до р. Буга на схід.

На лівому березі, нижче від с. Ладижина неширока (1—1,5 км) піскова тераса, що становить перехідний ступінь від ріки до одної та дволесової терас. Коло с. Губника скупчення пісків відступає від берега ріки. піскова смуга змінює свій напрямок на S та OSO. Вона витягнена до 8 км, шириною до 1,5 км. Пухкі піски в частково сформованим на них ґрунтом подекуди набувають невеликої глинистості й підстелюються суглинистими прошарками.



Фото 2. Виходи граніту по річці Сельниці коло с. Клебань Тульчинського р-ну (фото В. М. Гвоздецького).

При наближенні до с. Побірки піскуватість поволі меншає, а коло верхів'їв балки, яка проходить через Побірку, пісок вкриває схили балки. Напрямок цієї невеликої, але глибокої балки — меридіональний; проти с. Сумівки вона відкривається в р. Буг. Важко уявити, щоб ця неширока балка з глибоко врізаним каньйонуватим руслом була колись річищем р. Буга, але цілком припустимо, що вона становила одне з його відгалужень, яке замерло за польодовикового часу. Від с. Сумівки на право- та лівобережжі, вниз за водою йдуть вузькі смуги пісків, на десятки або, рідше, на сотні метрів.

Поширюється піскова тераса на правобережжі між сс. Маньківкою та Шумиловим, де піски утворюють кучугури. Межа її викреслюється схилом від с. Маньківки до с. Бершадських Берізок. Схил складений з суглинистих лесуватих порід і підстелюється річними пісками.

На протилежному лівому березі розвинена піскова тераса, яка починається на N від с. Джулинки, підстелює містечко і йде на S від с. Ставків, і звужується нижче від нього.

Коло берега піски здебільшого пухкі; набувають форми кучугурів; далі вони вкриті ґрунтом і трохи зцементовані глинистими частками. За пісковою терасою підіймається добре виявлена лесова тераса.

Коло с. Ставків піскова тераса переходить на правий берег і вкриває площу між с. Луговим та м. Гайвороном. Піски подекуди у вигляді кучугурів, часто зовсім пухкі, непридатні для оброблення. З наведених даних видно, що піскова тераса поширена несутіально, уривчасто як на правому, так і на лівому березі. Варті уваги стариці р. Буга, що свідчать про пересування ріки то на захід, то на схід.

Вологість, гумус, CO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> та нітрат

№ поряд.	№ ям	Місце ями	Глибина	Тип ґрунту	Порода	Вологість	Гуму
1	50	с. Цапівка . . .	150—160	Світлосірий лесув. сугл.	Лес	2,94	0,26
2	76	с.Чечельн.Берівки	140—150	Чорнозем . . . . .	"	4,26	—
3	85	с. Вовчок . . . .	140—150	Темносір. лесув. сугл. .	"	4,12	0,73
4	В. 77	с. Кивнашів . . .	150—160	Сірий лесуватий сугл. .	"	4,22	0,52
5	В. 81	м. Ладжино . . .	135—140	Темносірий лесув. сугл. .	"	4,78	—
6	В. 87	с. Антонівка . . .	140—150	"	"	4,86	—
7	134	с. Демківка . . .	135—140	"	"	2,94	—
8	146	с. Михайлівка . . .	120—130	Регенер. чорнозем . . .	"	5,06	1,06
9	171	с. Війтівка . . . .	130—140	Світлосір. лесув. сугл. .	"	3,06	—
10	В. 120	с. Кришвиці . . .	185—190	"	"	3,38	0,66
11	58	с. Студенка . . . .	120—130	Деград. чорнозем . . . .	Лес. сугл	4,92	0,79
12	В. 19	с. Антонівка . . .	140—150	Темносір. лесув. сугл. .	"	5,06	—
13	В. 21	с. Виан . . . . .	120—130	"	"	4,50	0,76
14	95	с. Чечелівка . . . .	150—160	Світлосір. лесув. сугл. .	"	5,78	0,42
15	112	м. Джулівка . . . .	120—130	Чорнозем . . . . .	"	4,20	0,89
16	121	с. Гнатово . . . .	120—130	Деград. чорнозем . . . .	"	4,30	—
17	В. 80	м. Ладжино . . . .	145—150	Сірий лесув. суглинок . .	"	3,36	—
18	131	с. Клебань . . . . .	140—150	Темносір. лесув. сугл. .	"	4,22	0,33
19	141	с. Баланівка . . . .	140—150	Деград. чорнозем . . . .	"	5,02	0,71
20	143	с. Флорини . . . .	139—143	Світлосір. лесув. сугл. .	"	6,00	0,30
21	147	с. Голдашівка . . . .	130—140	Темносір. лесув. сугл. .	"	6,05	0,74
22	159	с. Таранівка . . . .	120—130	Світлосір. лесув. сугл. .	"	5,08	0,39
23	160	с. Татарка . . . . .	120—130	"	"	3,32	0,63
24	В. 97	с. Андиполівка . . . .	140—150	Деград. чорнозем . . . .	"	2,36	0,41
25	В. 20	с. Виан . . . . .	130—140	Деград. чорнозем . . . .	Суглинок	4,80	0,55
26	В. 32	с. Андріяшівка . . . .	120—125	Темносір. лесув. сугл. .	"	4,32	0,82
27	В. 37	с. Вільшанка . . . .	120—130	Чорнозем . . . . .	"	4,08	0,65
28	В. 38	"	135—140	Вилуг. чорнозем . . . .	"	7,76	—
29	В. 47	с. Цапівка . . . . .	120—130	Сірий опідвол. суглин. .	"	8,26	0,78
30	139	с. Гордіївка . . . .	130—140	Деград. чорнозем . . . .	"	5,12	0,65
31	124	с. Стіна . . . . .	130—140	Темносірий лесув. сугл.	Суглинок з галькою	6,48	—
32	В. 91	с. Федьківка . . . .	150—160	Сірий лесув. суглинок . .	Пісок	1,54	—
33	57	с. Батрацьке . . . .	185—190	Мочар . . . . .	Балтська глина	7,18	0,25

Таблиця 1

для лесів підґрунтів Тульчинщини

CO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	М е х а н і ч н и й с к л а д					
		2—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	< 0,001
9,27	—	1,29	3,33	30,87	29,88	5,73	28,90
5,76	—	3,32	6,17	19,47	27,85	,60	33,59
—	—	2,88	3,16	23,31	28,72	10,02	27,60
5,72	0,106	1,06	4,78	29,42	28,28	7,79	28,67
—	—	1,87	3,83	26,23	32,10	9,20	26,77
—	—	1,02	3,32	25,03	28,29	10,32	32,02
—	—	0,71	5,42	23,77	26,60	6,16	37,34
7,08	0,062	0,97	2,23	23,11	29,94	11,05	32,70
—	—	1,35	3,17	34,57	28,96	5,99	25,96
—	—	7,28	6,96	20,35	31,16	13,42	20,83
12,77	0,043	4,50	9,10	13,23	27,75	7,13	42,29
—	—	6,00	1,41	21,73	32,30	29,78	8,78
—	—	0,64	1,90	25,06	30,83	9,11	32,46
—	—	4,50	4,86	24,05	34,26	8,34	23,99
5,63	0,084	0,86	1,74	24,92	27,45	9,70	35,53
—	—	6,61	4,28	20,45	31,45	8,82	28,39
—	—	17,34	14,88	18,52	27,59	6,79	14,88
4,32	0,058	8,21	4,42	17,06	28,81	7,63	33,87
—	—	0,89	1,96	23,97	26,37	10,96	35,85
5,91	—	1,08	2,47	23,14	31,19	9,18	32,94
—	—	0,36	2,36	24,90	30,80	12,95	28,63
—	—	1,83	3,63	25,62	26,76	10,60	31,56
—	—	3,83	6,21	26,01	28,56	7,00	28,39
—	—	6,06	3,99	26,03	4,71	1,33	57,88
—	—	1,70	3,36	23,46	27,80	9,10	34,58
—	—	1,77	3,34	15,61	26,09	6,36	36,83
8,42	0,063	5,41	11,71	16,77	21,57	8,85	35,69
—	—	2,55	3,02	14,10	31,70	11,32	37,31
—	—	8,16	1,41	5,13	23,05	17,39	44,86
6,86	0,092	1,43	3,93	19,97	26,42	10,53	37,72
—	—	7,70	1,22	4,11	35,02	17,63	34,32
—	—	62,80	14,76	4,74	7,77	2,87	7,05
2,80	0,023	2,92	6,66	21,05	36,96	11,37	21,04

Заплавна тераса по р. Бугу в межах Тульчинщини розвинена зовсім слабо, зрідка окремими невеличкими ділянками на ліво- та правобережжі. Таким чином, питання про поширення та межі лесових терас дослідженого дуже розмитого басейну р. Буга в межах кристалічної смуги важке до розв'язання і потребує детальної розробки. Піскові та лесові тераси виявлені й по деяких більших притоках р. Буга, але зараз ми цього питання за браком матеріалів не розв'язуємо.

До порід, що складають четвертинну серію тульчинського Побужжя належать лес та лесуваті суглинки з копальними ґрунтами, а також річні піски та узбережні супіски.

Лес Тульчинщини з поверхневих ґрунтоутворних порід та четвертинних покладів має найбільше поширення. Дуже розчленований рельєф з ознаками великої ерозії знайшов відбиток в характері лесової товщі. По мехскладу, кольору та уложенню (первісне, перевідкладене) лес має багато варіантів. Часто помічається вплив сусідніх з лесовим районом поширення у басейні Дністра порід—суглинків та пісків з карпатською галькою у вигляді домішки сторонніх лесові елементів.

Колір коливається в дуже широких межах, набуваючи подекуди буруватого або коричневого відтінку. Загалом лес заховує ознаки так званого лесу західно-українського типу: невелика товщина, підстилання різними нелесовими породами; в зв'язку з оглеюванням переважно сіро-палевий колір; чимала кількість залізо-манганових утворень. Але поруч з такими типами для сусідніх місцевостей ознаками, загально встановлене явище—підвищення глинистості при посуванні з півночі на південь—тут відсутнє. Так, по мехскладу лес Тульчинщини майже не важчий від лесу Вінничини, яка лежить більш на *N*; навпаки, він навіть часто більш піскуватий. Наведені шурфи, свердловини та відслонення вказують, що плато (§§ 4, 5, 6, 7, 8) та тераси (§§ 9, 10) вкриті двома ярусами лесу, поділеними одним копальним ґрунтом, в той час як на схилах не раз натрапляли на три яруси лесу, поділені двома копальними ґрунтами (§§ 15, 16). Відсутній він у зв'язку з ерозією на плато Придністровського району, де безпосередньо на поверхню виходять червоно-бурі та балтські глини або долесові піски. Нема його також на вкритих пісками польодовикових терасах та більш крутих схилах.

Перший ярус лесу вистелює широкі простори Побужжя—плато, пологісті схили, давніші річні тераси.

Механічний склад верхньої частини першого ярусу лесу (що складає підґрунтя), вогкість, гумус,  $\text{CO}_2$  та  $\text{P}_2\text{O}_5$  ілюструє табл. 1 (с. 56—57).

Товщина I-го ярусу лесу разом із сформованим на ньому сучасним ґрунтом подана в табл. 2 (с. 59).

З цієї таблиці видно, що товщина першого ярусу лесу коливається в межах 180—345 см. Коли порівняти ці цифри з даними сусідніх місцевостей, то для Вінничини маємо 295—380 см (7, 8), для Проскурівщини 220—355 см, в середньому 300 см (20), тобто цифри трохи більш від наших. І це цілком зрозуміло, коли пригадати загальний характер рельєфу описаної місцевості, його еродованість та спад до рр. Дністра й Буга, а також загальний спад на південь.

На схилах, залежно від кута їхнього спаду, товщина першого ярусу лесу або зростає, або падає. Так, при великому похилі лес або вкриває схил тонким покривом, або й зовсім відсутній, що часто спостерігаємо на правих північних схилах правобережних приток р. Буга: поруч із зростанням положистості схилів одночасово зростає і товщина шару лесу (щоправда, він має вже тут делювіальний характер); це гарно ілюструє табл. 2, а саме, на правобережному схилі до р. Буга коло с. Тростявчик товщина лесу сягає 500 см, а на лівобережному схилі також до р. Буга коло с. Красносілки—навіть до 800 см (§§ 21, 22).



Таблиця 2

№	№ профіля	Місцевість	Елемент рельєфу	Товщина в см разом з сучасн. ґрунтом	Підстелюється
1	4	с. Левківці—Дубова . . . . .	Вододільне плато	289	Копальний ґрунт
2	7	с. Семенки . . . . .	Понижене плато	345	" "
3	5	ст. Журавлівка . . . . .	Вододільне плато	500 <sup>1)</sup>	Суглинки
4	6	"	Початок схилу	280	Копальний ґрунт
5	9	с. Ладичинські Хутори . . . . .	Дволесова тераса	290	" "
6	10	м. Соболівка . . . . .	"	240	" "
7	12	м. Джулинка . . . . .	Однолесова тераса	240	Річні піски
8	11	с. Маньківка . . . . .	"	190	Супісок
9	15	с. Флорино . . . . .	Початок схилу,	220	Копальний ґрунт
10	13	с. Зятківці . . . . .	Однолесова тераса	245	Піски
11	16	с. Берізки Чечельницькі. . . . .	Схил	180	Копальний ґрунт
12	20	с. Кирнасівка . . . . .	"	210	" "
13	8	с. Буди . . . . .	"	335	" "
14	22	с. Красносілка . . . . .	Схил до р. Буга	800	—
15	27	с. Тростянички . . . . .	"	500	—

У відслоненнях лес при висиханні розбивається перпендикулярними щілинами на грубостовпчасті грудки, часом утворюючи окремі стовпці (дивись

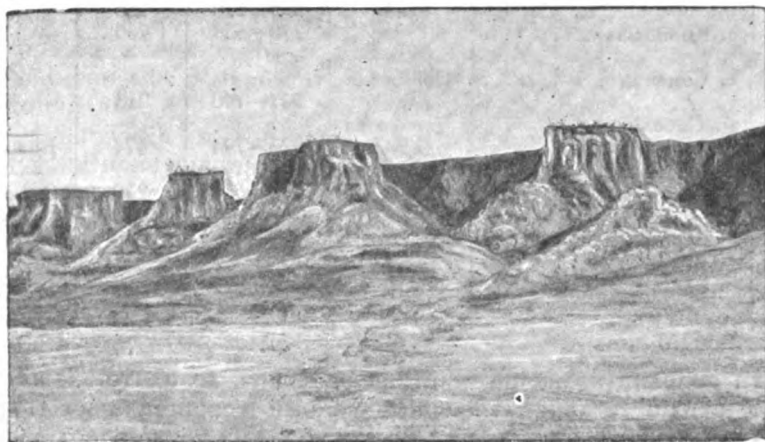


Фото 3. Стовби лесу — розмив берега Буга коло с. Паланки (фото А. І. Левенгаупта).

фото 3). По ґрунтових ямах в лесі-підґрунті не раз помічалась плиткувата структура.

<sup>1)</sup> Цифра визначає товщину двох ярусів лесу із змитим між ними копальним ґрунтом.

Залежно від умов залягання лес змінюється. Так, при наближенні до річок він змінює свій склад—стає легкий, з'являється домішка піску. Суглинний або легкосуглинний лес змінюється на суглинисто-супіскуватий або й супіскуватий. При близькому заляганні ґрунтових вод він набуває ознак оглеювання, а саме колір із сірувато- або жовтувато-палевого переходить в зеленувато-ясносірий з великою кількістю вохристо-іржавих плям і смуг, має густу чорно-буру пунктацію та залізисто-манганові бобовини.

Лес Тульчинщини, як і інші леси, дуже багатий на карбонати. Розподілені карбонати або рівномірно, або у вигляді різних скупчень—дутиків, журавчиків та сили трубочок, які своїм розташуванням часто нагадують мочкуваті корінці зіллястих рослин.

Лес-підґрунтя в зоні чорноземних ґрунтів Поділля часто дуже переритий землеріями, що буває і в нижній частині ґрунту. В межах Тульчинщини лес переритий значно менше, ніж на північному Поділлі; для останнього чорноземні ґрунти підстелюються так званим кротовинним лесом; на Тульчинщині ми такого не подибуємо. В зоні підзолистих ґрунтів переритість незначна або й зовсім відсутня.

За віком перший ярус лесу належить до лесів вюрма II чи, за В. І. Крокосом, — бозького.

Другий ярус лесу відслонюється значно рідше, ніж перший, а тому вивчення його значно важче. Частіше подибуємо його в північній та середній Тульчинщині, тоді як на півдні колишньої округи відсутній.

Таблиця 3

№	№ профіля	Місцевість	Елемент рельєфу	Глибина залягання 2-го ярусу лесу	Товщина 2-го ярусу лесу	Підстелюється
1	4	с. Левківці-Дубова . .	Вододільне плато	360—705	345	Балтські глин
2	6	ст. Журавівка . . . .	Початок схилу	365—510	155	—
3	20	с. Кирнасівка . . . .	—	270—530	260	—
4	7	с. Семенки . . . . .	Понижене плато	547—740	213	—
5	10	м. Соболівка . . . . .	Дволесова тераса	320—794	474	Важкий суглин.
6	—	с. Флорино . . . . .	Початок схилу	340—550	210	2-й копальний ґрунт
7	—	с. Березки-Чечельницькі	Схил	270—410	140	"
8	—	с. Буди . . . . .	"	442—479	37	Супіски

З дев'яти розрізів незначна частина належить до плато, інша ж, більша частина—до схилів та терас. За цими даними товщина цього ярусу лесу коливається від дуже незначної (на схилах) до 345 см—на вододільному плато та 474 см—на високій дволесовій терасі. В деяких з названих розрізів пройдена не вся товща лесу. Відомо, що для України товщина другого ярусу лесу менша ніж для першого. Це так званий лес вюрму I чи, за В. І. Крокосом, — удайський. На Тульчинщині, як і на ширшій території Поділля, він випадає, і товщина другого ярусу, подибаного на Поділлі, більша від першого. На це явище вказували А. І. Красюк та Л. А. Лепікаш для Проєскурівщини [19, 20]. Але це не так яскраво виявлено на Тульчинщині, визначена властивість другого ярусу лесу зникає тут через велику еродованість

місцевості. Як видно, його слід паралелізувати з лесом риса чи, за В. І. Кросом, з дніпровським [5, с. 502].

Другий ярус лесу незначно відрізняється від першого. В ньому помічається більша піскуватість, трохи світліший колір та досить велике оглевлення у вигляді вохристо-іржавих плям і смужок, чорно-бурої пунктації та ортштейнових зерен; остання властивість зв'язана з більшим ніж у верхньому ярусі лесу оглеюванням, в той час як підвищена піскуватість другого ярусу зв'язана з максимальним на Україні Дніпровським зледенінням.

Підстелюється другий ярус другим копальним ґрунтом, четвертинними суглинками чи супісками або третинними покладами, головно, балтськими глинами.

Третій ярус лесу на плато співробітники тульчинської експедиції не констатували ніде. Часом натрапляємо на третій ярус лесу по схилах, але тут він має всі ознаки делювіального характеру, а тому ми не вважаємо його за типовий і говорити про нього, як про третій ярус, не можна.

Лес схилів відмінний від лесу на плато. Як зазначено вище, при великому куті похилу до річки чи балки лес відсутній; часто відслонюються нижче старіші поклади (балтські). При більш пологістому характері схили вкриті грубим шаром делювіального лесу. Іноді цей лес грубий на дотик, з домішкою нелесових включень, з ясно виявленою стовпчастістю, неоднакового літологічного складу; подекуди ж він досить тонкий, світлопалевого кольору, м'який, пористий, близький до звичайного лесу. Часто лес схилів поділяється одним або двома копальними ґрунтами.

При описі лесів Тульчинщини не можна оминати мовчанкою особливостей лесу східного краю колишньої округи. Верхня частина сірватопалевого лесу часто забарвлена в буруватий колір, має добре помітну грубопризматичну структуру. Товщина цієї частини лесу не визначена через брак відслонень. В деяких місцях вона сягає двох метрів (коло с. Теофілівки, на східному схилі, із сформованою на ньому сучасним регенерованим чорноземом).

Перехід в розрізі від лесу буроватого кольору з призматичною структурою до сірватопалевого стовпчастого—раптовий, гарно виявлений нерівною лінією. Він нагадує собою південні буруваті призматичні леси та, на думку Н. П. Флорова (28, сс. 12—13), аналогічний їм і становить перехід від південних призматичних лесів до північних стовпчастих. Межа між ними проходить приблизно між Уманем і Таращею.

Походження його Н. П. Флоров для колишньої Київщини зв'язує з деградацією чорноземів, в той час коли південні леси вкриті чорноземами. Навряд чи таке припущення можна зробити для чорноземного району півдня, якого ніколи не торкався процес деградації; швидше ця схожість тільки зовнішня, морфологічна.

Поширення різновидності лесу з буруватим забарвленням та призматичною структурою вгорі дуже незначне. Подибано її в кількох відслоненнях східної частини кол. Тульчинщини на межі з кол. Уманщиною. Як видно, вона заходить сюди тільки своїм західним крилом, поширюючись, головно, на схід від Тульчинщини, і через це не вдалось краще вивчити її.

Копальні ґрунти Тульчинщини виявленні одним або двома ярусами. Перший копальний ґрунт зустрічається досить часто. Глибину його залягання, товщину, тип та деякі властивості подаємо в табл. 4 (с. 62).

Як видно з зазначених даних, перший копальний ґрунт сформований, головно, за чорноземним типом ґрунтотворення; але поруч з чорноземним типом потрапляємо й на опідзолистий з різними стадіями опідзолення від деградованого чорнозему (див. табл. 4, № 6) до світлосірого опідзолистого суглинку (за даними А. І. Набокіх, 25; табл. 4, № 10).

В розрізах перший копальний ґрунт різко виділяється у вигляді темної, темносірої або буро-сірої смуги на фоні світлого, сірватопалевого лесу.

Таблиця 4

№	№ профіля	Місцевість	Елемент рельєфу	Глибина залягання 1-го копального ґрунту	Товщина	Тип 1-го копального ґрунту	Підстиглість
1	4	с. Левківці — Дубова	Вододільне плато	289—360	71	Чорнозем	Лес
2	6	с. Журавлівка	Початок схилу	280—365	85	"	"
3	20	с. Кирнасівка	—	210—270	60	"	"
4	7	с. Семенки	Плато	345—517	132	"	"
5	9	с. Ладижинські Хутори	Висока тераса	290—398	108	"	Річні піски
6	10	м. Соболівка	"	240—320	80	Опідзолений чорнозем	Лес
7	15	с. Флоріно	Початок схилу	220—340	120	Опідзолений ґрунт	"
8	16	с. Берізки-Чечельницькі	С х и л	180—270	90	"	"
9	8	с. Буди	"	335—442	107	Чорнозем	"
10	—	с. Любомирка	"	250—300	—	Ясносірий сугл.	"
11	2	с. Гонорівка <sup>1)</sup>	"	245—300	—	"	"
12	—	с. Горішківка	"	330	—	Чорнозем	"

Інтенсивне забарвлення вгорі поволі слабшає донизу й поступово, без видимої межі, переходить в лес. В нижній частині копального ґрунту чорноземного типу часто знаходимо багато кротовин з зруйнованими або добре збереженими контурами; вони захоплюють і верхню частину лесу; по рясноті кротовин цей лес іноді можна назвати „кротовинним“. В деградованих чорноземах кількість кротовин зменшується і кротовинного лесу тут же уже немає. Досить часті також ходи черваків та сліди коренів, при чому на стінці можна спостерігати розгалуження пронизуючих ґрунт корінців зіллястих рослин, по яких пізніше відклалися карбонати. Структура не всюди добре збережена. Проф. Набоків відмічає дуже гарну структуру в світлосірому ґрунті коло с. Любомирки.

Розподіл карбонатів в копальних ґрунтах відповідає розподілові їх в сучасних ґрунтах, при чому іноді подибуємо намті у верхню частину копального ґрунту карбонати. Це вимивання карбонатів ґрунтовими водами з вищележачого лесу відбулося вже після відкладання на його поверхню вищого ярусу. За вищеподаними даними товщина копальних ґрунтів коливається від 55 до 174 см. Подекуди вони частково змиті.

На гумус перший копальний ґрунт небагатий. Не зважаючи на інтенсивне темне пофарбування чорноземного типу процент гумусу тут, як виявили аналізи, зовсім незначний. Кількість гумусу та вогкість його виявляє табл. 5 (с. 63).

З наведених даних видно, що процент гумусу в ґрунтах чорноземного типу ґрунтоутворення коливається між 1,36 та 0,47 (в середньому 1,5—0,5), що збігається з даними Набоків і Красюка.

Описуваний копальний ґрунт поширений як на плато, так і на схилах. В південній частині Тульчинщини при великій еродованості плато копальний

<sup>1)</sup> с. Гонорівка та Горішківка належать до Дністровського басейну.

Таблиця 5

№	№ профіля	Місцевість	Т и п	Глибина зривка	Вогкість	Г у м у с
1	1	с. Левківці—Дубова	Чорноземний	290—300	4,28	0,53
2	1	" "	"	335—345	4,50	0,83
3	9	Ладизинські Хутори	"	300—310	2,96	0,65
4	9	" "	"	325—335	2,86	0,47
5	10	с. Соболівка	Опідзолений чорнозем	240—320	3,70	0,57
6	7	с. Семенки	Чорноземний	350—360	3,76	0,85
7	7	"	"	370—380	3,90	0,81
8	6	ст. Журавлівка	"	315—325	3,88	1,36

грунт відсутній; безпосередньо від першим ярусом лесу залягають балтські поклади. На схилах копальний грунт часто перевідкладений і набуває тонко плиткуватої структури (напр., листувата структура верхньої частини дуже гарно виявленого копального ґрунту коло ст. Журавлівки, розріз § 6). Подекуди ж спостерігаємо, що в поставлених на невеликому віддаленні профілях на високому плато копальний грунт зовсім відсутній (змитий), а поруч, у верхній частині схилу він зберігся (ст. Журавлівка, див. розрізи §§ 5 та 6). Вік його рис-вюрмський (або, за В. І. Крокосом, дніпровсько-удайський).

Другий копальний ґрунт ми спостерігаємо значно рідше. Як зазначалося вище, на плато він відсутній і у ряді зроблених нами розрізів ніде не подібаний. Подибали його в деяких штучних та природних відслоненнях на схилах. Наводимо табл. 6, що ілюструє глибину його залягання.

Таблиця

№	Місцевість	Елемент рельєфу	Глибина залягання 2-го копальн. ґрунту	Товщина	Т и п	Підстелюється
1	с. Флоріно	Пачаток схилу	550	—	Чорнозем	—
2	с. Гонорівка	Схил	880—1025	145	Опідзолений чорнозем	Лес
3	с. Берізки-Чечедьницькі	"	410—510	100	Чорнозем	Супісок
4	с. Горішківка	"	—	—	"	—

Другий копальний ґрунт виявлений досить гарно чорноземами або деградованими чорноземами. Товщина його подекуди доходить до 145 см. Морфологічні ознаки його, на підставі яких встановлено тип ґрунтотворення, більш-менш збереглися.

Підстелюється цей ґрунт лесом або супіском; в деяких пунктах не вдалося встановити нижчележачої породи.

Морфологічні властивості другого копального ґрунту досить своєрідні. Вони повторюються в кількох розрізах. Основні ознаки — це темно-коричнево-шоколадний колір, переритість землеріями та ходами корінців, а також досить велика товщина.

З двох гарно виявлених перерізів інших копальних ґрунтів для Гонорівки ми маємо темнувато-сіро-коричневе забарвлення, для Берівок Чечельницьких

коричнево-шоколадне. Як перший так і другий ґрунтовий переріз забарвлені дуже інтенсивно і краще ніж перший копальний ґрунт вимальовуються в лесовій товщі.

Переритість землеріями другого копального ґрунту та ходи корінців завви́д раз доводять, що це дійсно копальний ґрунт степового типу ґрунтоутворення.

Структура цих ґрунтів не збереглася.

Нижче подаємо порівняльну таблицю типів сучасного та копального ґрунтів (табл. 7).

Таблиця 7

№	Місцевість	Сучасний ґрунт	1-ий копальний ґрунт	2-ий копальний ґрунт
1	с. Левківці — Дубова	Сірий опідзол. суглинок	Чорнозем	—
2	ст. Журавлівка	"	"	—
3	с. Кирвасівка	"	"	—
4	с. Семенки	"	"	—
5	с. Ладимжинські Хутори	Опідзолений чорнозем	"	—
6	с. Соболівка	Темносірий опідзол. суглинок	Опідзол. чорнозем	—
7	с. Флоріно	Світлосірий опідзол. суглинок	Темносірий опідзолений суглинок	Чорнозем
8	с. Берізки Чечельницькі	Регенерований чорнозем	"	"
9	с. Буди	Світлосірий опідзол. суглинок	Чорнозем	—
10	с. Горішківка <sup>1)</sup>	Темносірий опідзол. суглинок	"	Чорнозем
11	с. Любомирка	Опідзолений чорнозем	Світлосірий опідзол. суглинок	—
12	с. Гонорівка <sup>1)</sup>	Сірий опідзол. суглинок	Чорнозем	Опідзолений ґрунт

Питання, до якої доби треба віднести другий копальний ґрунт, не цілком ясне з двох причин: а) формування цього ґрунту на схилах та відсутність його на плато і б) делювіальний характер породи, з якої він сформований. Але виразно не підзолистий, а найшвидше чорноземний тип ґрунтоутворення другого копального ґрунту одмінний від підзолистого типу першого (Берізки Чечельницькі) вказує на одмінні умови формування цих обох ґрунтів. Як видно, він складає самостійний ярус, який треба залічити до риського інтерстадіалу, чи, за В. І. Крокосом, орельсько-дніпровського інтервалу.

Отже бачимо, що копальні ґрунти на території Тульчинщини виявлені, головню, черноземним та в меншій мірі підзолистим типом ґрунтоутворення. Це свідчить, що за часів їх утворення був степ і тільки де-не-де по схилах існували невеличкі ліси. Очевидно, у минулі міжльодовикові часи межа лісу та степу на Тульчинщині при загальному лісостеповому характері місцевості ішла трохи більш на північ від сучасної.

На підставі вивчення рослинності України Ю. Д. Клеопов висловлюється (9, с. 146), що за рис-вюрмського інтерґляціалу клімат, як видно, був трохи тепліший і вогкіший, ніж сучасний. Ліси були значно поширені в лісостеповій смузі і, правдоподібно, мали контакт із лісами північного Кавказа та східної Росії. На Тульчинщині межі колишніх лісів (минулих міжльодовикових епох)

<sup>1)</sup> сс. Гонорівка та Горішківка у Дністровському басейні.

трохи не збігаються з сучасними; але ця розбіжність виявилась не в зниженні на південь, а в невеликому піднесенні на північ лінії контакту лісу та степу.

Отже лесова серія Тульчинщини виявлена двома ярусами лесу з одним або двома копальними ґрунтами; третій не є стратиграфічний, оскільки він подібаний тільки по схилах і має виразний делювіальний характер.

Порівнюючи наші дані з даними по інших місцевостях, приходимо до висновку, що перший ярус лесу подібний до лесу в інших місцевостях Поділля, як Вінниччина, Проскурівщина та ширша територія Західної України, одрізняючись від них трохи меншою товщиною та деякими морфологічними ознаками, що зв'язано з еродованістю місцевості. Вік його — вюрм II (бузький).

Другий ярус лесу Тульчинщини загалом теж подібний до лесу в інших місцевостях Поділля, але в наслідок підстилення більш важкими та компактними породами і більшого звогчення набув характеру оглевної породи. Вік його риський (дніпровський), товстий шар лесу вюрму I тут, як видно, випадає.

Відповідно до того копальні ґрунти належать: перший до рис-вюрмського інтерґляціалу (дніпровсько-удайського інтервалу), а другий до риського інтерстадіалу (орельського інтервалу).

Річні піски. В той час, як плато і схили вкриті лесом та лесуватими суглинками, по долинах річок місцями ми натрапляємо на скупчення алювіальних пісків. Вони зв'язані з піськовою терасою р. Буга та його приток.

Річні піски вкривають собою тераси польодовикового віку. Звичайно вони мають невелике поширення в зв'язку з загальними умовами рельєфу. Детальніше поширення тераси р. Буга описано вище [також 4]. Піскові скупчення р. Буга зв'язані не тільки з сучасною течією, а місцями на лівобережжі (рідше на правобережжі) і з колишньою течією, де вони відступають від берега. На деякому віддаленні вниз по течії часом можна констатувати, що вони знову наближаються до річки. Терасні піски верстуваті або не верстуваті. В останньому випадку вони переважно перевідкладені на місці й утворюють горбкуваті скупчення. Піски здебільшого сипкі, іноді трохи глинисті і часом на них формуються сучасний ґрунт з слабо виявленими морфологічними ознаками.

Трохи далі від берегів піски замінюються супісками, а далі супісковим лесом. В наслідок роботи вітрів алювіальні піски розвіюються, домішуються до узбережжого лесу та лесуватих суглинків, від чого останні набувають піскуватості.

Площа розповсюдження піскуватого лесу тісно зв'язана з умовами рельєфу; де берег невисокий, там забруднення пісками відбувається на ширшій площі: де він підноситься більш раптово до плато, вплив пісків менший, лес більш заховує свої первісні ознаки. Вплив пісків на узбережну смугу зв'язаний не тільки з післяльодовиковим періодом, а, як видно, його треба поширити і на давніші часи — часи відкладання лесу. Ґрунтові ями виявляють, що піскуватість властива як верхньому горизонтові, так і всьому ґрунтовому розрізові.

Головне поширення пісків та супісків припадає на узбережжя р. Буга і його приток: Сельниці, Тростянця (незначно), Бернадинки, Дохни (незначно) та Савраньки-Чечельницької.

Супіски, які складають перехід від пісків до піскуватого лесу, головню поширені по р. Бугу та його притоці Сельниці.

Загалом четвертинна історія Тульчинщини малюється так: на серії пліоценових уривчасто поширених на Тульчинщині глин в наддністрянській частині відкладаються породи з карпатською галькою; віком своїм, за даними на Вінниччині [8] та Кам'янецьчині [21], вони старші від третього для Поділля ярусу лесу й еквівалентні тілігульському ярусу (за В. І. Крокосом). Далі відбувається великий розмив.

Третій ярус лесу, що має поширення поза межами Тульчинщини, на Тульчинщині відсутній; подекуди в західній частині він трапляється по схилах як делювій, перемішаний з карпатською галькою.

Розмиви мали місце також і в дніпровську добу, при чому при наближенні до Дніпра вони були менш інтенсивними. Так, в басейні Півд. Буга дніпровський лес розмитий тільки місцями; на вододілі Буг — Дністер цей ярус лесу зацілів тільки в північній частині, а в басейні Дністра він майже цілком був знищений ерозією.

Нарешті, за час відкладання бузького ярусу лесу розмиви мали місце тільки в басейні Дністра, в південній частині Тульчинщини.

Отже, розглянувши та описавши коротко четвертинні поклади Тульчинщини, ми приходимо до таких висновків:

1. Четвертинні поклади Тульчинщини мають незначний розвиток, що пов'язано з морфологією місцевості.

2. Четвертинні поклади Дністровського басейну розвинені дуже слабо; виявлені вони, головню, суглинками, супісками та пісками з карпатською галькою. Лес поширений мало.

3. Карпатська галька має дві межі географічного поширення: одна межа масового її поширення в породах йде по Дністровсько-Бузькому вододілу, при чому на півдні округи одхиляється від нього по лінії Княжополь—Городище—Івашково; друга межа порід, в яких галька трапляється лише зрідка,—течія р. Буга і зрідка невеликі ділянки його лівобережжя.

4. Серія четвертинних покладів виявлена: а) на плато Дніпровсько-Бузького вододілу та Бузького басейну двома ярусами лесу і одним копальним ґрунтом, де підстеляються червоно-бурими пліоценовими глинами і балтськими покладами, головню, теж глинами; б) на деяких положистих схилах трьома ярусами лесу та двома копальними ґрунтами; с) на терасах зрідка подибуємо два яруси (дволесові) і частіше один ярус (однолесові), що підстеляються давньоалювіальними пісками. Ближче до річки незначно розвинені піскові тераси. Копальні ґрунти, головню, чорноземного типу ґрунтотворення.

5. В основному чорноземний тип копальних ґрунтів Тульчинщини, при сучасному підзолистому, свідчить про існування тут степу в минулі міжльодовикові епохи.

При загальному лісостеповому характері ґрунтотворення межа лесу та степу в ті часи підносилась трохи вище на північ, ніж сучасна.

#### ЛІТЕРАТУРА

1. Н. В. Думітрашко. Випяки Тульчинщини. Матеріали до вивчення агрономічних руд України. Вип. XII-IV, Київ, 1931.
2. Иванов, Геологические исследования в южной части Подольской губ. и прилегающей части Херсонской губ., 1897.
3. Карта ґрунтів Тульчинщини. Склали на підставі польових досліджень О. К. Каптаренко, В. М. Гвоздецький, П. К. Заморій, К. А. Дмитрук, А. І. Левенгаупт, С. М. Вітязь під ред. проф. О. Т. Калачікова (друкується).
4. О. К. Каптаренко, Тераси р. Південний Буг в межах української кристалічної смуги (від верховин до містечка Гайворона), „Четверт. період“, вип. 3, вид. ВУАН, Київ, 1931, сс. 113—140.
5. В. І. Крокос, К вопросу о номенклатуре четвертичных отложений Украины. Документы Академии Наук СССР, 1934, сс. 500—506.
6. В. І. Крокос, Матеріали до характеристики четвертинних покладів східної та південної України. Мат. досл. ґрунтів України, вип. 5, Харків, 1927.
7. В. І. Крокос, Рельєф на четвертинні поклади Вінницької округи, сс. 1—57 (рукопис).
8. В. І. Крокос, Четвертинні поклади деяких місць правобережної України. Дослідження ґрунтів України, вип. 2, вид. ЦАХА, Київ, 1928, сс. 49—72.
9. Ю. Д. Клеопов, До історії рослинного вкриття України, „Четвертинний період“, вип. 1-2, Київ, 1930, сс. 123—150.
10. А. Красівський, Геологічні досліди в Гайсинському повіті на Поділлі в 1916 р. Збірник природничої секції Укр. наук. т-ва в Києві, кн. 4, 1918—1919.
11. А. Красівський, До геології Побужжя, 1928.
12. А. Красівський, До геології Придністрянщини, Київ, 1928.



13. Л. Красівський, До геологічного побудування Укр. кристалічної осі на півд. Подільському Побужжі.
14. Л. Красівський, До питання ґрунтоутворюючих порід і новіших відкладів Поділля, Кам'янець-Под., 1928.
15. Л. Красівський, Нарис геології та корисних копалин Тульчинщини, вид. Тульч. краєзнавчого т-ва, 1929.
16. Л. Красівський, Уваги щодо новіших ґрунтоутворюючих відкладів Поділля. Кам'янець-Под. 1924.
17. А. В. Красовский, Несколько слов о послетретичных отложениях на Украине, Каменец-Под., 1927.
18. А. В. Красовский, Предварительный отчет о геологических исследованиях в Брацлавском уезде Под. губ., Вестник Укр. геол. ком. 1922, № 4.
19. Красюк, Почвы и ґрунты по линии Подольской жел. дороги. Сообщ. отв. почв., 25, Петроград, 1922.
20. В. Д. Ласкарев, Два яруса лесса в Подольской и Волинской губ., Подольск. общ. ест. и люб. природы, т. III, Каменец-Под., 1912.
21. Л. А. Лепікаш, Ґрунти Проскурівщини, вид. ЦАХЛ, Київ, 1931.
22. Л. А. Лепікаш, До характеристики четвертинних покладів м. Кам'яниця на Поділі, "Четвертинний період", вип 1-2, Тр. Прир.-тех. від., вид. ВУАН, 1930, сс. 97—120.
23. Г. П. Михайловский, Геологические исследования в Балтском уезде Под. губ., Изв. Геол. ком., Петроград, 1901.
24. Г. П. Михайловский, Геологические исследования по линии Бершадо-Устьинского подъездного пути, Изв. Геол. ком., 1901—1902.
25. А. И. Набоких, Краткие заметки о ґрунтах Подольской губ. и соседних местностей, Каменец-Под., 1915.
26. А. И. Набоких, Несколько замечаний к схематической почвенной карте Подольской губ., Одесса, 1916.
27. А. И. Набоких, Состав и происхождение различных горизонтов некоторых южно-русских почв и ґрунтов., Журн. с.-х. и лесоводства, 1911—1912, СПб.
28. К. Н. Соколов, Флора Тульчинщины, Краєзнавчий збірник, с. 69. Тульчинщина, м. Тульчин, 1929.
29. Н. П. Флоров, Материалы по исследованию почв и ґрунтов Киевской губ., вып. 1, Одесса, 1916.

## РЕЗЮМЕ

Четвертичные отложения быв. Тульчинского округа изучены до сих пор очень слабо. А между тем этот вопрос для юговосточной части Подолии представляет собой значительный интерес.

Бывший Тульчинский округ на время его исследования (1930 г.) представлял собою самостоятельную административную единицу (теперь часть Винницкой области), гранича на О с Уманским, на N с Винницким, на W с Могилевским округом, а на S с АМССР.

Главным заданием экспедиции, снаряженной ЦАХЛ, являлась 3-верстная почвенная съемка. Одновременно на средства Н.-и. геологического института было проведено изучение четвертичных отложений.

Достаточно овнакопиться с морфологией изучаемой местности, чтобы уже иметь представление о четвертичной серии. Быв. Тульчинский округ расположен в бассейнах Днестра (левый берег) и Буга. Общий наклон на S, с одной стороны, и сильно расчлененный рельеф главным образом бассейна Днестра с каньоновидными руслами его притоков, с другой, — способствовали огромным размывам, происходившим здесь в течение четвертичного периода. По морфологии в быв. Тульчинском округе можно выделить два района: район Приднестровья и район Побужья.

О четвертичных отложениях Приднестровья говорить приходится мало. Лессовая серия на более возвышенных местах в северной части района выражена одним тонким горизонтом лесса, подстилаемым песками с карпатской галькой. Продвигаясь к югу, замечаем, что лесс сохраняется только отдельными островками; на поверхность выступают лессовидные и нелессовидные суглинки делювиального происхождения с большой примесью карпатской гальки. Местами, на высоких узких водоразделах между притоками Днестра,

на поверхности непосредственно обнажаются старшие породы — красно-бурые глины и балтские глины и пески. Склоны Приднестровского района часто бывают покрыты серией лессовидных суглинков, разделенных между собою одной или двумя ископаемыми почвами.

Водораздел между Днестровским и Бугским бассейнами является наиболее возвышенной частью быв. Тульчинского округа. Шурфы и бурение обнаружили, что четвертичная серия здесь представлена двумя горизонтами лесса, разделенными одной ископаемой почвой. Ниже идут плиоценовые красно-бурые глины или балтские отложения — глины и пески. Пески с карпатской галькой отсутствуют.

Бугский район охватывает, как правобережье, так и левобережье р. Буга, и составляет большую часть исследуемой площади. Рельеф его мягче Приднестровского. Притоки р. Буга имеют более спокойный характер, образуя на правобережьи долины с пологим южным и крутым северным склонами. По геоморфологии с некоторым трудом здесь можно выделить плато и террасы: двухлессовую, однолессовую и песчаную при очень слабо развитой пойменной.

Плато Бугского бассейна также, как и водораздельное, покрыто двумя ярусами лесса, отделенными друг от друга ископаемой почвой и подстилаемыми плиоценовыми красно-бурыми глинами или балтскими глинами и песками.

В отличие от плато двухлессовая серия более высокой террасы подстилается не плиоценовыми породами, а древне-аллювиальными песками. Констатирована двухлессовая терраса только на левобережьи Буга в районе с. Ладыжинских Хуторов и м. Соболевки.

Однолессовая терраса констатирована также только изредка, а именно: на левобережьи — а) против м. Брацлава, б) между двухлессовой и песчаной террасами в районе Ладыжина, а также с) на О от м-ка Джулинка и Гайворона, на правобережьи — в районе с. Маньковки.

Песчаная терраса тянется с перерывами вдоль р. Буга, главным образом вдоль левого его берега и меньше вдоль правого. Она хорошо передана на приложенной карте почвообразующих пород быв. Тульчинского округа.

Первый ярус лесса, серовато-палевого цвета, имеет крупно-столбчатую структуру, большое количество карбонатов, значительное количество железисто-марганцевых образований в результате оглеения, а вблизи рек — некоторую примесь песку. По мехсоставу он не сохраняет свойства лессов — увеличения глинистости при продвижении на S и, сравнивая его с таким быв. Винницкого округа, он почти того же мехсостава, иногда песчанистый. Мощность его колеблется в границах 180—345 см, увеличиваясь на пологих склонах и уменьшаясь на крутых.

Второй ярус лесса обнажается значительно реже, чем первый. По своим признакам он отличается от первого яруса незначительно, имея несколько большую песчанистость, более светлый цвет, значительное оглеение. Мощность его от очень незначительной до 345 см на водораздельном плато и 474 см на двухлессовой террасе. Третий ярус лесса констатирован только на склонах и стратиграфического значения не имеет.

По возрасту первый ярус лесса относим к вюрму II (по В. I. Крокосу — бугский), а второй — к рисскому (по В. I. Крокосу — днепровский). Ярус вюрма I (или удайский) здесь выпадает.

Первая ископаемая почва выражена главным образом черноземным типом почвообразования, реже подзолистым. Несмотря на интенсивное темное окрашивание, количество гумуса в нем очень незначительно, максимум 1,36%.

Вторая ископаемая почва встречена реже. Выражена она черноземами или деградированными черноземами.

Возраст первой ископаемой почвы считаем рисс-вюрмским (днепровско-удайским), второй — относим к рисскому интерстадиалу (орельско-днепровский).

Сравнение типа ископаемых почв с современными приводит нас к заключению, что в период интерстадиалов формирования ископаемых почв быв. Тульчинский округ имел также, как и теперь, характер лесостепи, но граница черноземов подымалась несколько севернее современной.

Распространение речных песков тесно связано с послеледниковыми террасами. Обычно они идут узкою прерывающейся полосой вдоль Ю. Буга и части некоторых его притоков, образуя порой дюны.

При переходе песчаной террасы в лессовую пески сначала приобретают некоторую глинистость, переходя в супески, и постепенно сменяются лессом.

Таким образом, четвертичные отложения быв. Тульчинского округа, благодаря вышеуказанным причинам, развиты слабо.

## SUMMARY

The quaternary deposits of the former Tulchin district have been studied very little up to this time. However, this question is of considerable interest for the south-eastern part of Podolia.

At the time of the investigation (1930) the former Tulchin district was an independent administration unit (now part of the Vinnitza district) bordering in the east on the Umansk district, in the north on the Vinnitza district, in the west on the Moldavian ASSR.

The chief aim of the expedition organized by ZAHL, was to make a three-verst soil survey; at the same time a study of the quaternary deposits was carried out at the cost of the Scientific Research Institute for Geology.

A close glance through the morphology of the studied locality affords already an idea of the quaternary series. The former Tulchin district is situated in the basins of the Dniester (left bank) and Bug rivers. The general southward slope on one hand and the strongly dissected relief of the Dniester basin (in the main) with the canyon-like waterways of its tributaries on the other hand, contributed to the enormous erosions which have taken place here in the quaternary period. According to morphology two regions can be distinguished in the former Tulchin district, viz., the Dniester region and the Bug region.

There is very little to say of the quaternary deposits in the Dniester region. The loess series on more elevated localities in the north part of the district is represented by one thin loess horizon underlayed by sands with Karpathian pebbles. Towards south the loess is seen to be preserved but in the form of separate islets loess-like and loess-unlike loams of deluvial origin with a great admixture of Karpathian pebbles come out to the surface. In some places on the elevated narrow watersheds between the tributaries of the Dniester major rocks, viz, red-brown and Baltic clays and sands, are denuded on the very surface. The slopes of the Dniester region are often overlain by a series of loess-like loams separated by one or two fossil soils.

The watershed between the Dniester and Bug basins is the most elevated part of the former Tulchin district. Prospect-holes and boring have shown that the quaternary series is represented here by two loess horizons separated by one fossil soil. Lower Pliocene red brown clays or Baltic deposits (clays and sands) are to be found.

The Bug region takes in both the right and the left banks of the Bug river and makes up a larger part of the area under investigation. Its relief is less abrupt than that of the Dniester region. The tributaries of the Bug river are of steadier character and form valleys with a declivous southern slope and a steep northern slope. According to geomorphology one will distinguish here with some difficulty a plateau and terraces: double-loess, single-loess and sandy with a slightly developed flood-plain.

The plateau of the Bug basin as well as that of the watershed, is covered by two horizons of loess separated by a fossil soil and underlayed by Pliocene red-brown clays or Baltic clays and sands.

In distinction of the plateau the double-loess series of the higher terrace is not underlayed by Pliocene rocks, but by ancient alluvial sands. A two-loess terrace was found only on the left bank of Bug in the environs of the Ladizh farms and the Sobolevka village.

A single-loess terrace is also but rarely found: on the left bank a) opposite Bratslav village, b) between the double-loess and sand terraces in the Ladizhin district, and c) east of Dzulinka and Haivoron villages; on the right bank — around Mankovka Village.

The sand terrace runs interrupted along the Bug-river, — more so along its left bank than along the right one. It is very well represented on the map (see appendix) of the soil-forming rocks of the former Tulchin district.

The first loess horizon is of grayish pale-yellow colour and large-pillar structure; it contains a large quantity of carbonates, and ferromanganese formations as a result of gley formation, and a slight admixture of sand around rivers. As to mechanical composition it does not maintain the properties of loess as to increase of loaminess towards south, and in comparing it with the loess horizon of the former Vinnitza district it is found to be of nearly the same mechanical composition, becoming sandy here and there. The thickness of the loess horizon varies between 180 and 345 centimeters, increasing on declivous slopes and decreasing on steep ones.

The second loess horizon is much more rarely denuded than the first horizon. As far as its characters are concerned it differs but little from the first horizon, being slightly more sandy and showing a lighter colour and considerable gleying. The thickness of the horizon which is very small at first becomes 345 centimeters on the watershed plateau and 475 centimeters on the double-loess terrace. The third loess horizon was found only on slopes and is of no stratigraphical value. As to age the first loess horizon relates to Würm II (Bug horizon according to V. I. K'rokos), the second to Riss (Dnipro horizon according to the same author), the horizon of Würm I (or Udaian) being absent here.

The first fossil soil is represented mainly by the tchernosem type of soil formation, more rarely by the podzol type. In spite of the intensive dark colour the quantity of humus in the soil is very small, the maximum being 1,36 per cent.

The second fossil soil is more rarely to be met with, and is represented by tchernosem soil or degraded tchernosems.

The age of the first fossil soils refers according to the author to the Riss-Würm (Dnipro-Udaian); that of the second to the Riss interstadial (Orel-Dniprobian).

By comparing the fossil soil type with contemporary soils the conclusion is arrived at, that in the interstadial formation period of fossil soils the former Tulchin district, as well as nowadays, possessed a forest-steppe character, the tchernosem soil border running somewhat more to the north than the contemporary one.

The distribution of river sands is closely connected with the postglacial terraces. Usually they run in a narrow broken line along the S. Bug and part of some of its tributaries, forming dunes now and then.

In the transition of the sandy terrace into the loess one the sands develop a certain loaminess at first, thereafter change into sandy loam, and are gradually replaced by loess.

Thus, due to reasons mentioned above, the quaternary deposits of the former Tulchin district are but little developed.





## Замітка про геологічні умови знахідки давнього палеоліту в околицях с. Старий Кодак на Дніпропетровщині

*Л. А. Лепікаш*

## Note on the geological conditions of the discoverg of ancient paleolith in the environs of Staryj Kodak village in the Dniepropetrovsk region

*L. A. Lepikash*

На початку грудня 1934 р. я мав нагоду побіжно ознайомитись з геологічними умовами давньопалеолітичних знахідок (кремінне знаряддя і кістки крупних ссавців), відкритих співробітником Дніпропетровського історичного музею Т. Т. Теслею.

Через несприятливий для польових досліджень зимовий час і дуже обмежений термін (півтора дні) матеріалів зібрано замало, щоб детально висвітлити геологічні умови цієї, надзвичайно цікавої, першої в УСРР, знахідки. Тому на висновки, що будуть наведені нижче, треба дивитись, як на попередні, досить схематичні.

Влітку 1935 р. дослідження будуть продовжені і геологічна будова району з'ясується докладніше.

Рештки давнього палеоліту, відкриті Т. Т. Теслею, знаходяться на правому березі р. Дніпра, в північнозахідній околиці с. Ст. Кодак, за 8—10 км на південний схід від м. Дніпропетровська.

Р. Дніпро тут безпосередньо підмиває правий берег і має близький до широтного напрям течії.

Високий берег прорізується двома балками. Одна з них, більша, проходить з північнозахідного краю с. Ст. Кодак і має назву Сажавка (Нижня Сажавка по плану Дніпра 1780 р.); друга майже вдвоє коротша, лежить на кілометр вище і має назву Середня (по плану Середня Сажавка). Велика кількість коротких, але глибоких діючих ярів, які прорізають схили і верхів'я балок, свідчать про відновлення ерозії.

Розмиваються також і балочні днища. У верхній третині балки Сажавки добре видно по схилах уступи, рештки колишнього балочного дна, прорізаючого новішою ерозією.

Рівень р. Дніпра на Старо-Кодацькому порозі до підпору води Дніпробудом мав абсолютну позначку 46,09 м, при витраті 680 м<sup>3</sup>/сек (межень).

Проектна висота підпору 51,2 м н. р. м. На час досліджень рівень р. Дніпра наближався до проектної висоти і устя балок були затоплені.

Кремінні вироби й кістки в найбільшій кількості знайдені в балці Сажавці. Наведу опис кількох відслонень і розчисток. Тут Т. Т. Тесля провадив розшукові розкопки (фото 1).

№ 1. Глибокий свіжий яр справа в усті балки Сажавки. Товщина лесових горизонтів на око:

1. Чорнозем . . . . .	0,7 м
2. Лес . . . . .	3,0—3,5
3. Буро-жовтий горизонт давнього вивітрювання . . . . .	0,6
4. Лес, зверху білуватий, донизу жовто-палевий. В нижній половині два тонких буруватих проверстки (гумусові?) . . . . .	5,0—6,0
5. Лес, внизу червонуватий . . . . .	1,0—1,5
6. Добре гумусований копальний ґрунт . . . . .	0,5—0,7
7. Лес, внизу червонуватий . . . . .	1,5—2,0
8. Копальний ґрунт . . . . .	0,6—0,7
9. Лес . . . . .	3,0—4,0
10. Копальний ґрунт (?) . . . . .	1,5
11. Лесуватий супісок, до низу переходить у верствовані піски . . . . .	2,0—4,0
12. Зеленуватий пісок з проверстками піскуватої глини. Внизу фауно-місний, піщаний проверсток з <i>Valvata piscinalis</i> Müll., <i>Planorbis planorbis</i> L., <i>Pisidium</i> , <i>Radix</i> , уламки <i>Unio</i> . Піско переважає <i>Valvata piscinalis</i> . . . . .	15,0—18,0
13. Продукти вивітрювання кристалічних порід: жорства, каолін тощо. Над рівнем Дніпра . . . . .	1,5

**№ 2.** За 150—200 м від попереднього відслонення вверх по балці. Розчистка лівого балочного схилу, на місці першої знахідки кремення.

1. Ґрунт . . . . .	0,3 м
2. Жовтий, дрібний, неверствований пісок . . . . .	1,0
3. Жовто-сірий, дрібний пісок з тонкими проверстками зеленуватого глинистого піску . . . . .	2,0
4. Світлозелений дрібний пісок, часом глинистий (піскувата глина) з підпорядкованим йому тонко-ускісно-наверствованим піском сіро-жовтого і вохристого кольору . . . . .	3,5
5. Світлозелена карбонатна піскувата глина з лізлами піску. Внизу зустрічається галька кристалічних порід . . . . .	3,5
6. Сіро-зеленуватий навскіс верствований середньо-вернистий пісок, місцями глинистий, з проверстками і лізлами гальки. Залізисто-іржаві плями . . . . .	1
7. Піскувата жорства й великі уламки кристалічних порід . . . . .	0,15—0,20
8. Кристалічні породи, з поверхні вивітрілі. Над водотоком . . . . .	1

Дно водотоку над рівнем Дніпра близько 4—5 м. Кістки знайдено внизу шару 5 і в шарі 6.

**№ 3.** На віддаленні 1 км від устя балки Сижавки. В лівому схилі розшукова розкопка.

1. Чорнозем . . . . .	0,5 м
2. Дрібний жовтий пісок; зверху трохи глинистий, лесуватий, донизу сипкий . . . . .	
3. Зеленуватий з вохристими плямами карбонатний супісок . . . . .	1,5
4. Зелоні і вохристі верствовані піски і супіски. Дрібні чорно-бурі плямки. Білуваті ямки карбонатів . . . . .	2,0
5. Зелоний, невірно-верствований ущільнений глинистий пісок (піскувата глина) з вохристими розводами . . . . .	2,0
6. Зелоний супісок з лізлами і проверстками навскіс наверствованого світлосірого піску. Донизу переважає пісок . . . . .	1,2
7. Пісок з жорствою кристалічних порід і пісковина. Місцями викляюється . . . . .	0,6
8. Вивітріла поверхня кристалічних порід. Над дном вододілу . . . . .	2,0

Кістки скупчені, головне, в шарі 7, менше в шарі 6.

**№ 4.** Розшукова розчистка в лівому схилі балки трохи вище № 3

1. Чорнозем . . . . .	
2. Лес . . . . .	9,0 м
3. Зеленуватий пісок з тонким гумусовим проверстком . . . . .	0,35
4. Червонувато-піскувата глина . . . . .	3,0—4,0
5. Жовто-вохристий верствований пісок . . . . .	3,0
6. Тонкий проверсток гравію . . . . .	
7. Сизувато-сірий, горизонтально верствований, каолінований пісок з чорними зернами глауконіту . . . . .	2,0



Нижче, на 2,0—2,5 м до дна балки закриті. Шар 7, очевидно, належить до полтавського ярусу палеогену.

№ 5. Проти № 4 в свіжому яркові правого схилу видно:

- |  |             |
|--|-------------|
| 1. Чорнозем . . . . .  |             |
| 2. Лес . . . . .   | 10,0—15,0 м |
| 3. Червона глина . . . . .   | 1,0 "       |
| 4. Яскраво-червона з рясними зеленуватими плямами (ряба), значно<br>каолінзована піскувата глина . . . . . | 4,0—5,0 "   |
| 5. Пісок білий, злегка каолінзований. Внизу проверстки пісковика . . . . .                                 | 8,0—10,0 "  |

До дна яру залишається закритого схилу ще 3—4 м.

Шар № 4 належить вже до ярусу рябих глини, які вивершують полтавські піски. Озерно-алювіальних покладів немає.

В балці Середній також зустрінута озерно-алювіальні поклади, аналогічні покладам б. Сажавки.

№ 6. Нижня частина лівого схилу балки Середньої.

- |  |             |
|--|-------------|
| 1. Лесовий д-алювій . . . . .  | 1,0 м       |
| 2. Силувато-палеовий пілуватий суглинок . . . . .  | 1,5 "       |
| 3. Зеленуватий супісок з проверстками жовтого і залізистого кварц-<br>вого піску . . . . .   | 2,2 "       |
| 4. Зелений глинистий пісок, неправильно тонкверстований. Про-<br>верстки жовтуватого і світлосірого піску. На межі з № 5 велика<br>кварцова галька до 10 см в діаметрі . . . . . | 1,6 "       |
| 5. Продукти вивітрювання кристалічних порід. Над дном балки. . . . .   | 1,0 "       |
| Дно балки в цьому місці підноситься над рівнем Дніпра на . . . . .   | 12,0—15,0 " |

В горизонті № 4 трапляються уламки кісток.

№ 7. Боковий ярок балки Середньої, трохи вище № 6.

- |   |             |
|---|-------------|
| 1. Чорнозем . . . . .   |             |
| 2. Лес . . . . .  | 3,0—4,0 м   |
| 3. Сірий, добре гумусований суглинок (копальний ґрунт) . . . . .                      | 0,6 "       |
| 4. Лес . . . . .  | 3,0—4,0 "   |
| 5. Сірий добре гумусований суглинок (копальний ґрунт) . . . . .                       | 1,0—1,5 "   |
| 6. Лес . . . . .  | 1,0 "       |
| 7. Закрито в схилі на . . . . .   | 4,0—5,0 "   |
| 8. Верстований алювій з кістками великих ссавців . . . . .                            | 4,0—5,0 "   |
| 9. Каолінзовані продукти вивітрювання кристалічних порід. Над дном<br>балки . . . . . | 1,5—2,0 "   |
| Над рівнем Дніпра не менше . . . . .  | 12,0—15,0 " |

Як видно з наведених профілів, в околицях с. Ст. Кодак близько сучасної долини р. Дніпра, в основі лесової серії правого високого берега залягає груба товща озерно-річних покладів. Саме озерно-річний характер цих покладів можна стверджувати на підставі літологічного складу і зустрінутої, щоправда, тільки в одному відслоненні, фауни моллюсків.

У відслоненнях звертає на себе увагу значна дрібнозернистість і мулистість порід, без різко виявленої скісної верстоватості, характерної для відкладів швидко текучих вод. Грубі верстовані піски з галькою кристалічних порід з'являються тільки в нижніх частинах профілів. Отже, в головній своїй масі це повинні бути поклади повільно текучих вод, а частково може і стоячих водойм. Цьому відповідає і склад фауни моллюсків з відслонення № 1:

*Valvata piscinalis* Müll.  
*Planorbis planorbis* L.  
*Radix auricularia* L.\*<sup>1)</sup>  
*Radix ovata fontinalis* Auct.\*  
*Pisidium caertanum* Poli.  
*Pisidium subtruncatum* Malw.\*

*Pisidium millum* Held.\*  
*Pisidium nitidum* Ien.\*  
*Pisidium* sp.  
*Radix* sp.  
*Unio* sp. (уламки).

<sup>1)</sup> Зіркою позначено визначення І. В. Даниловського.

Очевидно, це озерно-алювіальні поклади давньої дніпровської тераси <sup>1)</sup>. Залігають вони, головне, на кристалічній поверхні, і тільки біля крайньої межі свого поширення (межа з плато) підстелюються рештками пісків розмитого полтавського ярусу палеогену. Поверхня кристалічних порід досить швидко підноситься від сучасної долини р. Дніпра вглиб плато. Тому найбільшу товщину озерно-алювіальних покладів, до 15—18 м, подибуємо біля самого Дніпра, де вони опускаються мало не до сучасного рівня ріки. Вглиб плато, в міру підвищення кристалічної поверхні, товщина їх зменшується.

Загальну висоту озерно-алювіальних покладів над сучасним рівнем р. Дніпра орієнтовно можна прийняти в 20 м, або над рівнем до підпора 24—25 м, тобто близько 70 м н. р. м.

Межа поширення цих давньо-терасних покладів в даному місці проходить недалеко від сучасної долини р. Дніпра, щонайбільше 1—1,5 км.

Лесова серія, що вкриває давньо-річні поклади, характерна значною товщиною, що дорівнює 20—25 м. Частково товщина лесу мабуть збільшена від навіювання річних пісків, оскільки деякі горизонти лесу досить піскувати.

Копальними ґрунтами лес розподіляється на 4—5 ярусів.

І товщина лесу і його багатоярусність свідчать про значний вік підстелючих терасних покладів.

Зараз ще важко точно визначити вік тераси, але покищо найбільше даних за те, що вона відповідає п'ятій, або моренній, терасі Середнього Дніпра (міндельський за Різниченком, або міндель-рисський за Чирвінським).

Можливо, що басейн давньої дніпровської тераси, широко розвиненої в середній частині Дніпра, простягався аж до першого порогу Старо-Кодацького. Дальші дослідження повинні в'яснити поширення цих покладів вже в межах кол. дніпровських порогів.

Озерно-річні поклади Ст. Кодака відповідають першим стадіям Дніпровського зледеніння, про що свідчить і фауна ссавців, зібрана Т. Т. Теслею. За визначенням В. І. Громова, І. Г. Підоплічки і М. Й. Бурчак-Абрамовича, тут є такі форми:

*Elephas aff. trogontherii*  
*Rhinoceros tichorhinus*  
*Bison priscus*  
*Equus equus*  
*Cervus megaceros*  
*Alces alces*

*Cervus elaphus*  
*Rangifer tarandus*  
*Ursus aff. arctos*  
*Felis leo*  
*Canis lupus*  
*Arvicola amphibius*

Як видно з наведеного списку, серед фауни мало типових представників холодного клімату, які з'явились пізніше, в зв'язку з розвитком Дніпровського зледеніння. За видовим складом кодацька фауна нагадує фауну муст'єрських стоянок.

В своїй доповіді на Пленумі союзної секції міжн. асоц. вивч. четвертинного періоду Європи <sup>2)</sup> в грудні 1934 р. я доводив, що в УСРР немає лесу, синхроністичного ґюнцові пенковської класифікації. Під сумнівом також і міндельські леси.

Стратиграфія палеолітичних знахідок в околицях Ст. Кодака, на мою думку, потверджує вищезазначене, бо і тут над давніми озерно-річними покладами, в яких знайдено останки давнього палеоліту, залігає переважна частина лесової серії, поширеної на суміжних плато.

<sup>1)</sup> У дослідженому районі значно поширені балочні поклади, очевидно трохи молодшого віку. Взаємовідношення між озерно-алювіальними покладами ймовірної тераси та давньо-балочними ще не з'ясовані.

<sup>2)</sup> Л. И. Лепикаш, О работах Геологического института ВУАН в области изучения стратиграфии четвертичных отложений.

## РЕЗЮМЕ

В начале декабря 1934 г. автор произвел кратковременные (1½ дня) исследования в районе открытых Т. Т. Теслею остатков древнего палеолита (кремневые орудия и кости крупных млекопитающих).

Находки сделаны на правом берегу Днепра в балках Сажавке и Средней, в северозападных окрестностях с. Ст. Кодак (в 8—10 км от г. Днепропетровска).

Наиболее полный геологический разрез имеется в устьи б. Сажавки, с правой стороны.

1. Лесс и лессовидные суглинки, внизу песчаные, разделенные ископаемыми почвами на 4—5 ярусов . . . . . 20—25 м.
2. Сизо-зеленоватые, главным образом мелкозернистые пески и песчаные глины. Внизу в песчаных прослойках фауна: *Valvata piscinalis* Müll., *Planorbis planorbis* L., *Radix auricularia* L., *Radix ovata fontinalis* Auct., *Pisidium casertanum* Poli., *Pisidium subtruncatum* Malw., *Pisidium milium* Held., *Pisidium nitidum* Lep., *Pisidium* sp., *Radix* sp., *Unio* sp. (обломки) . . . . . 15—18 м.
3. Каолинизированные продукты выветривания кристаллических пород. Над уровнем Днепра . . . . . 1,5 м.

Породы слоя № 2 автор рассматривает как озерно-речные отложения террасы среднего течения Днепра<sup>1)</sup>. В них (в разных местах) найдены кремневые орудия древнего палеолита и кости крупных млекопитающих<sup>2)</sup>: *Elephas* aff. *trogontherii*, *Rhinoceros tichorhinus*, *Bison priscus*, *Equus equus*, *Cervus megaceros*, *Cervus elaphus*, *Rangifer tarandus*, *Ursus* aff. *arctos*, *Felis leo*, *Canis lupus*, *Arvicola amphibius*.

Возраст этих озерно-речных отложений автор считает более древними, чем Днепровская морена и предположительно синхронизирует с начальными стадиями Днепровского оледенения.

Повидимому, в окрестностях с. Ст. Кодак (ниже г. Днепропетровска) мы имеем следы древней террасы, хорошо развитой в среднем течении р. Днепра, где она покрыта мореной (5-я или миндельская терраса — по Ризниченко, миндель-рисская терраса — по Чирвинскому).

Автор считает, что стратиграфия находок древнего палеолита подтверждает его предположения, высказанные в докладе пленуму союзной секции МАЧПЕ (28 декабря 1934 г.), о более молодом возрасте лессовых отложений УССР, чем это принимается еще до сего времени. В частности автор считает, что в бассейне Днепра, безусловно, нет лесса, соответствующего гюнцу пенковской классификации.

## SUMMARY

At the beginning of December, 1934, short-time investigations (of 1,5 days) were carried out by the author in the district wherein remains of ancient paleolith (flint implements and bones of big mammals) had been discovered by T. Teslia.

These were found on the right bank of the Dnipro in Sazhavka and Srednia ravines, north west of Staryj Kodak village (8 or 10 km from Dnipropetrovsk).

The most complete geological section will be found in the mouth of Sazhavka, on the right side. It is as follows:

1. Loess and loessial loams, sandy below, divided into 4 of 5 horizons by fossil soils . . . . . 20 or 25 m.

<sup>1)</sup> В районе исследования сильно развиты балочные отложения, повидимому несколько более позднего возраста. Взаимоотношения между озерно-аллювиальными отложениями предполагаемой террасы и древне-балочными еще не выяснены.

<sup>2)</sup> Определены И. Г. Пидопличкой, Н. И. Бурчак-Абрамовичем и В. И. Громовым.

2. Greenish, dove-coloured sands and sandy clays in the main fine-grained. The fauna below in the sandy interlayers is as follows: *Valvata piscinalis* Müll., *Planorbis planorbis* L., *Radix auricularia* L., *Radix ovata fontinalis* Auct., *Pisidium casertanum* Poli., *Pisidium subtruncatum* Malw., *Pisidium milium* Held., *Pisidium nitidum* Ien., *Pisidium* sp., *Unio* sp. (fragments).

3. Kaolinized products of weathering of crystalline rocks, 1,5 m above the Dnipro level.

The rocks of stratum<sup>1)</sup> are regarded by the author as being lake-river deposits of the ancient Dnipterrace. Therein (in different places) were found flint implements of ancient paleolith and bones of big mammal<sup>2)</sup> such as *Elephas aff. trogontherii*, *Rhinoceros tichorhinus*, *Bison priscus*, *Equus equus*, *Cervus megaceros*, *Cervus elaphus*, *Rangifer tarandus*, *Ursus aff. arctos*, *Felis leo*, *Canis lupus*, *Arvicola amphibius*.

According to the author the age of these lake-river deposits is older than the Dnipro moraine and probably synchronizes with the first periods of the Dniptroglaciation.

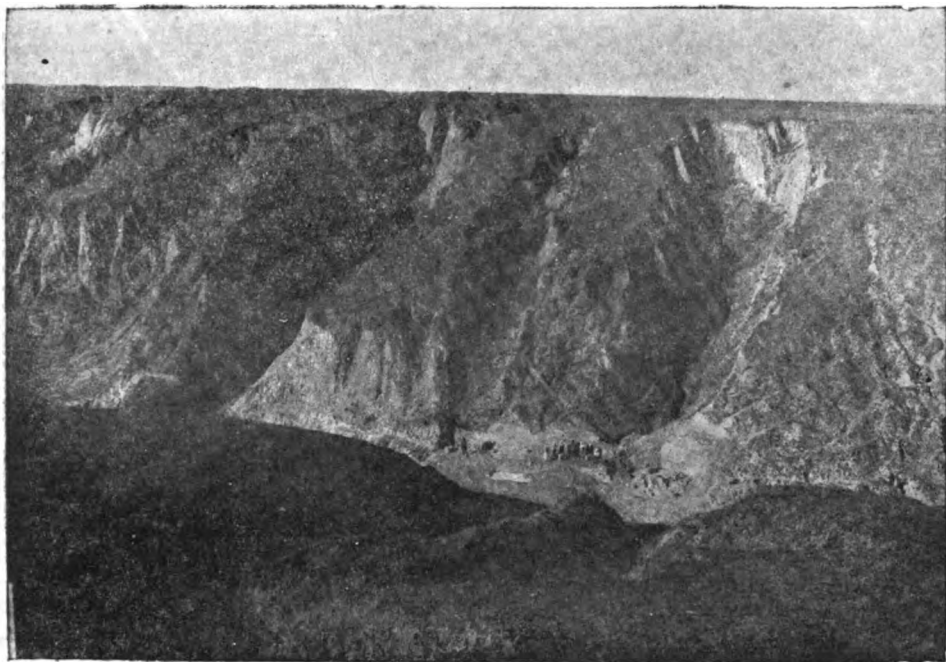
In the neighbourhood of Staryj Kodak village below Dnipropetrovsk there seem to be traces of an ancient terrace well developed along the middle Dnipro, where it is overlain by a moraine (the 5-th or Mindel terrace according to Risnitchenko, the Mindel-Riss terrace following Chirvinsky).

The author believes that the stratigraphy of ancient paleolith finds is corroborative of his assumptions made in the report to the Plenum of the Union Section of the International Association for the Study of the Quaternary Period (December 28, 1934) concerning the younger age of the USSR loess deposits as compared to that assumed up to this time. Besides, the author thinks that in the Dnipro basin there is assuredly no loess corresponding to Günz of the Penck classification.

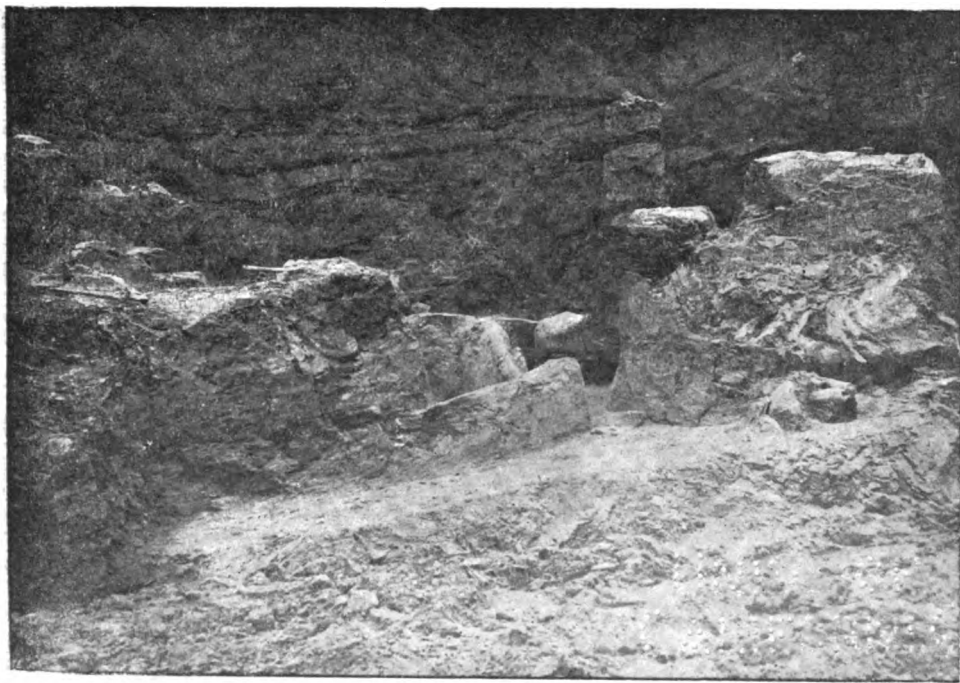
---

<sup>1)</sup> As determined by I. Pidoplitshka, N. Bourchak-Abramovitch and V. Gromov.

<sup>2)</sup> In the investigated region ravine deposits of probably more ancient age are developed. The interrelations between the lake-alluvial deposits of the supposed terrace and the ancient ravine deposits are not elucidated at present.



**Фото 1. Загальний вигляд на розшукові розкопки в б. Сажавці (фото Т. Т. Теслі).**



**Фото 2. Деталь розшукової розкопки № 3. Видно верстуватість озерно-річкових покладів (фото Т. Т. Теслі)**



**Про знахідку лиманної фауни в дні сучасного річища  
р. Інгульця**

*П. Осауленко*

**On the discovery of a firth (liman) fauna on bottom of the contemporary river bed of Inguletz**

*P. Osaulenko*

Улітку 1932 р. Управління річного транспорту провадило розчистку фарватеру р. Інгульця коло с. Євгенівки Снігурівського району. Землечерпалка виїмала з дна річки майже чистий черепашник з незначною домішкою кварцового піску. Накиданий вздовж узбережжя річки розрізненими купами з південної сторони с. Євгенівки, він зразу привернув до себе увагу геологічної знімальної партії, яка тут провадила триверстове здімання планшет XXIX—II, багатством черепашок *Monodaspa*, форми солонуватоводної, незвичайної для сучасних умов р. Інгульця в даному районі<sup>1)</sup>. Віддалення місця збору фауни по прямій лінії від Дніпро-Бузького лиману до 100 км, а коли йти за зворотами р. Дніпра, і особливо р. Інгульця, то буде понад 120 км.

Фауна, взята з дна річки землечерпалкою, являє собою суміш форм сучасних з вимерлими для даного району і цим самим не дає можливості стратиграфічно розчленувати очевидно два різних комплекси фауни, але склад її в цілому може стати частиною фактичного матеріалу до історії наших південно-українських лиманів, тісно зв'язаних з геологічною історією Чорного моря.

Список зібраної фауни наводимо нижче:

1. *Theodoxus danubialis* C. Pfeiff.
2. " *fluviatilis* L.
3. *Viviparus viviparus* L.
4. *Valvata piscinalis* Müll.
5. " *naticina* Mence.
6. *Lithoglyphus naticoides* L. Pfeiff.
7. *Micromelania lineta* Milasch.
8. *Melanopsis esperi* Fer.
9. " *acicularis* Fer.
10. *Unio pictorum* L.
11. " *tumidus* Retz.
12. *Anodonta sygnea* L. var. *piscinalis* Nils.
13. *Sphaerium rivicola* Lam.

<sup>1)</sup> Попереднє повідомлення про знахідку названої фауни подано в роботі Т. Ю. Лапчик „До геоморфології долини р. Інгульця.“

14. *Sphaerium solidium* Norm.
15. " *subsolidum* Cless.
16. *Dreissensia polymorpha* Pall. var. *fluviatilis*.
17. " var. *occidentalis* Loc.
18. " var. *arnouldi* Loc.
19. *Dreissensia bugensis* Andruss.
20. *Monodacna colorata* Eichw.
21. " *pseudocardium* Desh.
22. *Cardium edule* L. var. *picta* Milasch.
23. *Didacna* sp. (aff. *crassa*).

Отже за цим списком ми маємо поєднання сучасної прісноводної фауни з фауною також сучасною, але тільки для лиманів, і яка вимерла в районі її збору. До останньої належать:

1. *Monodacna colorata* Eich.
2. " *pseudocardium* Desh.
3. *Cardium edule* L. var. *picta* Milasch.
4. *Didacna* sp.
5. *Micromelania lincta* Milasch.
6. *Dreissensia bugensis* Andruss.

Крім цього, тут є форми, за даними В. Ліндгольма [14, с. 339], властиві тільки для нижньої течії Дніпра, як *Theodoxus danubialis*, *Melanopsis esperi* та *M. acicularis*. З них *Theodoxus danubialis* в Нижньому Дніпрі трапляється тільки спорадично, місцями. Найбагатше в даному зборі представлена *Dreissensia polymorpha*, за нею кількісно по черзі йдуть: *Micromelania lincta*, *Dreissensia bugensis*, *Monodacna*, *Lithoglyphus*, *Melanopsis* і всі останні майже в однаковій кількості, за винятком поодиноких *Cardium edule* і *Didacna* зр.

*Monodacna colorata* Eichw. представлена в збірці свіжими, гарно розвиненими черепашками. Звичайно *Monodacna colorata* живе в лиманах, зокрема в лиманах наших південних рік — Дніпро-Бузькому та Бузькому, але, за недавніми дослідженнями проф. Д. Белінга [5, с. 44], вона іноді живою трапляється в пониззі Дніпра, кілометрів за 25 вище Дніпровського лиману, звідки її в присутності Д. Белінга рибалки витягали живою.

Для пояснення факту такого далекого заходження *Monodacna* в гирло річки, Д. Белінг посилається на міркування А. Остроумова [16], який досліджував умови існування реліктових лиманних форм в прісній воді і прийшов до висновку, що хоч реліктові форми можуть існувати і в прісній воді, проте можливо, що для них потрібне періодичне перебування у солонуватій воді. В пониззі Дніпра при південному вітрі і низькій воді з лиману нагониться солонувата вода, яка, можливо, на довгий час лишається в придонних, глибших шарах річної води, отже тут створюються умови для перебування реліктових форм. Що солонуваті води нагоняться вітром в пониззя Дніпра, — це факт безперечний, але який соляний режим встановлюється взагалі в Дніпрі і в якій мірі він відбивається на умовах існування тут реліктових форм, — це питання й тепер лишається відкритим.

Треба відзначити, що черепашки *Monodacna* наших зборів визначаються своїми більшими розмірами проти сучасних лиманних форм.

*Monodacna pseudocardium* Desh. поступовими переходами зв'язана з попередньою формою, таксамо добре розвинена та свіжа, як і *M. colorata*, і як остання є типовою лиманною формою.

*Cardium edule* L. var. *picta* Milasch. в збірці представлений тільки однією правою стулкою, при чому остання гарно збережена і не має на собі ніяких ознак обтирання, що свідчить про її корінне залягання. Як видно, ця форма була тільки рідкою в даному комплексі, заходила сюди поодинокі. Живі *Cardium edule* трапляються в Дніпро-Бузькому лимані тільки в частинах його, прилеглих до відкритого моря. Черепашки дрібних відмін *C. edule* часто можна зібрати в узбережних намівах Бузького лиману (зібрані автором влітку 1934 р.



коло с. Н. Богданівки), а в центральних частинах цього ж лиману також тільки черепашки *S. edule* (зібрані Д. Белінгом під час дослідження його 1925, 1926 та 1929 рр.) Молюски цих збирань визначені В. Жадіним [10]. За матеріалами Д. Белінга, зібраними 1926 р., з яких лиманні і морські молюски опрацьовані W. Pauli [17], черепашки *S. edule* трапляються значно вище с. Н. Одеси на Бузі, аж коло с. Варушино.

Цікаво, що разом з *S. edule* Д. Белінг в Бузькому лимані зібрав фрагменти *Mytilus galloprovincialis* та *Syndesmia ovata* сучасних чорноморських форм, які, як видно з їх положення, разом з *S. edule* жили зовсім недавнього часу в Бузькому лимані. Останній, очевидно, відповідно фауні, повинен був визначатися більшою солоністю, аніж тепер.

*Didaspa* sp. (очевидно з групи *crassa*) представлена однією, надзвичайно обтертою лівою стулкою з дуже стертими ребрами та зубним апаратом. Массивно розвинені кардинальні зуби, при відсутності зубів латеральних, дозволяють визначити її як *Didaspa*, але надзвичайна обтертість черепашки утруднює її видове визначення. В усякому разі, вигляд цієї черепашки свідчить про її перевідкладання, обточування її текучою водою.

*Micromelania lincta* Milasch, властива для лиманів форма, в останні часи констатована для пониззя р. Дніпра в досить віддалених від Дніпровського лиману пунктах. Д. Белінг [5, с. 47] подає її по Дніпру в районі с. Основи, тобто за 90 км вище від лиману. Все ж і ця віддаленість не може дорівнювати віддаленню нашої знахідки до 100 км по прямій лінії від лиману. *Micromelania lincta* представлена в збірці численно, вона гарної збереженості, черепашки часто не втратили навіть свого прижиттєвого забарвлення.

*Dreissensia bugensis* Andr. В таблиці поширення сучасних річних та частини лиманних форм, яку подає в своїй роботі В. Жадін [10], ця форма вказується тільки для Бузького лиману і вище в р. Буг вона не заходить. Отже це характерна лиманна форма.

В нашій збірці вона досить численна, а з того, що живою (ба навіть і копальною) вона не констатована не тільки в рр. Дніпрі та Інгульці, а навіть і в Дніпро-Бузькому лимані, можна зробити висновок, що форма ця вимерла в районі нашого збору. Констатація *Dr. bugensis* в р. Інгульці дозволяє припустити момент існування її і в сучасному Дніпро-Бузькому лимані та в похованому стані в пониззі р. Дніпра, куди сягав в недавньому минулому Дніпровський лиман.

*Dreissensia bugensis* в нашій збірці представлена двома варіаціями, які розрізняються і по тих фотографіях, що їх подають Н. Андрусов та В. Жадін [10 і 9]. Форма *Dr. bugensis*, що її подає Н. Андрусов, [1, табл. XV, мал. 31—32], відрізняється своєю опуклістю, укороченістю та дуже завернутим носиком. Цій різновидності відповідають наші фотознімки *Dr. bugensis* (табл. 4, фото 13—14). Друга різновидність *Dr. bugensis*, яку подає в своїх роботах В. Жадін [9, сс. 214—231 і 10, табл. 1, ф. 12], визначається значною подовженістю, меншою опуклістю, в меншій мірі виявленою завернутістю носиків. Наші фотознімки цієї форми — на табл. 4, фото 11—12 та 15—16. Молоді індивіди цієї різновидності надзвичайно подібні до *Dr. rostriformis* Desh. (див. табл. 4, фото 19—21), подібні до неї і дозрілі форми, але в меншій мірі. Ця подібність була причиною того, що Н. Андрусов в першій своїй роботі про *Dr. bugensis* визначив її як *Dr. rostriformis* [2].

Перед тим, як переходити до загальних порівнянь зібраної фауни з відомими подібними збірками в літературі та до загальних висновків, я коротко подам відомості про геологічні та геоморфологічні умови місця знаходження фауни. Поскілки ця частина детально висвітлена в згаданій попередю роботі Т. Лапчик [15], нам доведеться тільки побіжно зупинитися на ній.

Шурфування та свердління на плато, проведені геологовдйимальною партією (аркуш XXIX—II), та природні відслонення по балках, які виходять в

долину р. Інгульця, показали таку геологічну будову плато району знахідки фауни (починаючи зверху вниз): 1. Четвертинні поклади, представлені чотирма ярусами лесу, поділеними трьома похованими ґрунтами, загальної товщини до 20 м. 2. Червоно-бурі глини до 7 м товщини. 3. Понтичні відклади, представлені зверху перекристалізованими кардідово-черепашковим вапняком, а внизу міцним оолітовим з фауною *Songeria* та *Cardium*. Недалеко від с. Євгенівки (місце збору фауни), в районі с. Снігурівки, два зазначені відділи понту поділені глинистими відкладами з багатою фауною *Cypris* та фауною перехідною, мішаного характеру, де разом з верхніми *Cardium* трапляються властиві для нижнього оолітового понту *Songeria*. 4. Меотичні відклади, які літологічно та за складом фауни поділяються на три відділи: а) верхній—конгеріввий, б) середній, багатий на фауну *Cerithium* та *Lucina*, і с) третій—нижній, представлений сіро-зеленою глиною з фауною *Helix* та меотичних уніонід. Загальна товщина меотису тут 5—6 м. 5. Верхньо-сарматські відклади за фауною *Mastra caspia* зверху, та *Mastra bulgarica* внизу заходять під рівень ріки.

В долині р. Інгульця геологічні нашарування мають свої відміни від плато, поскільки тут розвинені річні тераси. За цією ж роботою — Т. Лапчик [15], по р. Інгульцю геологічно та геоморфологічно виявлено такі тераси: перша — сучасна заплавинна, або лучна тераса; друга — піскова тераса, яка в районі с. Євгенівки сягає абсолютної висоти 7,5 м; третя — тераса, вкрита зверху лесуватим супіском, в районі с. Романово-Булгакова на лівому березі ріки доходить абсолютної висоти 15 м; четверта, — найдавніша тераса найвищої висоти сягає 25 м.

В с. Ново-Василівці, на схилі від другої до третьої тераси в алювіальних пісках зібрана така фауна (визначення В. Г. Бондарчука):

1. *Vivipara fasciata* Müll. m. & Shad.
2. " " " m. & Shad. (Syn. Sokolovi Pav).
3. *Vivipara contecta* Müll.
4. " " *pyramidalis* Jan.
5. *Sphaerium rivicola* Lam.
6. *Lithoglyphus noticolides* Pfeiff.
7. *Melanopsis acicularis* Fer.

Цю фауну можна вважати за фауну алювію третьої тераси. Як видно з її складу, вона досить молода, власне нічим не відрізняється від сучасної, прісноводна, узбережних тихих вод. В алювіях інших терас фауна не констатована. Свердловиною, закладеною на третій терасі лівого берега річки проти с. Романово-Булгаково, пройдено до 32 м, але корінних порід не дійдено.

З короткого геологічного та геоморфологічного опису району збору фауни видно, що можливість вимивання зібраної в сучасному річищі р. Інгульця лиманної фауни з узбережних відкладів відпадає цілком. Крім того і стан збереженості самої фауни ні в якому разі не дозволяє гадати про те, що вона перевідкладалася. Отже ця фауна зібрана в її корінному уложенні неглибоко від поверхні дна сучасного річища р. Інгульця.

Своїм стратиграфічним положенням (коли порівнювати майже сучасний алювій з алювієм третьої тераси, в якому зібрана вищезазначена фауна с. Н.-Василівки) зібрана фауна є молодшою.

Третя ж тераса всюди, де її доводилося спостерігати на території планшета ХХІХ—ІІ, вкрита одним ярусом лесоподібного супіску або суглинку, який можна синхронізувати з першим і останнім ярусом лесу на плато району досліджень. За цією терасою йде друга піскова безлесова тераса, за нею заплавина, і тільки потім алювій сучасного річища р. Інгульця. Отже вік зібраної фауни стратиграфічно визначається як полесовий. Молода ця фауна і за своїм складом. Вся прісноводна частина її нічим не відрізняється

від сучасної річкової фауни за винятком *Unio pictorum*, частина з яких відзначається особливою видовженістю черепашки і сягає значних розмірів. (табл. 5, фото 1). За спостереженнями С. Конкіної [12, с. 136], *Unio* і зараз трапляється в значній кількості в Бузькому і Дніпровському лиманах і в більшості представлений там досить великими формами. Отже ми вважаємо, що великі видовжені *U. pictorum* наших збірок на відміну від звичайних, зібраних разом з ними, належать до форм, які жили в Інгульці, коли там ще була солонувата вода.

В якому зв'язку є наша фауна з геологічною історією Чорного моря, як з басейном, звідки вона, власне, і походить? Це питання ми можемо ставити перед собою тільки в сучасних умовах, коли, завдяки праці Архангельського і Страхова [4], перед нами у всій повноті і ясності постала історія Чорного моря за четвертинного часу. За даними цієї роботи, в геологічній історії Чорного моря четвертинного часу маємо такі фази: 1) давньоєвксінську, 2) узунларську, 3) карангатську, 4) новоевксінську, 5) давньочорноморську і 6) сучасну.

Провідна солонуватоводна форма давньоєвксінського басейну *Didacna crassa* в місцях, де до неї домішуються прісноводні форми, супроводжується *Vivipara diluviana* і *Corbicula fluminalis*.

Найдетальніше відклади з цієї фауною вивчені по північному узбережжю Азовського моря (Н. Соколов, І. Сінцов, Лісіцин, Богачев, Бондарчук і ін.), також на Керченському півострові. Констатовані вони Григоровичем-Березовським для Чорноморського узбережжя Бессарабії, остаточно фіксує їх своїми дослідями В. Бондарчук [7] для долини Хаджибейського лиману. Правда, в збірках В. Бондарчука (з долини Хаджибейського лиману) при наявності *Didacna trigonoides* і *D. crassa*, зовсім відсутні, як *Vivipara diluviana*, так і *Corbicula fluminalis*.

Як видно з поширення давньокаспійських відкладів по північному узбережжю Чорного моря, басейн цей сягав вищого рівня, ніж сучасне Чорне море. За В. Бондарчуком [7, сс. 59—60], річні долини нашого півдня цілковито вирізаються за післячаудинського часу перед часом давньокаспійським. Таксамо за того ж часу цілком закінчується ерозія долини наших лиманів. Води давньоєвксінського басейну доходили в долину Хаджибейського лиману, поскільки тут відклади його констатовані безпосередньо на розмитій поверхні корінних порід сарматських відкладів. Наскільки високо сягали води давньоєвксінського басейну по розмитих долинах наших тодішніх річок, нам це покищо невідомо. Наша збірка абсолютно не відповідає цій фазі, поперше, через наявність тут *Cardium edule*, форми середземноморського типу, яка вперше з'являється в Чорному морі тільки за карангатського часу, що наступив після значних піднесень за часу узунларського. Подруге, загальний молодий габітус всієї фауни нашої збірки заперечує тому, щоб визначити її як давньокаспійську. На деякі міркування наводить тільки наявність в нашій збірці єдиної, дуже обтертої черепашки *Didacna* sp.; стан її збереженості говорить про перевідкладання. З узбережних чи північних частин течії річки вимитою вона не може бути. Можливо, глибше, в алювії р. Інгульця, і була давньоєвксінська фауна, розмита потім під час можливого перепоглиблення долини річки.

Спираючися на попереднє повідомлення Т. Лапчик про нашу знахідку лиманної фауни в р. Інгульці, В. Бондарчук, в своїй роботі [7, с. 63], зв'язує її з карангатською трансгресією. За його спостереженнями карангатські відклади в долині Хаджибейського лиману підносяться на 3 м вище сучасного лиману. На Керченському півострові, за Архангельським [4, с. 21], верхня поверхня карангатської тераси підноситься в середньому на 2—7 м над сучасним рівнем моря, а на південному березі горного Криму, в околицях Судака від 0 до 8 м. В долині Хаджибейського лиману карангатськими

відкладами, за В. Бондарчуком [7, с. 63], замикається цикл морських відкладів, долина лиману після цієї фази цілком відділяється від моря пересипом. Правда, ці висновки суперечать даним Н. Загоровського [11], за яким, ще в минулому столітті Хаджибей був зв'язаний з морем кількома протоками. Звідси він вказує форми, властиві для давньочорноморських відкладів Чорного моря. На сс. 267—268 своєї роботи він зазначає: „Хаджибейские отложения дают нам типичных средиземноморских *Venus gallina* L. var. *major* V. D. D. *Tapes discrepans* Mill., найденного Милашевичем на дне Чорного моря только в виде разрозненных створок и рассматриваемого им в качестве одного из первых вымерших в Черном море пришельцев. Любопытную форму *Modiola laskarevi*, весьма близкую к северной *M. modiola* L., наравне с громадным *Gastrana fragilis* L., следует рассматривать также, как характеризующие вместе с предыдущими раковинами особый момент из жизни древнего понта, а именно время заселения его более новыми средиземноморскими колонистами“.

Д. Раузер-Черноусова [18], розглядаючи склад фауни молоді, давньочорноморського віку тераси Севастопольського району, порівнює її з фауною збірок Н. Загоровського з Хаджибея, зокрема звертаючи увагу на добре розвинену *Gastrana fragilis*, властиву для давньочорноморських відкладів.

За В. Крокосом [22, с. 5], час постання Хаджибейського пересипу треба віднести на той момент, коли в Чорному морі жили представники фауни солонішого басейну, аніж сучасна Одеська затока, фауни, яка тепер зрідка трапляється біля південних берегів Криму. Отже дані В. Крокоса збігаються з даними Н. Загоровського, за фауністичними матеріалами якого вік Хаджибейського пересипу можна визначити не давнішим, як вік, що відповідає давньочорноморській фазі Чорного моря. Отже, коли нез'ясоване питання про час замикаання Хаджибейського лиману зокрема, то тим більше неприпустиме узагальнення цього явища щодо всіх лиманів півдня, як це робить В. Бондарчук [7, с. 63], поскільки окремі лимани, як напр. Дніпровсько-Бузький, і зараз мають зв'язок з морем. Нам здається неможливим зв'язувати нашу збірку з карангатською трансгресією; про це, поперше, нічого не говорить нам стан збереженості та склад її, а подруге, за даними Архангельського і Страхова, під кінець карангатського та на початку новоевксінського часу площа Чорного моря була значно меншою, порівнюючи з сучасною, тобто база ерозії наших рік значно знизилася, а в зв'язку з цим повинна була перепоглибитися і долина р. Дніпра. В таких умовах лиманні форми карангатської фази в річищі Дніпра не збереглися б, їх напевно було б розмито. Найбагатші матеріали щодо меж Чорного моря на початку новоевксінського часу, за даними Архангельського, дає район Одесько-Евпаторійської затоки. При зондуванні дна Чорного моря ніде, за винятком цієї затоки, не вдавалося пробивати новоевксінські відклади, настільки вони були грубі і тільки в Одесько-Евпаторійській затоці ця товща сягала 10—40 см, а під нею всюди по пунктах дослідження простежувалися прісноводні відклади з *Unio*, *Vivipara*, або ж торфуваті проверстки [4, с. 64]. При нанесенні на карту пунктів, які виявляли ці прісноводні відклади, виявлялося, що вони відповідають підводному продовженню р. Дніпра. Отже на початку новоевксінського часу лиман в гирлі р. Дніпра не існував і долини його, очевидно, перепоглиблювалася.

В кінці новоевксінського часу почалося опускання дна моря, що охопило також і все узбережжя.

За Архангельським, „для северо-западного угла черноморской котловины низший предел этих опусканий, исходя из глубины, на которой были встречены на дне моря континентальные отложения, можно оценить в 42 м“ [4, с. 61]. Опускання досить значні, за віком зовсім молоді. Коли йти

за даними В. Бондарчука, то уже карангатська тераса північного узбережжя Чорного моря є полесового віку. За припущенням Архангельського [47, с. 95], новоевксінська фаза відповідає вюрмському зледенінню, звідси опускання кінця новоевксінського та початку давньочорноморського віку все ж будуть віку полесового.

Ці опускання є останнім штрихом в коливальних рухах нашого півдня, з ними, за всіма даними, зв'язується затоплення пригирлових частин русел південних рік, тобто по суті постання лиманів. Ще Н. Андрусов в роботі, де він розглядає вік потретинних терас Керченського півострова, про час постання лиманів говорить: „Оставляя в стороне вопрос о времени прорытия затопленных долин северного побережья Черного моря, мы должны признать, что самое затопление их морем представляет событие геологически весьма недавнее. После того как море вторглось в концы долин, обратив их в заливы или лиманы, произошло, конечно, заполнение их осадками, образование пересыпей, но, насколько мы знаем, после этого положительного движения уровня не произошло никакого обратного движения, по крайней мере уловимого для нас.“ [3, с. 159].

За Архангельським, „нахождение новоевксинских ископаемых в основании лиманов Одесского района, в соленых озерах Евпатории и в Севастопольской бухте делает несомненным, что в связи с опусканиями конца новозвксинского времени затоплены были устьевые части современных рек, и современная береговая линия выработалась во всех почти деталях“. [4, сс. 64—65]. Нижче, на тій же 65 с., класифікуючи новоевксінські відклади і розподіляючи їх на чотири групи, він говорить: „Мы имеем здесь, во-первых, глинистые отложения с *Monodaspa*, располагающиеся вдоль затопленной части русла р. Днестра и переходящие непосредственно в лиманные отложения.“

Отже по Дніпру сучасні лиманні відклади зв'язуються безпосередньо з новоевксінськими, саме з їх верхньою частиною, поскільки в цьому районі є тільки верхні частини цих відкладів. Стратиграфічне положення фауни наших збірок говорить за її полесовий вік, стан її збереженості та склад супровідної прісноводної фауни свідчить про недавній час її поховання. Від сучасної лиманної фауни Дніпра її відрізняє наявність *Cardium edule*, якві, як це говорилося й попереду, живим трапляється в цьому лимані тільки в частинах, прилеглих до відкритого моря. Таксамо вимерлою для Дніпровського лиману є *Dreissensia bugensis*, що тепер живе в Бузькому лимані. Факт заходження лиманної фауни вище сучасних північних меж лиманів констатований по р. Бугу і збірками проф. Д. Белінга (лиманні та морські молюски цих збірок опрацьовані W. Pauli [7, с. 33]) і там, як і у нас, разом з властивими сучасним лиманам формами, трапляються *Cardium edule* та, крім того, ще і фрагменти *Mytilus galloprovincialis* та *Syndesmia ovata*. З цих знахідок ми можемо зробити той висновок, що затоплення пригирлових частин річок півдня України в недавньому геологічному минулому було явище загального характеру, і що в момент свого найбільшого поширення вода в лиманах була солонішою, ніж тепер: і це давало можливість жити тут названим вище морським формам.

Причини сучасного відступання лиманів на південь пояснюються їх замулюванням. За спостереженнями М. Крендовського над дельтою Дніпра, остання з 1799 по 1867 р., тобто за 68 років, просунулася в лиман на 6 км [13, с. 270].

Ще Н. Соколов припускав значно вищі межі поширення лиманів, що з часом були замулені наносами рік. Це припущення він подає в своїй роботі про походження лиманів так: „не подлежит ни малейшему сомнению, что к востоку Днепровский лиман продолжался прежде значительно дальше, чем в настоящее время, и, основываясь на топографических данных, можно предполагать, что вершина лимана некогда достигала не только Херсона, но

даже устья Ингульца". [19, с. 25]. За останніми геологічними дослідженнями долини Нижнього Дніпра, проведеними Б. Пясковским [25] в зв'язку з проблемою Дніпра, відклади в лиманною фауною простежені в свердловинах аж до кол. Клостендорфа, а в алювіальних намівах по берегах річок, за цим же дослідником, вона трапляється навіть вище с. Захід. Каїри. Сполучаючи прямою лінією найнижчі позначки констатації лиманної фауни по свердловинах вздовж Дніпра, автор приходять до висновку, що північною межею поширення лиманної форми *Adaspa colorata* (очевидно, *Monodaspa colorata*), а разом з нею і північною межею колишнього лиману, мусять бути Бузулукські плавні [23, с. 134]. Що відступання лиманів дійсно пояснюється замулюванням, а не піднесенням даної території, и опусканням бази ерозії, видно з нерівномірного відступання Дніпровського і Бузького лиманів, на що вказував в згаданій вище праці ще й Н. Соколов. В першому, завдяки підсиленому внесенню матеріалів, відступання лиманів йде інтенсивніше, в другому ж воно, порівнюючи з Дніпром, — відстає. У відкладах Бузького лиману *Cardium edule*, а також *Mytilis galloprovincialis* та *Syndesmia ovata* поховані неглибоко, в той час як в місці наших збирань вони, можливо, також є, але залягають під товщею сучасних відкладів та відкладів останнього моменту існування тут лиманів.

Закінчуючи замітку про знахідку лиманної фауни, ще раз підкреслюємо, що своїм складом, стратиграфічним та гіпсометричним положенням вона зв'язується безпосередньо з сучасними лиманами, які завдяки замулюванню відступають поволі на південь, в напрямі до моря, а сучасні лиманні відклади, за спостереженням Архангельського, поступово переходять в новоевксінські, басейну Чорного моря. Звідси фауна наших збирань відповідає тій трансгресії моря, що відбулася в кінці новоевксінського та на початку давньочорноморського часу.

#### ЛІТЕРАТУРА

1. Андрусов Н. Ископаемые и живущие Dreissensidae Евразии, С. Петерб., 1897.
2. Андрусов Н., *Dreissena rostriformis* в р. Буге, Вест. естеств., 1890, № 6.
3. Андрусов Н., О возрасте морских послетретичных террас Керченского полуострова.
4. Архангельский и Страхов. Геологическая история Черного моря. Бюл. Моск. общ. естеств., нов. серия, т. X (I) 1932, отд. геол.
5. Белинг Д. Е. Материалы по гидрофауне и иктиофауне нижнего течения р. Днепра. Труды Всеукр. госуд. черном.-азов. науч.-пром. опыт. станц., т. 1, 1925.
6. Бондарчук В. Г., Каспійські поклади півн.-східн. узбережжя Азовського моря. Збір. пам'яті акад. Гутковського, т. II, 1932.
7. Бондарчук В. Г. Спроба синхронізації морських і континентальних відкладів Надчорномор'я, Журн. геол.-геогр. циклу УАН, 1933, № 4 (8).
8. Григорович-Березовский, Плиоценовые и постплиоценовые отложения южн. Бессарабии, Зап. Новор. общ. естеств., т. XXVIII, 1905.
9. Жадин В., Пресноводные моллюски СССР, ОГИЗ, 1933.
10. Shadin W., Die Mollusken des Bassins des Süd-Bugy, Збір. праць Дніпр. біол. станц. № 4, 1932.
11. Загоровский Н. А., Настоящее и прошлое Одесского залива (Малакофаунистический этюд), Зап. Новор. общ. ест., т. XLIV, 1928.
12. Конкина С. А., К изучению пресноводных моллюсков Днепро-Бугского лимана. Труды Госуд. иктиол. опыт. станц., т. IV, в. I., 1929, Херсон.
13. Крендовский М., Исследование Днепровской дельты. Труды Общ. испыт. прир. при Харк. унив., 1880, т. XIV.
14. Lindholm W. Zur Kenntnis der Malakofauna des Unterlaufes des Dnjepr, Збір. праць Дніпр. біол. станц., № 5, 1930.
15. Лапчик Т. Ю., До геоморфології долини р. Ингульца. (Подано до друку).
16. Остроумов А., О гидробиологических исследованиях в устьях южно-русских рек в 1896 г., Изв. Имп. акад. наук, т. VI, № 4, 1897.
17. Pauli W., Brackwasser- und Meeresmollusken aus der Mündung des südlichen Bug, Збір. праць Дніпр. біол. станц., № 4, 1928.

18. Раузер-Черноусова Д. М., Предварительное сообщение о некоторых новейших морских отложениях Севастопольского района. Изв. Асс. н.-иссл. инст. при физ.-матем. факул. МГУ, т. II, в. I, 1919.

19. Соколов Н., О происхождении лиманов Южной России, Труды Геол. комит., т. X, № 4, 1895.

20. Sokolov N., Der Mius-Liman und die Entstehungszeit der Limane Süd-Russlands, Зап. Имп. с.-петерб. минер. общ., вторая серия, ч. 40, 1903.

21. Соколов Д. В., Материалы к истории речных долин юга России, Еж. по геол. и мин. России под ред. Криштафовича, т. XVI, в. 5-6, 1914 г.

22. Крокос В. И., Предварительный отчет о геологическом исследовании стоянки доисторического человека побережья Хаджибейского лимана, Отд. оттиск из „Журнала н.-исслед. кафедры в Одессе“, № 5.

23. Пясковский Б. И. Геологическое строение коренного ложа и состав аллювиальных отложений Нижнего Днепра, Землеведение т. XXXV, в. 2, 1933.

## РЕЗЮМЕ

Летом 1932 года геологической партией, производившей 3-верстную съемку планш. XXIX—II около с. Евгеньевки, Снигиревского района, на берегу р. Ингульца была собрана фауна, которая в это лето была выброшена там землечерпалкой, производившей расчистку фарватера реки.

По своему составу фауна эта представляет смесь форм современных речных с фауной лиманной, которая для района ее местонахождения является вымершей. Отдаленность места нахождения фауны от Днепро-Бугского лимана по прямой линии равна, приблизительно, 100 км, если же идти по изгибам рек Днепра и Ингульца, то расстояние это будет больше 120 км. Состав собранной фауны такой:

1. *Theodoxus danubialis* C. Pfeiff.
2. „ *fluviatilis* L.
3. *Viviparus viviparus* L.
4. *Valvata piscinalis* Müll.
5. „ *naticina* Mence.
6. *Lithoglyphus naticoides* L. Pfeiff.
7. *Micromelania lincta* Milasch.
8. *Melanopsis esperi* Fer.
9. „ *acicularis* Fer.
10. *Unio pictorum* L.
11. „ *tumidus* Retz.
12. *Anodonta sygna* L. var. *piscinalis* Nilss.
13. *Sphaerium rivicola* Lam.
14. „ *solidium* Norm.
15. „ *subsolidium* Cless.
16. *Dreissensia polymorpha* Pall. var. *fluviatilis*
17. „ *bugensis* Andruss.
18. *Monodacna colorata* Eichw.
19. „ *pseudocardium* Desh.
20. *Cardium edule* L. var. *picta* Milasch.
21. *Didacna* sp. (aff. *crassa*).

Как видно из списка, пресноводная часть фауны по своему составу ничем не отличается от современной, из лиманных же форм *Monodacna colorata* и *Micromelania lincta* являются распространенными, как в Днепровском, так и Бугском лимане. *Dreissensia bugensis* сейчас известна только в Бугском лимане, что же касается *Cardium edule*, то в живом виде сейчас он встречается в Днепро-Бугском лимане только в части, прилегающей к открытому морю, в Бугском же лимане пустые раковины его довольно часто встречаются на дне и констатированы там вместе с фрагментами *Mytilus galloprovincialis* и *Syn-desmia ovata* выше с. Новая Одесса, около с. Варушино.

Таким образом, сходство полуископаемой фауны, собранной нами со дна современного русла р. Ингульца с такой же фауной дна Бугского лимана,

говорит о ее генетическом единстве, о моменте более высокого поднятия солоноватых вод по руслам наших южных рек и о более высоком соляном режиме этих вод в момент их наивысшего стояния, доказательством чего являются в наших сборах присутствие *Cardium edule*, а в Бугском лимане, кроме него, еще *Mytilus galloprovincialis* и *Syndesmia ovata*. Кроме того, фауна эта в Бугском лимане, как видно из ее положения, является непосредственной предшественницей современной лиманной фауны, чем определяется ее совсем молодой возраст. Залегание фауны наших сборов в русле реки, по берегам которой развиты поемная и песчаная террасы (не считая еще двух, расположенных выше названных), определяет ее по возрасту, как полессовую.

По данным Архангельского и Страхова [4] современные лиманные отложения Днепро-Бугского лимана непосредственно переходят в монодакновые галны отложений верхней части нововэксинской фазы Черного моря. По их же данным, опускания в конце нововэксинского и начале древнечерноморского времени, в северозападной части Черного моря достигали до 42 м. С этой значительной, и по времени последней, трансгрессией Черного моря, которой предшествовал значительный разрыв долины Днепра и Ингульца, мы и связываем фауну нашей находки. Отступление же лиманов на юг по направлению к морю, как это показали исследования над дельтой Днепра Крейдовского [13], объясняется занесением их материалами, приносимыми реками. По Днепру, как по более мощной водной артерии, это занесение происходит интенсивнее, и Днепровский, а вместе с ним и Ингулецкий лиман, в свое время отступили дальше к югу, чем лиман Бугский, который и сейчас заходит значительно севернее Днепровского.

## SUMMARY

In summer of 1932 a fauna excavated by a dredge clearing the waterway, was collected by a geological party taking a three-verst survey map XXIX—II around Evghenievka village of the Snighirevsk district on the bank of Inguletz river.

With regard to composition this fauna represents a mixture of yontemporary river fauna forms with the firth (liman) fauna extinct in the district under discussion. The fauna location is about onl hundred kilometers distant from the Dnipro-Bug firth in a beeline, or more than 120 km all along the bends of the Dnipro and Inguletz rivers. The composition of the fauna collected is as follows:

1. *Theodoxus danubialis* C. Pfeiff.
2. " *fluviatilis* L.
3. *Viviparus viviparus* L.
4. *Valvata piscinalis* Müll.
5. " *naticina* Mence.
6. *Lithoglyphus naticoides* L. Pfeiff.
7. *Micromelania lincta* Milasch.
8. *Melanopsis esperi* Fer.
9. " *acicularis* Fer.
10. *Unio pletorum* L.
11. " *tumidus* Retz.
12. *Anodonta sygnea* L. var. *piscinalis* Nilas
13. *Sphaerium rivicola* Lam.
14. " *solidium* Norm.
15. " *subsolidium* Cless.
16. *Dreissensia polymorpha* Pall.
17. " *bugensis* Andruss.
18. *Monodacna colorata* Eichw.
19. " *pseudocardium* Desh.
20. *Cardium edule* L. var. *picta* Milasch.
21. *Didacna* sp. (aff. *crassa*).



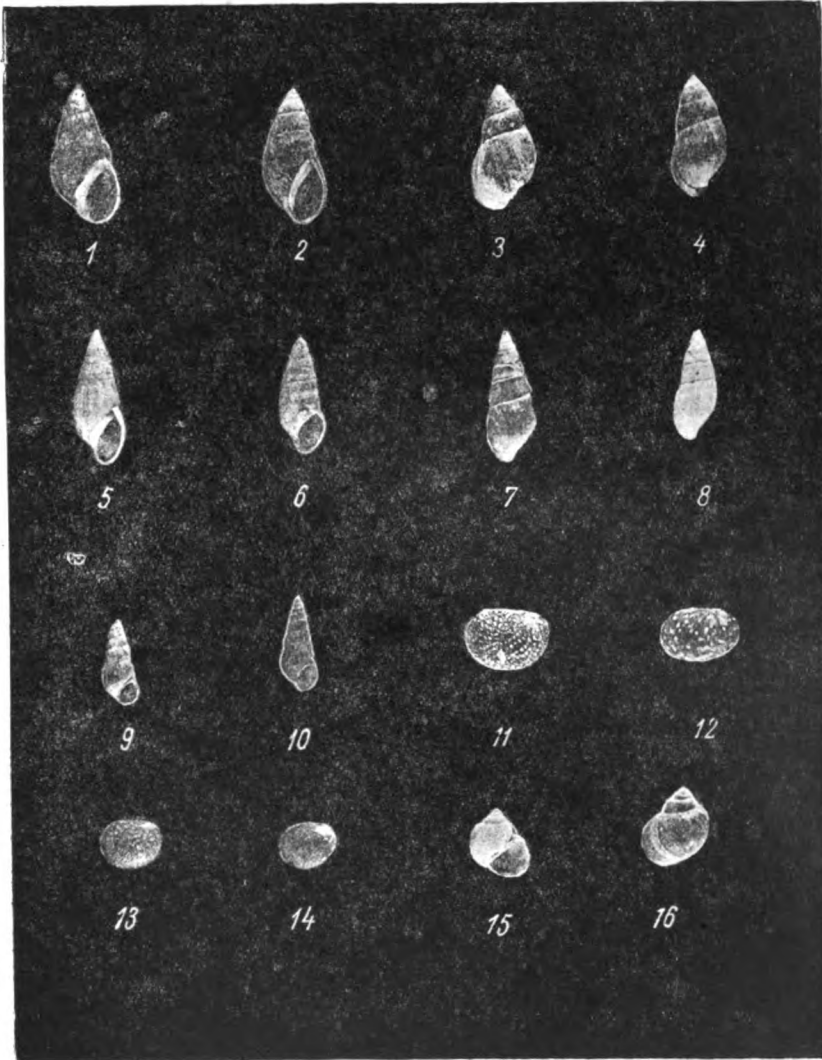
As seen from the list given above, the freshwater part of the fauna does not differ in composition from the contemporary fauna. With regard to the firth forms, *Monodacna colorata* and *Micromelanus lineta* are spread both in the Dnipro and the Bug firths (limans). *Dreiss. bugensis* is now known to exist only in the Bug firth. As far as *Cardium edule* is concerned, it is found to live in the Dnipro-Bug firth only in that part which borders on the open sea. In the Bug firth its empty shells will be often found along with fragments of *Mytilus galloprovincialis* and *Syndesmia ovata* farther up New Odessa village and Varushino village.

Thus the similarity of the half-fossil fauna collected from the bottom of the contemporary Inguletz river bed to that of the Bug firth bottom, is indicative of its genetic homology, of a farther penetration of saline waters along our southern rivers, and a higher saline regime of these waters at the moment of their highest level; which is proved by the presence of *Cardium edule* and (in the Bug firth) of *Mytilus galloprovincialis* and *Syndesmia ovata* in our finds. Besides, as seen from its location this fauna of the Bug firth is an immediate predecessor of a contemporary firth fauna; which goes to explain the latter's young age. The location of the fauna of our finds in a river bed, along the banks of which a flood plain terrace and a sandterrace (not including two more terraces situated are developed, farther up stream) determines it as forestal according to age.

According to data of Archangelsky and Strakhov [4], contemporary firth deposits of the Dnipro-Bug firth are passing immediately into the monodacnous clays of the deposits of the upper part of the Black Neo-Euxine phase. Following the same data the sinking at the end of the Neo-Euxine period and the beginning of the ancient Black Sea period amounted to 42 meters in the north-western part of the Black Sea. The fauna of our finds is thus connected by the author with this considerable and latest (with regard to time) transgression of the Black Sea, which was preceded by a great erosion of the Dnipro and Inguletz valleys. Swamping by materials brought by the rivers, explains the regression of the firths southwards to the sea, as shown by investigations of the Dnipro delta carried out by Krendovsky [13]. This swamping is more intensive in the Dnipro, as being a bigger water arterium; and the Dnipro along with the Inguletz firths in due time receded farther to the south than the Bug firth which even now extends considerably more to the north than the Dnipro firth.

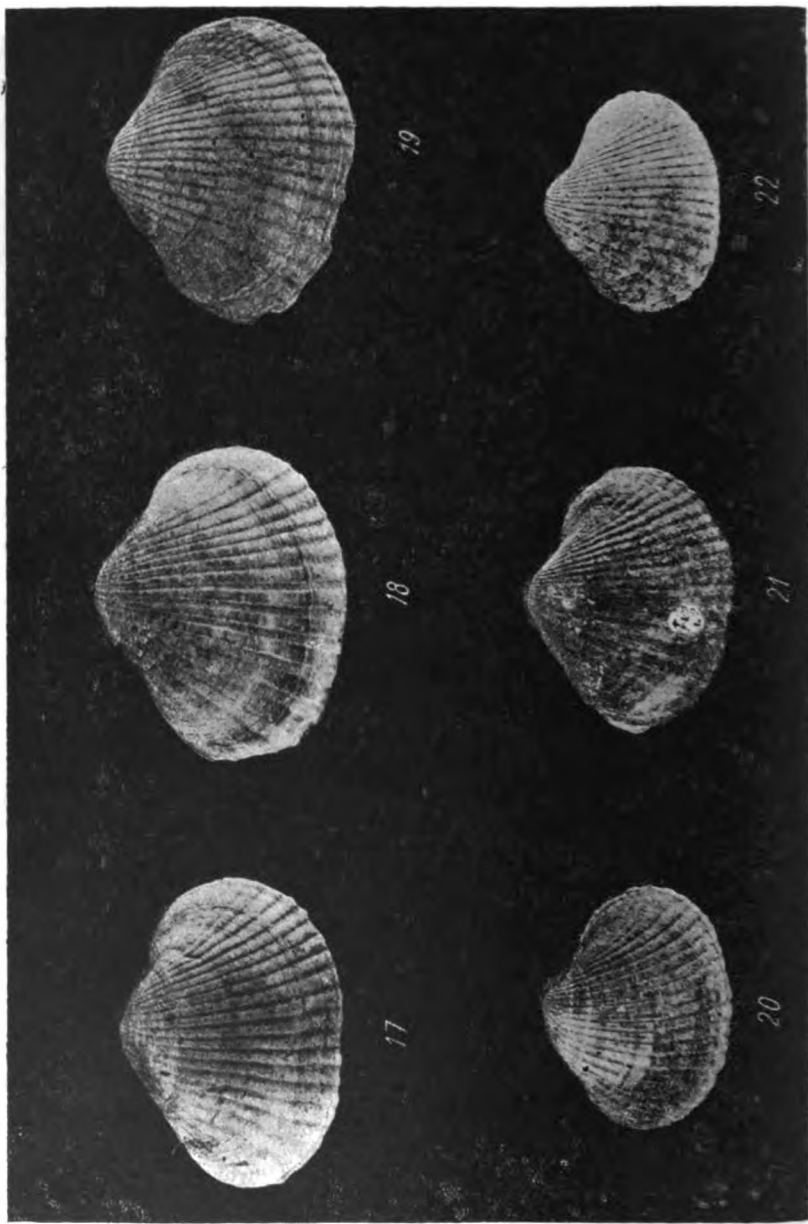
---



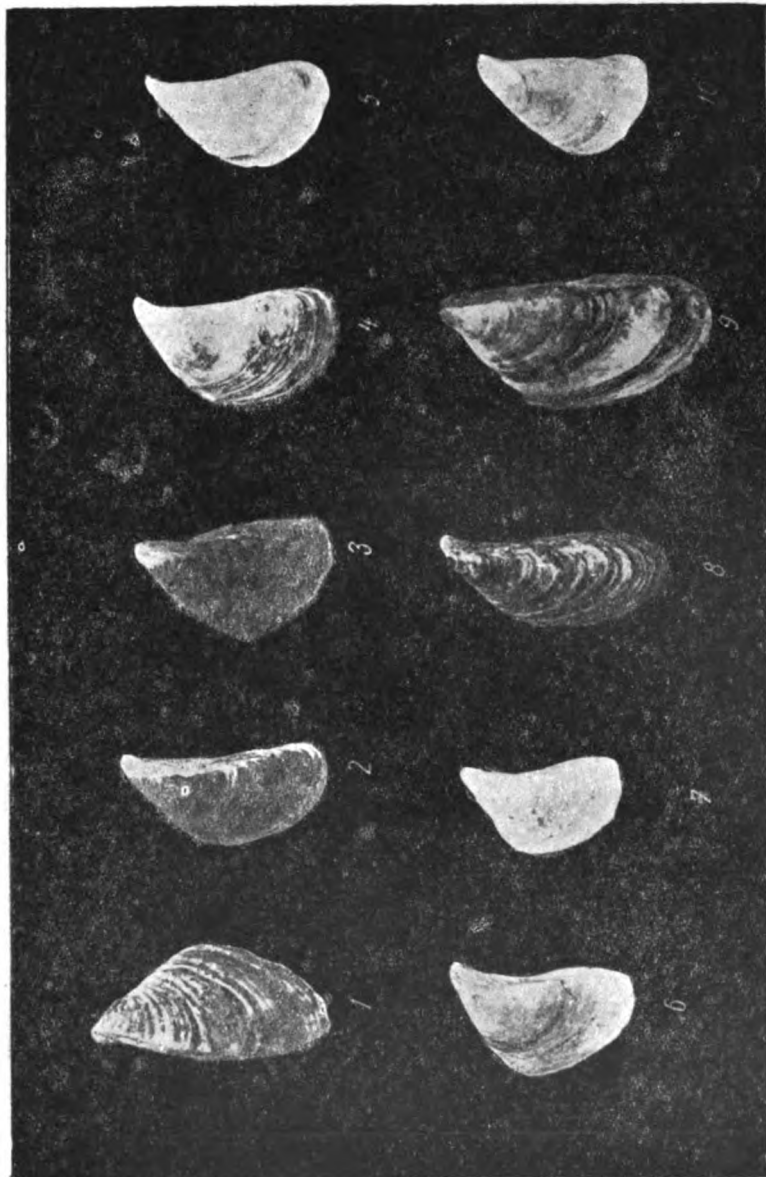


1—4 *Melanopsis esperi* Fer. 5—8 *Melanopsis acicularis* Fer. 9—10 *Micromelania lineta* Milasch. 11—12 *Theodoxus fluviatilis* L. 13—14 *Theodoxus danubialis* C. Pfeiff. 15—16 *Lithoglyphus naticoides* L. Pfeiff.

\*) Фото всіх черепашок на всіх таблицях подано в натуральну величину

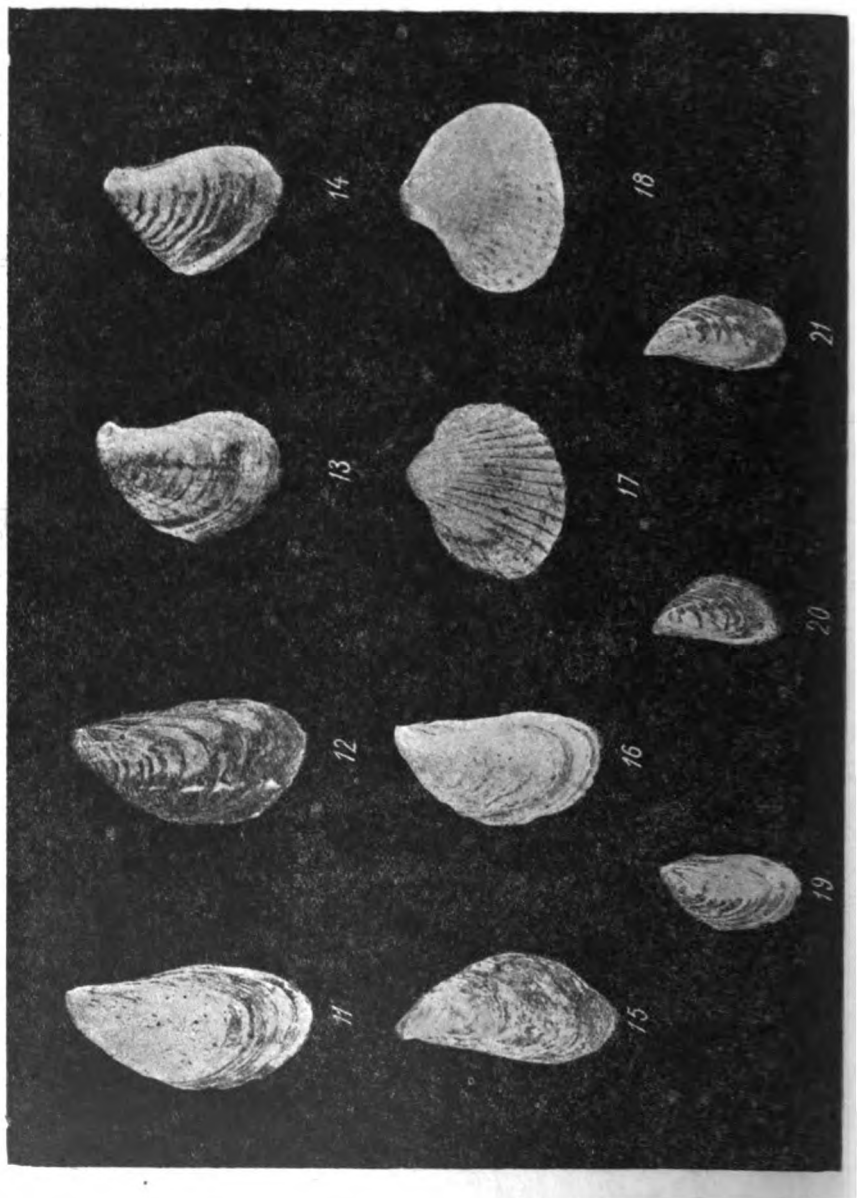


17—18 *Monodacna colorata* E. I. & H. W. 20—22 *Monodacna pseudocardium* De S. H.

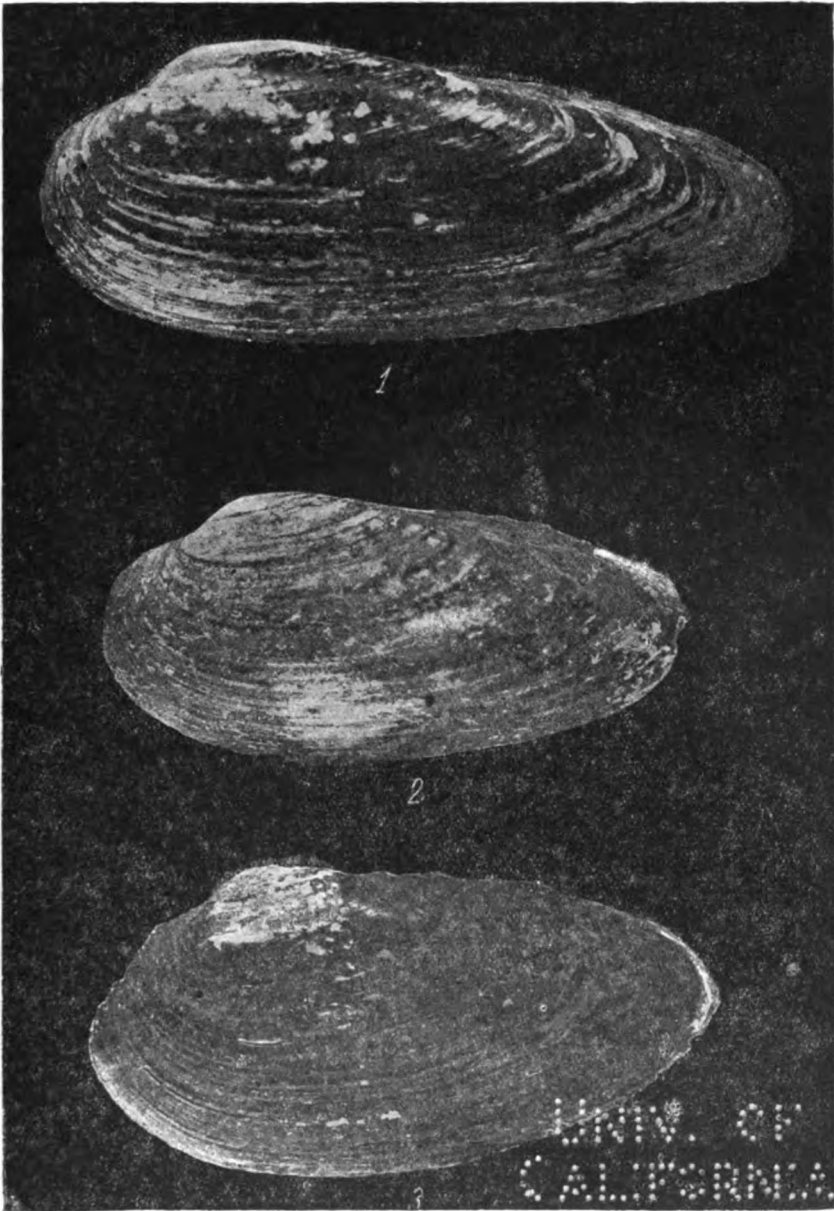


1-10 *Dreissensia polymorpha* Pall. 8 *Dreissensia polymorpha* Pall. var. *occidentalis* Loc 9 *Dreissensia polymorpha* Pall. var. *Arnouldi* Loc.

Таблица 4



11—16 | 19—20 *Dreissena bugensis* Andrus. 19—21. Мологi форм *Dr. bugensis* Andrus. 17 *Cardium edue* L var. *pieta* M'Ilan ch. 18 *Didacna* sp. (aff. *erassa*).



1—2 *Unio pictorum* L. 3 *Unio tumidus* Reiz.

Digitized by Google



**Череп бурого ведмеда *Ursus arctos arctos* L. з четвертинних покладів околиць с. Збранки (Овруччина)**

*М. І. Бурчак-Абрамович*

**Skull of Brown Bear (*Ursus arctos arctos* L.) in the quaternary deposits of Zbranki village (Ovruch region)**

*N. I. Bourtchak-Abramovitch*

Серед палеонтологічного матеріалу Геологічного музею УАН переходить (за інв. № 366/209, черепна коробка *Calvaria* (позбавлена *ossa faciei*) бурого ведмеда—*Ursus arctos arctos* L. Перейшла вона до палеонтологічного відділу музею з старих збірок кол. Київського університету. На приклеєній до черепа етикетці зберігся „давніший“ напис: „Збранки, Овруч. Вол. губ.“ Докладніших відомостей немає.

Бурувато-сірий колір черепа з жовтуватим відтінком цілком підходить до офарблення черепів *Ovibos moschatus* із збірки палеонтологічного відділу музею, які також походять з околиць с. Збранки і не мають стратиграфічної характеристики. Бурий відтінок офарблення черепа *Ursus*, що звичайно властивий кісткам, які переховувались в торфових покладах, дає нам певну підставу визначити походження черепа *Ursus arctos* L. з якихось озерних торфових відкладів. Подібні поклади спостерігаються в кількох пунктах Словечансько-Овруцького лесового острова (с. Збранки, с. Сорюкочень, м. Веледники та ін.). Стратиграфія їх ще докладно не вивчена й чекає на уважлише дослідження. Для встановлення віку цих верхньочетвертинних покладів особливо важливо буде виявити їх відношення до ярусів лесу Словечансько-Овруцького плато, серед якого розкидані ці копальні озерно-торфові поклади.

В різних синусових порожнинах черепа нашого *Ursus arctos* L. збереглися залишки сіро-зеленуватої лесуватої карбонатної породи. В певних ділянках суглинок і внутрішня поверхня синусових порожнин кістки офарблені в вохристо-рудий колір. На зовнішній поверхні лівої *os frontale* та лівої *os temporale* помітні покручені міленькі боровенки (шириною 0,5–1,0 мм) сірувато-голубого кольору, значно яснішого від загального бурого тону усієї кістки. Боровенки ці розгалужуються й перетинаються між собою під різними кутами. Найімовірніше, ця сітка боровенок постала в наслідок витравлювання поверхні кістки кінцевими пучками корінців якихось болотяних рослин. Присутність цих відбитків виключно на лівій бічній стороні черепа свідчить про його положення на той час на правій бічній поверхні, з лівою бічною поверхнею оберненою догори.

Де-не-де в заглибленнях черепа з щілин та *foramen*-ів визирають тонкі коричневі стеблинки торфу.

Кісткова речовина нашого черепа збереглася добре. На зовнішній поверхні черепа є виразні сліди згладжування. Це свідчить про те, що череп, до мо-

менту остаточного відкладення, протягом довгого часу переносився водою. Особливо сильно згладжені шорсткості та горбки на ventральній стороні черепа (Basioccipitale, Basisphenoidale). Вентральна сторона уламка Processus rugomaculis (особливо Processus postglenoidalis) вискової кістки навіть носять ознаки відполірування.

Од черепа залишились більш-менш повно Ossa cranii—Calvaria, тоді як Ossa faciei не збереглися.

Поперечний перелам черепа стався приблизно через середину лобних кісток, аборально від Processus supraorbitalis. Далі перелам пішов через оральний край Alae temporales сфеноїдальних кісток, орально від foramen rotundum, foramen ovale. Основа черепа переламалась через аборальний кінчик Vomer-a, Processus pterygoideus сфеноїдальних кісток та Processus pterygoideus піднебінних кісток. Череп нашого ведмеда належить дорослій, нормально розвинутій особині. Шва між різними кістками або зовсім затушковані, або помітні дуже слабко. Найвиразніше помітна Sutura coronioidea.

При описі черепа я користувався таким порівняльним матеріалом.

### 1. Череп *Ursus arctos meridionalis* Middendorf.

Доросла самиця з Кавказа. Здобута 6. VII 1930 р. на перевалі Бергія.  
М. Л. Щербина. Збірка Зоомузею УАН.

При порівнянні черепа нашого ведмеда з цим кавказьким одразу впадає в вічі велика остеологічна різниця їх будови. Поперше, череп *Ursus arctos meridionalis* значно меншого розміру (див. таблицю промірів) і Crista sagittalis на ньому значно меншої довжини та висоти. Довжина Crista sagittalis від Opisthocranium до його орального краю в *Ursus arctos meridionalis* досягає 4 см, тоді як у збранківського ведмеда вона дорівнює 9,0—9,5 см. У першого оральний край Crista sagittalis не досягає до Bregma на 5 см, тоді як у збранківського ведмеда вона цілком досягає до Bregma і незначним гребенем навіть простягається орально від неї до роздвоєння Crista frontalis.

У збранківського ведмеда Crista sagittalis в своїй аборальній, найвищій частині утворює вертикальні стінки (навіть з слабким вдавленням медіально) і лише при своїй основі Crista sagittalis положисто угнутим медіально перигіном переходить на поверхню Ossa parietalia. У *Ursus arctos meridionalis* Crista sagittalis значно тупіша, з бічними поверхнями, без медіального вдавлення, а, навпаки, поставленими круто похило до Ossa parietalia.

У збранківського ведмеда Crista sagittalis од Opisthocranium круто підноситься вгору й на відстані коло 2,5—2,7 см від аборального краю досягає найвищої точки. Далі орально Crista sagittalis поступово спадає в висоті, і на відстані коло 6,5 см від Opisthocranium утворює різко виявлений перелам (орально) в сторону зниження висоти й далі орально знову поступово знижується.

У *Ursus arctos meridionalis* дорсальний край Crista sagittalis значно прямиша. Найбільша висота Crista sagittalis у збранківського ведмеда коло 1,7 см, у *Ursus arctos meridionalis* коло 0,8 см.

Crista sagittalis збранківського ведмеда в середній частині довжини викривлена праворуч, що надає їй певної асиметричності.

Crista nuchalis dorsalis у збранківського ведмеда гостріша, аніж в *Ursus arctos meridionalis*.

Трансверсальне звуження черепної коробки в ділянці аборального краю Ossa parietalia та Ossa temporalia утворює орально від Crista nuchalis dorsalis широке поперечне заглиблення.

У збранківського ведмеда воно помітно мілкіше, аніж в *Ursus arctos meridionalis*, і бічні поверхні, які це заглиблення утворюють, у останнього опускаються помітно крутіше.

В трансверсальному напрямі мозкова капсула збранківського ведмеда стиснута з боків більшою мірою, тоді як в *Ursus arctos meridionalis* аб-оральна частина черепа значно опукліша. На збранківському черепі *Sutura squamosa* виявляється лише у вигляді добре помітного опуклого валика (шва не помітно), над яким дорсально тягнеться подовжнє мілке заглиблення (шириною до 1,2 см). Над останнім череп знову утворює помітну зовнішню опуклість контурів. Найопукліша частина черепа лежить на *Sutura squamosa* проти *Auditor acusticus externus*. У нашого *Ursus arctos meridionalis* *Sutura squamosa* ще добре помітна (особина молодшого віку).

В будові *Squama occipitalis* цих двох ведмедів є значна різниця. В обох ведмедів *Opisthocranium* далеко висунуте аборально від рівня каудального краю *Condylus occipitalis* (на 2,2 см по горизонтальній подовжній осі). *Linea nuchalis inferior* у збранківської особини оконтурена більш різко. *Fossa nuchalis* також глибша. Зовнішня поверхня *Squama occipitalis* у збранківського ведмеда більш шорстка. *Condylus occipitalis* в *Ursus arctos meridionalis* поставлені більш похило дорсо-латерально та *Incisura intercondyloidea* дорсально вирізана помітно менше.

*Crista sagittalis externa*, що починається на *Squama occipitalis* від *Opisthocranium*, підноситься в *Ursus arctos meridionalis* просто дорсально з легким дорсо-каудальним похилом і лише в верхній третині своєї довжини вона помітно вигинається дорсо-каудально й утворює дугу, спрямовану опуклою стороною дорсо-орально. У збранківського ведмеда ця *Crista sagittalis* в нижній половині довжини помітно підноситься в оро-дорсальному напрямі, а в верхній — в каудо-дорсальному. В такий спосіб дорсо-оральна угнутість *Crista sagittalis* (вентрально від *Linea nuchalis superior*) у збранківського ведмеда значно глибша. *Synchondrosis sphenoccipitalis* в обох порівнюваних особин непомітні.

## 2. *Ursus arctos caucasicus* Smirnov.

Кавказ. Збірка Зоомузею УАН

Череп цього ведмеда належить хоч і цілком дорослій особині, але молодшої віком від збранківського ведмеда, бо в нього помітні шва між окремими кістками черепа. Розміром і загальним габітусом череп цього кавказького ведмеда підходить до збранківського, але відрізняється сильніше розвиненим *Crista sagittalis*, яка простягається у нього орально від *Bregma* до розгалуження *Crista frontalis*.

*Crista sagittalis* у своїй аборальній частині досягає висоти 2,4 см. Дорсальне ребро її більш-менш пряме й утворює периферійний шорсткий утовщений кіль, який у збранківського ведмеда виявлено зовсім слабо. На межі з *Bregma* *Crista sagittalis* різко зменшується в висоті й закінчується на відстані коло 1,4 см орально від *Bregma*. Загальна довжина *Crista sagittalis* коло 12,6 см (від *Opisthocranium* до орального краю).

Черепна коробка кавказького ведмеда в загальних контурах дуже подібна до збранківського ведмеда й відрізняється від нього, головне, більшою стиснутістю з боків та ще тим, що дорсальна поверхня черепа опускається крутіше, аніж у збранківської особини — кут з латерально-вентральною половиною поверхні черепної капсулі у кавказького ведмеда більший. Трансверсальний найбільший діаметр мозкової капсулі у збранківського ведмеда більший (див. таблицю промірів). В найвужчій частині мозкової капсулі (орально від *Sutura coronioidea*) спостерігається подібне співвідношення між дорсальною та латеральною (нижньою) поверхнями черепної коробки, як і у вищеприказаному прикладі найширшої частини черепної капсулі. Хіба що тут стиснутість найвужчої частини черепа з боків у кавказького ведмеда ще різкіше виявлена. Вадовж *Sutura squamosa* помітне шорстке підвищення з виразними

зворотами шовної лінії по ньому, тоді як у збранківського ведмеда шорсткість ця зглажена й шво непомітне.

*Squama occipitalis* подібна в обох ведмедів, але у збранківського ведмеда горбкуваті шорсткості для прикріплення м'язів на *Linea nuchalis inferior* виявлені значно різкіше (старший вік?). Ширина *Praesphenoid-a* у кавказького ведмеда помітно більша (ширина тіла *Praesphenoid-a* на рівні *Synchondrosis intersphenoidalis* у кавказького ведмеда — 11 см, а у збранківського 0,7 см).

### 3. *Ursus arctos arctos* L.

Кістяк дорослої особини з Osteологічного музею Київського університету (Інв. № 186)

Згідно з інвентарним журналом кістяк представляє ведмеда, що водився десь у Польщі або Литві. За загальним виглядом череп цього ведмеда цілком тотожний з черепом збранківського ведмеда.

Опуклість склепіння парієтальної частини черепної коробки, контури *Linea nuchalis superior* та трансверсального заглиблення, що лежить безпосередньо орально від нього, — все це цілком тотожне у двох порівнюваних черепів.

Найістотніша різниця в будові черепа полягає в тому, що в особини з музею Київського університету *Ossa frontalia* в своїх аборальних частинах утворюють трохи більший кут до оральних частин *Ossa parietalia*, ніж у збранківського ведмеда. Помітно це найяскравіше, коли дивитися на череп збоку по сагітальній лінії. Така несхожість в контурах черепа, очевидно, належить до індивідуальних відхилень.

*Crista sagittalis* у київського черепа не досягає орально до *Bregma*. Оральний кінець його невиразний, а поступовим нівелюванням висоти. Приблизна довжина його коло 5,6 см. Найбільша висота коло 1 см. Горбкуваті шорсткості зовнішньої поверхні *Squama occipitalis* та *Linea nuchalis inferior* виявлені не менш різко, як і у збранківської особини.

Ширина тіла пресфеноїда (на рівні *Synchondrosis intersphenoidalis*) доходить до 0,6 см.

У ведмеда з музею Київського університету на *Crista sagittalis* потиличної луски, безпосередньо нижче від *Oristhocranion*, спускається тонка гостра кісткова пластиночка, довжиною до 4 см, тоді як у збранківської особини подібної пластинки не заховалося й *Crista sagittalis* на потиличній лусці являє собою затуплений гребінь.

### 4. *Ursus spelaeus rossicus* Borissiak

В палеонтологічному відділі Гео-музею УАН переходять (інв. № 614) останки печерного ведмеда, здобуті в 1926 р. проф. В. І. Крокосом коло с. Кахівки в верхній частині 3-го горизонту лесу (за даними В. І. Крокоса) на глибині 6,65 м. Матеріал цей був опрацьований акад. А. А. Борисяком, що відніс його до *Ursus spelaeus rossicus* Borissiak [1]. Останній підвид був перед цим недавно описаний А. А. Борисяком спід м. Краснодар.

Від черепної коробки цього ведмеда залишився лише незначного розміру фрагмент — дорсальна частина *Squama occipitalis* з аборальними частинами *Ossa parietalia*.

Хоч про розміри цієї особини за таким невеликим фрагментом і не можна скласти точної уяви, але все ж загальний габітус свідчить, що він був трішки більший від черепа збранківського ведмеда.

*Crista sagittalis parietalis* у цього печерного ведмеда значно товстіша і дорсальний поверхневий ребристий валик у нього виявлений правильніш, він значно ширший і дорсальна поверхня його плоска, тоді як у збранківського ведмеда вона опукло затуплена, нерівна.

Висота *Crista sagittalis parietalis* у печерного ведмедя коло 1,2 см, тобто тришки вища, ніж у збранківського ведмедя.

Товщина сагітального гребеня, на відстані коло 3 см від *Opisthocranion*, 0,7 см, тоді як у збранківського—0,4 см. Склепіння *Ossa parietalia* у печерного ведмедя, оскільки це видно з невеликої площі фрагмента, опускається далі, не утворюючи різкої дорсальної опуклини. Інакше висловлюючись, кут між вертикальною *Crista sagittalis parietalis* та латеральною поверхнею *Ossa parietalia* у печерного ведмедя значно більший, аніж у збранківського.

Трансверсальне заглиблення, що тягнеться безпосередньо орально від *Crista nuchalis superior*, уперек усієї мозкової коробки, ні в чому істотно не різниться від збранківського ведмедя: *Facies externa squamae occipitalis* в обох ведмедів в основному подібні, хіба що в печерного ведмедя *Protuberantia occipitalis externa* більш різко виявлена, із значнішими горбками. *Linea nuchalis inferior* в загальних контурах подібні в обох ведмедів, але зворот її напрямлений своєю опуклістю медіо-вентрально і лежить вентрально від *Protuberantia occipitalis externa* на 1,7 см (у печерного медведя *Linea nuchalis inferior* в своїй піднесеній ділянці йде просто вгору, тоді як у збранківського ведмедя вона утворює на дні піднесеної частини ще невелику дугу, напрямлену угнутістю латерально).

### 5. *Ursus spelaeus* Blum

Збірка Палеонтологічного музею УАН. Череп—Cranium — дорослої особини. Diluvium Slouper Höhle Mährern. олекція В. Stürz in Bron 100.

Череп належить старій особині й шва між кістками непомітні. Розмірами він значно перевищує череп збранківського ведмедя. *Crista sagittalis parietalis* висотою до 3 см з товщиною по дорсальному валуку до 1,1 см (в 3 см орально від *Opisthocranion*). Мозкова капсула в паріетальній області стиснута з боків і позбавлена опуклого склепіння, яке спостерігаємо у збранківського черепа. Лише коло *Sutura squamosa* (на висоті коло 2,5 см від шва) спостерігається незначна опуклість черепа. Зовнішня поверхня окципітальної луски помітно більш витягнута дорсально в печерного ведмедя, ніж у збранківського. *Crista sagittalis occipitalis* виявлена різко й сильніше ніж в збранківського ведмедя. *Linea nuchalis ventralis* заховалися в пошкодженому стані (затерлися).

З усіх форм ведмежої родини, з якими я мав можливість порівняти череп ведмедя з с. Збранок, він найближче, до цілковитої тотожності підходить до черепа *Ursus arctos arctos* L. із збірки Osteологічного музею Київського університету. До цієї типової форми бурого ведмедя й треба залічити череп збранківського ведмедя.

Кояльні останки бурого ведмедя *Ursus arctos* L. на території УСРР та прилеглих до неї областей трапляються не часто і безсумнівних літературних вказівок про факти знаходження його в УСРР майже немає.

Найпевніший матеріал, точно датований стратиграфічно, подають нам розкопки палеолітичних стоянок.

Останки якогось ведмедя, ймовірно *Ursus arctos* L., відомі в палеонтологічних матеріалів мізинської палеолітичної стоянки, що відноситься, найімовірніше, до культури солютре, а за часом до інтерстадіалу—між вюрмом II і бюльською стадією відступання льодовика. Більшість авторів подає бурого ведмедя (*Ursus arctos* L.) для мізинської стоянки під знаком запитання [3, 4], або просто без видового визначення *Ursus* sp. [5].

Безсумнівно, бурого ведмедя (*Ursus arctos* L.) констатовано в матеріалах палеолітичної стоянки с. Гонців на Полтавщині. Ця стоянка, що за часом відноситься до раннього мадлена, дала досить багатий комплекс фауни *Elephas primigenius*, *Cervus tarandus*, *Alces alces*, *Sus scrofa ferus*, *Bos* sp., *Canis lupus*, *Lepus timidus*, *Ursus arctos* L. та деякі гризуни [4, с. 46].

Поза межами УСРР останки *Ursus arctos* L. знайдено разом з *Ursus spelaeus* в мадленській стоянці Гвадилас Клде на Кавказі. Серед фауни цієї стоянки, описаної В. І. Громовим, констатовані останки — *Bos primigenius* (?), *Cervus elaphus*, *Gulo gulo*, *Ursus arctos* та *Ursus spelaeus*.

Дуже інтересний матеріал щодо ведмедів дали палеолітичні розкопки кримських печер, які провадив протягом останніх років Г. А. Бонч-Осмоловський та інші археологи. Згідно з визначенням зоолога Біляницького-Бірулі [6], в четвертинній фауні Криму часів палеоліту трапляються обидва ведмеді — *Ursus arctos* і *Ursus spelaeus*, але хронологічно вони розмежовані. Печерний ведмідь *Ursus spelaeus* є сучасник давніших палеолітичних культур (середній ашель-оріньяк), тоді як бурого ведмедя знайдено лише в культурних шарах верхнього оріньяку та азія. Пізніше останків бурого ведмедя не констатовано, і Біляницький-Біруля на цій підставі гадає, що бурий ведмідь населявав Крим „по меньшей мере в течение среднего и позднего палеолита“ та що „в более поздних отложениях, напр. исторического времени (бронзовый век), остатки его пока не найдены, поэтому возможно предположить, что он из пределов Крыма исчез уже давно в доисторическое время“.

В 1930 р. В. І. Громов [7] при описі фауни оріньякської палеолітичної стоянки с. Бердижа (правий берег р. Сожа на Гомельщині) наводить кілька останків *Ursus aff. spelaeus*. Але наприкінці остеологічного опису їх він зауважує: „Двеля гэтага мы можам допусцаць, што мядзведзь з Бердыскай стаянкі, набліжаючыся па велічыні да *Ursus spelaeus* (major) у той самы час меу пабудове касцяка некаторыя рысы, уласцівыя хутчэй *Ursus arctos*. Усё гэта гаворыць аб неабходнасці больш дэталнага вивучэння гэтых рэштак і у той самы час не дае пакуль магчымасці больш докладнага вызначэння чим ся *Ursus aff. spelaeus*“.

Як видно з докладного остеологічного опису, ведмідь з с. Бердижа має певні особливості як печерного так і бурого ведмедя, і тому для остаточного видового визначення потрібний повніший остеологічний матеріал, аніж його має в своєму розпорядженні В. І. Громов.

До певної міри сумнівні давні вказівки проф. А. Роговича [8] про *Ursus spelaeus* Blum спід м. Новгород-Сіверська та м. Канева. Вищезгаданий автор коротенько відзначає, що „около г. Новгород-Северска в оврагах найдена часть нижней челюсти, а в намывном песке около Канева несколько коренных зубов“ ведмедя цього виду.

Треба гадати, що всі ці останки належать скоріше до *Ursus arctos*, а не до *Ursus spelaeus*. Досі існування печерного ведмедя безсумнівно доведене лише на півдні УСРР. Наприклад, багатющий матеріал описали: Нордман у своїй відомій роботі „Palaeontologie Südrusslands“, 1858, спід м. Одеси (с. Нерубай), Рогович з тих самих околиць с. Нерубай [8] та в останні часи знайшов проф. Крокос і описав акад. Борисяк печерного ведмедя нової дрібної раси — *Ursus spelaeus rossicus* Bor. спід с. Кахівки. Всі інші вказівки про більш північні райони УСРР покищо не доведені, на хорошому конкретному матеріалі не перевірені, а тому викликають сумнів щодо точності визначення. Вищезгаданих останків ведмедя спід м. Новгород-Сіверська та Канева в збірках Роговича, що переховуються в Геологічному музеї УАН, не збереглося<sup>1)</sup>.

В серпні 1935 року я знайшов коло м. Березані (Київської області) на торфовищі, що знаходиться в долині р. Недри (лівобічний доплив р. Трубежа) частину однієї передньої кінцівки (дистальна частина плечової кістки з променем та лік-

<sup>1)</sup> В палеонтологічному відділі Волинського музею є фрагменти черепа печерного ведмедя (*Ursus spelaeus* Blum), знайдені в 1905 р. Яроцьким на Дівочій горі, коло м. Кременця (західна Волинь). Остеологічний опис його я подам в окремій роботі.

тівкою) бурого ведмедя (*Ursus arctos L.*) великого розміру. Вищезгадані кості були викинуті на поверхню під час торфорозроблення. Глибина залягання кісток коло 2,5—3 м. Імовірно, що там ще залишилась решта його кісток.

Ще в 1892 р. проф. А н у ч і н [9] в своїй доповіді на міжнародному археологічному конгресі про останки *Ursus spelaeus* та *Ovibos moschatus* на території кол. Росії, висловив сумнів щодо правдивості визначення проф. Роговичем *Ursus spelaeus* слід м. Новгород-Сіверська та Канева.

В такий спосіб найдавніші, стратиграфічно точно визначені останки бурого медведя (*Ursus arctos L.*) на території УСРР відносяться до солотрєйської палеолітичної культури (мізин) та до раннього мадлена (с. Гонці на Полтавщині).

Протягом історичного часу бурий ведмідь населявав лісову та лісостепову смугу УСРР і лише наприкінці минулого або на початку теперішнього століття зникає остаточно із складу фауни Полісся. Тепер лише поодинокі мандрівні особини *Ursus arctos L.* заходять на правобережне та лівобережне Полісся з більш північних місцевостей Білорусії та РСФРР. Але тут вже починається ділянка сучасної фауністики, до спеціальних робіт якої я й відсилаю читача [10—15].

Проміри черепа

Характер проміру	<i>Ursus arctos L.</i> з с. Збранки	<i>Ursus arctos caucasicus</i> - Зоо музеї	<i>Ursus arctos meridionalis</i> - Зоо музеї	<i>Ursus arctos arctos</i> - Університет	<i>Ursus spelaeus</i> - Геологіч. музей УАН
1. Довжина <i>Ossa parietalia</i> по <i>Sutura sagittalis</i> (5. Duerst, с. 254) [17] <sup>1)</sup> . (Промір взято від <i>Opisthocranion</i> до <i>Bregma</i> ) . . . . .	9,85	11,0	9,4	10,1	—
2. Базіо-краніальна вісь від <i>Basion</i> до <i>Hormion</i> (абораальне сполучення <i>Vomer</i> із сфероїдальною кісткою) . . . . .	10,0	—	9,1	10,2	12,6
3. Відстань по сагітальній лінії від <i>Basion</i> до <i>Synchondrosis sphenooecipitalis</i> . (Остання у збранківського ведмедя майже непомітна. 61. Duerst, с. 291). . . . .	7,5	—	4,5	5,0	13,75
4. Сагітальна довжина тіла <i>Basisphenoidale</i> . . . . .	2,75	—	2,4	2,65	—
5. Сагітальний діаметр <i>Foramen magnum</i> ( <i>Basion-Opisthion</i> ) (64. Duerst, с. 292). (Промір взято мною від вентрального краю <i>Incisura intercondyloidea ventralis</i> до середини поперечної лінії <i>Incisura intercondyloidea dorsalis</i> в її найбільш вентральній частині, що лежить трохи вглиб від абораального краю <i>Foramen magnum</i> ). . . . .	2,83	—	2,5	2,75	4,1
6. Відстань між каудальним краєм <i>Condylus occipitalis</i> та каудальним краєм <i>Foramen lacerum</i> (5. Duerst, с. 265). (Промір взято мною від медіо-каудо-вентрального кутка <i>Condylus occipitalis</i> ). . . . .	3,3	—	2,85	3,3	4,8
7. Найкоротша відстань між <i>Basion</i> та <i>Foramen lacerum posterius</i> . . . . .	2,9	—	2,45	2,85	4,15
8. Ширина черепа між латеральними краями <i>Processus zygomaticus Ossa temporalia</i> . . . . .	20,2	20,9(1)	17,2	18,8	—

<sup>1)</sup> Більшість краніологічних промірів зроблені мною за методом докладної праці Duerst-а. Цифра перед прізвищем означає номер проміру.

Характер проміру	<i>Ursus arctos L. s</i> с. Збраник	<i>Ursus arctos caucasicus</i> Зоомузей	<i>Ursus arctos meridionalis</i> Зоомузей	<i>Ursus arctos arctos</i> — Університет	<i>Ursus spelaeus</i> — Гео- логіч. музей УАН
9. Відстань між латеральними краями <i>Condylus occipitalis</i> (22. Duerst, с. 312), . . . . .	6,7	—	6,0	6,8	8,4
10. Трансверсальний діаметр <i>Foramen magnum</i> між латеральними краями його (23. Duerst, с. 312). (Промір взято мною в дорсальній половині <i>Foramen magnum</i> на межі повороту латеральної стінки з вертикального напрямку на дорсо-медіальний). . . . .	3,6	—	3,25	3,6	3,9
11. Найбільша ширина мозкової капсулі. (Промір взято мною на <i>Sutura squamosa</i> на гребуватості, що помітно виступає на ньому). . . . .	10,7	10,1	9,7	10,3	11,3
12. Ширина <i>Auricularen puncten</i> дорсально від <i>Meatus auditorius externus</i> (28. Duerst, с. 315). (Промір взято мною на латеральному краю <i>Crista temporalis</i> , проти середини <i>Meatus auditorius externus</i> ). . . . .	15,1	14,5	11,8	13,3	
13. Ширина (трансверсально) суглобової поверхні для <i>Mandibulae</i> на <i>Processus zygomaticus</i> <sup>1)</sup> . . . . .	5,1	5,3	3,9	4,5	7,5
14. Ширина між медіальними краями <i>Foramen lacerum posterius</i> (44. Duerst, с. 318). . . . .	4,75	4,8	4,1	4,2	6,7
15. Відстань між вентральною стороною <i>Condylus occipitalis</i> та найвищою точкою <i>Crista sagittalis</i> . . . . .	9,65	—	—	КОЛО 9,5	16,0
16. Відстань між <i>Basion-Opisthocranium</i> . . . . .	7,75	—	6,7	КОЛО 7,7	8,4
17. Висота <i>Bregma-Nasion</i> . . . . .	КОЛО 9,1	—	—	КОЛО 6,7	—
18. Ширина мозкової капсулі в найвужчому пункті (безпосередньо орально від <i>Sutura sphenoidalea</i> при переході у вертикальний напрям). . . . .	7,0	6,9	6,3	—	9,0

ЛІТЕРАТУРА

1. А. А. Борисьяк, Копальний вадмід з лесу України. Збірник пам'яті акад. П. А. Тутковського, т. II, 1931, ВУАН.
2. А. А. Борисьяк, *Ursus spelaeus rossicus* n. nom Доклады АН СССР, А. 1930, № 5.
3. Городцов. Археологія, т. I, 1925.
4. В. И. Громов, О геологии и фауне палеолита СССР, Бюл. Информ. бюро Ассоциация для изучения четвер. отложен. Европы при ВРГО, № 3-4.
5. Г. Ф. Мирчик, О соотношении речных террас и стоянок палеол. человека в бассейне рр. Десны и Сожа, Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, Отдел геолог., т. VII (1-2), новая серия, том XXXVII, 1929.
6. А. А. Бируля, Предварительное сообщение о хищниках (*Carnivora*) из четверт. отлож. Крыма, Докл. Акад. Наук СССР, 1930, № 6.
7. В. І. Громау, Фауна Бардыскай палеолітичнай стаянкі (на раскопках 1926—1927 гг). Відбиток з Праць Архэслагічн. комісіі Вілорус. Акад. Наук, т. II, 1930, Мінськ.
8. А. Рогович, Заметка о местонахождениях костей ископаемых млекопитающихся животных в Юго-западной России. Записки Киев. о-ва естествоиспытат., т. IV (I), 1876 г., Киев.

<sup>1)</sup> Лівий *Processus zygomaticus* з слідами давнього загонного поперечного переламу на рівні повороту в оральну сторону.



9. D. Anoutchin, Sur les restes de l'*Ursus spelaeus* et de l'*ovibos fossilis* trouvés en Russie. Congrès internat. d'Archeologie Prehistorique et d'Archeologie, T. II session, 1892.
10. С. И. Огнев, Звери восточной Европы и Северной Азии. т. 2, 1931.
11. М. Шербина, Записки про деяких звірів Волині, Природа й охота на Україні, 1924. 1—2.
12. М. Шарлемань, Мамалогічні замітки, Збірник праць Зоолог. музею, ч. 5, 1928.
13. А. В. Радянський, Мисливець та рибалка, 1927, № 9.
14. О. Мигулін, Визначник звірів України, 1929.
15. А. Шипулинский, Роковая охота на медведя, Укр. мисливець та рибалка. 1928, № 4.
16. Селянський календар на 1927. р. В-во „Нове село“, м. Коростень.
17. U. Duerst, Vergleichende Untersuchungsmethoden am Skellet bei Säugern, 1926, Berlin.

## РЕЗЮМЕ

В палеонтологическом отделе Геологического музея УАН хранится фрагмент черепа бурого медведя (*Ursus arctos arctos* L.) из четвертичных отложений окрестностей с. Збранки (8 км на *W* от города Овруча) в северной Волины. Стратиграфических данных не сохранилось. Судя по внешнему виду черепа и остаткам породы в полостях черепа, происходит он из озерных отложений, возможно из ископаемых торфообразных слоев, распространенных на Словечанско-Овручском лессовом плато и относящихся к верхнему квартеру.

От черепа вполне сохранилась черепная коробка „*Calvaria*“ без лицевых частей.

Остеологическое сравнение нашего черепа с черепами современного *Ursus arctos arctos* L., *Ursus arctos caucasicus* Smirnov, *Ursus arctos meridionalis* Middendorf, *Ursus spelaeus* Blum из Slouperhöhle i *Ursus spelaeus rossicus* Borissjak из с. Каховки свидетельствует о принадлежности нашего черепа типичному рецентному медведю — *Ursus arctos arctos* L.

## SUMMARY

At the paleontological department of the Geological Museum of the Ukrainian Academy of Sciences there is a skull fragment of a brown bear (*Ursus arctos arctos* L.) found in the quaternary deposits of the environs of the Zbranki village (8 km west of Ovruch town) in the North of Volhynia. As to the stratigraphical data there remained none. To judge from the appearance of the skull and rock remains in the cavities of the skull, it comes from lake deposits, possibly from the fossil peat-like strata spread in the Slovechansk-Ovruch loessial plateau belonging to the upper quaternary formations.

The skull frame „*Calvaria*“ is very well preserved without the facial parts.

An osteological comparison of this skull with those of the contemporary *Ursus arctos arctos* L., *Ursus arctos caucasicus* Smirnov, *Ursus arctos meridionalis* Middendorf, *Ursus spelaeus* Blum from Slouperhöhle, *Ursus spelaeus Borissjak* from Kakhovka village, proves that this skull belongs to the typical recent bear *Ursus arctos arctos* L.

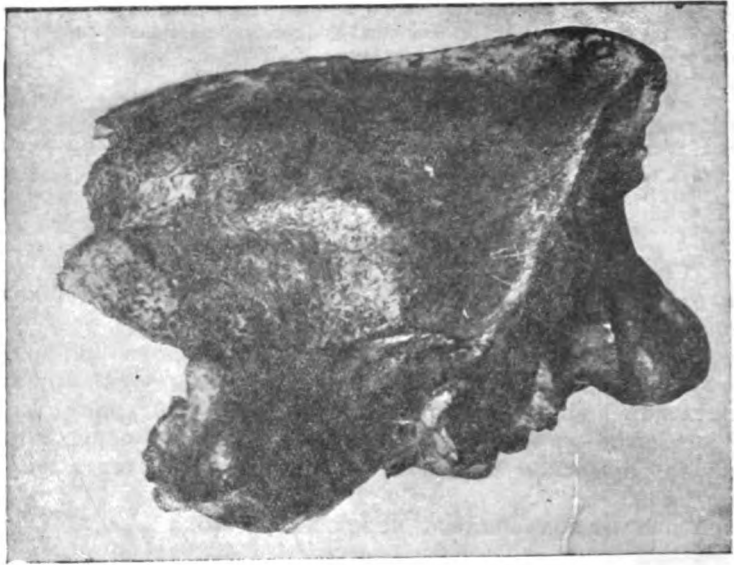


Фото 1.

*Ursus arctos arctos* L. в с. Збрани. Ліва латеральна поверхня. Н. В.

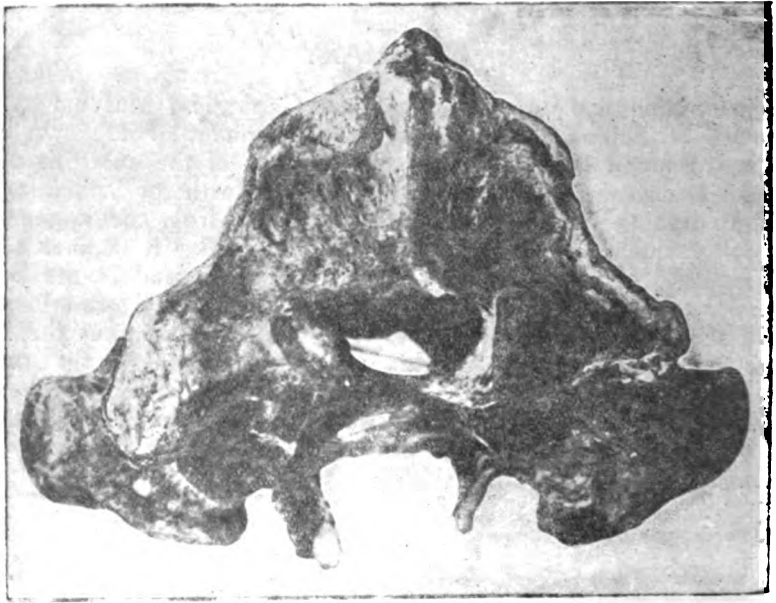


Фото 2.

Аборальна поверхня того ж екземпляра. Н. В.

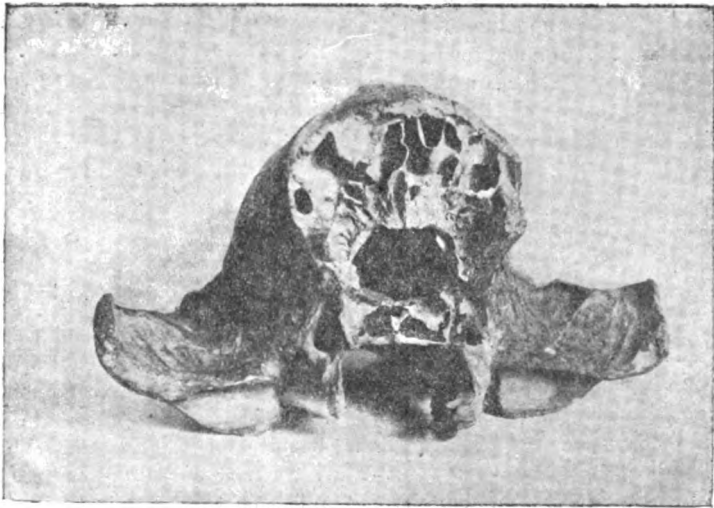


Фото 3.

Оральна поверхня (в пункті переламу) того ж фрагмента черепа. Н. В.

## З М І С Т

- Проф. В. М. Чирвінський, Конуси розвіювання провідних валунів у межах східної Прибалтики та Европейської частини СРСР і їх тлумачення в зв'язку з питанням про рух материкового льоду . . . . .
- Л. Карякін, Петрографічний склад валунів гори Каалтви Полтавського району . . . . .
- О. К. Каптаренко, Четвертинні поклади Тульчинщини . . . . .
- Л. А. Лепікаш, Замітка про геологічні умови знахідки давнього палеоліту в околицях с. Старий Кодак на Дніпропетровщині . . . . .
- П. Осауленко, Про знахідку лиманної фауни в дні сучасного річища р. Інгульця . . . . .
- М. І. Бурчак-Абрамович, Череп бурого ведмедя *Ursus arctos arctos* L. з четвертинних покладів околиць с. Збранки (Овруччина) . . . . .

## CONTENT

- Prof. W. N. Tschirwinsky, Über Streufächer der Leitgeschiebe im Bereich des östlichen Teils des Ostseegebietes und des Europäischen Teils des U. d. S. S. R. und deren Deutung im Zusammenhang mit der Bewegung des Inlandeises. . . . .
- L. Kariakin, Petrographic composition of the boulders of Kalytva Mount in the Poltava region . . . . .
- O. K. Kaptarenko, Quaternary deposits of the Tulchin region . . . . .
- L. A. Lepikash, Note on the geological conditions of the discovery of ancient paleolith in the environs of Staryj Kodak village in the Dniepropetrovsk region . . . . .
- P. Osaulenko, On the discovery of firth (liman) fauna on bottom of the contemporary river bed of Inguletz . . . . .
- N. I. Bourchak-Abramovitch, Skull of Brown Bear (*Ursus arctos arctos* L.) in the quaternary deposits of Zbranki village (Ovruch region) . . . . .

**ВИДАВНИЦТВО УКРАЇНСЬКОЇ АКАДЕМІЇ НАУК**

Київ, вул. Чудновського № 2

**НА СКЛАДІ ВИДАВНИЦТВА УАН  
Є ТАКА ЛІТЕРАТУРА З ГЕОЛОГІЇ:**

**Труди Укр. Н.-д. Геологічного Інституту**

т. I.	1928.	сс. 1-144+5 табл.	ц. 2.80
т. II.	1928.	" 1-204	ц. 2.50
т. III.	1929.	" 1-216+2+21 табл.	ц. 4.—
т. IV.	1931.	" 1-240+21 табл.	ц. 4.50
т. V, в. 1	1933.	" 1-108	ц. 3.—
т. V, в. 2	1934.	" 1-227+1	ц. 7.50

**Четвертинний період**

Вип. 1-2.	1931.	сс. 1-176+2	ц. 3.50
" 3.	1931.	" 1-227+2+1 кар.+2 табл.	ц. 6.—
" 4.	1932.	" 1- 86+2	ц. 2.50
" 5.	1933.	" 1-120+6 табл.	ц. 6.50
" 6.	1933.	" 1-122	ц. 6.50
" 7.	1934.	" 1-121	ц. 6.75
" 8.	1935.	" 1-139	ц. 7.50
" 9.	1935.	" 1-118	ц. 6.50
" 10.	1935.	" 1-108+17 таб.+2 кар.	ц. 7.—

**Корисні копалини України**

Збірник, 1934.	сс. 1-204+4 кар.	ц. 6.50
----------------	------------------	---------

**Журнал геолого-географічного циклу**

№ 1-2.	1932.	сс. 120+2 табл.	ц. 3.—
№ 3.	1932.	" 1-100	ц. 3.—
№ 4.	1932.	" 1- 68+2	ц. 3.50
№ 1 (5).	1933.	" 1-116	ц. 6.50
№ 2 (6).	1933.	" 1-110+2	ц. 6.25
№ 3 (7).	1933.	" 1-176	ц. 6.—
№ 4 (8).	1934.	" 1-124+1	ц. 6.50

**Геологічний журнал**

т. I. вип. 1.	1934.	сс. 1-106	ц. 4.—
т. I. " 2.	1934.	" 1-170	ц. 4.—
т. I. " 3-4.	1935.	" 1-174	ц. 8.—
т. II. " 1	1935.	" 1-156	ц. 4.—
т. II. " 2	1935.	" 1-156	ц. 4.—

**Збірники пам'яті акад. П. А. Тутковського**

т. I.	1932.	сс. 2+432+12 табл. +1 кар.	ц. 15.—
т. II.	1932.	" 1-306+23 табл.	ц. 6.—



---

**ПРИЙМАННЯ ЗАМОВЛЕНЬ ТА ПЕРЕДПЛАТИ**

на всі видання Української Академії Наук провадиться в секторі  
поширення Видавництва Української Академії Наук  
Київ, вул. Чудновського, 2

**ПРОДАЖ ВИДАНЬ**

в науковій книгарні Української Академії Наук — Київ, вул. Леніна, 12  
та по всіх книгарнях Книгокультторгу

---

Друкарня-літографія Української Академії Наук у Києві

АКАДЕМІЯ НАУК УСРР  
КОМІСІЯ ВИВЧАННЯ ЧЕТВЕРТИННОГО ПЕРІОДУ

ACADÉMIE DES SCIENCES DE LA RSS D'UKRAINE  
COMMISSION POUR L'ÉTUDE DE LA PÉRIODE QUATERNAIRE

*Четвертинний період, Київ*

# ЧЕТВЕРТИННИЙ ПЕРІОД

ВИП. 11

UNIVERSITY OF TORONTO  
987133  
L11  
LIBRARY

За редакцією Л. А. ЛЕПІКАША

# LA PÉRIODE QUATERNAIRE

FASC. 11

Redigé par L. A. LEPIKACH

ВИДАВНИЦТВО АКАДЕМІЇ НАУК УСРР  
КИЇВ—1936—KIEV





А К А Д Е М І Я   Н А У К   У С Р Р  
КОМІСІЯ ВИВЧАННЯ ЧЕТВЕРТИННОГО ПЕРІОДУ

ACADÉMIE DES SCIENCES DE LA RSS D'UKRAINE  
COMMISSION POUR L'ÉTUDE DE LA PÉRIODE QUATERNAIRE

---

---

# ЧЕТВЕРТИННИЙ ПЕРІОД

ВИП. 11

За редакцією Л. А. ЛЕПКАША

---

## LA PÉRIODE QUATERNAIRE

FASC. 11

Redigé par L. A. LEPIKACH

---

ВИДАВНИЦТВО АКАДЕМІЇ НАУК УСРР  
КИЇВ—1936—KIEV

Бібліографічний опис цього видання вміщено в „Лі опису українського друку“, „Картковому репертуарі“ та інших покажчиках Української книжної палати.

Відповід. редактор *Л. А. Лепікаш*  
Літредактор *Л. Збрага*  
Учений коректор *І. Козан*  
Техкер. *Є. Каганов*

Друкується в розпорядження Академії Наук УСРР.

Неодмінний секретар академік *О. В. Палладін*.

Друкарня-літографія Академії Наук УСРР Київ.

## До вивчення ландшафтів і стратиграфії Кардашинського болота в межах низу Дніпра<sup>1)</sup>

Є. Лавренко і З. Ізвекова

### І. Топографія

Кардашинське болото (або болото Великий Кардашин) міститься між с. Голоу-Пристианню й м. Цурюпінським (кол. Олешки), у межах піщаної надлукової тераси Нижнього Дніпра. На півдні й на півночі болото безпосередньо межує з пісками Олешківської арени й так званими „Кардашинськими пісками“. Чималий площею (2273,40 га, довжина близько 10 км, ширина в найширшій частині коло 3 км)<sup>2)</sup> масив Кардашинського торфового болота не раз спиняв увагу дослідників. Значні поклади торфу (В. В. Різниченко), знахідка в торфі пилку сосни (Л. Кліментов, Г. І. Танфільєв), а в зіллястому вкритті — північних рослин (И. К. Пачоський, Є. Лавренко) викликають великий практичний і науковий інтерес до цього торфового болота, найбільш південного на Україні і взагалі в межах європейської частини Союзу (крім Кавказу).

Загальні фізико-географічні умови Кардашинського болота вже описані в роботі акад. В. В. Різниченка „Природні умови найпівденнішого родовища торфів на Україні“ [8] і тому ми на цьому зупиняємось дуже коротко.

В. В. Різниченко причислює Кардашинське болото „до типу низинних або плоских боліт, у цей час переважно трависто-осокових, з деякою домішкою участків очеретово-комишевих“. Зупиняючись на генезі болота, автор указує на топографічний і генетичний зв'язок його з дельтою Дніпра, з якою болото протягом 6—7 км має один напрям і „являє, як видно, один з відмерлих найпівденніших рукавів сучасної Дніпрової дельти“, що заповнився відкладами торфу.

З топографічної карти здіймання 1932 року Українського меліотресту (УМТ) та з карти рельєфу, складеної ґрунтознавчою групою експедиції Всесоюзного науково-дослідного інституту лісового господарства та агролісомеліорації в 1932 р., видно, що Кардашинське болото міститься в центрі просторої низини. По цій низині болото тягнеться з північного сходу на південний захід, паралельно сучасній течії Дніпра. На півночі болото відділене від плавнів Дніпра масивом кардашинських горбкуватих пісків, що являють собою для болота ніби бар'єр з північного боку. На півдні воно, як уже згадувалось, межує з Олешківськими пісками. З заходу й сходу Кардашинська низина поступово знижується і переходить у заплавіну Дніпра. При цьому на дільниці,

<sup>1)</sup> Перший і другий розділи цієї роботи написані на основі досліджень експедиції 1932 р. Всесоюзного в.-д. інституту агролісомеліорації та лісового господарства. Ця експедиція всебічно обслідувала всі піскові масиви низу Дніпра.

За дозвіл скористатися наслідками ґрунтознавчого обслідування дуже вдячні керівникам цих обслідувань С. С. Соболеву.

<sup>2)</sup> Цей розмір площі Кардашинського торфовика (в га) наводиться на підставі досліджень 1926 р. торфової частини Наркомзему УСРР (завідувач дослідчої партії — інж. Пісарев; загальне керівництво обслідуванням — Б. Клопотова).

що з'єднує болото з заплавиною р. Дніпра, і з заходу, і з сходу спостерігається низка саг, озер, боліт та солончакових лук. Русло Кардашинського болота разом з цією системою саг, озер, боліт і солончакових лук, на думку акад. В. В. Різниченка, є місце, де колись проходило головне русло Дніпра.

За даними експедиції 1926 року торфової частини НКЗС УСРР під керівництвом інж. Пісарєва (матеріали зберігаються в Одеській меліоконторі), торфовик постійного постачання води від заплавини Дніпра не має.

Як зазначив ще акад. В. В. Різниченко [8], гідрогеологія Кардашинського болота тісно зв'язана з оточуючими болото пісками.

З цього всього можна зробити висновок, що Кардашинське болото, як систему екоотопів (типів умов місцевиростання), можна зрозуміти, лише вивчаючи всю Олешківську арену, в межах якої воно й лежить.

Ми спостерігали зміну ряду екоотопів Олешківської арени на кількох профілях, прокладених в високої південнозахідної й південної частини арени до Кардашинського болота.

За загальним характером мезокомплексу екоотопів західної половини Олешківської арени її можна поділити на такі основні частини:

1. Південну та центральну частину, з середньо- та низькогорбкуватими пісками, з окремими високими кучугурами.
2. Північну частину (Кардашинська низина).

На екотопах північної частини арени, в межах якої й розташовано Кардашинський торфовик, зупинимось нижче.

Постійний приплив підземних вод у північну частину арени зумовлює наявність тут особливого, порівнюючи з південнозахідною й південною частиною арени, комплексу екоотопів. До цих екоотопів належать: знижені хвилясті піски, солончакові луки та хлоридо-сульфатні солончаки, що оточують болото, й весь масив Кардашинського болота.

Смуга знижених хвилястих більш-менш зарослих пісків особливо широка на південній периферії Кардашинського болота. Грунт, з незначною грубинуо гумусного горизонту (оглеений недорозвинений чорнозем на стародавньооалувіальних пісках, за класифікацією ґрунтів Нижньодніпрівських пісків С. С. Соболева), має розріджене рослинне вкриття з псамофілів, головне молочая *Euphorbia Gerardiana* і *Thymus borysthenicus*, *Achillea Gerberi* та ін.

Недорозвинені піщані ґрунти хвилястих пісків по схилах до болота переходять у засолені лукові ґрунти, з перевагою таких злаків: *Cynodon dactylon*, *Agrostis alba*, *Agropyrum elongatum*, *Festuca arundinacea*.

По депресіях серед цих лук і по краях болота на солончакових ґрунтах з вицвітами солей на поверхні ростуть: *Atropis festucaeformis*, *Crypsis aculeata*, *Statice Meyeri*, *Plantago maritima*, *Salicornia herbacea* та ін. Особливо великі ділянки в солончаками трапляються по північнозахідному краю болота, біля Голої Пристані.

Окремими плямами ділянки лук та хлоридо-сульфатних солончаків зустрічаються майже по всьому Кардашинському болоті, а саме в тих місцях, де серед торфовика виходять на поверхню мінеральні ґрунти.

## II. Ландшафти і рослинність Кардашинського болота

Перші відомості про рослинність периферії Кардашинського болота опублікував 1923 р. Й. К. Пачоський [7]. Далі 1926 р. акад. В. В. Різниченко [8] подав дуже стислий опис рослинності болота в цілому. 1926 р. Є. Лавренко та О. Прянішніков [5] на підставі досліджень П. К. Козлова (1925 р.) теж подають деякі відомості про рослинність болота. Далі рослинність його коротко описується на основі досліджень експедиції 1932 р.

За характером ландшафтів Кардашинське болото поділяється на чотири частини:

1. Південна частина, вкрита вільшаниками.

2. Східна частина болота, вкрита майже суцільними високими заростями очерету *Phragmites communis*, з домішкою рогозу *Typha angustifolia*.

3. Центральна частина, де серед заростей очерету трапляються чималі ділянки вільшаникових зрубів. Густе віллясте вкриття вільшаникових зрубів утворюють: купиняста осока *Carex Hudsonii*, війник болотяний *Calamagrostis lanceolata*; по пнях вільх ростуть широкі букети болотяної папороті *Aspidium thelypteris*.

4. Західна частина. Ландшафт цієї частини болота щодо характеру рослинності особливо різноманітний. В той час як у межах попередніх двох частин (східної і центральної) поширені високі трави — очерет, куга та великі осоки, а свердлування виявило добре розкладений торф, західна частина болота, як найбільш обводнена, заросла болотяним різновіллям з великою домішкою *Heleocharis palustris* та *Sparganium polyedrum*.

Свердлування в цій частині болота виявило не такі грубі відклади торфу, дуже замулені з поверхні. У комплексі з різновільними групами тут трапляються ділянки з кочкуватою осокою, ділянки з суцільними заростями рогозу та очерету, окремі зруби вільшаників, а по підвищеннях — засолені луки з перевагою *Cynodon dactylon*.

Як видно з цього опису, рослинне вкриття Кардашинського болота різноманітне. Поява різних рослинних угруповань, що трапляються на Кардашинському масиві, залежить від характеру звогчення тої або іншої частини болота.

Як видно з дальшого, на Кардашинському масиві залежно від водного режиму спостерігаються два головні типи боліт;

1. *Евтрофні торфові болота стоячо-грунтового живлення*, до яких належать найпоширеніші на торфовику три групи болотяних рослинних угруповань:

#### I. Група осокових угруповань

а) Купинясто-осокові, з перевагою осоки кочкуватої *Carex Hudsonii*.

б) Злаково-осокові, з перевагою осоки кочкуватої та війника болотяного *Calamagrostis lanceolata*.

#### II. Група різновільних угруповань

в) Різновільні, з перевагою болотяного різновілля.

г) Ситнягово-різновільні, з перевагою ситняга *Heleocharis palustris* і болотяного різновілля.

#### III. Група високотравних угруповань

д) Очеретові, з перевагою очерету *Phragmites communis*.

е) Рогозові, з перевагою рогозу *Typha angustifolia*.

є) Кугові, з перевагою куги *Scirpus lacustris*.

До другого типу боліт належать:

2. *Евтрофні торфові болота проточно-грунтового живлення*, виявлені на Кардашинському болоті вільшаниками.

Нижче коротко зупинимось на описі рослинності вищеперелічених основних угруповань (груп асоціацій), що належать до евтрофних боліт стоячо-грунтового живлення.

Перша група болотяних угруповань, з перевагою *Carex Hudsonii*, зустрічається на ділянках з торфом до 4 м глибиною: торф щільний, добре розкладений. З поверхні на 30—40 см він замулений. У нижніх шарах торфу трапляються місцями вузькі проверстки піску. Підстиляється торф тут, як на всьому Кардашинському болоті, давніми алювіальними відкладами.

До *Carex Hudsonii*, що тут найпоширеніша, домішуються: *Agrostis alba prorepens*, *Aspidium thelypteris*, *Calamagrostis lanceolata*, *Carex paradoxa*, *Lysimachia vulgaris*, *Mentha aquatica*, *Rumex hydrolapathum* та інші.

Інколи серед купин осоки зустрічається багато папороті *Aspidium thelypteris*.

На війниково-купинясто-осокових болотах, крім *Carex Hudsonii*, також дуже багато болотяного війника *Calamagrostis lanceolata*.

Серед війниково-купинясто-осокового болота, коло хут. Кохани, Є. М. Лавренко в 1926 р. знайшов північну осоку — *Carex lasiocarpa*<sup>1)</sup>.

Різновільні і ситнягово-різновільні болота характеризуються таким різновіллям: *Alisma plantago-aquatica*, *Bidens tripartitus*, *Heleocharis palustris*, *Oenanthe aquatica*, *Rumex hydrolapathum*, *Sium lancifolium*, *Sparganium polyedrum* та ін.

На ситнягово-різновільних болотах росте багато ситнягу *Heleocharis palustris*.

Торф під різновільними болотами, таксамо як і під високотравними, замулений і засолений карбонатами. Він також підстиляється давніми алювіальними пісками.

Високотравні болота — очеретові, рогозові, кугові звичайно криті заростями *Phragmites communis*, *Typha angustifolia*, *Scirpus lacustris*, які сягають 2 $\frac{1}{2}$ —3 м висоти.

Вільшаники, що належать до евтрофних торфових боліт проточно-грунтового живлення, залишилися головне на південному краю болота. Тут вільшаники складаються з вільх *Alnus glutinosa* 8—9 м висотою. У підліску *Salix cinerea*, *Viburnum opulus*, *Sambucus nigra*. У зіллястому вкритті переважають *Aspidium thelypteris*, *Carex pseudocyperus*, осока, що утворює купини — *Carex paradoxa*. По ділянках, де на поверхні назбирається вода, у зіллястому вкритті — *Carex riparia* та *Menyanthes trifoliata*.

У східній частині південного краю болота вільшаник у момент спостереження (1932 р.) був уже порубаний. Тут серед зрубів спостерігаються труднопрохідні очеретові болота (з *Phragmites communis*) в комплексі з купинястими болотами з *Carex Hudsonii*. Отже рослинність цього вільшового болота мало чим відрізняється від аналогічних вільшаників Лісостепу та Полісся УСРР.

Свердлуванням у такому вільшанику, під шаром торфово-болотного ґрунту (на глибині 30 см), виявлено двометрову глибину торфу яснокаштанового та каштанового кольору. Останній на глибині 223 см лежить на білих оглених давньоалувіальних пісках з дрібними черепашками молюсків.

Як видно з попереднього, на Кардашинському болоті є багато рослин, які щодо свого поширення в районі низу Дніпра є рослини північні. Це в основному такі рослини: *Aspidium thelypteris*, *Calamagrostis lanceolata*, *Carex Hudsonii*, *C. lasiocarpa*, *C. paradoxa*, *C. pseudocyperus*, *Epilobium parviflorum*, *Eupatorium cannabinum*, *Glyceria plicata* (Й. Пачоський), *Hottonia palustris* (Й. Пачоський), *Menyanthes trifoliata*, *Potamogeton gramineus heterophyllus* (Й. Пачоський, для озера в околицях с. Голої Приставі), *Ranunculus lingua*, *Rumex hydrolapathum*.

<sup>1)</sup> У праці Є. М. Лавренка та О. В. Прянішнікова [5] для Кардашинського болота наводиться ще одна північна осока — *Carex teretiuscula* (по зборах П. К. Козлова — екземпляр без кореневища та суцвіття). Тепер ми вважаємо, що це, мабуть, погано зібраний екземпляр *Carex paradoxa*.

Найближчі місця знаходження таких рослин, як *Carex lasiocarpa*, *S. paradoxa*, *S. pseudocyperus*, *Menyanthes trifoliata* містяться від Кардашинського болота не ближче, ніж околиці Дніпропетровська.

Як відомо, наявність північних рослин на Кардашинському болоті — це не поодинокий факт для арен Нижнього Дніпра. Для розкиданих серед цих пісків гайків та солодких лук уже давно відома низка рослин, що в межах Нижнього Дніпра в тій чи іншій мірі відірвані від свого суцільного ареалу, який лежить на північ або північній захід від цього району [Й. Пачоський, 7; Є. Лавренко та О. Пряншніков, 5].

### III. Стратиграфія торфовика

Як уже сказано, площа торфовика, за наслідками дослідження 1926 р. експедиції торфової частини НКЗС УСРР, дорівнює 22 3740 га. Запаси торфу, за матеріалами тієї ж експедиції, становлять 26 757 300 м<sup>3</sup>.

Через болото вищезазначена експедиція торфової частини НКЗС УСРР проклала 50 поперечних профілів для вивчення глибини торфових покладів. При цьому було з'ясовано, що на участку (західному) торфовика № 1 (між профілями 0—8) найбільша глибина торфу 3,00 м, середня — 1,19 м. На середньому участку № 2 (між профілями 8—37) найбільша глибина торфовика 4,50 м, середня — 1,62 м. На північносхідному участку № 3 (між профілями 37—50) найбільша глибина 3,50 м, середня — 0,32 м.

До останнього часу більш-менш детальних відомостей щодо стратиграфії й ботанічного складу торфів Кардашинського торфовика не було опубліковано.

1925 р. Л. Клімент'єв [4] опублікував повідомлення про знаходження у торфах Кардашинського болота пилю сосни. Того ж самого 1925 р. з'явилася робота Г. І. Танфільєва [9] про жорстку Олешківських пісків, де він також зупиняється на факті знаходження пилю сосни в Кардашинських торфах і тлумачить це як доказ існування раніш на Олешківських пісках соснових лісів. 1928 р. Є. Лавренко [6] у роботі про болота України, крім пилю сосни та інших деревних порід, наводить для торфів Кардашинського болота також кору сосни та опушок від соснового насіння.

Б. Н. Клопотов, начальник згаданої експедиції 1926 р., передав одному з авторів цієї роботи численні зразки торфу з Кардашинського болота. Частина цих зразків була проаналізована на ботанічний склад Ф. Левіною та Є. Лавренко, а невеличка частина, для детального пилюкового аналізу — у ботанічній лабораторії Всесоюзного торфового інституту під керівництвом проф. В. С. Доктуровського (див. рис. і таблицю). Подаємо наслідки цього дослідження.

На основі наслідків ботанічного аналізу численних шурфів видно, що торфовик з глибини 1—2 м і нижче складається з торфів з більшою чи меншою (10—64%) участю гіпнових мохів (гіпново-осоковий, гіпново-очеретовий торф); торфи ці дуже розкладені. Вище (до поверхні) торфи з більшою або меншою кількістю гіпнових мохів змінюються на мулястий очеретовий або осоково-очеретовий торф, з великою кількістю голок губок, а інколи й шкарлупок діатомових водоростей, що свідчить про велике обводнення болота за останній час. Проте, і в гіпнових торфах (але в значно меншій кількості, ніж у торфах очеретових та очеретово-осокових) трапляються досить часто голки губок.

Крім того, в очеретових та очеретово-осокових торфах, які утворюють верхні горизонти торфовика, інколи трапляються шкарлупки *Planorbis* та *Limnaeus*, що теж підкреслює велику обводненість болота під час утворення цих торфів. Решток цих молюсків у торфах з більшою чи меншою участю гіпнових мохів не зустрічається.

У торфах із значною участю гіпнових мохів зустрінуто спори, овочі та насіння таких рослин: *Aspidium thelypteris* (спорангії та спори; інколи

у великій кількості з глибини 3,50 м); *Carex Hudsonii*, *C. pseudocyperus*, *Menyanthes trifoliata*, *Nymphaea alba* (сумнівні рештки — насіння<sup>1)</sup>), *Scirpus lacustris* s. str., *S. Tabernaemontani* та коріння й корневища *Phragmites communis*. У верхніх горизонтах торфу подибуємо ті самі рештки, але переважають *Phragmites communis* і дуже часто горішки *Scirpus lacustris* s. l., рідше горішки *Scirpus maritimus* та *Carex lasiocarpa* (останні лише в одному випадку).

Торфовик підстиляється піском і значно рідше глинястою оглеєною породою. Пісок гумусований; у ньому знаходимо небагато голок губок, дуже рідко діатомів. Трапляються також рештки *Phragmites*, інколи горішки *Scirpus lacustris* s. l. Досить рідко рештки молюсків *Planorbis* та *Limnaeus*. Складається враження, що торф почав утворюватися на болотному ґрунті, де росли очерет, куга тощо. Можливо, що це були тимчасові водоймища.

Коли цю роботу було вже здано до друку, ми одержали наслідки ботаничного аналізу 4-х шурфів по профілю 9 (дослідження 1932 р.). Аналіз зроблено в лабораторії Українського торфового інституту під керівництвом проф. Д. К. Зерова.

У цілому наслідки аналізу цих шурфів збігаються з вищенаведеними даними щодо стратиграфії торфовика, але є й деякі відмінні риси. В основі торфовика (з глибини 3,75 м і вище) переважають комишеві (з комиша або куги *Scirpus lacustris*), рогозові (з *Typha* sp.), злакові (які саме злаки — точно не визначено) і відповідні мішані торфи, з більшою чи меншою домішкою очерету (*Phragmites*).

У цих торфах також знайдено окремі рештки *Chara* sp., *Stratiotes aloides* (тільки в одному випадку), *Menyanthes trifoliata*, *Carex rostrata*, *C. Hudsonii*. Це були мілкі водоймища, які й тепер часто трапляються серед пісків другої тераси Нижнього Дніпра. Найвність у цих торфах *Menyanthes trifoliata* та *Carex rostrata*, які в межах заплащини Дніпра (в усякому разі всієї степової та лісостепової смуги України) не трапляються, вказують на те, що торфовик з самого початку почав утворюватися в межах улоговини — замкненої або напівзамкненої від діючої заплащини Дніпра, тобто в оточенні надулової тераси. Поява в цій улоговині мілких водоймищ і дальше утворення торфовика ми зв'язуємо з епейрогенічними рухами в межах Нижнього Дніпра, а саме з сучасними явищем опускання (В. І. Крокос, Б. Л. Лічков, С. С. Соболев). Заходження заплачних вод Дніпра в цю улоговину Кардашинського болота теж, можливо, зв'язане з цим опусканням.

Вище (в одному шурфі — 2,50 — 2,75 м, у другому — 2,00 — 3,25 м) до решток комиша (куги) та злаків домішуються в більш-менш значній кількості (10—15%, в одному випадку — 64%) гіпнові мохи (*Drepanocladus aduncus* та *D. Sendtneri*). Вище решток мохів або зовсім не зустрічається, або трапляються в дуже незначній кількості.

Вище торфів з більш-менш значною участю гіпнових мохів ідуть ті ж самі торфи з комиша, злаків, рогозу, але вже з чималою участю очерету; далі йде очеретовий торф, з більшою чи меншою домішкою решток комиша (куги), рогозу тощо. В усіх цих торфах, починаючи від дна торфовика, трапляються окремі рештки *Carex Hudsonii* і *C. rostrata* (значно рідше ніж першої).

Біля поверхні торфовика (0—0,75) в деяких шурфах маємо осоково-очеретові та очеретово-осокові торфи, де з осок — рештки *Carex Hudsonii*, *C. rostrata*, *C. paradoxa*, *C. lasiocarpa* (остання в одному випадку).

В сучасних рослинних угрупованнях болота *C. rostrata* не подибано. Треба сказати, що цей профіль якраз проходить через осокові угруповання.

Один з шурфів складається з поверхні до дна (2 м) з очеретового торфу з чималою участю решток деревини вільхи (10—35%).

<sup>1)</sup> *Nymphaea alba* і тепер ми дуже рідко знаходили на болоті (наприклад, серед купинясто-осокового з *Salmagrostis lanceolata* угруповання біля кохановських торфозробок 1926 р.). Це, мабуть, зв'язано з підвищеною тепер вогкістю на болоті.



У шурфі 28 на глибині 2,50—2,75 м в злаково-гіпновому торфі знайдено шматки соснової кори.

Як видно з цього профіля, торфи з більшою чи меншою кількістю гіпнових мохів теж зв'язані з повною глибиною (понад 2 м). У торфі з перевагою гіпнів теж знайдено рештки соснової кори. Склад торфів указує на чималу обводненість болота. Перевага осок у поверхневих горизонтах є специфічна властивість цього профіля.

Таким чином, коли улоговина Кардашинського болота і е рукав дельти Дніпра (як гадає акад. В. В. Різниченко), то торфоутворення почалося тільки після того, як цей рукав був значною мірою виповнений піщаними алювіальними відкладами, на яких і почав відкладатися торф. Щодо дальшого розвитку болота, то він відбувався переважно коштом живлення ґрунтовими водами. В усякому разі решток типових озерних відкладів ми в цьому торфовику не здибали.

В. В. Різниченко [8] пише: „Кардашинське болото перейшло фазу живлення річковими та озерними водами. А фази живлення від атмосферних опадів воно не може досягти через велику сухість місцевого підсоння“. Ми вважаємо, що Кардашинське болото протягом свого життя живилося переважно коштом ґрунтових вод і тільки частково коштом весняних вод Дніпра.

Зупинимося тепер детальніше на знахідках решток сосни в торфах Кардашинського торфовика.

До останнього часу в торфах Кардашинського болота знайдені такі рештки сосни: 1) пилок сосни, 2) декілька дрібних уламків кори та деревини, 3) один опушок і декілька уламків опушка з насіння сосни. Крім того робітники торфових промислів на Кардашинському болоті повідомили 1925 р. П. К. Козлова [див. Лавренко, 5], що вони знаходили в торфах болота соснові шишки.

У верхньому горизонті торфу до глибини 25 см пиляку сосни зовсім не знайдено або він трапляється дуже рідко. Від 25—75 см його коли й подибували, то в дуже обмеженій кількості (див. рис.). Беручи на увагу кількість пиляку в торфах Кардашинського болота, можна визначити два максимуми сосни та інших порід: перший в інтервалі 1,50—2,25 м і другий — 2,25—3,25 м.

Рештки кори та деревини сосни знайдено в кількох шурфах (на глибині від 1 м й глибше): Опушок (нижня половина) насіння знайдено на глибині 2 м, на пікеті 6, по профілю 29 (праворуч від магістралі), а фрагменти опушка разом з уламками деревини та кори сосни на глибині 3 м, на пікеті 6, по профілю 1. Цікаво, що максимум пиляку сосни припадає на ті го-

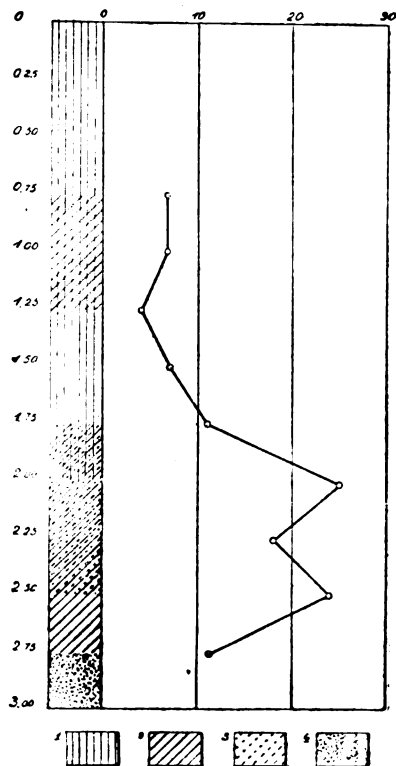


Рис. 1. Крива пиляку сосни в торфі Кардашинського болота. Поперечник 15. Пояснення до видів торфу: 1 — очеретовий торф (Phragmitestorf), 2 — осоковий торф (Carexstorf), 3 — гіпновий торф (Hypnumtorf), 4 — пісок (Sand); комбіновані значки відповідають мішаним щодо ботанічного складу торфам.

Fig. 1. Pollenkurve der Kiefer im Torf des Kardaschiner Moores. Durchmesser 15. Bezeichnungen der verschiedenen Torfarten: 1—Schilftorf (Phragmitestorf), 2—Seggentorf (Carexstorf), 3—Hypnumtorf, 4—Sand; kombinierte Zeichen entsprechen den, ihren botanischen Zusammensetzung nach, gemischten Torfen.

ризонти торфовика, де переважають торфи із значною участю гіпнових мохів.

Крім пиляку сосни, трапляється в меншій кількості пилок інших деревних порід та чагарників: ялини (тільки в одному випадку, сумнівний фрагмент пиляку), верби, ліщини, берези, вільхи, береста, дуба та липи. Більше подібумо пиляку берези, вільхи та дуба, тобто тих деревних порід, що й тепер ростуть у межах піщаної тераси низу Дніпра. Максимум пиляку цих порід

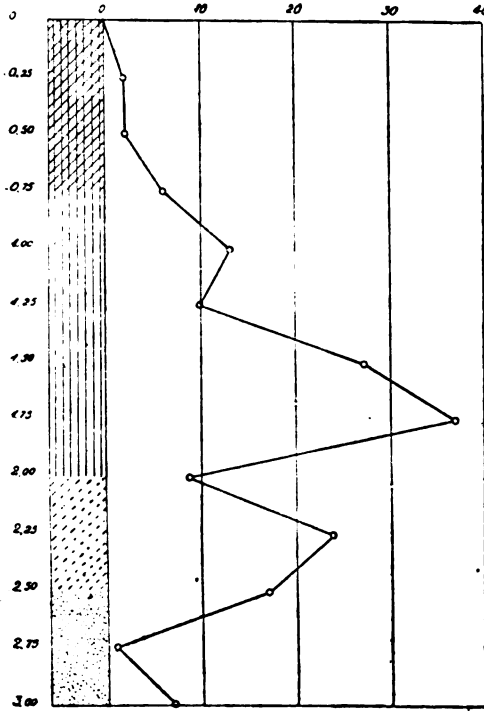


Рис. 2. Крива пиляку сосни в торфі Кардашинського болота. Поперечник 30.

Fig. 2. Pollenkurve der Kiefer im Torf des Kardaschiner Moores. Durchmesser 30.

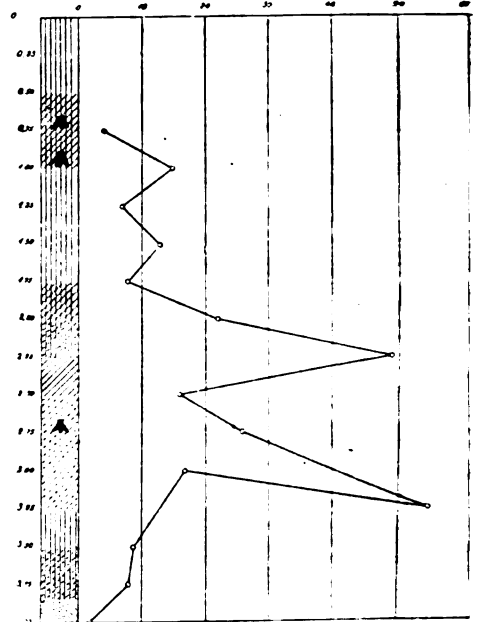


Рис. 3. Крива пиляку сосни в торфі Кардашинського болота. Поперечник 35. На глибині 0,75 м — рештки деревини вільхи; на глибині 1,00 м та 2,75 м — рештки соснової кори.

Fig. 3. Pollenkurve der Kiefer im Torf des Kardaschiner Moores. Durchmesser 35. In der Tiefe von 0,75 m — Reste von Erlenholz; in der Tiefe von 1,00 m und 2,75 m — Reste von Kiefernrinde.

(див. рис.) припадає на глибину від 1,75—3,00 м. Із згаданих листяних порід, пилок яких знайдено в торфах Кардашинського болота, тепер у межах низу Дніпра не ростуть ліщина й липа.

Треба згадати, що, як відомо [В. С. Доктурівський, I], пилок у торфах низинних боліт зберігається погано.

Чи вказують усі ці знахідки сосни на її існування в околицях болота, чи, можливо, ці рештки занесені на болото весняними водами Дніпра, які й тепер заходять на болото, і, мабуть, заходили й раніш.

На основі наведених міркувань щодо водного живлення болота, ми схиляємося до першого рішення. Майже цілковите зникання пиляку сосни до сучасної поверхні болота (хоча болото й тепер іноді заливається водами Дніпра), велика кількість пиляку в глибших горизонтах торфу, а також наявність інших решток сосни в торфах скорше вказує, як це вже зазначили в літературі Г. Танфільєв [9] та Є. Лавренко [6], на колишнє існування соснових природних насаджень в околицях Кардашинського болота.

**Аналіз ґляку (в абсолютній кількості) в торфі Кардашівського болота**  
(по три препарати з кожного вразка з певної глибини)

По-переч-ник	Г л и б и н а	Pinus	Picea	Salix	Corylus	Betula	Alnus	Ulmus	Quercus	Tilia
35	0,25 — 0,50	—	—	—	—	—	1	—	—	—
	0,50 — 0,75	4	—	—	—	?	—	—	—	—
	0,75 — 1,00	15	—	—	—	—	?	—	1	—
	1,00 — 1,25	7	—	—	—	—	—	—	—	—
	1,25 — 1,50	13	—	—	—	—	—	—	—	—
	1,50 — 1,75	8	—	—	—	—	—	—	—	—
	1,75 — 2,00	22	—	—	—	—	—	—	2	—
	2,00 — 2,25	49	—	3?	—	?	3	—	—	1
	2,25 — 2,50	16	—	—	—	—	3?	—	—	—
	2,50 — 2,75	26	—	—	—	2	3	1	3	2
	2,75 — 3,00	17	—	—	—	3	4	—	?	2
	3,00 — 3,25	54	—	—	—	2	2	—	—	—
	3,25 — 3,50	9	—	—	—	—	—	—	—	—
	3,50 — 3,75	8	—	—	—	—	1	—	—	—
	3,75 — 4,00	2	—	—	—	—	—	—	—	—
30	0,00 — 0,25	2	—	—	—	—	—	—	—	1
	0,25 — 0,50	2	—	—	—	—	—	—	1	—
	0,50 — 0,75	6	—	—	—	—	—	—	—	—
	0,75 — 1,00	13	—	—	—	—	1	—	—	—
	1,00 — 1,25	10	—	—	—	—	—	—	—	—
	1,25 — 1,50	27	—	—	—	—	—	—	—	—
	1,50 — 1,75	37	фрагмент ґляку	—	—	—	—	—	—	—
	1,75 — 2,00	9	—	—	—	—	—	—	—	—
	2,00 — 2,25	24	—	—	—	—	—	—	—	—
	2,25 — 2,50	17	—	—	—	—	—	—	—	—
	2,50 — 2,75	1	—	—	—	—	—	—	—	—
2,75 — 3,00	7	—	—	—	—	—	—	—	—	
15	0,50 — 0,75	7	—	—	—	—	1	—	1	—
	0,75 — 1,00	7	—	—	—	—	3	—	1	—
	1,00 — 1,25	4	—	—	—	—	—	—	—	—
	1,25 — 1,50	7	—	—	—	1	1	—	2	—
	1,50 — 1,75	11	—	—	—	—	—	—	?	?
	1,75 — 2,00	25	—	?	—	1	2	3	2	1
	2,00 — 2,25	18	—	—	—	—	4	1	—	—
	2,25 — 2,50	24	—	—	—	—	?	1	—	—
	2,50 — 2,75	11	—	—	—	—	—	—	—	—
	2,75 — 3,00	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Цікаво, що максимум сосни збігається з максимумом гіпрових мохів у торфах Кардашинського болота, тоді як тепер гіпнові мохи не грають жодної ролі в утворенні рослинного вкриття цього болота. Сучасна рослинність (переважання очерету, рогозу тощо) вказує на більше обводнення болота, ніж те, яке, мабуть, було під час відкладання цих гіпрових торфів.

З яким моментом польодовикового часу зв'язана ця поява на піщаній терасі Нижнього Дніпра сосни? Відповісти на це питання трудно, маючи на увазі, що стратиграфія українських торфовиків вивчена ще недостатньо.

Звичайно, це могло відбутися тільки в польодовиковий час, коли сформувалися піщані тераси річок, у тому числі й піщані тераси низу Дніпра. Появу сосни (і інших бореальних елементів) у цьому районі, можливо, можна зв'язати з періодами „верби-берези-сосни“ або, скоріше, „сосни“, які встановлює Д. К. Зеров [2] на основі вивчення стратиграфії торфовиків Правобережного Полісся. Ю. Д. Клеопов [3] бореальні форми в межах лісостепу та степу теж вважає за релікти пребореального часу постгляціалу („Weiden-Birken-Kiefernzeit“).

Цікаво з цього погляду, що деяких супутників сосни в межах степової України ми знаходимо тепер не тільки без сосни, а й без інших деревних порід. Так, у межах Кам'янської піщаної тераси Дніпра (на північ від пісків низу Дніпра) П. К. Козлов серед моху *Polytrichum* знайшов *Lycopodium clavatum* (1), а також *Ophioglossum vulgatum* (1). Але відсутність тепер тут берези і, можливо, інших деревних порід, безперечно, пов'язана з діяльністю людини, бо на відповідному планшети 3-верстної картки на цих пісках Кам'янської тераси показані гайки, які тепер знищено.

Звичайно, рештки сосни в цьому болоті вимагають дальшого дослідження.

#### ЛІТЕРАТУРА

1. Докторовский В. С., Метод анализа пыльцы в торфе, Известия Научно-экспериментального торфяного института, № 5, Москва 1923.
2. Zerow D. K., Die Stratigraphie der Torflagerstätten der Ukraine als eine der Grundlagen zur quartären Geschichte der Vegetation und das Klimas des Landes, Die Quartärperiode, Lief. 4, 1932, Ukrain. Akad. der Wissenschaften, Kyjiw 1932.
3. Клеопов Ю. Д., Über das Alter der Relikte der Ukraine im Konnex mit den Sukzessionen ihrer Vegetation im Laufe der Quartärperiode, Lief. 4, 1932, Ukrain. Akad. der Wissenschaften, Kyjiw 1932.
4. Климентов Л., Пыльца сосны в Кардашинском торфянике, Вісник Одеської комісії краєзнавства, Одеса 1925.
5. Лавренко Є. та Прянішніков О., Рослинність Нижньдніпровських (Олешківських) пісків та південного району, що з ним межує (по дослідженню 1925 р.), Матеріали в справі дослідження ґрунтів України, Вип. 1, Харків 1926.
6. Лавренко Є., Болота України, Вісник природознавства № 3—4. Харків 1928.
7. Пачоський І. К., По пескам Днепровского уезда, Ч. I, Известия Государственного степного заповедника Аскания-Нова, № 1, Херсон 1922. Ч. II — Там же, № 2, Херсон 1923.
8. Різниченко В. В., Природні умови найбільш південного родовища торфів на Україні. Праці Першого З'їзду дослідження продукційних сил та Народнього господарства України, Т. I, Геологія, Д. В. У., 1926.
9. Танфильев Г. И., Жерства Алешковских песков и связанные с нею ботанико-географические вопросы, Збірник, присвячений В. Таїрову, Одеса 1925.

## К изучению ландшафтов и стратиграфии Кардашинского болота в пределах низовья Днепра

Е. М. Лавренко и Э. Т. Извекова

### РЕЗЮМЕ

Кардашинское низинное болото (Niederungsmoore), самое южное торфяное болото на Украине, находится в пределах песчаной надлуговой террасы долины реки Днепра; однако, оно иногда заливаётся полыми водами Днепра. Болото окружено солончаками, солончаковыми лугами и песками.

На болоте встречаем такие группы ассоциаций:

- 1) с преобладанием *Carex Hudsonii*,
- 2) с преобладанием *Carex Hudsonii* и *Calamagrostis lanceolata*,
- 3) с преобладанием таких растений, как *Alisma plantago-aquatica*, *Oenanthe aquatica*, *Rumex hydrolapathum*, *Sium lancifolium* и др.,
- 4) с преобладанием тех же растений, что и в предыдущем случае, а также *Heleocharis palustris*,
- 5) с преобладанием *Phragmites communis*,
- 6) с преобладанием *Typha angustifolia*,
- 7) с преобладанием *Scirpus lacustris*,
- 8) с преобладанием *Alnus glutinosa*.

В пределах этого болота мы встречаем ряд бореальных растений, имеющих здесь изолированные нахождения от основных их ареалов, каковые располагаются к северу от Нижнего Днепра (например, *Carex lasiocarpa*, *S. paradoxa*, *Menyanthes trifoliata* и др.).

Максимальная глубина этого торфяника — 4,5 м, средняя — около 1,5 м. Дно торфяника образовано песчаными древне-аллювиальными отложениями. Торфяник на глубине 1—2,5 м и ниже образован торфами со значительным участием гипновых мхов (*Hypnum-Carex-Torf*, *Hypnum-Phragmites-Torf*, *Hypnum-Scirpus-Torf* и т. д.)

Иногда ниже торфов, с большим или меньшим участием гипновых мхов, лежат слои камышевого (*Scirpus-Torf*), рогозового (*Typha-Torf*) или тростникового (*Phragmites-Torf*) торфа. Выше 1—2,5 м располагаются илестый тростниковый (*Phragmites-Torf*), осоково-тростниковый (*Carex-Phragmites-Torf*) или тростниково-осоковый (*Phragmites-Carex-Torf*) торф.

Наибольший интерес представляет находка пыльцы в торфах Кардашинского болота (Л. Климентов, Г. Танфильев, Е. Лавренко), а также изредка кусочков коры и древесины сосны и летучек семени сосны. Сосна в диком состоянии в настоящий момент на песках всего Нижнего Днепра не растет. Авторы (также, как и Г. Танфильев) считают возможным, что эти остатки сосны указывают на ее бывшее существование (в послеледниковое время) в окрестностях этого самого южного в пределах УССР торфяного болота.

## Zum Studium der Landschaften und der Stratigraphie des Kardaschiner Moores in den Grenzen des Unteren Dniepr

E. M. Lawrenko und Z. T. Iswekowa

### ZUSAMMENFASSUNG

Das Kardaschinsker Niederungsmoor — das südlichste Torfmoor in der Ukraine — ist in den Grenzen der sandigen überauigen Terrasse des Dnieprtales gelegen; allein es wird bisweilen von den Frühjahrsgewässern des Dniepr überschwemmt. Das Moor ist von Solontschakböden, Solontschakwiesen und Sanden umgeben.

Auf dem Moor kommen folgende Assoziationsgruppen vor:

- 1) Mit Vorherrschaft von *Carex Hudsonii*.
- 2) Mit Vorherrschaft von *Carex Hudsonii* und *Calamagrostis lanceolata*.
- 3) Mit Vorherrschaft von solchen Pflanzen, wie *Alisma plantago-aquatica*, *Oenanthe aquatica*, *Rumex hydrolapathum*, *Sium lancifolium* u. and.
- 4) Mit Vorherrschaft von denselben Pflanzen wie in vorangehender Rubrik sowie mit *Heleocharis palustris*.
- 5) Mit Vorherrschaft von *Phragmites communis*.
- 6) Mit Vorherrschaft von *Typha angustifolia*.
- 7) Mit Vorherrschaft von *Scirpus lacustris*.
- 8) Mit Vorherrschaft von *Alnus glutinosa*.

In den Grenzen dieses Moores findet man eine Anzahl borealer Pflanzen, wie z. B. *Carex lasiocarpa*, *C. paradoxa*, *Menyanthes trifoliata* u. a., welche hier von deren, nördlich vom unteren Dniepr gelegenen, Hauptarealen isolierte Fundorte aufweisen.

Die maximale Tiefe dieses Torfmoores beträgt 4,5 m, die mittlere — ungefähr 1,5 m. In der Tiefe von 1—2,5 m und nach unten hin, ist das Torfmoor von Torfen mit erheblichem Anteil von Hypnum-Moosen (Hypnum-Carex-Torf, Hypnum-Phragmites-Torf), Hypnum-Scirpus-Torf gebildet. Nach oben hin von der erwähnten Tiefe (1—2,5 m) erstreckt sich der schlammige Schil-Torf (Phragmites-Torf), Carex-Phragmites-Torf.

Am meisten bemerkenswert ist der Fund von Pollen (L. Klimentow, G. Tanfiliew, E. Lawrenko) sowie mitunter von Stückchen von Kiefernrinde und von einem Kiefern-samenschopf. Auf den Sanden des ganzen Unteren Dniepr wächst die Kiefer in wildem Zustande zurzeit nicht. Die Verfasser (sowie auch G. I. Tanfiliew) halten es für möglich, dass diese Kiefernreste darauf hinweisen, dass die Kiefer in der Umgebung dieses Torfmoores — des südlichsten in der Ukraine — in der Vergangenheit (in postglazialer Zeit) wuchs.

## Двофазне заліснення лісостепової зони Східної Європи

*В. М. Гвоздецький*

„Лесостепь необходимо рассматривать в качестве современного наследия от весьма отдаленного прошлого, и только с этой исторической точки зрения можно понять многие особенности данной физико-географической области“, — писав проф. Набокіх [28, 62] років в 20 тому. Але питання взаємовідношень лісу й степу в лісостеповій зоні ще й досі не розв'язане. Про це свідчить ряд робіт останнього часу, які ставлять знову на порядок дня питання лісостепу, висувають нові гіпотези взаємовідношень лісу й степу тощо [Г. Гроссет, 7].

Правильне розв'язання питання лісостепу має не абиякий теоретичний інтерес, а також величезне практичне значення в сільському та лісовому господарстві.

Так наприклад, Гроссет [7] прийшов до висновку, що в природних умовах ліс і степ у лісостеповій зоні послідовно міняються місцями: ліс оселяється на чорноземі, що утворився під луковостеповою рослинністю. Під лісом чорнозем деградується, стає мало придатним ґрунтом для лісу, і ліс звільняє це місце для луковостепової рослинності. Луковостепова рослинність поновлює втрачену родючість ґрунту, перетворює деградований ґрунт знову на чорнозем, що знову може бути заліснений. Таким чином утворюється певна „сівозміна“, що регулюється самою природою. За Гроссетом, з цього виходить, що сучасні лісові масиви засуджені на загибель, оскільки вони штучно позбавлені можливості перейти на територію чорноземних степів, звільнивши свою територію під луковостепову рослинність для відновлення родючості ґрунтів або перетворення їх з деградованих на регенеровані чорноземи. Якщо висновок Гроссета правильний, то справді лісоводам-практикам треба замислитись над долею лісових масивів і негайно взятися до відповідних заходів (здобрювання тощо), щоб запобігти загибелі лісів. Може бути й другий, майже протилежний, висновок, а саме: ліс, знявши певну територію, тримається на ній у природних умовах надзвичайно довго, протягом тисячоліть. Міняється лише склад лісових порід відповідно до змін умов місцевиростання (розвиток ґрунту, гідрогеологічні умови тощо). До такого висновку прийшов Набокіх [29, с. 27].

Дуже велике практичне значення має питання взаємовідношень лісу й степу в лісостеповій зоні також для сільського господарства, зокрема в питаннях його хемізації. Більшість колишніх лісових масивів під впливом діяльності людини зникла, а площі спід лісів часто перетворено на цукробурякової плантації (Вінницька, Київська та інші області). Лісостепова зона майже збігається з зоною бурякосіяння, тобто з зоною високоінтенсивної технічної культури. Питання хемізації в цукробуряковій зоні стоїть дуже гостро. Раціональне розміщення та раціональне використання добрив є одне з першорядних завдань господарників. На допомогу їм н.-д. інститути скла-

дають ґрунтово-агрохімічні карти (ВНІС — для бурякорадгоспів, а ВІУАП—УНДІАХ—для бурякових МТС). Але, на жаль, агрохімічні показники часто дають велику розбіжність. Почасти це можна пояснити агротехнічними моментами — історія полів тощо, але цілий ряд розбіжностей виникає в наслідок різної генези чи історії розвитку ґрунту за останні часи. Звичайно, коли ґрунт до розорювання був під лісом, то агрохімічні його показники будуть одні, а коли розорано було цілинний степ, вони будуть інші. Але мало знати, під якою рослинною формацією перебував ґрунт на час його розорювання; треба знати історію змін рослинних формацій на даному ґрунті, оскільки кожна з цих формацій залишила певний слід свого перебування, який так чи так впливає на сучасні процеси розвитку ґрунту, а разом з цим і на агрохімічні показники. Зокрема питання регенерації ґрунтів лісостепової зони заслуговує на неабияку увагу, оскільки в зв'язку з регенерацією ґрунтів виникає на сьогодні цілий ряд нових важливих питань, знову таки великої практичної ваги.

Ми не ставимо собі завдання дати цю статтю безпосередню відповідь на поставлені практичні питання, але ті висновки, до яких ми приходимо, на нашу думку, можуть придатись для розв'язання цілого ряду практичних і теоретичних питань лісостепової зони.

В цій статті ми не маємо наміру широко і всебічно розглядати питання лісостепу і зокрема взаємовідношень лісу і степу в лісостеповій зоні. Наше завдання вужче: подати схему виникнення та історію розвитку лісостепової зони, виходячи з новітніх літературних даних про історію пізньюльдовикової і польодовикової доби, а також деяких власних фактичних даних і спостережень під час ґрунтознавчих досліджень протягом останніх п'яти років (1930—1934) у лісостеповій зоні УСРР і зокрема в колишній ЦЧО (1934).

Вже давно відомо, що взаємовідношення лісу й степу в лісостеповій зоні несталі. Коржинський перший звернув на це увагу і твердив, що „вся северная полоса черноземной области находится ныне в периоде облесения“, а лісові суглинки виникли з чорноземів шляхом деградації. Це твердження привело Коржинського до цілком природного висновку, що „степная область имела некогда большее протяжение, чем теперь“ [18, с. 123].

Набоків, працюючи в лісостеповій зоні, віткнувся з дуже складним комплексом ґрунтів та рослинності; що особливо його вразило — це невідповідність різних сторін природи сучасним кліматичним умовам краю. Підсумовуючи розгляд природи лісостепової зони, Набоків пише: „Лесостепь можно... рассматривать, как беспорядочный агрегат целого ряда разнородных физико-географических участков“, але „вся область представится нам в качестве весьма естественного целого, как только мы допустим, что имеем дело с местностью, испытавшей в недавнее время существенные климатические пертурбации, которые хотя и не уничтожили всех прежних элементов ее природы, но резко нарушили их первоначальную согласованность и вызвали ряд новых, незакончившихся еще процессов“ [28, сс. 65—66].

Отже за Набоків уся складність сучасної природи лісостепової зони є наслідок впливу кліматичних пертурбацій, що відбулися в недавній час.

В наступній своїй роботі [28, сс. 27—28] Набоків проводить думку, що заліснення степових просторів відбулося дуже давно: „Захват южных степных пространств лиственными лесами несомненно начался в Подолии в весьма отдаленный от современного период времени, быть может даже уже в первые моменты вслед за отложением последнего яруса лесса“. Це давнє поширення лісу в лісостеповій зоні Набоків доводить наявністю на Поділлі, „типических подзолистых почв, образующих по главному водоразделу между Днестром и Бугом значительный язык к югу“.

Розглядаючи поширення степових курганів, Набоків виявив, що на Поділлі є „бескурганная область“, яка включає „в себя целиком весь остров



подзолистых почвогрунтов“, але дуже цікаве в те, що „граница бескурганной области вовсе не опоясывает района современных „лесов с темноцветными, но деградированными почвами, а всюду разделяет его на две половины. Нельзя ли считать вторую „курганную“ половину лесных деградированных почв в качестве района, занятого лесом всецело в историческую эпоху?“

Таким чином Набокіх приходять до висновку, що подільський лісостеп поділяється на дві області: „бескурганная область подзолистых почв“, захоплена лісом „в весьма отдаленный от современного период времени“ і „курганная“ половина „лесных деградированных почв“, де „леса появились сравнительно весьма недавно“. Коли взяти на увагу думку Набокіх, що розселення лісів в первісних масивів на сусідні степові простори відбувалося легко, то виходить (хоч Набокіх про це прямо й не говорить), що після „першої фази“ розселення лісів (дуже давній час) сталася деяка перерва; потім уже за історичних часів, „сравнительно недавно“, настала „друга фаза“ розселення лісу.

Коротенько зупинимось на новіших поглядах щодо часу появи лісової рослинності в лісостепу.

Свого часу Пачоський уважав, що на Поділлі рослинність мала пристановище і захист від усіх подій четвертинної епохи і що саме на Поділлі лісова рослинність збереглася від третинного періоду. Грунтовну критику поглядів Пачоського на лісостеп („стародавній лісостеп“) подав Клеопов у своїй цікавій роботі „До історії рослинного вкриття України“. У згаданій роботі Клеопов, довівши неправдоподібність [18] і деяку плутанину в поглядах Пачоського, розглядає цікаві дані польського ботаніка Koczwaga і приходять до висновку, що ці дані „повертають нас до класично відтвореної в Коржинського картини, як розвивалася рослинність Росії“.

Клеопов [18, с. 29], додержуючи схеми Коржинського, вважає, що „Подільське підвищення (як і Середньоросійське з Донецьким кряжем) не могло правити за пристановище для третинної флори“. Далі в своїй роботі Клеопов, аналізуючи історію розвитку рослинного покриву України, в зв'язку з новішими даними про події четвертинного періоду приходять до таких висновків:

... „Лісова флора не могла задержатися під час максимальної льодовикової доби і мала refugium далі на південь під захистом гір. Після відступання льодовиків флора України... поступово збагачувалася на вибагливіші деревні породи... Під час навіювання лесу вюрмського зледеніння лісова рослинність тулилася лише по долинах великих річок. Флора й усі рослинні формації України склалися, як видно, за четвертинного періоду, отже третинних реліктів, а тим паче лісостепових угруповань..., всупереч думці Пачоського, тут не збереглося“. [18, сс. 146—147].

Клеопов таким чином пересуває вік лісових реліктових видів України з кінця третинного періоду (за Пачоським) на рис-вюрмську міжльодовикову добу.

Як причину цього Клеопов виставляє дуже суворий клімат часу риського зледеніння на територіях, що прилягали до льодовика з півдня. Гроссет [8, с. 303] не погоджується навіть і з висновками Клеопова і доводить, що лісові реліктові види не могли залишитися не тільки з третинного періоду, а навіть і від часу рис-вюрмської міжльодовикової доби. Гроссет, посилаючись на літературні дані, вважає, що за вюрмського зледеніння кліматичні умови були навіть суворіші, ніж у період риського зледеніння. Доказом цьому є хоча б те, що за часів вюрмського зледеніння остаточно вимер в Європі цілий ряд рослин, які потребують найтеплішого й вологого клімату. Тому Гроссет пише: „Лесные элементы нашей флоры, относимые к реликтам третичного времени, должны считаться реликтами более поздней

епохи. Вони являються реліктами воложної і теплої послеледникової епохи.. Факти ботаничної географії змушують признати існування між останнім оледененням і настоящим часом епохи, відмінної від теплого і вологого клімату". Отже Гроссет пересуває вік лісових реліктових видів лісостепової зони на вологу й теплу епоху польодовикового часу, що була між останнім зледенінням і сучасною епохою. Як відомо, такою епохою був атлантичний кліматичний період (за схемою Бліт-Сернандера). Таким чином виникнення лісостепової зони, як і дальша історія розвитку лісостепу, тісно зв'язане з історією польодовикового часу і, зокрема, з тими кліматичними змінами, що відбувалися, починаючи з атлантичного періоду.

Найбільш розробленою і визнаною схемою змін клімату в польодовиковий час є схема Бліт-Сернандера [10]<sup>1)</sup>. Вебер у 1897 р. вперше показав, що в торфовиках північнозахідної Німеччини вирізняються два горизонти сфагнового торфу, між якими залягає тоненький горизонт дуже розкладеного торфу — межовий горизонт (Grenzhorizont). Межовий горизонт торфу пізніше було знайдено в багатьох пунктах Середньої Європи і зокрема на території Радянського Союзу (Тверська, Московська, Владімирська, Рязанська, Іваново-Вознесенська, Калузька, Могилевська та ін. губернії код. Росії). За допомогою пілкового методу вивчення торфовиків і пов'язання давніх вивчення торфовиків з даними геології та археології встановлено, що час утворення межового горизонту більш-менш збігається з часом бронзової культури та суббореальним кліматичним періодом.

Безумовно, ксеротермічний період (суббореальний), коли утворився межовий горизонт, не обмежився тільки змінами в процесах торфоутворення. В той час перегрупування рослинних формацій мало значне місце, відбувалися величезні зміни в напрямках ґрунтоутворчих процесів, у режимі річних вод тощо. Тепер доводиться лише випадково натрапляти на явища й факти, що не в'яжуться з сучасними фізико-географічними умовами і які можна зрозуміти, тільки урахувавши історичний розвиток того чи того процесу в змінних фізико-географічних умовах.

Крім межового горизонту, „целый ряд других фактов говорит в пользу существования в послеледниковое время на севере, не только в Европе, но и Азии, такого сухого теплого („ксеротермического“) периода, к которому, нужно думать, и относится образование пограничного горизонта. [Сукачев, 39, с. 148].

Ряд інших авторів на основі вивчення еволюції ґрунтового покриву (зокрема засолені ґрунти) приходять до висновку (Віленський), що перед сучасною добою був сухий і теплий (континентальний) період, який очевидно, і відповідав суббореальному періоду за Бліт-Сернандером.

На жаль, у межах лісостепової зони більш-менш певних даних про наявність межового горизонту немає. Зеров, вивчаючи торфовики північнозахідної України [13, 14, 12, с. 137], також не виявив межового горизонту. На основі пілково-статистичного дослідження торфовиків, Зеров поділяє польодовиковий час розвитку клімату й рослинності північнозахідної України на певні фази, які з певним наближенням відповідають періодам Бліт-Сернандерової схеми (крім суббореального).

Дані Клеопова [19, с. 69] з стратиграфії боліт низу рр. Супоя й Кропивної та притерасового пониззя спід Золотоношки начеб то не показують сухої суббореальної фази.

Клеопов, урахувавши, крім своїх даних щодо вивчення торфовиків у середній Наддніпрянщині, дані Зерова з вивчення торфовиків Правобереж-

<sup>1)</sup> Кліматичні періоди (за схемою Бліт-Сернандера): арктичний (холодний), бореальний (тепліший і сухий, континентальний), атлантичний (тепліший і вологий), суббореальний (сухий і теплий, континентальний) і субатлантичний (вогий і холодний).

ного Полісся, вважає, що для відокремлення суббореального періоду на Україні немає підстав. Правда, Клеопов там таки [19, с. 69] зазначає, що „це питання потребує дальшого вивчення“, бо Матюшенко на підставі вивчення стратиграфії боліт р. Трубежа приходиться до висновку, що всі п'ять стадій розвитку болота можна ув'язати з кліматичними періодами за Бліт-Сернандером, хоч для потвердження потрібні ще досліди. Отже слід уважати, що дані вивчення торфовиків лісостепової зони (України) недостатні, щоб говорити про безпідставність відокремлення суббореального періоду на Україні, тим більше, що цими ж таки даними в основному потверджується схема кліматичних змін Бліт-Сернандера. Крім того, дані вивчення розвитку піщаних та заплавлених терас річок за польодовиковий час не тільки лісостепової, а й степової зони потверджують схему кліматичних змін Бліт-Сернандера і, зокрема, виявлення суббореального періоду в згаданих зонах (Лепікаш, Соболев). Майже цікавите знищення рослинності і наступне розвіювання піщаних субтерас Соболев [36, с. 8] ув'язує якраз з сухим і теплим суббореальним періодом.

Цікаву схему подає Лепікаш [24, с. 115] в історії розвитку піщаних та лукових терас порожистої частини Дніпра у зв'язку з археологічними даними та змінами клімату.

„Наприкінці фінігляціалу (друга половина бореального кліматичного періоду) на поверхні піскової тераси, що мала тоді вигляд заплавини, піски перевиювалися, формувалися в дюни, а також потрапляли в лесуваті поклади третьої тераси, що тоді відкладалася. Теперішньої заплавини ще не було.

„За наступного теплого й вогкого, атлантичного періоду відбувалося інтенсивне заростання пісків і формування ґрунтів: луковостепових на підвищених піскових ділянках, лукових та болотяних на зниженнях з близьким рівнем ґрунтових вод, на схилах заплавлених озер і стариць тощо. Тоді ж такі пісок оселявала неолітична людина, що жила з полювання та рибальства...

„В той час, як на пісковій терасі формувалися ґрунти, на заплавині відкладалась алювіальні поклади. Сучасна заплавина за атлантичного періоду (неоліт) не підносила вище рівня літніх вод, і тому ніде на ній археологічних решток доби неоліту не знаходимо...

„У наступному, сухішому суббореальному періоді значно знизився рівень річкових вод у Дніпрі і ґрунтових вод на пісковій терасі. Заплавина поступово звільнялася від дніпрових вод, і на ній почали формуватися ґрунти. Це дало змогу тодішнім жителям оселюватись на заплавинах, і стації їх (пізньобронзової доби) ми знаходимо на о-ві Дубовому, а також у долині р. Шияни.

„На пісковій терасі, в зв'язку з деяким посушінням клімату і зниженням ґрунтових вод, створювались умови для розвіювання пісків, якому сприяли також розвиток скотарства, пожарища тощо... Перекривання еоловими пісками ґрунту з неолітичними залишками ми бачимо і на о-ві Виноградному. Наступне повогчення клімату (субатлантичний період) спричинило підвищення рівня дніпрових поводей і посилення акумулятивних процесів. На заплавинах ґрунт перекривається пісками алювіального походження.

„В наслідок заростання заплавини, з одного боку, і зниження Дніпра через вертикальну ерозію — з другого, заплавина середнього й вищого рівня заливається щораз рідше, на ній формується сучасний ґрунт... Заплавина нижчого рівня заливається щороку і ґрунтотворення на ній чергується з седиментацією. На другій терасі дюнні піски знову починають заростати і на них формуються ґрунти“.

Аналогічні думки Лепікаш висловлював і раніш [23, сс. 10—11].

Отже за Лепікашем не тільки в лісостеповій, а також і в степовій зоні виразно позначався вплив кліматичних змін (у розумінні Бліт-Сернандера) на процесах формування піщаних і лукових терас, на процесах ґрунтотворення, а також на процесах заростання піщаних терас. Двофазне

заростання рослинністю піщаних терас цілком виявлено в побудові схеми Лепікаша.

На похованому ґрунті заплавини середньої частини Дона Гожев знайшов стоянку бронзового часу (хвалинської культури). Похований ґрунт заплавини, занесений пізнішими алювіальними відкладами, Гожев [26, с. 36—47] на підставі знахідки на ньому стоянки бронзового часу відносить до суббореального періоду Бліт-Сернандера і називає „межовим горизонтом заплавини“, синхронізуючи його таким чином з межовим горизонтом торфовиків. Далеко на півночі на заплавині р. Волхова Прасолов також констатував поховані ґрунти з гумусовими горизонтами, в яких на його думку, можна вбачати „признаки впливння более теплого и сухого климата (ксеротермического периода), устанавливаемого преимущественно по пограничному горизонту торфяников и соответствующего концу литориновой эпохи и бронзовому веку Э. Европы“ [35, с. 32].

Поховані ґрунти заплавинних річкових терас, які можна вважати за синхронічні межовому горизонтові торфовиків, як видно з наведених вище даних, дуже поширені, починаючи з далекої півночі (р. Волхов) до степової зони на півдні. Нам також довелось спостерігати значне поширення похованих ґрунтів (синхронічних, на нашу думку, межовому горизонтові торфовиків) на заплавині Дніпра в межах Золотоніського району та Київської приміської смуги, а також на заплавині р. Буга в межах колишньої Тульчинської округи. Якщо місцями ще не виявлено межового горизонту в торфовиках, то певним доказом виявленості суббореального періоду в даній місцевості можуть бути поховані ґрунти заплавин, синхронічні межовому горизонтові торфовиків. А раз так, то ми, беручи на увагу ще деякі дані, наприклад розвиток піщаних терас тощо, можемо вважати за доведену широку регіональність кліматичних змін за схемою Бліт-Сернандера не тільки з заходу на схід, а й з півночі на південь. Широку регіональність змін клімату в польодовиковий час визнають більшість авторів (Сукачев, Берг, Лепікаш, Зеров, Косцвага та ін.). Косцвага, наприклад, який дослідив торфовики Галицького Поділля, припускає, що „Поділля пережило після льодовика, подібно до Західної й Північної Європи, ряд кліматичних фаз і відповідних змін у флорі“. [Клеопов, 18, с. 126].

Визначаючи регіональний характер основного напрямку кліматичних змін для всієї Європи, звичайно треба мати на увазі й місцеві фактори, що подекуди можуть впливати і впливають на явища загального характеру, зменшуючи і посилюючи їх.

До останнього часу питання взаємовідношень лісу й степу в лісостеповій зоні не розглядали в тісному ув'язанні з змінами клімату відповідно до схеми Бліт-Сернандера, хоч певний зв'язок цих взаємовідношень із змінами клімату більшість учених встановили вже давно. Встановлено було, що прастарі степи поширювались значно далі на північ, ніж сучасні степи. Пізніше, у зв'язку з повогченням клімату у другій половині польодовикового періоду, лісова зона почала посуватись на степову. Колишні північні степи поступово заліснявались. У наслідок заліснення колишні степові простори з чорноземними ґрунтами підпали під вплив лісової формації, ґрунти почали деградуватись. Поряд продовжували існувати певні площі степів, які також поволі завойовував ліс. Місцями ліс уже заселив суцільні величезні території, де свідками колишніх степів лишилися лише дуже метаморфізовані (деградовані) ґрунти — темносірі, сірі та світлосірі лісові (спідзолени) ґрунти. За доказ того, що ці ґрунти утворилися з чорноземних степових ґрунтів, уважали й вважають такі реліктові ознаки їх, як давні кротовини, червоточина тощо, а також, місцями, кургани колишніх степових кочовників. За прийнятими поглядами, заліснення північної зони колишніх степів (теперішній лісостеп) у природних умовах відбувається й тепер. Свого часу висловлювали й ді-

метрально протилежні погляди [Талієв і Крилов], але ці погляди „тепер мають переважно історичний інтерес“ [18, с. 123]. Останнього часу Тюрін а також Гроссет висловлюють погляди, що йдуть у розріз з пануючими. Тюрін, наприклад, намагався трактувати чорноземи (і рослинність) усїєї лісостепової зони, як вторинні проградовані [40], але в своєму підручнику [41] він в основному приєднується до загальноприйнятих поглядів щодо деградації чорноземностепових ґрунтів.

Гроссет вважає, що в межах лісостепової зони оселення лісу на чорноземних ґрунтах не свідчить про загальне переміщення лісостепової зони на південь. Заміни степу лісом і навпаки є лише відбитком змін, що відбуваються в ґрунті. Ліс, деградує чорноземом, тим самим погіршує умови свого росту й поновлення і цим готує собі заміну степом. Спідзолени ґрунти під степом проградуються до чорноземів і ліс знову може захопити покинуту ним раніш територію. Таким чином за Гроссетом виходить, що „здесь мы имеем дело... лишь с перераспределением площадей, занятых лесом и степью“ [8, с. 307], а далі він говорить: „это наступление леса на степь ни в какой связи с изменением климата не находится“ [8, с. 307]. Правда, у висновках наступної роботи [9, с. 54] Гроссет визнає вплив на перерозподіл лісу й степу в лісостеповій зоні, також і кліматичних змін, людини, а можливо, і шкідників лісу.

Підсумовуючи наведені літературні дані про зміни клімату в польодовиковий час і про погляди на виникнення й розвиток лісостепової зони, ми повинні сказати таке.

1. Схема змін клімату (Бліт-Сернандера) в основному потверджується для лісостепової зони.

2. Виникнення лісостепової зони, тобто розселення лісових видів у лісостеповій зоні відбулося в польодовиковий час у зв'язку з зміною клімату від сухого й теплого (континентального) у вогий і помірний.

3. Щодо взаємовідношень лісу й степу в лісостеповій зоні і зокрема щодо розвитку лісостепової зони, то тут поряд з пануючими поглядами виникають і діаметрально протилежні.

4. На нашу думку, така різка непогодженість є наслідок того, що досі ще панують ті погляди на розвиток лісостепової зони, які виникли до встановлення пофазних кліматичних змін польодовикової доби, тобто погляди, які брали на увагу лише грубу схему зміни клімату, не урахувуючи встановлених тепер пофазних змін його.

5. Отже основним завданням у питанні розвитку лісостепової зони та взаємовідношень лісу й степу в ній, нам здається, є нагальна потреба пов'язати розвиток лісостепової зони з пофазними змінами клімату польодовикового часу, урахувуючи, звичайно, цілий ряд інших моментів і зокрема господарчий вплив людини.

В цій статті ми спробуємо накреслити схему розвитку лісостепової зони відповідно до змін клімату в польодовиковий час, використовуючи хоча б для часткового обґрунтування наші фактичні матеріали з дослідження ґрунтів лісостепової зони.

За один з головних доводів насування лісу на степ вважають наявність у спідзолених ґрунтах реліктових ознак колишнього чорноземностепового ґрунтотворення і передусім наявність кротовин, оскільки вони утворюються при чорноземностепових умовах ґрунтотворення і найдовше зберігаються у вигляді хоча б маловиразних контурів на профілі ґрунту, який у наслідок метаморфози (спідзолення) чимраз більше втрачає ознаки колишнього чорнозему. У процесі спідзолування чорноземностепового ґрунту (в наслідок заліснення його) відбувається інтенсивний розклад алюмо-силікатного й гуматного комплексів. Одночасно з цим відбуваються процеси

перенесення й перевідкладання продуктів розкладу. В наслідок міграції розчинів та колоїдальних сполук, що відбувається в умовах складних фізико-хімічних і хеміко-біологічних процесів, чорноземний ґрунт дедалі більше метаморфізується, чорноземний габітус його поволі зникає. На профілі ґрунту все виразніше з'являються генетичні горизонти підзолистого типу ґрунтоутворення. Кротовини, що утворилися під час чорноземностепового ґрунтоутворення, поступово зникають або, як висловлюються деякі з ґрунтознавців (Висоцький, Набоків), „витлівають“. Так наприклад, у ґрунтах початкових стадій спідзолювання („деградовані чорноземи“ й „темносірі лісові суглинки“) кротовини звичайно трапляються у великій кількості з добре оформленими контурами. В спідзолених (деградованих) чорноземах контури кротовин виразніші і кількість їх більша, ніж у темносірих спідзолених (лісових) ґрунтах. В цих останніх кротовини мають переважно таку структуру, як і горизонти, де вони розташовані. В кротовинах спідзолених (деградованих) чорноземів, як і взагалі в спідзолених чорноземах, структура менш виразна. Коли ми візьмемо наступну стадію спідзолювання — „сірі лісові ґрунти“, то тут взагалі кротовини зустрічається небагато, при чому переважно з мало виразними контурами. Кольором і структурою кротовини сірих спідзолених (лісових) ґрунтів майже не відрізняються від горизонтів, в яких вони містяться. Отже в сірих спідзолених ґрунтах кротовини перебувають у крайній стадії „витління“ чи розкладу. Вже в наступній стадії спідзолення в ясносірих спідзолених (лісових) ґрунтах, зокрема на Поділлі, кротовини зовсім витіли. На присутність кротовин у чорноземах вперше звернув увагу в 1854 р. Кіпріанов [35, с. 38]. Детальніше описав їх Леваковський у 1871 р. Акад. Гельмерсен, а пізніше (1902 р.) Талієв намагались трактувати кротовини як ходи коріння дерев, засипані пізніше ґрунтом. Докучаєв після своїх досліджень у чорноземній області рішуче підтримав погляди Леваковського, що кротовини виникли в наслідок життєдіяльності землеріїв, які оселяють степові простори. Ця думка тепер загальновізнана. Ще Докучаєв [10, сс. 174—175] уважав кротовини й кургани за утвори степової фази розвитку і користувався цим для потвердження своєї думки, що „в Юго-Западной России... лесной растительности предшествовала травянистая“. Він писав: „Так как кротовины, набитые черноземом, очевидно, моложе этого последнего, так как копающие животные характернее для степей, чем для лесов, так как, наконец, в современных нечерноземных лесах никто и никогда не видел кротовин, то на основании всего этого естественно заключить, что во всех упомянутых местностях лесам предшествовали степи“.

Набоків уважав, що „присутствие кротовин от степных животных является надежным показателем степного существования почвы“ [28, с. 61]. Цілий ряд інших авторів, зокрема Крокос [21, с. 67] користувалися в своїх дослідках „кротовинним методом“ [як висловом Підоплічки, 34, с. 78] для встановлення заліснення степу.

З останніх робіт про землеріїв та кротовини варто зупинитись на деяких міркуваннях Підоплічки. Підоплічка [33, с. 158] вважає землеріїв за справжніх степовиків. Заліснення колись відкритих просторів у теперішньому Лісостепу і Поліссі стало смертним присудом для степових звірів, і вони тут вимерли або лишилися як рештки колишнього степу і вимирають уже за наших часів. За Підоплічкою, до 100% всіх кротовин, що є в лісі, і в усякому разі не менше як 70—80%, належить землеріїві сліпцеві (*g. Spalax*). „Сліпці, — пише Підоплічка, — це справжні степовики, без відкритої землі їх уявити не можна“.

Отже слід уважати за встановлене, що кротовини утворюються в наслідок життєдіяльності степових звірів (землеріїв) в умовах відкритих просторів, а наявність кротовин під лісами або ж в спідзолених (лісових) ґрунтах лісо-

ступу свідчить про те, що дані ґрунти переживали в минулому стадію чорноземностепового ґрунтоутворення.

З численних даних (Крокос та інші) відомо, що кротовини зберігаються в певних умовах протягом дуже довгого часу. Так наприклад, величезну кількість кротовин виявлено під першим, другим і третім копальними ґрунтами [Крокос, 29, сс. 233, 236, 240], тобто вони збереглися до нашого часу від першої міжльодовикової доби [22, с. 240] протягом сотень тисяч років. Ряд авторів застосовують „кротовинний метод“ при встановленні генези не тільки сучасних, а також і копальних ґрунтів. Ми вже згадували, що Крокос та інші автори користуються „кротовинним методом“ при встановленні заліснення сучасних (польодовикових степів). Цей таки метод застосовують (Крокос та ін.) і при встановленні заліснення степів за минулих міжльодовикових часів [21, с. 67; 17, сс. 36—39; 25, с. 41].

Не зважаючи на факти збереження кротовин протягом дуже довгого часу (від першої міжльодовикової доби), встановлено також, що кротовини після заліснення чорноземностепових ґрунтів порівнюючи швидко, протягом кількох тисяч років, витівають і, нарешті, зникають зовсім. „Витівання“ чи метаморфоза кротовин відбувається відповідно до розвитку певних стадій процесу спідзолювання за накресленою нами вище схемою [с. 22].

Вище вже ми говорили, що дослідники (зокрема ґрунтознавці) давно звернули увагу на кротовини, а останніми часами при розв'язанні ряду питань (питання заліснення сучасних степів і степів давноминулих міжльодовикових часів, питання палеопедології тощо) користуються „кротовинним методом“. Не зважаючи на це кротовини, а також і творці їх — землерії, надто мало вивчені [34, с. 60]. Надто мало віддавали уваги більш-менш поглибленому вивченню їх, зокрема в лісостеповій зоні; їх вивчали, головню, лише при ґрунтознавчих дослідженнях, і то побіжно.

В ґрунтознавчій літературі (Крокос, Махов, Лепікаш та ін.) до цього часу в лісостепових ґрунтах виділювали за генезою (щодо часу утворення) два типи кротовин: сучасні і давні, або реліктові кротовини. Під сучасними кротовинами розуміли, сказати б, „свіжі“ чи недавно утворені кротовини (не метаморфізовані), а під реліктовими чи давніми — кротовини вже змінені (метаморфізовані). Утворення реліктових кротовин зв'язують з чорноземностеповою стадією розвитку ґрунту, тобто вони утворились до заліснення степу, а сучасні кротовини утворюються тепер на площах, звільнених від лісу. Дехто з дослідників (Гроссет) припускають, що ліс і степ постійно міняються місцями (див. с. 21), а разом з цим, звичайно, і землерії, і витівають, то знову оселяють певну площу. Отже за Гроссетом виходить, що ліс метаморфізує чорноземностеповий ґрунт разом з кротовинами, а потім луковостепова рослинність разом із землеріями відтворюють знову чорнозем з новоутвореними кротовинами, щоб знову оселився ліс з наступними процесами, і так без краю.

Отже за Гроссетом кротовини утворюються на одному місці багато разів з певними перервами. Провадячи дослідження ґрунтів, ми (ще в 1930 р.) звернули увагу на деякі особливості кротовин у спідзолених ґрунтах лісостепової зони, на характер та на ступінь метаморфізації виповнюючого кротовини матеріалу і характер, так би мовити, взаємовідношень кротовин з тими генетичними горизонтами, де вони розташовані.

Зібраний нами (протягом останніх п'яти років) в цьому напрямі фактичний

1) Основні типи кротовин подів Сукачев [38, сс. 403—407]: 1 — судільні, двічі-обведені; 2 — напівобведені; 3 — концентрично або ексцентрично шаруваті; 4 — похідні. В своїй класифікації Сукачев виходив з форм кротовин, що виникають залежно від того, який саме був характер засипання і які саме види землеріїв брали участь у творенні кротовин.

матеріал<sup>1)</sup> у межах лісостепової зони України та частково кол. ЦЧО і придався нам для складання нижчеподаних узагальнень.

В горизонті I<sup>2)</sup> (горизонт півтораксидного ілювію) дуже часто поряд з давніми, майже зовсім витліленими кротовинами, що набули майже всіх ознак того генетичного горизонту, в якому вони знаходяться (колір, структура тощо), і поряд з сучасними (виповнені або напіввиповнені пухким матеріалом) доводилось спостерігати кротовини, яких не можна залічити ні до дуже давніх, ні до сучасних, оскільки вони виповнені трохи метаморфізованим гумусовим матеріалом або також трохи метаморфізованим матеріалом карбонатним з карбонатно-ілювіального горизонту чи з підгрунтя. Аналогічного типу кротовини зустрічаються також у підгрунті або в карбонатно-ілювіальному горизонті поряд з дуже давніми і сучасними. Тут також виповнюючий ці кротовини матеріал трохи метаморфізований, але цілком зберіг ще ознаки горизонту, з якого сюди потрапив (гумусового або півтораксидно-ілювіального).

Надалі ми будемо називати дуже давні кротовини „первинно-реліктовими“ а ті, що своїм характером займають проміжне місце між „первинно-реліктовими“ і сучасними, — „вторинно-реліктовими“.

Поділивши таким чином кротовини спідзолених ґрунтів лісостепу на три групи чи типи за ступенем метаморфізації й характером взаємозв'язку з тими генетичними горизонтами, де вони знаходяться, подамо детальнішу характеристику окремих типів кротовин з погляду їх виникнення і дальших змін (метаморфізація) у зв'язку з розвитком ґрунтів і умов ґрунтоутворення лісостепової зони.

1. „Первинно-реліктові“ кротовини за станом метаморфізації майже тотожні з тими генетичними горизонтами ґрунту, в яких вони знаходяться; вони утворились у даному ґрунті до початку процесів спідзолування, тобто в ґрунтах первинно-чорноземної стадії ґрунтоутворення. У наступній стадії розвитку, в умовах впливу лісової рослинності, що наступала на степові простори, ґрунти на початку переживали процеси вилугування, а далі в наслідок розвитку процесів вилугування і особливо спідзолування, первинно-чорноземні ґрунти поволі метаморфізувались (з чорноземів у спідзолені ґрунти), а одночасно з ним метаморфізувались і кротовини, що були в даних ґрунтах. Ці кротовини метаморфізувались майже паралельно з перетворенням генетичних горизонтів вихідного чорноземного степового ґрунту в генетичні горизонти спідзолених (лісових) ґрунтів. В найменш спідзолених ґрунтах, як наприклад, спідзолені чорноземи, генетичні горизонти лише починають метаморфізуватись; відповідно до цього також лише починають метаморфізуватись і кротовини. Треба сказати, що метаморфоза профіля ґрунту передусім позначається на зміні найголовніших властивостей і ознак генетичних горизонтів ґрунту (структура, колір тощо) і лише потім на кротовинах. Це явище „відставання“ метаморфози кротовин, чи, вірніше, метаморфози виповнюючого їх матеріалу спостерігаються і в дальших стадіях процесу спідзолування. Тому й не дивно, що навіть на профілях сірих лісових ґрунтів ще зберігаються залишки (сліди) кротовин, хоч від генетичних горизонтів вихідного чорноземного степового ґрунту не залишилося майже ніяких ознак. Це явище відставання метаморфізації кротовин від метаморфізації генетичних горизонтів ґрунту можна пояснити тим, що кротовини заповнені матеріалом переважно з різних генетичних горизонтів, тобто матеріал кротовини не тотожний з матеріалом тих генетичних горизонтів, де вони містяться. Звичайно потрібний певний час, щоб трохи відмінний матеріал кро-

<sup>1)</sup> Описано кількасот ґрунтових розрізів.

<sup>2)</sup> Користуємось номенклатурою генетичних горизонтів за акад. Соколовським [37, с. 105].



товин метаморфізувався до того самого стану, як і даний генетичний горизонт.

Таким чином у наступній стадії спідзолювання (після спідзолення чорнозему) в темносірих спідзолених ґрунтах метаморфоза генетичних горизонтів вихідного чорноземного степового ґрунту досягає великої міри, але в основному ці горизонти ще не втратили колишніх своїх ознак і властивостей (гуміфікованість, до деякої міри структурність); відповідно до цього, трохи відстаючи, метаморфізуються також і кротовини. Найбільш метаморфізований горизонт у темносірих спідзолених ґрунтах — горизонт півтораоксидно-ілювіальний. В ньому й кротовини підпадають найбільшим процесам метаморфізації. В ґрунтах наступної стадії спідзолювання сірі спідзолени ґрунти, генетичні горизонти вихідного чорноземного степового ґрунту, метаморфізовані майже цілком. Кротовини також метаморфізовані настільки, що часто доводиться констатувати лиш більш чи менш виразні контури колишніх кротовин. Чіткіші кротовини, тобто менш метаморфізовані, зустрічаються в горизонтах  $P$  або  $P_1$ , тобто в найменш метаморфізованих, які залічуються до підґрунтя. В ґрунтах наступної й найвищої стадії спідзолювання (ясносірі спідзолени ґрунти) в наслідок метаморфізації профіля ґрунту не лишилося ніяких ознак (зловимих при сучасних методах дослідження) від колишніх чорноземів; кротовини також остаточно метаморфізувались („витлілі“) до стану тих генетичних горизонтів, у яких вони знаходяться.

II. „Вторинно-реліктові“ кротовини, протилежно до „первинно-реліктових“ характером метаморфізації не погоджені з генетичними горизонтами ґрунту, де вони містяться.

„Вторинно-реліктові“ кротовини звичайно метаморфізовані значно менше, ніж генетичні горизонти ґрунту, а крім того, вони часто виповнені матеріалом, що в свій час (за утворення кротовин) був під впливом процесів спідзолювання. Хоч ці кротовини по стану метаморфізації не погоджені з генетичними горизонтами ґрунту, проте вони мають певну спільність з ними. Виповнюючий їх матеріал, протилежно до сучасних кротовин, не пухкий, а міцний і переважно структурний; структура матеріалу, виповнюючого „вторинно-реліктові“ кротовини, спільна (правда менш виразно) з структурою того генетичного горизонту, в якому вони містяться. Цікаво, що „вторинно-реліктові“ кротовини, які містяться в карбонатно-ілювіальному горизонті й виповнені матеріалом з півтораоксидного ілювіального горизонту, різко відмінні від нього, особливо кольором; але, хоч і виповнені безкарбонатним матеріалом, вони скипають з хлоридною кислотою, тобто спостерігається карбонатація безкарбонатного матеріалу (що потрапив сюди з півтораоксидного ілювіального горизонту) карбонатами з того горизонту, в якому вони містяться, а саме карбонатами ілювіального карбонатного горизонту або підґрунтя. Ступінь карбонатації таких кротовин буває найрізноманітніший: є кротовини, що зовсім не скипають з хлоридною кислотою, деякі скипають слабо, а деякі настільки карбонатовані, що скипають дуже. Карбонати в таких кротовинах уже так насичують півтораоксидний матеріал, що навіть колір їх помітно змінюється з червонувато-бурого на палево-бурий або на бурувато-палевий. Аналогічне явище метаморфози та карбонатації відбувається також у кротовинах, виповнених матеріалом з гумусового горизонту, які містяться в карбонатно-ілювіальному горизонті чи в підґрунті. „Вторинно-реліктові“ кротовини, що містяться в півтораоксидному ілювіальному горизонті й виповнені матеріалом з гумусового або карбонатно-ілювіального горизонту чи підґрунтя, також значно метаморфізовані. Виповнюючий їх матеріал має структуру більш або менш спільну з горизонтом, у якому вони містяться. Кротовини, виповнені матеріалом з карбонатно-ілювіального горизонту чи підґрунтя, в тій чи тій мірі декарбонатаються. Деякі кротовини, виповнені матеріалом з карбонатно-ілювіального горизонту чи з підґрунтя, з хлоридною

кислотою не скипають, або скипають слабо. Отже виходить, що матеріал цих кротовин, потрапивши в ілювіальний півтораоксидний горизонт, зазнав вилугування. Іноді спостерігається слабе червонувато-буре забарвлення вилугованого матеріалу. Цей факт свідчить, що в даному разі метаморфоза матеріалу кротовини дійшла стадії вмивання півтораоксидних сполук. В деяких кротовинах декарбонатизація перебуває в початковій стадії і вони значно скипляють з хлоридною кислотою. Кротовини, виповнені гумусовим матеріалом, в ілювіально-півтораоксидному горизонті метаморфізуються також. Спостерігаються кротовини різних стадій метаморфізації. Поволі зникає гумусове забарвлення і з'являється червонувато-бурий відтінок з відповідною призматичною чи призматично-горіхоподібною структурою.

Утворення „вторинно-реліктових“ кротовин відносимо до вторинно-степової стадії розвитку ґрунтів (що відповідає вторинно-степовій фазі розвитку лісостепової зони). Тобто „вторинно-реліктові“ кротовини утворилися після того, як вихідний чорноземний ґрунт пережив певну стадію спідзолування після певного ступеня метаморфізації генетичних горизонтів вихідного чорноземного ґрунту (про це свідчить виповнюючий кротовини матеріал і став метаморфізацією). Дальша метаморфізація профіля такого ґрунту із зміною вторинно-степових умов ґрунтоутворення знову на лісові умови, тобто ґрунту з метаморфізованими генетичними горизонтами й зовсім неметаморфізованими „вторинно-реліктовими“ кротовинами, звичайно вже йде трохи за іншою схемою, ніж описано для спідзолених ґрунтів з кротовинами „первинно-реліктовими“. В даному разі метаморфізація кротовин може бути лише в початковій стадії, а ґрунт у цей момент може вже бути метаморфізований (спідзолений до стадії сірих чи ясносірих ґрунтів). Тому ми вважаємо, що наявність слабо метаморфізованих кротовин у генетичних, дуже метаморфізованих горизонтах свідчить про належність їх до „вторинно-реліктових“, тобто що вони утворилися після того, як ґрунт пережив певну стадію спідзолування (метаморфізації). Ми тут не говоримо про „вторинно-реліктові“ кротовини, які мають певні ознаки „вторинно-реліктового“ походження, наприклад, як уже сказано вище, кротовини, виповнені матеріалом з гумусового або карбонатно-ілювіального горизонту чи з підґрунтя, що містяться в ілювіальному півтораоксидному горизонті. Також слабо метаморфізовані кротовини в карбонатно-ілювіальному горизонті чи в підґрунті, виповнені матеріалом з гумусового чи півтораоксидного горизонтів.

„Вторинно-реліктові“ кротовини можуть траплятись на профілях ґрунтів, що на сучасний момент досягли найрізноманітніших стадій спідзолування, тобто ці кротовини можуть подибуватись не тільки в ґрунтах початкових стадій спідзолування (спідзолені чорноземи, темносірі спідзолені ґрунти), а також і вищих стадій, як сірі й навіть ясносірі спідзолені ґрунти.

III. Сучасні кротовини різко відмінні своїм характером як від кротовин „первинно-реліктових“ (що майже повитлівали), так і від „вторинно-реліктових“.

Сучасні кротовини ні кольором, ні структурою не подібні до генетичних горизонтів, у яких вони містяться. Оскільки вони виповнені (часто вони напіввиповнені або й зовсім порожні) пухким матеріалом, тобто не метаморфізовані. Виповнюючий ці кротовини матеріал зберігає майже цілком усі ознаки того горизонту, з якого він сюди потрапив. Звідси виходить, що сучасні кротовини утворилися й утворюються вже після створення генетичних горизонтів спідзолених ґрунтів, тобто після заміни лісу на сучасні орні степи, що виникають у наслідок вирубаня лісів та перетворення їх земель на орні. Отже сучасні кротовини виникли й виникають при, так би мовити, орно-степовій стадії розвитку ґрунту, отже виникнення сучасних кротовин зв'язані з певним розвитком господарчої діяльності людини.

Час виникнення „первинно-реліктових“ (давніх) і сучасних кротовин ми трактуємо в основному так само, як і інші ґрунтознавці, що працювали в лісо-

«степовій зоні (про це ми вже згадували, с. 23). Щодо виділюваного нами типу так званих „вторинно-реліктових“ кротовин, то, при пануючих тепер поглядах на розвиток лісостепової зони, виникнення їх незрозуміле.

„Вторинно-степова“ фаза в розвитку лісостепової зони, з якою ми зв'язуємо виникнення „вторинно-реліктових“ кротовин, за пануючими поглядами, не мала місця в розвитку лісостепової зони. Припущення про „часткову“ заміну лісової рослинності на степові асоціації (після пожежі, вирублення лісу тощо) і нове заселення цих ділянок [27, с. 168] можна вважати за ймовірне, але такі часткові та короткочасні заміни лісу степом на невеликих площах мають лише місцеве значення. Тому походження „вторинно-реліктових“ кротовин, поширених у великій кількості на широкій території (УСРР, ЦЧО), де нам доводилося їх спостерігати, з цими частковими „вторинними“ степами зв'язати не можна. Причина виникання „вторинно-реліктових“ кротовин, очевидно, була більш загальна.

Нам здається найімовірнішим зв'язати час виникнення „вторинно-реліктових“ кротовин с суббореальним кліматичним періодом, оскільки, як ми вже говорили (с. 20), кліматичні зміни мають широко-регіональний характер і дуже впливають на весь комплекс природи. Зокрема суббореальний період, за даними досліджень торфовиків у Середній Європі (в тому числі в європейській північній та середній частині СРСР), як період дуже ксеротермічний (сухий і континентальний), позначився на природі боліт тим, що вони повисихали і замість торфоутворення певний час продовжували процеси розкладання торфу. Цей ксеротермічний (суббореальний період) позначився також на утворенні лукових ґрунтів на заплавах річних терас: на широких просторах від північної частини Союзу (р. Волхов—Прасолов) майже до південного краю Союзу (Нижній Дніпро—Лепікаш, Середній Дон—Гожев). З цим же суббореальним періодом зв'язують розвіювання пісків на піщаних терасах (Соболев, Лепікаш).

Ураховуючи наведені вище літературні дані про зміни клімату польодовикового часу (за схемою Бліт-Сернандера) і особливо докази (Лепікаш, Соболев, Гожев, Зеров, Матюшенко, Косзвага та ін.) щодо виявленості цієї схеми змін клімату і, зокрема, виявленості суббореального періоду в межах лісостепової зони, ураховуючи також літературні дані щодо віку лісових реліктів у лісостеповій зоні (Клеопов, Гроссет) та наші дані про типи кротовин у спідзолених ґрунтах лісостепової зони, ми уявляємо таку схему розвитку лісостепової зони.

У бореальний (сухий і теплий) період (друга його половина) в межах приблизно сучасної лісостепової зони, в умовах первинно-степової фази розвитку її, формувалися первинно-чорноземностепові ґрунти, утворювались „первинно-реліктові“ кротовини. В наступний атлантичний період (вогий і теплий), у зв'язку з зміною фізико-географічних умов, уперше (в межах приблизно сучасної лісостепової зони) з'являються і поволі поширюються лісові види, вперше утворюється лісостепова зона. Напряв розвитку ґрунтів із зміною умов ґрунтоутворення також поволі міняється з чорноземного на підзолистий. Чорноземні ґрунти претворюються в спідзолені, а разом з цим відбувається і метаморфізація „первинно-реліктових“ кротовин.

В наступний суббореальний період (сухий і континентальний) в лісостеповій зоні утворюються такі фізико-географічні умови, при яких степова формація стає „сильнішою“ за лісову. У зв'язку з цим відбувався процес наступання степу на ліс, відновлювались вторинні степи. Здебільшого ліс повинен був поступитись перед наступом степу. Ліс не здав лише найвигідніших позицій; такими могли бути насамперед подільські висоти, також долини деяких річок або окремі невеликі підвищення та дренавані території, що досить звичувались і забезпечували невеликі окремі лісові масиви відповідними умовами росту. В умовах вторинно-чорноземностепового ґрунтоутворення напрям розвитку

ґрунтів поволі мінявся з підзолистого на чорноземний. Відбувалася регенерація спідзолених ґрунтів. У цей таки час утворювалися „вторинно-реліктові“ кротовини. В наступний субатлантичний період (вогкий і холодний) позиції лісу в лісостеповій зоні знову зміцніли, лісова формація при нових фізико-географічних умовах, що створилися в субатлантичний період, стала „сильнішою“, ніж степова. Ліс почав знову насуватись на степ, при чому тепер він уже наступав значно скоріше, бо в нього були ще не цілком здані деякі позиції в степу, як наприклад, на подільських висотах та в багатьох інших точках лісостепової зони. Цей наступ лісу на степ у природних умовах відбувається й тепер.

В цій фазі, тобто в другій фазі наступання лісу на степ, набував чимраз більшої ваги новий фактор, що своїм втручанням дуже ускладнив цю другу фазу наступу лісу. Цей новий фактор є господарча діяльність людини, зв'язана з розвитком спочатку скотарства, а потім хліборобства, для поширення якого довелося вирубати величезні масиви лісів. Особливо інтенсивне (хоч і стихійне) втручання господарчої діяльності людини зв'язане з розвитком капіталістичного ладу. При капіталістичному ладі спостерігається надзвичайно хижацький вплив його на природні багатства країни. Лише з розвитком соціалістичного суспільства впроваджується планове найдоцільніше використання природних багатств і разом з цим вплив господарчої діяльності набуває найбільшого, найдоцільнішого та планового характеру.

Напрямок розвитку ґрунтів із зміною умов ґрунтотворення (в атлантичний період) знову поступово переходить від чорноземного до підзолистого. Регенеровані ґрунти метаморфізуються в спідзолені; разом з цим метаморфізуються „первинно-реліктові“ та новоутворені „вторинно-реліктові“ кротовини. В наступну орно-степову фазу лісостепової зони розвиток ґрунтів дуже ускладнюється впливом господарчої діяльності людини; ґрунти з переводом лісових угідь на орні землі та пасовища стають культурними та регенованими. Умови наступання лісу на степ у першій фазі були значно складніші, ніж у другій. У першій фазі лісові види мігрували з дальших країн, оскільки в межах лісостепової зони не могли пережити льодовикових—рисського (К л е о п о в) та вюрмського (Г р о с с е т) часів. Крім переборення великих віддалень при міграції, лісові види в лісостеповій зоні потрапляли на ґрунти первинно-чорноземностепові, а значить з карбонатним та іншим засоленням ґрунтів і підґрунтя. Це також утруднювало заліснення степу, бо багато часу витрачалось на вилугування ґрунтів і підґрунтя.

Таким чином у першій фазі наступання лісу на степ цей процес був дуже затяжний. У другій фазі заліснення лісостепової зони умови розселення лісу були значно кращі. Поперше, лісові види вже були в самій лісостеповій зоні в різних її частинах, де вони протягом суббореального періоду збереглися як релікти від атлантичного періоду. Отже міграція лісових видів відбувалася вже в межах самої лісостепової зони з численних реліктових пристановищ лісостепових видів; подруге, в цій, другій фазі наступання лісу на степ лісова формація відвойовувала не „первинно“-, а переважно „вторинно“-степові простори, тобто ті, які свого часу вже були під лісовою рослинністю. Таким чином у другій фазі наступання лісу на степ процес заліснення лісостепової зони відбувався значно швидше, ніж у першій. Отже за нашою схемою розвитку лісостепової зони у зв'язку з кліматичними змінами виходить, що розвиток лісостепової зони пережив дві фази наступу лісу на степ з проміжною фазою наступання степу на ліс.

З останньою фазою, з фазою наступання степу на ліс, що відповідає ксеротермічному суббореальному періоду, ми й зв'язуємо утворення „вторинно-реліктових“ кротовин. Разом з наступом степу на ліс, тобто з відновленням вторинних степів, на них оселилися степові землерії, що й провадили свою роботу (утворювали кротовини), аж поки знову, разом із сте-

тровою рослинністю, не були витиснуті другою фазою заліснення лісостепо-вої зони. Кротовини, утворені у фазі наступання степу на ліс, залишилися до нашого часу, вазнавши деякої метаморфізації під впливом лісу другої фази заліснення лісостепу. Отже „вторинно-реліктові“ кротовини ми вважаємо за релікти вторинного чорноземностепового ґрунтотворення, що виникло в зв'язку з зміною кліматичних умов у суббореальний період. Тобто названі „вторинно-реліктовими“ кротовини ми вважаємо за релікти суббореального періоду, або, вірніше, другої половини суббореального й першої половини субатлантичного періодів, оскільки зміни рослинних формацій відбувалися не одночасно із змінами кліматичних періодів, а з деяким сповільненням. Процес наступання лісу на степ, як і навпаки, є дуже затяжний і потребує багато часу.

За нашою схемою двофазного обліснення лісостепової зони, нам здається, цілий ряд фактів можна пояснити значно простіше, ніж виходячи з загальноприйнятого твердження, що ліс, почавши наступати на степ у другій половині польодовикової доби, продовжує цей наступ безперервно аж до останнього часу, тобто, простіше, ніж виходячи з припущення „однофазного“, але дуже затяжного заліснення лісостепової зони. Наведемо деякі приклади.

1. На Поділлі спідзолені ґрунти оточені ніби кільцем чорноземів. На це звернув увагу ще Набокіх [28, с. 22]. Центральний масив подільського підвищення дуже спідзолений (ясносірі спідзолені ґрунти). Його оточує вузька смуга спідзолених чорноземів, а далі йдуть чорноземи без ознак спідзолення. Виникає питання: чому ясносірі спідзолені ґрунти так швидко переходять у чорноземи, чому дуже спідзолені ґрунти на невеликому віддаленні межують з чорноземами, тобто з ґрунтами, що зовсім не переживали процесів спідзолування? Виходить, начебто ліс, захопивши певну територію, протягом дуже довгого часу не поширювався далі на сусідні степові простори. За нашою схемою двофазного заліснення лісостепової зони це явище оточення чорноземами подільського спідзоленого масиву легко пояснити. Захопивши в атлантичний період подільський підвищений, найбільш розчленований степовий район, ліс поширювався на сусідні степові простори, але цьому наступові був покладений край у суббореальний період. Ліс повинен був відступати, а на його місце з'являлася степова рослинність. Під кінець суббореального періоду ліс на Поділлі зберіг за собою лише найвручніші позиції — високі, дуже розчленовані вододільні підвищення. В наступний субатлантичний період ліс швидко почав знову поширюватись на тих просторах, якими поступився перед степом. У другій фазі заліснення в основному були знову захоплені ті самі площі, що й раніш (у першій фазі наступання лісу). Звичайно були й винятки, тобто могло статися, що деякі незаліснені раніш площі могли залишитись незаліснені в другій фазі наступання лісу через різні місцеві причини (наприклад, зміна гідрологічних умов у наслідок ерозії, епейрогенічних рухів земної поверхні тощо), або ж у зв'язку з втручанням господарчої діяльності людини: розорювання степових ділянок, нищення лісу (вирубубання, пожарища тощо), особливо в зв'язку з розвитком землеробства. Припустімо також, що в другій фазі заліснення ліс захоплював степові простори, які не були заліснені в першій фазі його наступу. Беручи на увагу сказане вище, слід усе таки визнати, що ліс в основному захопив у другій фазі заліснення ті самі степові простори, що були заліснені в першій фазі наступання його. Послідовність захоплення певних степових територій, очевидно, в основному була також та сама, що й у першій фазі, тобто ті степові площі, які перші були заліснені в першій фазі наступання лісу, були насамперед заліснені і в другій фазі <sup>1)</sup>). Таким чином

<sup>1)</sup> Не говоримо тут про загальніші причини (можливість ширшого заліснення лісостепової зони в першій, ніж у другій фазі), оскільки це зв'язане з додатковою проробкою відповідних матеріалів.

виходить, що на Поділлі були певні масиви, де ліс перебував безперервно в атлантичного періоду. Навколо цих основних масивів поширена територія, де ліс був в атлантичний і субатлантичний періоди, а перервою в період суббореальний.

Цю територію за характером умов лісопоновлення можна поділити на кілька груп масивів. Перша група масивів, що територіально міститься найближче і за умовами лісопоновлення (стадія розвитку ґрунту, гідрологічні умови тощо) належить до основних масивів заліснення, звичайно була заліснена насамперед і в першій, і в другій фазі наступання лісу. Ця група масивів була звільнена від лісу на короткий час у суббореальний період. Друга група це ті масиви, що більш різнилися територіально і за умовами лісопоновлення звичайно і в першій, і в другій фазі наступання лісу були заліснені в другу чергу. Степова фаза в суббореальний період на масивах цієї групи тривала значно довше. Нарешті, остання група масивів, з найменш сприятливими умовами для лісопоновлення, була заліснена в останню чергу як у першій, так і в другій фазі наступання лісу. Зате в суббореальний період вона в першу чергу була завойована степом — на масивах цієї групи у суббореальний період найдовший час перебувала степова рослинність. В результаті двофазного наступання лісу на степ, а проміжною фазою наступання степу на ліс, лісова формація могла просунутись на степові простори не більше, як і за час однієї фази наступу. Лісова формація, завоювавши певні степові простори в першій фазі наступання (в атлантичний період) і після того протягом двох наступних кліматичних періодів, в основному не просунулася на степові простори. Одна з фаз наступання лісу була знецінена, так би мовити, фазою наступу степу на ліс. В наслідок такої боротьби лісу й степу на Поділлі є масиви з ґрунтами, що безперервно спідзолювалися протягом обох фаз наступання лісу і одної фази відступання його. Ці ґрунти настільки спідзолилися, що деякі з ґрунтознавців схильні визнавати їх за первинно-підзолисті ґрунти, тобто за такі, що зовсім не переживали стадії чорноземностепового ґрунтотворення або де ця стадія на самому початку була змінена стадією підзолистою. Решта спідзолених ґрунтів Поділля в основному спідзолювалася в дві фази з проміжною фазою чорноземного (вторинно-степового) ґрунтотворення. Звідси цілком зрозумілий факт швидкого переходу від дуже спідзолених ґрунтів (ясносірі) — центральний масив Поділля — до кільцею поширених навколо чорноземів. Центральний масив Поділля в основному спідзолювався протягом трьох кліматичних періодів, а наступання лісу відбулося по суті (коли взяти на увагу фазу відступання його) протягом лише одного кліматичного періоду, тобто протягом часу, майже втричі меншого, ніж час спідзолювання ґрунтів центрального масиву Поділля.

2. Виникання регенованих чорноземів, описаних Каптаренко [15] для території колишньої Тульчинської округи, на нашу думку, також зв'язане з фазиною розвитку лісостепової зони. У першій фазі заліснення лісостепової зони території теперішніх регенованих чорноземів були заліснені. У наступний суббореальний період ліси тут поступилися перед степами. У другій фазі заліснення лісостепової зони площі сучасних регенованих чорноземів залишилися незаліснені у зв'язку з місцевими гідрологічними та іншими умовами; можливо, що тут рано почало поширюватись хліборобство, а це, знову таки, посилювало вплив головних причин. Процеси спідзолювання (деградації) відбувалися тут ще в атлантичний період, а процеси регенерації тривають в основному з періоду суббореального. Звичайно поряд з ґрунтами, регенеруючими з суббореального періоду, поширені й такі, що підпали й підпадають процесам регенерації протягом пізнішого часу. Це явище, треба думати, має місце не тільки в районі, де поширені регенеруючі здавна (з суббореального періоду) ґрунти, а й там, де є ґрунти спід-

золені, які пізніше вийшли спід лісів у наслідок, головню, вирубаня їх. На цих ґрунтах початок процесу регенерації зв'язаний з часом винищення лісу на тому чи тому масиві. Виникнення величезних масивів регенованих чорноземів, що виділені на триверстній карті ґрунтів колишньої Тульчинщини [16] і про які писала Каптаренко [15], в основному зв'язане з суббореальним періодом, тобто з фазою відступання лісу.

Виходячи з наведених вище міркувань, ми вважаємо за потрібне поділяти за походженням регеновані чорноземи і взагалі регеновані ґрунти на давні регеновані, які виникли й регенеруються з суббореального періоду (це ґрунти, які через ті чи ті причини не заісінілись у другій фазі наступу лісу на степ), і сучасні регеновані ґрунти, регенеруючі в наслідок вирубаня лісу за історичного часу (ґрунти, що зазнали впливу другої фази заісінення). Такий поділ регенованих ґрунтів має також і практичне значення, бо агрономічні властивості давніх і сучасних регенованих ґрунтів не будуть тотожні<sup>1)</sup>.

Можна було б навести ще деякі факти, як наприклад, фазність ерозії в зв'язку з фазністю наступання лісу, характер спідзолювання ґрунтів київського та подільського плато в зв'язку з рельєфом та інше, але це забрало б багато місця і тому ми на цьому тут не зупиняємось.

### Висновки

1. Пилковим методом вивчення торфовиків і пов'язання цих даних з даними геологічних подій (історія Балтійського моря) та даними археології для Північної й Середньої Європи цілком докладно вивчено історію і кліматичні зміни пізньольодовикової та льодовикової доби (схема кліматичних змін Бліт-Сернандера).

За літературними даними (Зеров, Косцвага, Матюшенко, Лепікаш, Клеопов) схема кліматичних змін Бліт-Сернандера в основному potwierджується й для лісостепової зони, а за даними Лепікаша, Соболева й Гожева цю схему potwierджує також історія розвитку піщаних і заплавних терас навіть у степовій зоні (порожиста частина Дніпра Лепікаш; Середній Дон—Гожев). Отже розвиток лісостепової зони протягом льодовикового часу тісно зв'язаний з кліматичними змінами відповідно до схеми Бліт-Сернандера.

2. За новішими літературними даними, реліктові широколистяні ліси в лісостеповій зоні не могли зберегтися від дориського, а тим більше від третинного часу (Клеопов). За Гроссетом, реліктові широколистяні ліси не могли пережити в лісостеповій зоні навіть останнього вюрмського зледеніння. Отже виходить, що широколистяні ліси мігрували в лісостепову зону з своїх південних та південнозахідних пристановищ вже в льодовиковий час.

3. Для ґрунтів лісостепової зони, що в тій чи тій мірі спідзолювалися, встановлюємо три типи кротовин (за характером взаємовідношень кротовин з генетичними горизонтами ґрунту).

I. Первинно-реліктові кротовини метаморфізовані майже в однаковій мірі з тими генетичними горизонтами, де вони містяться. Утворення їх відносимо до первинно-чорноземностепової стадії ґрунтоутворення, що відбувалась в основному ще до першої фази наступання лісу.

II. Вторинно-реліктові кротовини метаморфізовані менше, ніж генетичні горизонти ґрунту, де перебувають вони. Різниця в метаморфізації кротовин і генетичних горизонтів дуже велика. Часто ці кротовини виповнені

<sup>1)</sup> Ґрунти дісових угідь, що поволі були перетворені в орні землі і тому розвивались в умовах інтенсивного безпосереднього впливу господарчої діяльності людини (оброблення, удобрення тощо), заісінують до окультурених.

матеріалом, метаморфізованим ще до утворення їх у наслідок процесів спідзолювання. Утворення вторинно-реліктових кротовин відносимо до „вторинно-степової“ стадії розвитку ґрунтів, що відповідає фазі відступання лісу (суббореальний період). Вторинно-реліктові кротовини синхронізуємо з межовим горизонтом торфовиків і з луковими занесеними ґрунтами заплавної (бронзова культура).

III. Сучасні кротовини виповнені пухким матеріалом (неметаморфізовані), іноді напіввиповнені або й зовсім порожні. Вони утворювались і утворюються в нашу (сучасну—історичну) добу в наслідок вирубаня лісів і перетворення їх ґрунтів в орні.

4. Зважаючи на все сказане в перших трьох пунктах, ми уявляємо таку схему розвитку лісостепової зони.

а) У бореальний період (теплий, сухий) почали утворюватись чорноземні ґрунти в сучасній лісостеповій зоні. В цей час з'явилися також і землерії, що лишили свідками свого існування первинно-реліктові кротовини.

б) В наступний атлантичний період (теплий і вологий) породи широколистяного лісу почали поволі мігрувати в лісостепову зону з своїх далеких південних і південнозахідних пристановищ. Розселення лісу в цій першій фазі заліснення лісостепової зони в зв'язку з тими труднощами, які довелося перемагати лісовій формації (α. величезна віддаленість місць польодовикових пристановищ і β. засоленість і карбонатність ґрунтів і підґрунтя первинно-степових просторів пізнішої лісостепової зони) відбувалося дуже поволі. В наслідок першої фази заліснення лісостепової зони первинно-степові ґрунти були метаморфізовані (спідзолені) до різних стадій спідзолення, залежно головне від часу діяннн факторів спідзолювання, тобто від часу заліснення тої чи тої місцевості. Разом з спідзолюванням ґрунтів ішли також і процеси метаморфізації первинно-реліктових кротовин, свідків первинно-чорноземно-степової стадії ґрунтотворення.

в) В наступний суббореальний період (сухий і континентальний) настали нові фізико-географічні умови, при яких степова формація стала „сильнішою“ від лісової. Настала фаза відступання лісу і відновлення степів. На спідзолених до різних стадій ґрунтах з'явилася степова рослинність в усім комплексом чорноземних процесів ґрунтотворення. З'явилися також і землерії, що як доказ свого існування й існування вторинних степів залишили вторинно-реліктові кротовини. Ліс не адав степові лише найзручніших для нього позицій—підвищених, розчленованих вододілів, плато (Поділля) і деяких з найзручніших позицій у розчленованих прирічних місцях по балках та ярах.

г) В наступний субатлантичний період (вогий і холодний) в лісостеповій зоні знову утворюються такі фізико-географічні умови, при яких лісова формація стає „сильнішою“ за степову; в зв'язку з цим відбувається процес наступання лісу на степ, тобто настає друга фаза заліснення лісостепової зони. В цій другій фазі лісостепова зона заліснюється порівнюючи швидко, оскільки по всій лісостеповій зоні в багатьох місцях збереглися від попереднього атлантичного періоду види широколистяних лісів (лісові релікти)—це поперше; подруге, вторинно-степові ґрунти значно приступніші для лісової рослинності, ніж первинно-степові, які були в першій фазі заліснення лісостепової зони. Друга фаза заліснення лісостепової зони відбулася в основному вже в першій половині субатлантичного періоду. Вона триває і протягом другої половини субатлантичного періоду в природних умовах; але в цей час з'являється новий фактор, що починає грати чимраз більшу, а пізніше і вирішальну роль у взаємовідносинах у цій зоні лісу й степу. Цей новий фактор—господарча діяльність людини, що зростає з розвитком скотарства й хліборобства і особливо з розвитком капіталістичного ладу. Вплив цей був стихійний і виявився, головне, в штучному винищенні лісів та перетворенні лісових площ в орні землі. Розорювання неза-



ліснених степових ділянок поклато край природному залісненню степів лісостепової зони. Таким чином на великих територіях ґрунтів було штучно припинено процеси спідзолювання, а натомість з'явилися нові процеси — процеси окультурювання ґрунтів, хоч за капіталістичного ладу замість окультурювання ґрунтів часто відбувалося хижацьке руйнування їх (розмив, виснаження ґрунтів тощо). Лише при соціалістичному ладі настали умови максимального втручання організованого суспільства у взаємовідношення лісу й степу в лісостеповій зоні з метою якнайдоцільніше використати потенціальні багатства природи.

Отже за накресленою схемою лісостепова зона пережила в польодовиковий час (починаючи з атлантичного періоду) дві фази заліснення з проміжною фазою відступання лісу. У другій фазі заліснення лісостепової зони, особливо в другій половині цієї фази, у взаємовідношеннях лісу й степу чимраз більшої ваги набуває господарча діяльність людини.

5. Наведені щодо розвитку лісостепової зони думки вважаємо лише за схему, яка потребує глибшого і всебічного вивчення та обґрунтування.

#### ЛІТЕРАТУРА

1. Берг А. С., Климат и жизнь, 1932.
2. Висоцький Г. Н., Степной налювий и структура степных почв. Почвоведение, № 1, 1902.
3. Гвоздецький В. М., Ґрунти Золотоніського району (рукопис).
4. Гвоздецький В. М., Ґрунти Київської приміської смуги (рукопис).
5. Глинка К. Д., Почвоведение, 1931.
6. Гожев А. Д., Типы песков области Среднего Дона и их хозяйственное использование. Труды по лесному опытному делу, Центральная лесная опытная станция, Гв., III, 1929.
7. Гроссет Гуго, Лес и степь в их взаимоотношениях в пределах лесостепной полосы Восточной Европы, Воронеж 1930.
8. Гроссет Гуго, Некоторые соображения относительно генезиса растительности и почв лесостепи Восточной Европы, „Землеведение“, т. XXXV в. 4, 1933.
9. Гроссет Г. Э., Следует ли считать ответное безлесие степей доказанным, „Землеведение“, т. XXXVI, в. 1, 1934.
10. Doktorowsky W. S., Übersicht der Mooruntersuchungen in der USSR, „Почвоведение“, № 4, 1930.
11. Докучаев В. В., Русский чернозем, 1883.
12. Зеров Д. К., Час та умови розвитку сфангових боліг Північнозахідної України, Журнал Інституту ботаніки ВУАН, № 2 (10), 1934.
13. Zergow D. K., Die Stratigraphie der Torflagerstätten der Ukraine als eine der Grundlagen zur quartären Geschichte der Vegetation und des Klimas des Landes, „Die Quartärperiode“, L. 4, 1932.
14. Зеров Д. К., Стратиграфія торфовищ України як одно з джерел дочетвертинної історії її рослинності та клімату. „Четвертинний період“, в. 5, 1933 р.
15. Каптаренко О. К., Регенерація деградованих чорноземів на кол. Тульчинщині, „Четвертинний період“, в. 3, 1931.
16. Каптаренко О. К., Гвоздецький В. М. та Заморій П. К., Карта ґрунтів колишньої Тульчинської округи (друкується).
17. Каптаренко О. К., Крокос В. І., Ґрунти Вінниччини, 1932
18. Клеопов Ю. Д., До історії рослинного вкриття України, „Четвертинний період“, в. 1—2, 1930.
19. Клеопов Ю. Д., Геоботанічний ескіз Лівобережжя середньої Наддніпрянщини. Журнал інституту ботаніки ВУАН, № 2 (10), 1934.
20. Kleopow I. D., Über das Alter der Relikte der Ukraine im Konnex mit den Sukzessionen ihrer Vegetation im Laufe der Quartärzeit. „Die Quartärperiode“, L. 4, Kyiv 1932.
21. Крокос В. І., Четвертинні поклади деяких місць Правобережної України, „Матер. дослід. ґрунтів України“, в. II, 1928.
22. Крокос В. І., Матеріали для характеристики четвертинних отложений Восточной и Южной Украины, Матер. дослід. ґрунтів України, в. 5, 1927.
23. Lepikajsch L. A., Ueber die neuesten Phasen der Entwicklung der Flusstäler der Ukraine, „Die Quartärperiode“, L. 4, Kyiv 1932.
24. Лепікаш Л. А., Геоморфологія і четвертинні поклади низьзя р. Самари і долини Дніпра від Дніпропетровська до Запоріжжя, „Матеріали комплексної експедиції в районі Дніпрельстану“, в. 1, Київ 1934.

25. Лепікаш Л. А., Грунти Проскурівщини, 1931.
26. Матюшенко В. П., Исследование торфяных болот в долине реки Трубежа, лесог-притока Днепра, Тр. Научно-исслед. торфяного института, в. 1, Москва 1928.
27. Махов Г. Г., Грунти України, 1930.
28. Набоких А. И., Результаты ориентировочных почвенных исследований 1906—1911 г. в Юго-Западной России, Одесса 1915.
29. Набоких А. И., Несколько замечаний к схематической почвенной карте Подольской губернии, Одесса 1916.
30. Набоких А. И., Состав и происхождение различных горизонтов некоторых южно-русских почв и грунтов. Сельско-хоз. лесовод., 1911—1912.
31. Набоких А. И., К методике полевого и лабораторного исследования почвогрунтов. Зап. Им. О-ва С. Х. Южн. Росс., т. 87, книга 1, Одесса 1916.
32. Пачоский И. К., Основные черты развития флоры Юго-Западной России, „Записки Новорос. Сбщ. Естеств.“. Приложение к XXXIV т., Херсон 1910.
33. Підоплічка І. Г., До вивчення вимерлих і реліктових ґрунтув Лісостепу та Полісся, „Четвертинний період“, в. 1-2, 1934.
34. Підоплічка І. Г., До вивчення звірів землерійв та їх кротовин. „Четвертинний період“, в. 3, 1931.
35. Прасолов Л., К вопросу об „осолодении“ почв. „Почвоведение“, № 1, 1927.
36. Sobolew S. S., Ueber die Struktur des Systems der zweiten (Neowürm) Terrassen der Flüsse der Ukraine „Die Quartärperiode“, L. 4, Kiew 1932.
37. Соколовський О. Н., До питання про раціональну номенклатуру генетичних поземів у ґрунтах, „Труди Науково-дослідної кафедри ґрунтознавства“, т. 1, 1930.
38. Сукачов В. Н., К вопросу о „кротовинах“, „Почвоведение“, 1902.
39. Сукачов В. Н., Болота, их образование, развитие и свойства. Ленинград 1926.
40. Тюрин И. В., К вопросу о генезисе и классификации лесостепных и „лесных“ почв. „Учен. зап. Каз. гос. универс.“, кн. 3—4, 1930.
41. Тюрин И. В., Курс почвоведения, 1933.

## Двуфазное облесение лесостепной зоны Восточной Европы

В. М. Гвоздецкий

### РЕЗЮМЕ

1. Для Северной и Средней Европы, пользуясь методом пыльцевого изучения торфяников и увязки этих данных с данными геологических событий (история Балтийского моря), а также с данными археологии, детально изучена история поздне- и послеледникового времени (схема климатических изменений Блитт-Сернандера).

Литературными данными (Зеров, Косцвага, Матюшенко, Лепикаш, Клеопов) схема климатических изменений Блитт-Сернандера в основном подтверждается и для лесостепной зоны, а за данными Лепикаша, Соболева и Гожева эту схему подтверждает также история развития песчаных и заливных (поемных) террас, даже для степной зоны (пожаристая часть Днепра — Лепикаш; Средний Дон — Гожев).

Таким образом развитие лесостепной зоны на протяжении послеледникового времени тесно связано с климатическими изменениями в соответствии со схемой Блитт-Сернандера.

2. Согласно новым литературным данным, реликтовые широколиственные леса не могли сохраниться в лесостепной зоне с дорисского и тем более с третичного времени (Клеопов). Согласно Гроссету, реликтовые широколиственные леса не могли пережить в лесостепной зоне даже вюрмского оледенения. Таким образом, широколиственные леса мигрировали в лесостепную зону уже в послеледниковое время из своих южных и юго-западных местообитаний.

3. Для оподзоленных в той или иной мере почв лесостепной зоны устанавливаем три типа кротовин (по характеру взаимосвязи с генетическими горизонтами почвы, в которых они находятся):

1. „Первично-реликтовые“ кротовины, метаморфизированные почти в одинаковой степени с теми генетическими горизонтами почвы, в ко-

торых они находятся. Образование их относим к первично-черноземностепной стадии почвообразования, т. е. до первой фазы наступания леса.

II. „Вторично-реликтовые“ кротовины, метаморфизированные, но в меньшей степени, чем генетические горизонты, в которых они находятся. Разница в степени метаморфизации между кротовинами и генетическими горизонтами бывает самая разнообразная. Часто эти кротовины наполнены материалом, который был метаморфизирован еще до образования их (под воздействием процессов оподзоливания). Образование „вторично-реликтовых“ кротовин относим ко „вторично-степной“ стадии развития почв, которая соответствует фазе отступления леса (суббореальный период). „Вторично-реликтовые“ кротовины синхронизируем с пограничным горизонтом торфяников и с погребенными луговыми почвами пойм (бронзовая культура).

III. Современные кротовины заполнены рыхлым материалом (неметаморфизированные), иногда полузаполнены или же совершенно пусты. Образование этих кротовин происходило в наше (историческое) время вследствие вырубki лесов и превращения этих площадей в пахотные земли.

4. Принимая во внимание сказанное в первых трех пунктах, нам представляется такая схема развития лесостепной зоны:

а) В бореальный период (теплый и сухой) формировались черноземные почвы в пределах современной лесостепной зоны. В это время появились также и землерои, оставившие свидетелями своего существования „первично-реликтовые“ кротовины.

б) С наступлением следующего атлантического периода (теплый и влажный) постепенно начали мигрировать в лесостепную зону со своих далеких южных и юго-западных местообитаний породы широколиственного леса. Расселение леса во время этой первой фазы облесения происходило довольно медленно в связи с теми трудностями, какие нужно было преодолеть лесной формации: 1) большая отдаленность мест доледниковых местообитаний и 2) засоленность и карбонатность почв и подпочв первично-степных пространств.

В результате первой фазы облесения лесостепной зоны первично-черноземностепные почвы были метаморфизированы (оподзолены) до разных стадий оподзоливания, в зависимости главным образом от времени, на протяжении которого протекали процессы оподзоливания, т. е. от времени облесения той или иной местности. Одновременно с процессами оподзоливания шли также и процессы метаморфизации „первично-реликтовых“ кротовин, показателей первично-черноземной степной стадии почвообразования.

в) С наступлением следующего суббореального периода (сухой и континентальный) возникли новые физико-географические условия в лесостепной зоне, в которых степная формация стала „сильнее“ лесной. Наступила фаза отступления леса и возобновления степей. На оподзоленных до разных стадий почвах появилась степная растительность со всем комплексом черноземных процессов почвообразования. Появились также и землерои, оставившие в доказательство своего существования и существования вторичных степей — „вторично-реликтовые“ кротовины. Лес не уступил степи лишь наиболее удобных позиций — повышенных расчлененных водораздельных плато (Подолія) и некоторых из наиболее удобных позиций в расчлененных приречных местностях, по балкам и пр.

г) В следующий субатлантический период (влажный и холодный) опять создаются такие физико-географические условия, в каких лесная формация становится снова „сильнее“ степной; в связи с этим происходит процесс наступания леса на степь, то есть вторая фаза облесения лесостепной зоны. Во время второй фазы наступания леса на степь облесение лесостепной зоны протекает сравнительно быстро, потому что по всей лесостепной зоне во многих местах сохранились виды широколиственных

лесов (лесные реликты) от прежнего атлантического времени — это во-первых; во-вторых, вторично-черноземностепные (регенерированные) почвы значительно доступнее для лесной растительности, чем первично-черноземностепные, как это было во время первой фазы облесения лесостепной зоны. Вторая фаза облесения лесостепной зоны в основном завершилась уже в первой половине субатлантического периода. Облесение лесостепной зоны продолжает осуществляться и на протяжении второй половины субатлантического периода при естественных условиях; но в это время появляется новый фактор, играющий все большую и большую, а позже и решающую роль во взаимоотношениях леса и степи в лесостепной зоне. Этот новый фактор — хозяйственная деятельность человека, возрастающая с развитием скотоводства и земледелия и особенно с развитием капиталистического строя. Это влияние было стихийным и выразилось главным образом в уничтожении лесов и в превращении лесных площадей в пахотные земли. Распахиванием необлесенных степных участков был положен предел естественному облесению лесостепной зоны. Таким образом было приостановлено на больших территориях почвенного покрова процессы оподзоливания, вместо которых появились новые процессы — процессы регенерации и окультуривания почв. Хотя во время капиталистического строя часто вместо окультуривания почв происходило хищническое уничтожение естественного плодородия и даже уничтожение почв (размыв и проч.) Лишь при социалистическом строе наступили условия максимального воздействия организованного общества на взаимоотношения леса и степи с целью самого рационального использования потенциальных богатств природы.

Итак, согласно набросанной схеме, лесостепная зона пережила в послеледниковое время (начиная с атлантического периода) две фазы облесения с промежуточной фазой отступления леса. Во второй фазе облесения лесостепной зоны, особенно во второй половине этой фазы, во взаимоотношениях леса и степи приобретает все большее и большее значение влияние хозяйственной деятельности человека.

5. Предлагаемые взгляды в отношении развития лесостепной зоны считаем схемой, требующей более углубленной и всесторонней проработки.

## Zweiphasige Bewaldung der Waldsteppenzone von Osteuropa

W. M. Gwosdetsky

ZUSAMMENFASSUNG

1. Mittels der Methode der Pollenforschung von Torflagern und der Zusammenstellung dieser Angaben mit geologischen Ereignissen (Geschichte des Baltischen Meeres) und mit den Daten der Archäologie wurde die Geschichte der Spät- und Nacheiszeit von Nord- und Mitteleuropa eingehend erforscht (Schema der Klimaveränderungen von Blitt-Seriander).

Durch Literaturangaben (Zerow, Koczwaro, Matuschenko, Lepikasch, Kleopow) wurde das Schema der Klimaveränderungen von Blitt-Seriander im wesentlichen auch für die Waldsteppenzone bestätigt; auf Grund der Angaben von Lepikasch, Sobolew und Goschew ist dies Schema auch durch die Entwicklungsgeschichte der Sand- und Überschwemmungsterrassen sogar für die Steppenzone (Stromschnellenteil des Dniepr, — Lepikasch, Mittlerer Don, — Goschew) bekräftigt worden.

Mithin, dem Schema von Blitt-Seriander entsprechend ist die Entwicklung der Waldsteppenzone im Laufe der Nacheiszeit mit Klimaveränderungen eng verbunden.

2. Nach neuen Literaturangaben, konnten breitblättrige Reliktenwälder in der Waldsteppenzone von der Präriß- oder sogar von der Tertiärzeit her (Kleopow) nicht erhalten geblieben sein. Nach Grosse t konnten breitblättrige Reliktenwälder in der Waldsteppenzone sogar die Würmvereisung nicht überlebt haben. In solcher Weise migrierten die breitblättrigen Wälder schon während der Nacheiszeit von ihren südlichen und süd-westlichen Standorten in die Waldsteppenzone.

3. Für die in gewissem Masse podsolierten Böden der Waldsteppenzone stellten wir 3 Krotowinentypen <sup>1)</sup> fest, dem Charakter der Wechselbeziehung mit den genetischen Bodenhorizonten nach, in welchen sie sich befanden.

I. Primäre Reliktenkrotowinen, die fast in gleichem Masse mit den genetischen Horizonten in denen sie sich befinden, metamorphosiert sind. Ihre Bildung beziehen wir auf das primäre Tschernosjom-Steppenstadium der Bodenbildung, d. h. vor dem ersten Stadium des Vorstosses der Wälder.

II. Sekundäre Reliktenkrotowinen, die weniger als die genetischen Horizonte, in denen sie sich befinden, metamorphosiert sind. Die Differenz des Metamorphosationsgrads der Krotowinen und der genetischen Horizonte ist sehr verschieden. Recht oft sind diese Krotowinen mit Material angefüllt, das noch vor ihrer Bildung metamorphosiert wurde (unter der Einwirkung von Vorgängen der Podsolierung). Die Formation der „sekundären“ Reliktenkrotowinen beziehen wir auf das „sekundäre“ Steppenstadium der Bodenentwicklung, welche der Phase des Waldrückzugs (subboreale Periode) entspricht. Die „sekundären“ Reliktenkrotowinen synchronisieren wir mit dem angrenzenden Horizont der Torflager und mit den fossilen Wiesenböden der Überschwemmungsbecken (Bronzekultur).

III. Zeitgenössische Krotowinen sind mit lockerem Material (nicht metamorphosiert) angefüllt; manchmal sind sie nur halb voll, oder sogar ganz leer. Die Bildung dieser Krotowinen fand während unserer (historischen) Zeit, infolge vom Ausfällen der Wälder und der Verwandlung dieser Flächen in Ackererde, statt.

4. Auf Grund des in den ersten drei Punkten Erwähnten, stellen wir uns folgendes Entwicklungsschema der Waldsteppenzone vor.

a) Während der borealen (warmen und trockenen) Periode bildeten sich die Tschernosjomböden der gegenwärtigen Waldsteppenzone. Während dieser Zeit erschienen die Nager, welche als Zeugnis ihrer Existenz die „primären Reliktenkrotowinen“ hinterliessen.

b) Während der folgenden atlantischen (warmen und feuchten) Periode begannen allmählich die Arten breitblättriger Wälder von ihren fernen südlichen und süd-westlichen Standorten in die Waldsteppenzone zu migrieren. Die Verbreitung des Waldes fand während dieser ersten Bewaldungsphase ziemlich langsam infolge der Schwierigkeiten statt, welche die Waldformation zu überwinden hatte, wie:

1. Der grosse Abstand ihrer voreiszeitlichen Standorte.

2. Die Versalzung und der hohe Karbonatgehalt der Böden und des Untergrundes der primären Steppenareale.

Als Folge der ersten Bewaldungsphase der Waldsteppenzone wurden die primären Tschernosjom-Steppenböden bis zu verschiedenen Stadien der Podsolierung metamorphosiert (podsoliert), hauptsächlich in Abhängigkeit von der Zeit, welche die Podsolierungsvorgänge dauerten d. h. von der Bewaldungszeit dieser oder jener Gegend. Gleichzeitig mit den Vorgängen der Podsolformation verliefen ebenfalls Metamorphosationsprozesse der primären Reliktenkrotowinen, der Zeugnisse des primären Tschernosjom-Steppenstadiums der Bodenbildung.

<sup>1)</sup> Krotowine — Maulwurfsgang

c) in der folgenden subborealen (trockenen und kontinentalen) Periode entstanden neue physikalisch-geographische Bedingungen in der Waldsteppenzone, unter welchen die Steppenformation „stärker“ als die Waldformation wurde. Es begann die Phase des Waldrückzuges und der Steppenwiederherstellung. Auf in verschiedenem Grade podsolierten Böden erschien die Steppenvegetation mit dem gesamten Komplex der Tschernosjomvorgänge der Bodenbildung. Es erschienen ebenfalls die Nager, welche als Zeugnis der Existenz sekundärer Steppen die „sekundären“ Reliktenkrotowinen hinterliessen. Nur die bequemsten Stellen hat der Wald der Steppe nicht überlassen, wie die höher gelegenen, zergliederten Wasserscheideplateaus (Podolien), sowie einige bequemsten Stellen in zergliederten, an Flüssen gelegenen Gegenden, in Schluchten usw.

d) Während der folgenden subatlantischen (feuchten und kalten) Periode entstanden wieder solche physikalisch-geographische Bedingungen, unter welchen die Waldformation wieder „stärker“ wurde; in Zusammenhang damit vollzog sich der Vorgang des Waldvorstosses in die Steppe, d. h. die zweite Bewaldungsphase der Waldsteppenzone. Während der zweiten Phase des Waldvorstosses in die Steppe verlief die Bewaldung der Waldsteppenzone verhältnismässig rasch, erstens weil an vielen Stellen der Waldsteppenzone sich Arten breitblättriger Wälder (Waldrelikten) von der früheren atlantischen Zeit herbewahrt hatten und zweitens weil sekundäre (regenerierte) Tschernosjom-Steppenböden bedeutend zugänglicher für die Waldvegetation waren, als die primären Tschernosjom-Steppenböden der ersten Bewaldungsphase der Waldsteppenzone. Die zweite Bewaldungsphase der Waldsteppenzone vollzog sich hauptsächlich während der ersten Hälfte der subatlantischen Periode. Die Bewaldung der Waldsteppenzone fand auch während der zweiten Hälfte der subatlantischen Periode unter natürlichen Bedingungen statt; aber zu jener Zeit trat ein neuer Faktor auf, der eine immer grössere und zuletzt sogar entscheidende Rolle in den Wechselbeziehungen des Waldes und der Steppe in der Waldsteppenzone spielte. Dieser neue Faktor war die wirtschaftliche Tätigkeit des Menschen, die mit der Entwicklung der Viehzucht und des Ackerbaues und besonders mit der Entwicklung des kapitalistischen Systems anwuchs.

Dieser Einfluss war überwältigend und drückte sich hauptsächlich in der Vernichtung der Wälder und der Verwandlung der Waldflächen in Ackererde aus. Durch Umackern der nicht bewaldeten Steppenflächen wurde der natürlichen Bewaldung der Waldsteppenzone ein Ende gelegt. In solcher Weise wurden in grossen Gebieten die Podsolierungsvorgänge in der Bodendecke aufgehoben, anstatt deren neue Vorgänge auftraten — die Prozesse der Regeneration und der Kultur der Böden; aber beim kapitalistischen System wurde oft anstatt der Bodenbebauung eine Raubwirtschaft mit Vernichtung der natürlichen Fruchtbarkeit geübt und fand selbst eine Vernichtung (Erosion usw.) des Bodens statt. Nur beim sozialistischen System entstanden die Bedingungen maximaler Einwirkung der organisierten Gesellschaft auf die Wechselbeziehungen des Waldes und der Steppe zwecks rationellster Ausnutzung der potenziellen Reichtümer der Natur.

Dem entworfenen Schema gemäss, hat die Waldsteppenzone während der Nacheiszeit (von der atlantischen Periode an) zwei Bewaldungsphasen mit einer Zwischenphase des Waldrückzuges durchgemacht. Während der zweiten Bewaldungsphase, besonders in der zweiten Hälfte dieser Phase, gewinnt in den Wechselbeziehungen des Waldes und der Steppe der Einfluss der wirtschaftlichen Tätigkeit des Menschen eine immer grössere Bedeutung.

5. Die oben angeführten Ansichten über die Entwicklung der Waldsteppenzone sehen wir als ein Schema an, das eine tiefere und allseitige Bearbeitung erfordert.

## Фауна четвертинних морських молюсків з палеолітичних стоянок Дніпропетровщини й Черпигівщини

Л. Лепікаш

В грудні 1934 року співробітник Дніпропетровського історико-археологічного музею Т. Т. Тесля передав мені для визначення п'ять черепашок молюсків, знайдених при розкопках палеолітичних стоянок у районі кол. порожистої частини Дніпра.

Як виявилось, черепашки належать до таких видів:

<i>Cerithium vulgatum</i> Brug.	..... (1 екз.)
<i>Nassa reticulata</i> L.	..... (2 екз.)
<i>Didacna</i> sp.	..... (2 екз.)

Всі черепашки, крім *Cerithium*, просвердлені, очевидно для нанизування на шнурок, і значно потерті.

Черепашка *Cerithium vulgatum* Brug. (рис. 1—2) знайдена в палеолітичній стоянці Кайстрової балки.

Умови знаходження її точно не з'ясовано, але в всі підстави гадати, що вони цілком аналогічні умовам знаходження інших черепашок у стоянках, розташованих у тому ж районі і датованих одним віком [див. №№ 7 і 14 у списку літератури].

Черепашки *Nassa reticulata* L. (рис. 3—6) знайдені в горизонті II так званого культурного шару палеолітичної стоянки на Дубовій балці. В горизонті IV цієї ж стоянки знайдено один екземпляр черепашки *Didacna* sp. (рис. 7—8), другий екземпляр якої (рис. 9—10) знайдено в осипищі.

Докладний геологічний опис стоянки в Дубовій балці подано в одній з моїх попередніх робіт [7, сс. 73—76]. Тут, для повноти викладу, наведу геологічний розріз у скороченому вигляді<sup>1)</sup>.

В даному профілі (рис. 1, с. 42) комплекс лесовидних порід (піскуватий лес зверху і лесовидні, переважно делювіальні, відклади внизу), загальною глибиною 4,67 м, синхронічний, очевидно, верхньому (бузькому, за В. І. Крокосом) ярусові лесу плато, що відповідає другій половині оршицького (вюрмського) зледеніння.

Алювіальні відклади з рештками верхнього палеоліту синхронічні, в такому випадку, першому згорі (удайсько-бузькому) копальному ґрунтові, що сформувався в один з більших інтерстадіалів останнього, оршицького зледеніння. Глибокі горизонти терасового алювію зв'язані, мабуть, з першими етапами цього ж зледеніння.

Приблизно така сама стратиграфія палеолітичної стоянки і в Кайстровій балці. Різниця тільки та, що типовий лес, який укриває алювіальні й делювіо-

<sup>1)</sup> Про знаходження тут черепашок я в 1934 році, за Т. Т. Теслею, писав: „В культурних верствах стації Т. Т. Тесля знайшов черепашки молюсків: *Cardium*, *Buccinum*, які, очевидно, попали сюди штучно (принесені людиною)\* [7, с. 76]. Тепер цілком очевидно, що це були черепашки *Didacna* sp. і *Nassa reticulata* L.

алювіальні відклади з культурними залишками, має трохи більшу грубину— до 2, 54 м [7, сс. 76— 85].

Вік палеолітичної стоянки в Дубовій балці і вік нижніх культурних горизонтів у Кайстровій балці визначається верхнім ориньяком [14, с. 85].

На Чернігівщині, в мізинській палеолітичній стоянці, знайдено черепашки таких точно молюсків, як і на Дніпропетровщині, а саме: *Cerithium vulgatum* Brug. (рис. 11— 12) і *Nassa reticulata* L. (рис. 13— 14).

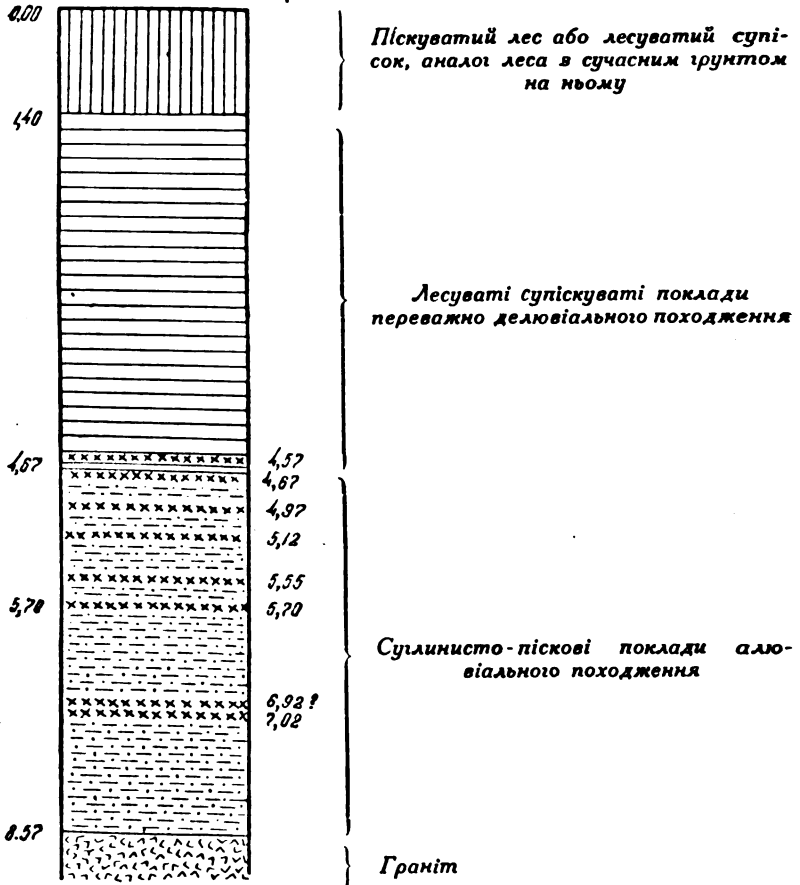


Рис. 1. Схема геологічного розрізу стоянки в Дубовій балці

В одній з своїх останніх заміток І. Г. Підоплічка зазначає, що в Мізині знайдено „128 черепашок молюсків, які належать до двох видів: *Cerithium vulgatum* Brug. і *Nassa reticulata* L., з них *Cerithium* переважає кількісно. Більшість черепашок просвердлені“ (II, с. 79). Визначення черепашок, як вказує автор, належить В. В. Богачеву.

З літературних даних відомо, що мізинський палеоліт залягає в делювіо-алювіальних відкладах, вік яких В. В. Різниченко визначає останніми часами вюрмського інтерстадіалу і почасти початком доби вюрму II [12, с. 24]. що, виходячи з поглядів автора, на час формування лесу й копальних ґрунтів більш-менш відповідає першому згори (удайсько-бузькому) копальному ґрунті.

Г. Ф. Мірчинк вважає, що утворення мізинської балки і виповнення її алювієм, у якому знаходяться рештки палеоліту, відбулось під час форму-



вання середньої надлукової тераси, а час формування (делювіальним шляхом, за автором) вкриваючого стоянку лесу відбулось „одночасно з утворенням алювіальної піщаної нижньої надзаплавної тераси лівого берега р. Десни“ (10, с. 52).

З іншої роботи Г. Ф. Мірчинка [9] видно, що він залічує утворення делювіального лесу Мізіна до заключних стадій вюрмського зледеніння („вюрмское время, его стадии“), а формування відкладів середньої надлукової тераси зв'язує „або з бюльською стадією вюрмського зледеніння, або з моментом максимального просування вюрмського льодовика“ [9, с. 125].

Як бачимо, розходження в поглядах на час формування відкладів з палеолітичними стоянками і формування вкриваючого їх лесу — зовсім незначні.

Вік палеоліту мізинської стоянки трактують різно, але найбільше залічують його до верхнього ориньяку (Обермайер, Мірчинк), або до солютре (Єфіменко, Бонч-Осмоловський, Громов).

Переїдімо тепер до визначення геологічного віку знайдених молюсків.

*Cerithium vulgatum* Brug. — середземноморська форма. У нас відома лише в копальному стані з так званих тіренських (Андрусов), або карангатських (Архангельський) відкладів південного узбережжя Чорного моря. Найбільше відома з Кримського узбережжя (Судак) і Чорноморського узбережжя Керченського півострова, де зустрічається разом з такими провідними для тіренської тераси молюсками, як *Tapes Calverti* Newt. і *Cardium tuberculatum* L. [1, 2, 5]. М. І. Соколов [13] у списку копальних молюсків тіренської тераси Чорноморського узбережжя Кримсько-Кавказького району наводить дві форми: *Cerithium aff. vulgatum* Brug. і *Cerithium aff. ponticum* Mil. Опису цих форм він не подає, оскільки в атлас включені лише форми, які „не живуть у сучасному Чорному морі“ [13, передмова]. Цим зауваженням він допускає можливість знаходження *Cerithium vulgatum* Brug. у сучасному Чорному морі, але це на сьогодні не доведено.

Один з кращих знавців фауни молюсків сучасного Чорного моря К. О. Мілашевіч в описах указує лише *Cerithium ponticum* Mil. var. *oraria* Mil., форму, досить близьку до *Cerithium vulgatum* Brug.

В порівняльній замітці К. О. Мілашевіч пише, що „цей вид займає середину між *Cerithium Sykesi* Bruss (= *alucastrum* auct., non *Brocchi*) і *C. vulgatum* Brug.“ і далі „Від *C. vulgatum* Brug. наш вид відрізняється своєю тонкою, видовженою формою, жовном на останньому оберті і численнішими спіральними рядами горбків“ [8, с. 68].

Різницю добре видно також при порівненні наших екземплярів *C. vulgatum* Brug. з рисунками *C. ponticum* Mil. у книзі згаданого автора [8, табл. II, рис. 40—43].

В статті Архангельського й Страхова [2], де подається зведений список фауни молюсків сучасного Чорного моря, форми *Cerithium vulgatum* Brug. не згадується. На те, що наша форма *Cerithium vulgatum* Brug. походить з тіренських (карангатських) відкладів Чорноморського узбережжя, крім скульптури, вказують також і розміри черепашок. М. І. Соколов про форми тіренської тераси, спільні з формами, які й тепер живуть у Чорному морі, каже, що „в більшості випадків екземпляри, знайдені в відкладах тераси (тіренської, — Л. Л.), більші за сучасних чорноморських“ [13, передмова].

В. В. Богачев, якому І. Г. Підоплічка послав для визначення черепашки з Мізіна, зазначив, що „розміром мізинські церитіуми найбільш подібні до церитіумів з так званої тіренської тераси“ [II, с. 80].

Отже немає сумнівів, що черепашки *Cerithium vulgatum* Brug. з палеолітичних стоянок Дніпропетровщини й Чернігівщини походять саме з карангатських відкладів Чорноморського узбережжя і, найімовірніше, з Південного Криму або Керченського півострова.

*Nassa reticulata* L. значно поширена в відкладах карангатського басейну, але разом з тим зустрічається і в сучасному Чорному морі [1, 2, 5, 8, 13].

Наші екземпляри, треба думати, походять саме з карангатських відкладів. Акад. Архангельський довів, що „опускання і зв'язана з ними трансгресія в кінці новоевксінського періоду і в чорноморський час відбувались, безперечно, в польодовикову епоху“ [2, с. 94].

Утворення Чорноморського басейну в польодовиковий час виключає можливість попадання чорноморських черепашок у палеолітичні стоянки епохи останнього зледеніння, з відповідною арктичною фауною (Мізин).

Цього, на нашу думку, досить для ствердження карангатського віку описуваних черепашок.

*Didasna* sp. визначити точніше тепер не можна через брак під руками відповідної літератури і порівняльного матеріалу.

Очевидно, вони походять з давньоевксінських або чаудинських відкладів, де зустрічаються подібні до нашої дидакни.

Цікаво, що *Didasna* sp. знайдені в глибших культурних горизонтах дубівської стоянки (4-й горизонт), ніж екземпляри *Nassa reticulata* L., знайдені ближче до поверхні (2-й горизонт).

Назва басейнів за А. Д. Архангельським (1931)	Епохи в північних льодовикових районах	Яруси лесу на плато за В. І. Крокосом (1934)	Третя (друга надзаплавна) тераса в районі Середнього Дніпра	Імовірна синхронізація з давніми епохами людської культури
1. Чорне море 2. Давньо-чорноморський басейн	Польодовикова	Сучасний ґрунт	Сучасний ґрунт	Неоліт
3. Новоевксінське озеро — море	Оршицьке (вюрмське) зледеніння	Бузький лес	Бузький лес	Епіпалеоліт Мадлен Солютре
4. Карангатське море	Копальний ґрунт	Копальний ґрунт	Алювій	Верхній ориньяк
	Оршицьке (вюрмське) зледеніння	Удайський лес		Ориньяк (?)

На основі наведеного матеріалу можна зробити такі висновки:

1. Факт знаходження карангатських молюсків у палеолітичних стоянках Дніпропетровщини й Чернігівщини свідчить, що вже за часів верхнього палеоліту існували якісь зносини між мешканцями району Верхнього й Середнього Дніпра з одного боку, і Кримсько-Кавказьким узбережжям Чорного моря — з другого.

2. Знаходження однакових молюсків у стоянках Дубової й Кайстрової балок і Мізина дає нові підстави вважати, що геологічний вік їх однаковий.

3. Молюски з карангатських відкладів Чорноморського узбережжя могли попасти в палеолітичні стоянки під час існування карангатського басейну (збирання на березі моря) або трохи пізніше, напр. у новоевксінську епоху (збирання з відслонень).

З цього випливає цілком певний висновок: верхній палеоліт Дубової й Кайстрової балок і Мізина ні в якому разі не старший за карангатські відклади: він або синхронічний їм, або молодший за них.

Коли припустити, що карангатський басейн якоюсь мірою синхронічний верхньому палеоліту вищезгаданих стоянок тобто припустити, що палеолітична людина збирала молюсків на березі Карангатського моря<sup>1)</sup>, — а це цілком ймовірно<sup>2)</sup>, — то можна побудувати стратиграфічну схему, наведену вище (с. 42).

#### ЛІТЕРАТУРА

1. Андрусов Н. І., Террасы окрестностей Судака, Зап. Киев. О-ва Ест., т. XXII, в. 2 1912.
1. Архангельский А. Д. и Страхов Н. М., Геологическая история Черного моря. Бюл. Моск. О-ва Испыт. Природы. Отд. Геол., т. X. (I), 1932.
3. Архангельский А. Д., Краткий, очерк геологической истории Черного моря. Путеводитель экскурсии второй Четвертично-Геологической Конференции 1932.
4. Бондарчук В., Про синхронізацію морських і континентальних четвертинних покладів узбережжя Чорного моря, „Журнал Геолого-Геогр. Циклу ВУАН“, № 4 (8) 1934.
5. Григорович-Березовский Н. А., Постплиоценовые морские отложения Черноморского побережья, „Зап. Новор. О-ва Ест.“, т. XXIV, в. II, 1902.
6. Ефименко П. П., Дороговое общество, 1934.
7. Лепікаш Л. А., Геоморфологія і четвертинні поклади пониззя р. Самари і долини Дніпра від Дніпропетровська до Запоріжжя, Мат. Компл. експ. ВУАН в р-ні Дніпрельстану. В. I, 1934.
8. Милашевич К. О., Моллюски Черного і Азовского морей. „Фауна России“, Моллюски русских морей, т. I, 1916.
9. Мирчинк Г. Ф., Стратиграфия, синхронизация и распространение четвертичных отложений Европы, Тр. II межд. конф. АИЧПЕ, в. 2, 1933.
10. Мирчинк Г. Ф., Геологические условия нахождения палеолитических стоянок в СССР и их значение для восстановления четвертичной истории, Тр. II межд. конф. АИЧПЕ, в. 4, 1934.
11. Пидопличка И. Г., Итоги изучения фауны Мезинской палеолитической стоянки. Природа, № 3, 1935.
12. Ревниченко В. В., Мизинська палеолітична стація, „Четв. період“, в. 1—2, 1930.
13. Соколов М. И., Тирренская терраса, Руков. ископаем. нефтеносных районов Крымско-Кавк. области, XVI, 1933.
14. Teslya G. T., Das Paläolith im Bereich der Dniπροstromschnellen (Porogt), „Die Quartärperiode“, Lief. 4, 1932.

<sup>1)</sup> Черепашки *Didacna* sp., як давніші, могли бути разом на березі в наслідок підмивання Карангатським морем давніших відкладів.

<sup>2)</sup> Акад. А. Д. Архангельський укажує на цікавий факт знаходження чорноморських молюсків у неолітичних стоянках: „Крім історичної людини дуже видатну роль у переносі черепашок грала також людина доісторична. Як приклад цього можна навести неолітичну стоянку на 2-й терасі долини Чалки, між Отузами й Козами, де на висоті більш як 20 м над рівнем моря ми знаходимо разом з кам'яним знаряддям [2, с. 22] багато черепашок *Ostrea* й *Mytilus* і рідше — *Cardium* і *Nassa*“.



1



2



3



4



5



6



7



8



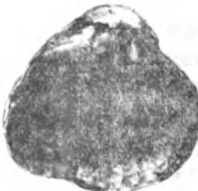
11



12



9



10



13



14

Знайдені черепашки, (нат. вел).

- 1 — 2. *Cerithium vulgatum* Brug. Кайстрова балка.
- 3 — 6. *Nassa reticulata* L. Дубова балка.
- 7 — 10. *Didacna* sp.
- 11 — 12. *Cerithium vulgatum* Brug. Мізін.
- 13 — 14. *Nassa reticulata* L.

**Фауна четвертичных морских моллюсков из палеолитических стоянок  
Днепропетровщины и Черниговщины**

*И. А. Лепикаш*

**РЕЗЮМЕ**

В декабре 1934 г. сотрудник Днепропетровского историко-археологического музея Т. Т. Тесля передал мне для определения пять раковин моллюсков, найденных при раскопках палеолитических стоянок в районе б. порожистой части Днепра. Как оказалось, раковины принадлежат к следующим видам:

<i>Cerithium vulgatum</i> Brug. . . . .	(1 экз.)
<i>Nassa reticulata</i> L. . . . .	(2 экз.)
<i>Didacna</i> sp. . . . .	(2 экз.)

Все раковины, за исключением *Cerithium*, просверлены, очевидно для называния, и значительно потерты.

Раковина *Cerithium vulgatum* Brug. (рис. 1—2) найдена в палеолитической стоянке Кайстровой балки. Условия нахождения ее (раковины) пока еще не выяснены. Однако имеются все основания предполагать, что они целиком аналогичны тем условиям, в которых найдены остальные раковины. Это тем более вероятно, что стоянки расположены очень близко одна от другой и одновозрастны [см. № № 7 и 14 в списке литературы].

Раковины *Nassa reticulata* L. (рис. 3—6) найдены во втором культурном слое палеолитической стоянки в Дубовой балке. В горизонте IV той же стоянки найден один экземпляр раковины *Didacna* sp. (рис. 7—8), другой экземпляр которой найден в осыпи (рис. 9—10).

Полное геологическое описание разреза стоянки на Дубовой балке приведено в одной из моих предыдущих работ [7 сс. 73—76]. В данной статье я привожу его в сокращенном виде (рис. 1, с. 42).

В приведенном профиле комплекс лессовидных пород (песчанистый лесс сверху и лессовидные, преимущественно делювиальные отложения внизу), общей мощностью в 4,67 м, соответствует, очевидно, верхнему (бугскому, по В. И. Крокосу) горизонту лесса водоразделов, образовавшегося во вторую половину последнего, оршичьего или вюрмского, оледенения.

Аллювиальные отложения с остатками палеолита синхроничны, в таком случае, первой сверху (удайско-бугской) ископаемой почве, сформировавшейся во время одного из больших интерстадиалов последнего оледенения.

Более глубокие горизонты террасового аллювия связаны, повидимому, с более ранними этапами последнего оледенения.

Приблизительно такая же стратиграфия палеолитической стоянки и в Кайстровой балке, с той только разницей, что типичный лесс, покрывающий аллювиальные и делювио-аллювиальные отложения с культурными остатками имеет несколько большую мощность — до 2,54 м [7, сс. 76—85].

Возраст палеолитической стоянки в Дубовой балке и нижние горизонты Кайстровой балки датируются верхним ориньяком [14, с. 85].

На Черниговщине, в Мизинской палеолитической стоянке найдены раковины точно таких же моллюсков, как и на Днепропетровщине, а именно *Cerithium vulgatum* Brug. (рис. 11—12) и *Nassa reticulata* L. (рис. 13—14).

В одной из своих последних заметок И. Г. Пидопличка указывает, что в Мезине „найден также 128 раковин моллюсков, принадлежащих двум видам: *Cerithium vulgatum* Brug. и *Nassa reticulata* L. Из них церитиум преобладает в количественном отношении. Большинство раковин просверлены“

[11, с. 79]. Определения моллюсков, как указывает автор, принадлежат В. В. Богачеву.

Возраст мезинского палеолита определяют равно, но большинство исследователей относит его или к верхнему ориньяку (Обермайер, Мирчинк) или к солютре (Ефименко, Бонч-Осмоловский, Громов).

Как видно из литературных указаний, геологические условия мезинского палеолита очень напоминают таковые стоянки в Кайстровой и Дубовой балках (9, 10, 12).

Найденные в палеолитических стоянках раковины *Cerithium vulgatum* Brug. и *Nassa reticulata* L., повидимому, происходят из тирренских (Андрусов) и карангатских (Архангельский) отложений Черноморского побережья или, вероятнее всего, с южного берега Крыма или Керченского полуострова.

В отношении *Cerithium vulgatum* Brug. В. В. Богачев, которому И. Г. Пидопличка посылал мезинские раковины для определения, пришел к выводу, что „по размерам мезинские церитиумы более всего подходят на церитиумы из так называемой тирренской террасы“ [11, с. 80].

Просматривая соответствующую литературу (к сожалению, не совсем полную), я пришел к выводу, что церитиумы, подобные нашим экземплярам из палеолитических стоянок, для современного Черного моря неизвестны. Они, вероятнее всего, происходят из карангатских отложений.

*Nassa reticulata* L. также довольно распространена в отложениях карангатского бассейна, но вместе с тем живет и в современном Черном море [1, 2, 5, 8, 13].

Наши экземпляры, надо полагать, происходят именно из карангатских отложений. Акад. Архангельский доказал, что „опускания, и связанная с ними трансгрессия в конце новоэвксинского и в черноморское время происходили, без всякого сомнения, в послеледниковую эпоху“ [2, с. 94].

Образование Черноморского бассейна в послеледниковое время тем самым исключает возможность занесения черноморских раковин в палеолитические стоянки эпохи последнего оледенения, с соответствующей арктической фауной (напр. Мезин).

Этого, повидимому, вполне достаточно, чтобы утверждать карангатский возраст описываемых моллюсков.

*Didasna* sp. происходят из более древних отложений, древне-эвксинских или чаудинских, где встречаются раковины, напоминающие наши.

Интересно, что *Didasna* sp. найдены в более глубоких культурных горизонтах стоянки в Дубовой балке (4-й горизонт) по сравнению с экземплярами *Nassa reticulata* L., которые найдены ближе к поверхности (2-й горизонт).

На основании вышеизложенного можно сделать следующие выводы.

1. Нахождение карангатских моллюсков в верхнепалеолитических стоянках Днепропетровщины говорит за то, что уже в эпоху верхнего палеолита существовали какие-то связи между обитателями областей Верхнего и Среднего Днепра. с одной стороны, и Крымо-Кавказским побережьем Черного моря — с другой.

2. Нахождение одинаковых моллюсков в стоянках Дубовой балки, Кайстровой балки и Мезина дает новые основания геологический возраст их считать синхроничным.

3. Моллюски из карангатских отложений Черноморского побережья могли попасть в палеолитические стоянки как во время существования карангатского бассейна (собираемые на берегу моря), так и несколько позже, напр. в новоэвксинскую эпоху (собираемые с обнажений).

Отсюда следует вполне обоснованный вывод: верхний палеолит Дубовой балки, Кайстровой балки и Мезина ни в коем случае не старше карангатских отложений. Он или синхроничен последним, или несколько моложе их.

Если допустить, что карангатский бассейн в какой-то степени синхронизирован верхнему палеолиту вышеупомянутых стоянок, т. е. допустить, что палеолитический человек собирал моллюсков на берегу Карангатского моря <sup>1)</sup>, что вполне вероятно <sup>2)</sup>, то можно построить такую стратиграфическую схему:

Название бассейнов по А. Д. Архангельскому (1931).	Эпохи в северных ледниковых районах.	Ярусы лесса на плато по В. И. Крокоосу (1934).	Третья (вторая) надлуговая терраса в районе Среднего Днепра	Возможная синхронизация с древними эпохами человеческой культуры.
1. Черное море	Послеледниковая	Современная почва	Современная почва	Неолит
2. Древне-Черноморский бассейн				
3. Ново-эвксинское озероморе	Оршицкое (вюрмское) оледенение	Бугский лесс	Бугский лесс	Эпипалеолит
4. Карангатское море	Ископаемая почва	Ископаемая почва	Аллювий	Мадлен
	Оршицкое (вюрмское) оледенение	Удайский лесс		Солютре
				Верхний ориньяк
				Ориньяк (?)

## La faune des mollusques marins quaternaires des stations paléolithiques des régions de Dniepropetrovsk et de Tchernigov

L. A. Lépkache

### RÉSUMÉ

Au mois de décembre 1934, Teslia, collaborateur du Musée Historique et Archéologique de Dniepropetrovsk à l'auteur remit 5 coquilles de mollusques, trouvées pendant les fouilles des stations paléolithiques dans l'ancienne région des rapides du Dniepr. Il les détermina en les rapportant aux espèces suivantes:

<i>Cerithium vulgatum</i> Brug . . . . .	(1 spécimen)
<i>Nassa reticulata</i> L. . . . .	(2 " )
<i>Didacna</i> sp. . . . .	(2 " )

Toutes les coquilles, à l'exception de *Cerithium*, sont perforées, évidemment pour être enfilées et sont très usées.

La coquille de *Cerithium vulgatum* Brug. (fig. 1—2) a été trouvée dans la station paléolithique du ravin Kaystrov („Kaystrova Balka“). Jusqu'à présent on n'a pu encore établir les conditions dans lesquelles ce coquillage a été

<sup>1)</sup> Раковины *Didacna* sp., как более древние, могли находиться тут же на берегу в результате подмывания Карангатским морем древних отложений.

<sup>2)</sup> Акад. А. Д. Архангельский указывает на интересный факт нахождения черноморских раковин в неолитических стоянках. „Кроме исторического человека очень видную роль в переносе раковин играл также и человек доисторический. Как пример этого можно привести неолитическую стоянку на второй террасе долины Чалки, между Отузами и Козами, где на высоте свыше 20 м над уровнем моря мы находим вместе с каменными орудиями во множестве раковины *Ostrea* и *Mytilus* и реже *Cardium* и *Nassa*“ [2 с. 22].

découvert, mais il y a toute raison de croire qu'elles sont complètement analogues à celles dans lesquelles ont été trouvés les autres coquillages. C'est d'autant plus probable que les stations sont situées très près l'une de l'autre et sont du même âge (voir bibliographie №№ 7 et 14).

Les coquilles de *Nassa reticulata* L. (fig. 3—6) ont été trouvées dans la seconde couche d'industrie paléolithique de la station, dans le ravin Doubov („Doubova Balka“).

La couche IV de la même station renfermait un spécimen de la coquille *Didacna* sp. (fig. 7—8) dont un autre spécimen a été trouvé dans un éboulis (fig. 9—10).

Un des travaux précédents de l'auteur contient une description géologique détaillée de la coupe de la station de „Doubova Balka“ (7, pp. 73—76). Dans le présent article il la donne en abrégé (fig. 42).

Dans ce profil le complexe des roches loessiques (loess sableux en haut et dépôts loessiques, pour la plupart déluviaux, en bas) d'une épaisseur générale de 4,67 m. correspond évidemment à l'horizon supérieur (horizon du Boug suivant V. Krokos) du loess des lignes de partage des eaux, lequel s'est formé pendant la seconde moitié de la dernière glaciation, celle de Orchitza ou würmienne.

Les dépôts alluviaux avec les débris du paléolithique sont par conséquent synchroniques avec le premier terrain fossile comptant d'en haut (terrain de Uday-Boug) qui s'est formé au cours d'une des longues périodes interstadias de la dernière glaciation.

Les couches plus profondes de l'alluvion de terrasse sont évidemment liées aux étapes plus reculées de la dernière glaciation.

La stratigraphie de la station paléolithique de „Kaystrova Balka“ présente environ les mêmes traits, avec la seule différence que le loess typique qui recouvre les dépôts alluviaux et déluvio-alluviaux avec les débris d'industrie accuse une épaisseur un peu plus considérable—jusqu'à 2,54 m (7, p. 76—85).

La station paléolithique à „Doubova Balka“ et les couches inférieures de la „Kaystrova Balka“ datent de l'Aurignacien supérieur (14, p. 85).

Dans la station paléolithique de Mézine (région de Tchernigov), on a aussi trouvé des coquilles des mêmes mollusques que dans la région de Dniepropetrovsk.—*Cerithium vulgatum* Brug. (fig. 11—12) et *Nassa reticulata* L. (fig. 13—14)<sup>1</sup>.

Dans un des derniers articles de I. G. Pidoplitchka il est dit qu'à Mézine: „ont été aussi trouvées 128 coquilles de mollusques appartenant à deux espèces: *Cerithium vulgatum* Brug. et *Nassa reticulata* L. *Cerithium* y prédomine quantitativement. La plupart des coquilles sont perforées“ [11, p. 79]. Les déterminations des mollusques ont été faites, comme l'indique l'auteur, par V. Bogatchev.

Le paléolithique de Mézine a été daté différemment par divers auteurs mais la plupart le rapportent ou à l'Aurignacien supérieur (Obermauer, Mirtchink), ou au Solutréen (Efimenko, Bontch-Osmolovski, Gromov).

Comme l'on voit des données littéraires, les conditions géologiques du paléolithique de Mézine rappellent beaucoup celles des stations de „Kaystrova Balka“ et „Doubova Balka“.

Les coquilles de *Cerithium vulgatum* et de *Nassa reticulata* L. trouvées dans les stations paléolithiques sont évidemment originaires des dépôts tyrrhéniens (Androusov) ou de Karangath (Arkhangelski) du littoral de la Mer Noire ou, ce qui est le plus probable, de la côte sud de la Crimée ou de la presqu'île de Kertch.

V. Bogatchev, auquel I. Pidoplitchka envoya les coquillages de Mézine pour les déterminer, écrit à propos de *Cerithium vulgatum* Brug. que les Cérithes de Mézine rappellent surtout d'après leurs dimensions les Cérithes de la terrasse dite „tyrrhénienne“. (11, P. 80).



En parcourant les sources littéraires correspondantes (malheureusement pas complètes), l'auteur du présent travail arrive à la conclusion que des Cérithes, ressemblant à ceux trouvés dans les stations paléolithiques, ne sont pas signalés pour la Mer Noire actuelle. Il est plus probable qu'ils sont originaires des dépôts de Karangath. *Nassa reticulata* L. a été aussi assez répandue dans les dépôts du bassin de Karangath, mais en même temps existe à l'heure qu'il est dans la Mer Noire. (1, 2, 5, 8, 13).

Nos spécimens tirent leur origine, selon toute apparence, précisément des dépôts de Karangath. L'académicien Arkhangelski a prouvé que „les affaissements de la fin de la période Néo-euxinienne et de la période de la Mer Noire et la transgression qui y est liée ont eu lieu incontestablement à l'époque postglaciaire“ (2, p. 94).

La formation du bassin de la mer Noire à la période postglaciaire exclue par cela même la possibilité de ce que les coquilles de la Mer Noire aient été apportées dans les stations paléolithiques de l'époque de la dernière glaciation avec la faune arctique correspondante (par ex. Mézine).

C'est évidemment un témoignage pleinement suffisant de ce que les mollusques considérés datent du Karangath.

*Didacna* sp. est originaire des dépôts plus anciens, — dépôts euxiniens anciens ou de Tchaoudine, où l'on rencontre des coquilles rappelant celles dont il est question ici.

Il est intéressant de noter que *Didacna* sp. ont été trouvées dans les couches d'industrie plus profondes de la Station „Doubova Balka“ (4-me couche) que les spécimens de *Nassa reticulata* L. découverts plus près de la surface (2-me couche).

Tout ce qui vient d'être dit permet à l'auteur de tirer les conclusions suivantes:

1. Le fait que les mollusques de Karangath ont été trouvés dans les stations du paléolithique supérieur de la région de Dniepropetrovsk témoigne de ce qu'il existait déjà à l'époque du paléolithique supérieur certains rapports entre les habitants des régions du cours supérieur et moyen du Dniepr d'une part et de la côte de la Mer Noire Criméenne-Caucasienne de l'autre.

2. La trouvaille des spécimens des mêmes mollusques dans les stations de „Doubova Balka“, de „Kaystrova Balka“ et de Mézine confirme encore une fois la justesse de la théorie selon laquelle leur âge géologique est synchronique.

3. Les mollusques des dépôts de Karangath de la côte de la Mer Noire pouvaient parvenir dans les stations paléolithiques au cours de l'existence du bassin de Karangath (ramassés au bord de la mer), ainsi qu'un peu plus tard, par ex., dans l'époque Néo euxinienne (ramassés des affleurements).

D'ici la conclusion bien fondée que le paléolithique supérieur de „Doubova Balka“, „Kaystrova Balka“ et de Mézine n'est certes pas plus ancien que les dépôts de Karangath. Il est ou bien synchronique avec ces derniers ou il est un peu plus récent.

Si l'on admet que le bassin de Karangath est dans un certain degré synchronique avec le paléolithique supérieur des stations susmentionnées, c'est-à-dire si on admet que l'homme paléolithique a ramassé des mollusques sur les rivages de la Mer de Karangath<sup>1)</sup> ce qui est tout-à-fait probable<sup>2)</sup> l'on peut composer le schéma stratigraphique suivant:

<sup>1)</sup> Les coquilles de *Didacna* sp. comme étant plus anciennes pouvaient se trouver ici-même sur le rivage par suite de l'érosion des dépôts plus anciens par la mer de Karangath.

<sup>2)</sup> Prof. A. Arkhangelski note le fait intéressant de la trouvaille des coquilles de la Mer Noire dans les stations néolithiques. Il écrit: „Outre l'homme historique un rôle important appartient à l'homme préhistorique dans le transport des coquillages. Comme exemple on peut citer la station néolithique sur la seconde terrasse de la rivière Tchalka, entre Otouzy et Kozy, où, à une altitude de plus de 20 m. au-dessus du niveau de la mer, on a trouvé à côté des outils en pierre des coquilles de *Ostrea* et *Mytilus* en grande quantité et, plus rarement, *Cardium* et *Nassa*“ [2, p. 22].

Nom des bassins selon A. D. Arkhangelski (1931)	Epoques dans les régions glaciaires du nord	Etages du loess sur le plateau selon Krokos (1934)	Troisième terrasse dans la région du Dniepr Moyen	Synchronisation possible avec les anciennes époques de la culture humaine
1. Mer Noire 2. Ancien bassin de la Mer Noire	Postglaciaire	Terrain actuel	Terrain actuel	Néolithique
3. Lac-Mer néo-euxinien	Glaciation de Orchitza (Würmienne)	Loess du Boug	Loess du Boug	Epipaléolithique Magdalénien
4. Mer de Karangath	Terrain fossile	Terrain fossile	Alluvion	Solutréen
	Glaciation de Orchitza (Würmienne)	Loess du Uday		Aurignacien, supérieur Aurignacien (?)

## До питання про четвертинні відклади низу р. Прип'яті

В. Г. Бондарчук

Серед обширних піскуватих і заболочених рівнин Надприп'ятського Полісся дуже рельєфно виступають окремі підвищені острови, які на 30—50, а то й більше метрів перевищують околишні рівнинні простори.

З цих островів найцікавіші є піднесення в районі Мозиря, Барбарова та в околицях Чорнобиля на правому березі р. Прип'яті і в околиці м. Юровичі, на лівому березі.

Північна частина мозирських висот в околицях м. Мозиря та коло м. Чорнобиля описана мною разом з Л. А. Лепікашем в 1933 році [3]. В цій роботі зведено погляди попередніх дослідників цієї місцевості і вперше подано відомості про те, що мозирські й чорнобильські підвищення являють собою район льодовикових дислокацій.

Трохи іншого погляду на мозирський район додержує Красовський в роботі 1933 р.; на його думку околиці Мозиря і Юровичів являють собою подіючки зацілілі від розмиву острови.

Деякі нові факти щодо історії долини р. Прип'яті зібрав я під час подорожі в ці краї влітку 1934 р.

Лівобережжя. На лівобережжі р. Прип'яті я докладно дослідив підвищений острів коло м. Юровичі і провів маршрутні досліді на протязі від Юровичів до гирла р. Прип'яті.

Юровицький острів лежить на схід від м. Юровичі і займає місцевість між цим містечком, с. Березівкою з півдня, Водовичами й Огородниками на сході і с. Ужинець на півночі.

В цілому горб витягнутий з північного сходу на південний захід і має довжину (виміряну по 1/200000 карті) 8,6 км, при чому на північ острів переходить у більш поширені ділянки Надприп'ятського Полісся. Найвужче місце острова лежить на широті с. Огородники і має 1,6 км ширини. Найширший горб — у південній частині, де проти колгоспу він має ширину 6,4 км.

Найвище місце горба лежить коло південного схилу проти с. Слобода і має тут позначку на 1/200000 карті 150 м; підніжжя горба оконтурює горизонталь в 120 м, при чому між 120 і 140 горизонталями спостерігається виразний терасовий приступок, а площа самого підвищення оконтурена 140 горизонталлю.

Поверхня горба нерівна, злегка горбкувата. Окремі підвищення незначної відносної висоти розташовані без будьякої закономірності. Цікаво відзначити, що на найвищих ділянках горба розташовані плоскі блюдцеподібні зниження, сухі або в рідких випадках заболочені. Скраїни боліт заросли негустими заростями комишів та інших болотяних рослин. Число боліт збільшується на північ, відповідно до зниження горба. В південній його частині — боліт значно менше.

Схили горба прорізані значним числом ярів і балок. Ярків з крутими, почасти задернованими схилами на західному схилі 4, на південному — 4, на східному — 5. Інтенсивно розвиваються тільки яри західного схилу горба — у верхів'ях і боках їх відслонюється морена і надморенна серія. Яри

південного краю майже завмерли, тільки в деяких з них спостерігаються відслонення в одвершках. Яркі східного схилу горба цілком припинили свою діяльність, хоч боки їх ще не дійшли стану рівноваги і в долинах спостерігаються досить виразні приступки підвищених терасок. Верхів'я ярів на південному і східному схилах горба не переходять за 140 горизонталей.

Морфологія долини р. Прип'яті в околицях юровицького горба характеризується такими особливостями. З півночі і з сходу горб обмежований рівним терасовим приступком молодшої тераси, яка лежить у межах 120—140 горизонталей, при чому висота приступка від цієї тераси до горба не вище за 12—16 м.

Ця тераса поширена в бік с. Ужинець. На схід від горба — між с. Воловичами й глинищами — вона розривається долиною р. Турії і далі дуже чітко виявлена в околицях с. Глинища, Тунівщина і тягнеться далі на схід у напрямі м. Хойників і аж до долини р. Брагинки, східний берег якої має спільну заплавину за р. Дніпром. Як поширюється ця тераса на північ — у мене даних немає.

Південна межа цієї тераси в межах дослідженої мною місцевості проходить у такому напрямі: х. Застенок (що лежить на схід від с. Березівки) на південь щось 0,5 км від с. Тунівщина, далі х. Робець. На цьому протязі південний край тераси має широтний напрям. Від останнього пункту межа тераси поширюється на південний схід (паралельно до течії р. Прип'яті) до с. Борисівщина, де розривається долиною р. Вить. Від Борисівщини край тераси поширюється, тримаючись того ж напрямку — на х. Делистов — Червова Зоря — Мокші — Бабчин і до долини р. Брагинки в околицях с. Стриж, на березі Брагинського озера.

Поверхня тераси нерівна. Нерівності рельєфу залежать від дюноподібних нагромаджень пісків, які місцями доходять 20 м відносної висоти. Особливо поширені дюни в околицях сс. Борисівщина, Вогуші, Новосілки тощо.

Від заплавини тераса ця відмежується в тих місцях, де немає накупчення пісків, чітким приступом 6—8 м висоти. Цей приступок завжди задернований, а в місцях накупчення дюнних пісків буває замаскований.

Заплавина. З західного й південного краю юровицький горб межує з заплавиною і тому близько 40—50 м виступає над рівнем останньої. Заплавина підноситься над рівнем Прип'яті на 2,5—12 м, при чому останні висоти відповідають тільки окремим місцям накупчення дюнних пісків. Поверхня заплавини дуже нерівна і місцями дуже заболочена. Нерівність рельєфу її зумовлена, з одного боку, наявністю численних меандр і високими старицями, а з другого — накупченням дюнних пісків. Поширення останніх у долині р. Прип'яті має особливий інтерес. Найбільші накупчення дюнних пісків спостерігаються вдовж лівого берега р. Прип'яті від широти м. Чорнобиля — в ок. сс. Парчашів — Старосілля і далі на північ сс. Машова, Мясани, Молочки, Красносілля, Юровичі, також між Юровичами і ст. Калінічівчанами Поліської залізниці.

Дюнні піски тут утворюють обширу арену, але певної форми нагромадження не мають. Серед горбкуватої поверхні піщаних арен іноді рельєфно виділяються окремі дюни, частіш могутні вали висотою коло 20 м, витягнуті паралельно до течії р. Прип'яті, тобто в NW напрямі.

Поверхня дюнних пісків іноді поросла рідким сосновим лісом і кущами шелюги. Західні схили їх переважно розвіуються.

Такі накупчення дюнних пісків поширені не тільки на заплавіній терасі, а й на другій описаній вище терасі (сс. Богуш, Бабчин та ін.). Значні дюни горби підіймаються й на юровицький горб, це можна спостерігати коло с. Дибби колгоспу, де західні схили горба вкриті порослими шелюгою дюнними пісками.

В такий спосіб з'ясовується, що нагромадження дюнних пісків не зв'язані з якимнебудь гіпсометричним рівнем, а зустрічаються на різних висотах

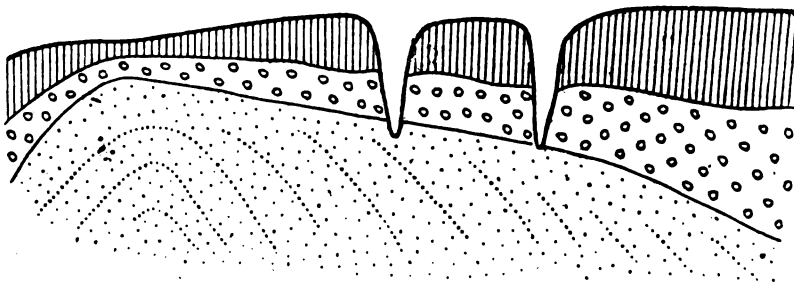
і елементах рельєфу. В місцях, де піщані ариени поширені на межі запла-  
вину і надзаплавної тераси, перехід між останніми непомітний. Таке явище  
особливо чітко виявлено між м. Юровичами, с. Слободою й с. Березівкою.

Звідси треба зробити висновок, що піщана (борова) тераса в межах пів-  
денної течії р. Прип'яті не виявлена. Піщані ариени тут являють собою  
шлейфи надзаплавної тераси, які зв'язують надзаплавну терасу с заплави-  
ною. Такі шлейфи тепер можна спостерігати в долині кожної річки у ви-  
гляді обмілин (пляжів) більших чи менших розмірів.

Будову юровицького острова характеризують відслонення в яру на захід  
від церкви, по якому проходить дорога на Водовичі. В крутому урвищі  
відслонюється:

W <sup>1</sup>	1. Темносірйй ґрунт. . . . .	0,3 м
	2. Яснопалевий дуже ніжний лес, з дрібними лінзочками тонкозер- нистого лесовидного піску. . . . .	2,6 м
RW <sup>e1</sup>	3. Сірувато-палевий злегка гумусний лес, ущільнений, з дрібними білими карбонатними трубочками. Контакт його з підстилюючою верствою дуже виразний . . . . .	0,85 м
R <sup>m</sup>	4. Темновिशнево-бурий валунний суглинок. Валунн кристалічних порід дуже різноманітного розміру. Вгору по лівому боці яру ґрубина морени збільшується . . . . .	2,2 м
R <sup>g1</sup>	5. Кремово-жовтувато-палевий дрібнозернистий лесовидний пісок з дрібними ускісними лінзами сірої глини. В піску зрідка трапляються дрібні валунчики і бурі гвізда валунного суглинку. . . . .	0,80 м
MR <sup>al</sup>	6. Яснопалевий, дрібнозернистий глинистий лесовидний пісок з слі- дами зімняття. . . . .	4,0 м
	7. Сірйй середньозернистий, у верхній частині з дрібними лінзочками, алювіальний пісок з ознаками порушення у вигляді пологістої складки	12,0 м

Вгору по яру, в лівому схилі його, видно, що ґрубина лесу швидко збіль-  
шується і доходить до 6 м. Лес надзвичайно тонкозернистий, пухкий, з бі-






-  лес
-  морена
-  підмореновий алювіальний пісок

Рис. 1.

лими вапняковистими трубочками, що неакономірно розкидані в породі. Лес  
плащем укриває найвищі пункти юровицького горба.

Морена залягає на різних гіпсометричних рівнях і укриває зімняті піски,  
де як правило, підноситься на більші висоти; вона стелеться по схилах під-  
мореноного рельєфу, при чому спостерігається, що в понижених місцях ґру-  
бина її значно збільшується. Це явище рельєфно видно з схематичного ри-  
сунка правого схилу описаного яру (рис. 1).

Для з'ясування морфогенези в геологічній будові юровицького горба де-  
яке значення мають відслонення на західних схилах його.

Відслонення в яру коло цегельні. В середній частині схилу видно:

Postgl. aeol.	{	1. Ясносірий ґрунт . . . . .	0,3 м
		2. Жовтувато-палевий, дрібнозернистий пісок . . . . .	1,8 м
W <sup>lg</sup>	{	3. Сірувато-жовтий дрібнозернистий пісок з бурими й жовтими плямами. Спостерігаються невирівні сліди горизонтального наверхстовання . . . . .	1,3 м
		4. Сірувато-жовтий глинистий пісок. Більш глинисті ділянки розташовуються лінзами. . . . .	3,10 м
R <sup>m</sup>	{	5. Жовто-бурий валунний суглинок з лінзами грубозернистого перемитого піску. Валуни кристалічних порід у суглинку трапляються дуже часто, особливо дрібні. Окремі валуни сягають до 1 м в діаметрі. Петрографічний склад валунів дуже різноманітний, але переважають валуни червоного грубозернистого граніту, сірого дрібнозернистого граніту, й гнейсу. Останні здебільшого цілком звітрілі . . . . .	6,5 м
		6. Жовтувато-сірий середньозернистий алювіальний пісок. Видно . . . . .	1,5 м

Щось 0,5 км далі на захід від описаного відслонення в кар'єрі цегельного заводу:

W <sup>lg</sup>	{	1. Темносірий ґрунт . . . . .	0,35 м
		2. Жовтувато-палевий дрібнозернистий сипкий пісок. лесовидний. Залягає він на розмитій поверхні підлежного горизонту. . . . .	2,10 м
R <sup>m</sup>	{	3. Темночервоно-бурий валунний суглинок . . . . .	7,0 м
		Грубина його вниз по схилу збільшується.	

В середині і в західній частині відслонення в валунному суглинку затиснута лінза глини, яка характеризується такими ознаками: спочатку зеленувато-сіра надзвичайно пластична глина, вгорі жовтувато-бурого кольору з зеленувато-сірими плямами. В нижній частині вона переходить у глину блакитного кольору. І ту, і другу відміну глини використовують для виробництва цегли. Грубина глини 6 м. Нижче залягає жовтувато-сіра глина з бурими плямами — 1 м.

В основі лінзи залягає червоно-бурий валунний суглинок з гігантськими валунами різноманітних кристалічних порід.

Аналогічні до описаних відслонення зустрічаються і в східній частині горба. Зокрема в ярах між м. Юровичами й с. Березівкою залягання пісків, морени й лесу таке саме, як і в яру коло церкви в Юровичах.

Щодо будови II тераси, яка підноситься над рівнем заплави на 6—8 м, то вона в основному складена з дрібнозернистих глинистих лесовидних пісків, які місцями розвіюються. Подекуди покривні піски II тераси замінюються алювіальними лесовидними суглинками, але останні не займають значної площі.

В цьому відслоненні II тераса лівого берега р. Прип'яті цілком нагадує II терасу правого її берега, будова якої дуже добре відслонюється в околицях пристані Шепеличі.

Особливо цікава будова заплави р. Прип'яті. Зведений розрив її, усталений для протягу Шепеличі — Юровичі такий:

1. Ґрунт темносірий, місцями відсутній зовсім або заміщений верствою дерну до 10 см глибини . . . . .	0,30 м
2. Ясносірий пісок з сірими або бурими, іноді глеюватими (мулястими) проверстками, глибиною до 3—5 см. Число цих, здебільшого горизонтальних, проверстків місцями доходить до 30 при такому ж числі й глибині верств сірого піску. . . . .	1—1,5 м
3. Сірий сипкий дрібнозернистий пісок. У ньому на рівні води в річці темобуре забарвлення, при чому іноді спостерігається пісок, залізо-оксидом зцементований у крихкий пісковик . . . . .	1,5—2 м

Алювіальний пісок № 3 іноді має проверсток алювіально-лукового ґрунту глибиною до 0,40 м. Ґрунт цей не лежить на якомусь певному рівні, а іноді ховається під рівнем води річки, або підноситься над ним до 3 м. Місцями можна спостерігати, як сучасний ґрунт раздвоюється, при чому нижня ча-

стина його стелеться на нерівній поверхні давньої заплави. Разом з тим видно, що в тому місці, де ґрунт присипаний молодшим алювієм, на останньому сучасний ґрунт зформувався не всюди і не завжди.

На основі поданих фактів з'ясовується, що юровицький горб являє собою останець моренної тераси. Істотною ознакою тераси є те, що алювіальні підморенні піски зазнавали значного льодовикового зімняття, внаслідок чого були нагромаджені в складкоподібні вали, але без будьякої певної закономірності. Ці підвищення, або, як я їх назвав у 1933 р., горби-витиски являють собою характерну ознаку дислокованої моренної тераси Надприп'ятського Полісся.

Ці горби-витиски звичайно вкриваються суцільною верствою морени, при чому остання у верхній частині їх має значно меншу глибину, ніж на схилах і проміжних між горбами ділянках. Це явище пояснюється, з одного боку, процесами змивання морени з більш піднесених частин рельєфу, а з другого — механікою утворення самих горбів.

Дислоковані ділянки моренної тераси мали значну висоту і лежали поза межами діяльності вод післяриського періоду. Через це вони були місцем осідання лесу, який і зберігся від наступних розмивів.

Правий берег. Барбарівський острів. Барбарівський острів значних підвищень являє собою безпосереднє продовження мозирського підвищення. Барбарово-мозирський лесовий острів лежить на правому березі р. Прип'яті між долинами р. Прудок на півночі й р. Солокуча на півдні. На північно-західному краї острова розташоване м. Мозир, на південному — м. Барбарів. Острів витягнутий з північного заходу на південний схід вдовж Прип'яті, яка безпосередньо підмиває підніжжя його.

Довжина острова 31 км. Найбільша ширина між м. Мозирем і с. Камінкою — 12 км, найменша (проти с. Сідельників) — 4,5 км. Абсолютна висота барбарово-мозирського острова чимала: за даними 1/200 000 карти, південний край його має найвищу позначку 208 м, яка лежить на половині відстані між фермою радгоспу і х. Каплиця. Найбільші висоти зв'язані з окремими підвищеннями, які мають округлу або овальну форму з витягнутими в західно-північно-західному напрямі видовженими осями. Основою цих підвищень здебільшого є 180 горизонталь, а відносна висота доходить до 30 м. Взгалі межі поширення острова обкреслює 160 горизонталь, нижче якої нерівності рельєфу поступово згладжуються і переходять в рівнину поліської моренної тераси; висоти цієї останньої відповідають 140—160 горизонталі.

Горб прорізаний численними діючими ярами, верхів'я яких починаються коло 180 горизонталі. Найбільше число ярів впадає в р. Прип'ять, тому найбільше зрізані північний і північно-східний схили горба, що підмиваються р. Прип'яттю.

Незначне число балочок впадає в р. Солокучу на південному схилі горба. Велике число ярів разом з природними нерівностями поверхні горба надають йому дуже розчленованого й дикого вигляду. Яри місцями утворюють стрімкі урвища і бувають малоприступні.

Як згадувалося, барбарово-мозирський острів повільно переходить на захід у моренну терасу. З південного сходу в прилеглих до р. Прип'яті ділянках до острова підходить остання заплава. З півдня острів таксамо, як і моренна тераса, обмежується надзапавною терасою лівого берега р. Словечни.

Геологічна будова північної частини барбарово-мозирського острова в околицях м. Мозира висвітлена в моїй спільній з Л. А. Лепікашем роботі [3] в 1933 році.

Південна частина горба, як видно з наведених далі відслонень, має аналогічну будову.

м. Барбарів стоїть на першій надзаплавній терасі р. Прип'яті, яка тут підноситься не більш як на 8 м над рівнем ріки. Будову тераси характеризує таке відслонення:

W <sup>gl</sup> —al	1. Грунт . . . . .	0,3 м
	2. Ясносірий дрібнозернистий пісок з рідкими горизонтальними бурими лізками. Місцями в піску спостерігаються лінзочки ріні й дуже дрібнозернистого піску . . . . .	6,0 м
	3. Оспище і прибережна смуга Прип'яті . . . . .	1,5 м

Трохи вище, на правому березі р. Прип'яті, вище парку й руїн великого будинку спостерігається приступок від описаної тераси до тераси моренної. Приступок цей мало виявлений через змив надморенної серії.

Морена тут прикрита негрубою верствою яснопалевого делювіального лесовидного суглинку, глибина якого не перевищує 2 м. Глибина морени дуже значна — близько 12 м і відслонення її займає весь схил тераси.

Вбік до р. Прип'яті, приблизно за 3 км, поверхня острова нерівна, хвиляста. Підвищення витягнуті з південного сходу на північний захід. Зниження між сусідніми горбами займають неглибокі, з положистими схилами балки, де спостерігається приступок тераси на висоті 3—6 м від заплавини. Цей приступок гіпсометрично відповідає першій надзаплавній терасі, на якій лежить м. Барбарів.

Найвищі місця займає валунний суглинок, який стелеться й по схилах підвищень. Суглинок виступає на денну поверхню або буває прикритий яснопалевим дрібнозернистим лесовидним піском. Рідше видно, як на високі місця підіймаються дюнні піски, що утворюють тут незначні розміром кучугури. Такі накупчення дюнних пісків особливо поширені коло могил, що лежать 3 км на північ від м. Барбарова.

Місцевість тут укрита густим лісом, склад якого дуже наочно показує, яка саме порода поширена в даному місці. Місця виходу на денну поверхню морени вкриті лісом, де переважають дуб, береза, граб і ліщина. В місцях накупчень пісків росте виключно сосна.

Будова найвищих піднесень Барбарівського острова добре спостерігати в урвищах правого берега р. Прип'яті, приблизно 1 км нижче с. Стрільська.

W <sup>l</sup>	1. Темносірий грунт . . . . .	0,40 м
	2. Яснопалевий, ніжний напад лес, пронизаний численними трубочками й давніми ходами корінців. В ньому рідко трапляються дрібні лінзочки іржаво-палевого дрібнозернистого піску, цілком замаскованого на загальному фоні леса. Лес залягає на злегка нерівній поверхні підлежного горизонту . . . . .	3,0 м
R <sup>m</sup>	3. Червоно-бурий, щільний валунний суглинок з лізками бурого грубозернистого піску та з численними різноманітного петрографічного складу валунами кристалічних порід . . . . .	7,0 м
	4. Дрібнозернистий сірий пісок з тонкими лінзочками бурого вуглистої маси у верхній частині. Глибина цього піску трохи змінна: в лівій частині відслонення вона менша, а в правій, у бік невеличкого ярка, значно грубша . . . . .	12,0 м
R <sup>m</sup>	5. Шоколадно-бурий пластичний суглинок, що являє собою частково перевідкладену морену . . . . .	14,0 м

Отже пісок № 4 тут наче затиснутий серед надзвичайно грубої морени. Метрів 100 вниз від цього місця увесь 30-метровий схил берега відслонює морену. Тільки в підніжжі схилу спостерігається негруба верства білого піску.

У верхній частині схилу на морені залягає негруба верства зеленувато-сізого з вохряними плямами озерного суглинку. В підшві морени так само спостерігається проверсток, глибиною 15 см сізого суглинку з горизонтальною стрічкуватою верствуватістю.

Вниз за течією річки знову спостерігаються відходи білого дрібнозернистого піску з слідами зміння і мало виразним падінням на південний схід.



Взаємовідношення морени і підморенних пісків тут ілюструє схема № 2. Коло 100 м вище повороту р. Прип'яті з північного заходу на південь спостерігаємо таку картину: високе підвищення між двома ярками складено з грубої верстви білих, звичайних для цього місця пісків, змінятих і згор-

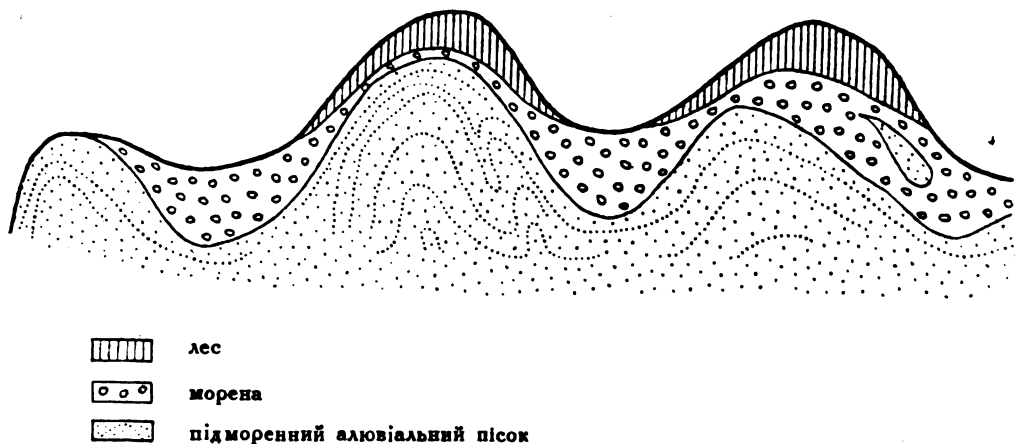


Рис. 2.

нутих у вал—складку з дуже крутим падінням схилів (крил). Пісок тут має лесовидний габітус.

Ще далі, вище по березу річки, спостерігавмо таку картину (рис. 3):

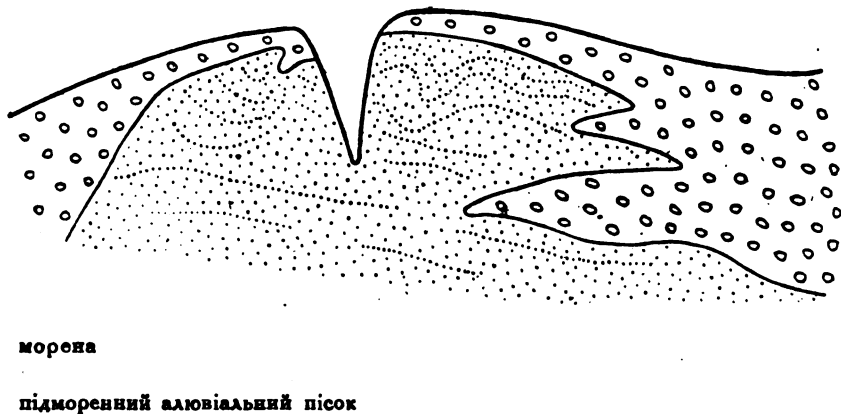


Рис. 3.

Отже, підсумовуючи всі факти щодо геології барбарівського горба, приходимо до висновку про ідентичність будови його у південній, середній і північній частинах.

Цей горб являє собою порушену льодовиковим тисненням моренну терасу. Загальний напрям розташування горбів — витисків, падіння крил змінятих ділянок стверджує, що тиснення льоду було з північно-північного сходу і напрям пересування льоду був однаковий в околицях м. Юровичів і на мозирсько-барбарівському острові.

Окремо стоїть питання про причину затримки пересування льоду, в наслідок якої могли бути порушені породи, на які пересувався льодовик; бо

уложення алювіальних пісків саме по собі, очевидно, не може пояснити порушення їх на такій значній площі.

Якщо порівняти барбарово-юровицький район гляціо-дислокації з канівським, то вражає надзвичайна морфологічна подібність їх. Цю схожість ще більше підкреслює те, що в дислокації барбарівського району і Канівщини й Пивихи в основному беруть участь алювіальні підморенні піски.

Коли для Київщини ми мавмо безсумнівні ознаки передльодовикових тектонічних порушень уложення мезозойських і палеогенових відкладів, що сприяло діянню льодовика, то ознак глибших порушень ми в надприп'ятському районі гляціо-дислокації не маємо.

Льодовикові порушення — „лускуваті дислокації“ тут є явище цілком поверхневе, хоч амплітуда уложення морени й хитається в межах понад 30 м.

В межах юровицько-барбарівських гляціо-дислокацій лес в уложенні порушень не має. Він плащем укриває нерівності долесового рельєфу. Лесове вкриття не визначається судільним поширенням. Лес зберігся тільки на окремих високих і відносно рівнинних ділянках високого острова, особливо в його скраїнах, що прилягають до р. Прип'яті.

Район Чорнобиля. Наявність гляціо-дислокацій у районі м. Чорнобиля установлена була в 1933 р. В роботі цій [3] подано докладний огляд геоморфології й будова цієї місцевості. Цього року в мене кілька нових фактів, які дозволяють повніше висвітлити історію долини р. Прип'яті.

Правий берег р. Прип'яті, коло с. Лелева. В крутому урвищі тераси відслонюються:

$W_3 +$ postgl.	{	1. Темносірий ґрунт . . . . .	0,30 м
		2. Сірий дрібнозернистий пісок з борошнуватою висипкою крем'янки . . . . .	0,40 м
		3. Темносірий з горизонтальними бурими ортвандовими проверстками . . . . .	1,50 м
$W_2^1$	{	4. Бурувато-палевий лесовидний суглинок . . . . .	0,30 м
$W_1 -$ $W^{il}$	{	5. Бурувато-сірий гумусний лесовидний суглинок. Нижня частина його неч. вна . . . . .	0,70 м
$W_1^1 + al$	{	6. Бурувато-палевий лесовидний суглинок. В нижній частині поступово переходить у підстелюючий горизонт . . . . .	0,60 м
		7. Жовтувато-сірий середньозернистий сипкий пісок з горизонтальними проверстками буруватою кольору. Залягає на розмитій поверхні підстелюючої верстви . . . . .	2,0 м
$R^m$	{	8. Темнобурий валунний суглинок. Розмір валунів 0,5 м, менші трапляються частіше . . . . .	2,2 м
$R^{flg}$	{	9. Бурій грубозернистий пісок. У верхній частині поступово переходить у моренний суглинок . . . . .	2,00 м
$MR^{al}$	{	10. Ясносірий дрібнозернистий алювіальний пісок. Ховається під рівень води в р. Прип'яті . . . . . Висота тераси в околицях м. Лелева над річкою коло 20 м. Морена залягає цілком горизонтально.	6,00 м

Правий берег р. Прип'яті, нижче пристані Шепеличі, дуже стрімкий. Тут річка підмиває основу першої надзаплавної тераси, яка підходить до річки. В крутому урвищі тут спостерігається таке відслонення:

Postgl	{	1. Ясносірий дрібнозернистий дюнний пісок. Горішня поверхня його розвіюється . . . . .	1,5 м
$W^{flg} + al$	{	2. Ясносірий дрібнозернистий пісок з горизонтальними сірими й жовтими проверстками, місцями більш глинністими . . . . .	2,20 м
		3. Сірувато-палевий лесовидний пісок з виразною стовпчастою структурою . . . . .	2,10 м

4. Ясносірий дрібнозернистий пісок з виразною горизонтальною верстуватістю. У верхній частині його спостерігається бурій, злегка цементований залізо-оксидами проверсток, трубниою 30 см. Верхня межа його має яскраві ознаки розмиву, виявлені баюрами розмиву, в яких спостерігаються і характерні відклади піскуватої глини з паралельним до стінок баюри наверстовуванням та з глинистими катунцями. В лівій (вниз за течією) частині відслонення, на рівні річки, в цьому піску спостерігаються лізми бурої вуглистої маси. Грубина лізми коло 0,70 м. В правій частині відслонення така ж лізми залягає на висоті близько 3 м над рівнем води.

Пісок над лізною білий, дрібнозернистий, з проверстками середньозернистого.

В цьому місці він виявляє горизонтальне наверстовування з відстанню між площинами наверстовування 20 см. В межах окремих горизонтів верств пісок має грубу косу верстуватість з падінням пучків за течією річки . . . 4.0 м

MR<sup>al</sup>

Описане відслонення типове для першої надзапальної тераси. З нього видно, що в основі тераси лежать передризькі (передльодовикові) алювіальні піски, які залягають також і в основі моренної тераси. Поверхня цих пісків розмита.

На передльодовикових пісках лежать алювіальні лесовидні відклади, а далі верхньовюрмські смугасті і дюнні піски. Поверхня першої надзапальної тераси нерівна. На ній розташовані численні скупчення дюнних пісків. Піщані арени, містяться по окраїнах цієї тераси, маскують її уступ і дають поступовий перехід до запальної тераси.

На основі наведених фактів з'ясовується, що в низі р. Прип'яті розвинуті такі тераси:

1. Заплавина над рівнем води підноситься на 2,5—12 м.
2. Перша надзаплавна — над запальною підноситься на 12—14 м.
3. Друга надзаплавна, моренна тераса 36—100 м.

Для останньої тераси за нормальну слід уважати абсолютну висоту 140—160 м: більші висоти відносяться до дислокованих ділянок моренної тераси.

В роботах дослідників р. Дніпра і його приток звичайно виділяють як самостійну терасу борову Крокос, Лічков, Різниченко, Соболев. Дюнні піски, якими звичайно характеризується борова тераса, на Поліссі мають колосальне поширення. Але вони не утворюють самостійного гіпсометричного рівня, а залягають на різних висотах і на різних елементах рельєфу. Тому піщані поліські арени в прилеглих до долини р. Прип'яті місцях не можна вважати за борову, або піщану терасу. Питання про борову терасу Полісся складніше, ніж звичайно думають, і складається з двох частин.

Перше—питання генези і віку пісків, що зазнавали розвіювання, і друге— час розвіювання їх.

Відповідь на це одержимо, проаналізувавши серію покривних відкладів. Як видно з відслонень в околицях м. Чорнобиля [3, с. 152] і Лелева, покривною породою моренної тераси є смугасті „ортзандові“ сірувато-палеві лесовидні піски, місцями дрібнопіскуваті лесовидні суглинки. Ці піски описані мною [1], а також Крокосом [2] на моренній терасі в м. Чернігові в кар'єрах цегельні. Вони дуже поширені в межах юровицько-барбарівського району гляціо-дислокації.

Перша надзаплавна тераса також в основному складається з пісків, в яких спостерігаються бурі проверстки (с. Глинища, Шепеличі та ін.). З пісків збудована й заплавна тераса. Отже матеріалом для перевіювання були покривні відклади — піски, що залягали на різних висотах і на різних елементах рельєфу.

Розвіювання пісків почалося після відкладання першого (згорі) ярусу лесу і акумуляції вкриваючих його смугастих пісків; ці останні, очевидно, відкладалися в басейні в спокійною водок, який існував за вюрмського, найпевніше верхньовюрмського часу. Нагрощадження пісків відбувалося в міру

того, як місцевість звільнялась від води, а це, знову таки, залежало від повільного зникання льодовика, який був поширений у Північній Білорусії. Паралельно з цим відбувалася акумуляція лесу на вищих елементах рельєфу й на частинах першої заплавної тераси, яка звільнялася від води.

Така послідовність подій пояснює, чому саме на Поліссі ми маємо лес у місцевостях з позначками вище 160 м, оскільки верхня межа смугастих пісків не переходить за 160 горизонталь, і чому на першій надзаплавній терасі в басейні Прип'яті ми не маємо лесу<sup>1)</sup>. Логічним висновком з цього буде те, що в північних районах поширення лесових терас борова тераса являтиме собою шлейфи однолесової тераси, з якою може мати однаковий гіпсометричний рівень, і являтиме поступовий перехід покривних порід від піску до лесу.

З наведених розрізів виступають дві особливості: 1) наявність у покривних покладах моренної тераси похованого ґрунту, вік якого, за визнаною тепер схемою, слід віднести до рис-вюрмської доби, і 2) поширення на безлесовій, недислокованій моренній терасі смугастих пісків верхньовюрмського часу.

Походження останніх тепер не можна цілком висвітлити, бо розв'язання цього питання відтягне нас за межі поставленої теми і потребуватиме перегляду уложення цих пісків на ширшій території.

Нагадаємо, що про походження покривних поліських пісків Тутковський [6, 7] висловив думку, що вони являють собою відклади флювіо-гляціальних вод. Оскільки в цих флювіо-гляціальних пісках немає валунів кристалічних порід, автор висловив думку, що валунні відклади були відкладені далі на північ, за поліським бар'єром, який крига зледеніння переходила знесилена.

Соболев [5] гадає, що ці покривні піски являють собою відклади великих водних басейнів, які були розташовані за південними межами вюрмського льодовика.

Приблизно такої думки був і Лічков [4]. У світлі наших відомостей про геологічну будову Полісся думка Тутковського нас не може задовольнити і вона не обґрунтована фактичними даними.

Однак, припустити наявність застоїв велетенських мас води за вюрмського часу, коли рівень м'г доходить до 160 горизонталі, до якої доходять смугасті піски, так, як це думає Соболев, теж не має достатніх підстав. Треба взяти на увагу, що вюрмському часові відповідає перша надзаплавна тераса, висота якої не перевищує 12 м над рівнем заплавної. Отже єдиним можливим поясненням способу утворення смугастих пісків моренної тераси є припущення, що вони є відклади грандіозних поводей, які періодично бували під час остияллії вюрмського льодовика. Цим і пояснюється наявність у покривних пісках бурих проверстків, які є повні аналоги сучасних бурих і темносірих пасм, спостережених у пісках заплавної і першої надзаплавної терас. Наявність бурих проверстків у пісках якраз показує, що вони утворювались знизу вверх і свідчать про великі поводи, а не про зниження рівня ґрунтових вод. Від цього треба відрізнати зложища ортштейнів у заболочених місцях Полісся, які жодного зв'язку з бурими смугами смугастих покривних пісків не мають, оскільки самі смуги складені з пісків з бурим забарвленням без конкрецій ортштейна.

Таке освітлення історії смугастих пісків виключає потребу припускати коливання території Полісся за вюрму і шукати тут похованих терас, як це робить Лічков [4].

<sup>1)</sup> Під час спостережень 1934 р. в басейні р. Десни, між іншим, було встановлено, що перша тераса Десни, яка в районі Остра лесу не має, в околицях м. Козельця має лесовидний покрив ґрубиною близько 1,5 м.

Відповідь на це одержимо, коли порівняємо гіпсометрію нижньої Прип'яті з терасами Дніпра:

Т е р а с и	Висоти над річкою в метрах		
	Нижня Прип'ять	Середній Дніпро	Нижній Дніпро
Заплавина . . . . .	2,5 — 3	3 — 5	1 — 2
Піщана тераса . . . . .	5 — 12	5 — 10	5 — 10
Однолесова тераса . . . . .	12 — 14	7 — 10	} 7 — 15
Дволесова тераса . . . . .		15 — 18	
Трилесова безморенна . . . . .	18 — 30	32	
Моренна тераса . . . . .	36	38	(15 — 28)

З цієї таблиці видно, що число терас низу р. Прип'яті таке саме, як і в Нижнього Дніпра. Привертає увагу, що в Середньому Дніпрі протягом однакового відрізка часу вирізувалися два терасові уступи—подвоєння терас у межах риського зледеніння,—це явище я обгрунтував в іншій своїй праці [1].

З таблиці треба зробити висновок, що історія долини р. Прип'яті нагадує історію долини р. Дніпра. Різниця полягає в тому, що за вюрмського часу долини Прип'яті й Верхнього Дніпра пережили фазу могутньої ерозії, викликаної насунанням вюрмських льодовикових мас. Друга половина вюрмського часу позначилася великими періодичними поводами, які відкладали покривні поліські піски. В наслідок цих поведій перша надзаплавна тераса дає повільний перехід до піщаної і міняє літологічний склад покривних порід, де піски замінюються лесовидними суглинками, пісками й лесом,—це дуже рельєфно виявляється в басейні р. Десни в районі м.м. Остра й Козельця.

#### НАЙГОЛОВНІША ЛІТЕРАТУРА

1. В Бондарчук, Копальні Моллиса четвертинних покладів УСРР. 1933 р.
2. В. Крокос, Про четвертинні поклади Чернігівщини.
3. А. Лепікаш і В. Бондарчук, Геоморфологічні особливості і четвертинні поклади узбережжя р. Прип'яті в районі Петриков — Мозир — Чорнобиль. Журнал Геол. геогр. циклу ВУАН № 3 (7), 1933.
4. Б. Личков, О террасах Днепра и Припяти. Матер. общ. и прикл. геол., в. 95, 1928.
5. Д. Соболев, К геологии и геоморфологии Полесья. Вісн. Укр. район. геол. розв. Укр., в 16, 1931.
6. Тутковский, Конечные морены, валунные пески и озы в Южном Полесьи. Киев 1901.
7. Тутковский, Полесская безвалунная область, ее особенности и причины происхождения, Киев.

#### К вопросу о четвертичных отложениях низовья р. Припяти

В. Г. Бондарчук

#### РЕЗЮМЕ

В работе, являющейся результатом изучения долины р. Припяти в 1933—34 г., автор дает описание следующих районов: юровичского лесового острова, левого берега Припяти до долины р. Брагинки, описывает строение барбаровско-мозырского лесового острова и правый берег р. Припяти до м. Чернобыля.

Юровичский лессовой остров, по данным автора, является останцем дислоцированной ледником моренной (рисской) террасы. Четвертинные отложения в окрестностях Юровичей представлены:

1. Лессом светлопалевого цвета мощностью до 6 м.
2. Валунным суглинком мощностью до 12 м, включающим в себя линзы захваченных по дороге движения ледника дочетвертинных глин и
3. Серыми или желтовато-серыми среднезернистыми песками с линзами мелкой гальки.

Пески обнаруживают резкие следы ледникового смятия в виде складкообразных валов. На вершинах валов мощность морены значительно меньше, чем в участках между последними. Лессовый покров местами смыт и морена выходит на дневную поверхность. На неровной поверхности юровичского острова встречаются блюдцеобразные заболоченные понижения.

Размеры острова по данным автора: длина 8,6 км, ширина от 1,6 до 6,4 км, высота до 150 м.

С севера и востока остров ограничивается первой надпойменной террасой. Последняя возвышается на 6—8, иногда 12 м над поймой. (Последняя над уровнем воды в р. Припяти возвышается от 2,5 до 3 м).

Надпойменная терраса развита между м. Юровичами и долиною р. Брагинки. Внешняя (южная) граница ее проходит через следующие пункты: с. Глинище (на восток от м. Юровичей) — Борисовщина — х. Делистов — Червоная Заря — Мокши — Бабчин — Стриж.

Дюнная терраса имеет такой же гипсометрический уровень и представляет собой шлейфы первой надпойменной террасы, связывающие ее с поймой.

Автор отмечает, что скопление дюнных песков в низовьях Припяти встречается на разных гипсометрических уровнях. Пески образуют скопления на пойме, первой надпойменной террасе, а также и на террасе моренной.

Размеры дюн колеблются в значительных границах. Максимальные из них достигают 20 м относительной высоты.

Барбаровско-мозырский лессовый остров расположен на правом берегу р. Припяти между упомянутыми пунктами. Длина его 31 км; ширина наибольшая между г. Мозырем и с. Каменкой — 12 км, минимальная ширина против с. Седельников — 4,5 км.

Абсолютные отметки поверхности по данным 1/200 000 карты — максимум 208 м. Наиболее высокие отметки приурочены к отдельным валообразным и холмообразным возвышенностям. Основанию этих возвышенностей обыкновенно отвечает 180 горизонталь. Границы мозырь-барбаровского участка вообще отвечают 160 горизонтали. Но в общем контуры возвышенного участка расплывчаты, и в сторону от р. Припяти он постепенно сливается с однотонными равнинами полесской моренной террасы.

Барбаровско-мозырский возвышенный остров изрезан значительным числом глубоких оврагов. Последние особенно часто встречаются на обращенных к долине р. Припяти склонах.

В геологическом строении острова принимают участие снизу вверх — аллювиальные предрисские пески, рисская морена и вюрмский лесс. Аллювиальные пески имеют следы смятия (изображены схематически на прилагаемых рисунках).

На основании анализа залегания четвертинных отложений южного участка острова автор заключает, что он представляет собой нарушенный ледниковым давлением участок моренной террасы.

Помимо моренной террасы, имеющей в окрестностях м. Чернобыля над мореной [см. 3] отложения 2-х горизонтов лессовидных суглинков с ископаемой почвой и покровные полосатые пески, на правом берегу Припяти имеется безморенный вариант террасы с надморенной серией, аналогичной вышеописанной.

На правом берегу Припяти, так же как и на левом, имеется и надпойменная первая терраса со шлейфом дюнной террасы.

Сопоставляя террасы низовья р. Припяти и Днепра, автор отмечает такую особенность их:

Т е р р а с ы	Высота над уровнем реки в метрах		
	Нижняя Припять	Средний Днепр	Нижний Днепр
Пойма . . . . .	2,5—3	3—5	1—2
Песковая терраса . . . . .	5—12	5—10	5—10
Однолессовая терраса . . . . .	12—14	7—10	7—15
Двухлессовая „ . . . . .		15—18	
Трехлессовая безморенная терраса	18—30	32	15—28
Моренная терраса . . . . .	36	38	

Из таблички ясно, что в среднем течении р. Днепра наблюдается явление раздвоения уровней рисских и вюрмских террас в границах распространения днепровского ледникового языка, и благодаря ему.

Помимо этого, история долины р. Припяти вполне идентична с историей долины р. Днепра.

Из четвертичных отложений низовьев р. Припяти автор подробно останавливается на покровных полосатых полесских песках.

В отличие от общеизвестных взглядов Тутковского [6, 7] и Соболева [5], автор принимает, что покровные пески представляют собой отложение пойменных вод—разливов верхневюрмского времени (в период отступления ледника).

Этими разливами объясняется распространение песков на разных гипсометрических уровнях (первая надпойменная терраса, моренная терраса), при одновременном формировании речных долин.

## On the Quaternary Deposits of the Lower Pripiat River Basin

by V. G. Bondartchuk

### SUMMARY

In this work that is the outcome of a survey of the Pripiat river valley in 1933/34, the writer is describing the Yurovitshi Loess Island and the left Pripiat bank as far as the Braginka river-valley; then the structure of the Barbarovski Mozyr Loess Island and the Pripiat right river bank as far as the borough Chernobyl.

The Yurovitshi Loess Island is, according to the evidence brought forward by the writer, a residual island of the (Riss) morainic terrace, which has been dislocated by the glacier.

The quaternary deposits in the environs of Yurovitshi are represented:

1. by loess of light-buffish colour, 6 metres in thickness;
2. by boulder loam, 12 metres in thickness containing lentils of pre-quaternary clays, that were taken along with the moving glacier; and;
3. by gray or yellowish-gray medium-granular sands with lentils of small pebbles.

The sands showed striking traces of glacial contortion in the shape of fold-like walls, on the summits of which the moraine thickness is considerably lesser than in the areas between the walls. The mantle is in some places eroded, wherefore the moraine is exposed to view there. On the uneven surface of the Yurovitshi Island, „bliutze“-(small shallow basins) shaped, swampy depressions were encountered.

The size of the island is, according to the findings of the writer, as follows: its length amounts to 8.6 km.; its width to 6.4 km. in height it is up to 150 metres.

In the North and in the East the Island borders on the first flood-plain terrace, which is raised by 6—8 m. and occasionally by 12 m. above the level of the flood plain. The latter rises above the water-level of the Pripiat-river by 2.5—3 m.

The flood-plain terrace is developed between the borough Yurovitshi and the Braginka river-valley. Its outer (southern) boundaries run through the undermentioned places: the village Glinistshe (east of Yurovitshi) — Borisovstshina — Khutor Demestov — Chervonnaia Zaria — Mokshi — Babchin — Strizh.

The dune terrace possesses a similar hypsometrical height. It presents loops of the first flood-plain terrace which connect it with the river flood-plain.

The writer points out that accumulations of dune sands in the Lower Pripiat region are met with at different hypsometrical heights. Sands form accumulations in the flood-plain and on the first flood-plain terrace as well as on the morainic terrace.

The size of the dunes ranges within wide limits. The maximum ones reach as much as 20 metres in relative height.

The Barbarivski — Mozyr Loess Island is situated on the right bank of the Pripiat river between the above places. Its valley is 31 km. in length; the maximum width, in the space between Mozyr-city and the village Kamenka being 12 km., and the minimum width, opposite the village Sedelnikov, 4.5 km.

Absolute levellings of the surface according to the 1:200 000 map: maximum 208 metres. The highest levellings are related to individual wall-like and hilly elevations. The 180 contour line usually corresponds to the basis of these eminences. The boundaries of the Mozyr-Barbarovski area generally correspond to the 160 contour line. However the contours of the elevated area are indistinct; further beyond the Pripiat-river it is gradually shading off into the monotonous plains of the Polessian morainic terrace.

The Barbarovski — Mozyr elevated Island is dissected by a number of deep ravines. The latter are met with very often on the slopes inclined towards the Pripiat river valley.

In the geological building-up of the island are participating, from the bottom upward: alluvial Pre-Riss-sands, the Riss moraine, and Würm loess. The alluvial sands are exhibiting traces of contortion (they are roughly represented in the figures appended).

From an analysis of the bedding of the quaternary deposits in the southern area of the island the writer concluded that the latter presented a part of the morainic terrace disturbed by glacial pressure.

In addition to the morainic terrace which in the environs of the borough Chernobyl possesses, above the moraine (3), sediments of two loessique loam horizons with a fossil soil, as well as striped cover sands, there is to be found on the right bank of the Pripiat river a moraineless variety of a terrace with a super-morainic series, analogous to the above described one.

Similarly to the left Pripiat river-bank, there is on the right one a first flood-plain terrace, with a loop of the dune terrace.

Placing in juxtaposition the terraces of the lower river-basins of the Pripiat and the Dniepr, the writer pointed out the following characters, as listed in the table here appended.



T e r r a c e	Altitude above the river-level		
	Lower Pripiat	Medium Dniepr	Lower Dniepr
	m	ma.	m.
Flood-plain . . . .	2,5—2	3—5	1—2
Sand terrace . . . .	5—12	5—10	5—10
One-loess terrace . .	} 12—14	7—10	7—15
Two-loess terrace . .		15—18	
Three-loess moraineless terrace . . . . .	18—30	32	15—28
Moraine terrace . . .	36	38	

From the table it appears that in the medium part of the Dniepr the phenomenon of the bifurcation of the levels of the Riss and the Würm terraces is to be observed within the boundaries of the Dniepr ice lobe and owing to the latter.

Apart from this, the history of the Pripiat river valley is wholly identical with that of the Dniepr river-valley.

Of the quaternary deposits in the lower Pripiat river basin, the writer is dwelling on the Polesie striped sands.

In contrast to the well known views held by the late Tutkovsky (6, 7) and by Sobolev (5) the writer assumes that the cover sands present a sediment of the flood-plain waters, i. e. of overflows at Upper Würm times, at the period of the glacier retreat.

These overflows account for the sand distribution at various hypsometrical heights (the first flood-plain terrace, the morainic terrace) though the river-valleys had been formed simultaneously.



## Копальний байбак — *Marmota bobac Müller* з м. Житомира

*М. Бурчак-Абрамович*

Навесні 1934 р. в м. Житомирі на вул. Леніна (кол. Київський), близько центральної площі, в свердловині № 5 на глибині 11,80 м знайдено було фрагмент лівої половини нижньої щелепи з чотирма кутними зубами та лівим різцем (останній був виламаний із зруйнованої альвеоли) байбака — *Marmota bobac Müller*. Проф. С. В. Більський, у розпорядженні якого був цей фрагмент, ласкаво передав його мені разом з коротким геологічним описом згаданої свердловини № 5 для опрацювання. За переданий матеріал, опис якого нижче подаю, висловлюю проф. С. В. Більському щиро подяку.

### Геологічний розріз свердловини № 5:

- |   |               |
|---|---------------|
| 1. Палево-жовтий еоловий лес (не розчленований на яруси) . . . . .  | 0,0 — 9,0 м   |
| 2. Озерний голубувато-зеленуватий лесовидний суглинок . . . . .   | 9,0 — 11,0 м  |
| 3. Ущільнений дрібнозернистий з значною домішкою глинчастих часток сіро-зеленуватий супісок. Порода злегка карбонатна, скипає з НСІ. Досить багато дрібненьких блишчок слюди. Дрібні окатані та грубо окатані зернята кварцу з блискучою й матовою поверхнями. На глибині 11,80 м констатовано вищеозгадану нижню щелепу <i>Marmota bobac Müller</i> . Флювіо-гляціальний супісок . . . . .   | 11,0 — 12,1 м |
| 4. Сіруватий, нерівнозернистий некарбонатний пісок. Значна кількість дрібного пелітового кварцового матеріалу. Чимало грубоокатаних та різкатих кварцових зерен до 3 × 3 мм. Переважають кварцові зерна грубо окатаних контурів розміром 0,5 — 1,0 мм. В чималому числі подібуються грубоокатані зернята чорного мінералу з злегка блискучою поверхнею — магнітний залізняк (?) розміром до 0,2 — 0,5 мм. Трапляється гравій і невеличкі ділянки з домішкою строкатої глини . . . . . | 12,1 — 16,6 м |
| 5. Каолінізований граніт . . . . .  | 16,6 м        |

В такий спосіб рештки копального байбака знаходяться у флювіо-гляціальному супіску під одинадцятиметровою товщею лесу двох фаціальних відмін. Свердловина № 5 не дала матеріалу для розчленування товщі лесу на окремі яруси. Згідно з моїми спостереженнями (природні відслонення м. Житомира та шурфи коло с. Станішівки), лес острівного плато м. Житомира та його околиць у типових відслоненнях складається з двох ярусів, розділених копальним гумусним горизонтом. Очевидно, і в районі свердловини № 5 ми маємо принаймні двоярусну лесову серію.

Через м. Житомир проходить південна межа поширення моренного покриву. Не в усіх пунктах території міста і його околиць вона є. Свердловина № 5 морени не виявила. Через це ми не можемо точно встановити відношення флювіо-гляціального супіску, де було знайдено щелепу байбака, до морени. В усякому разі, наявність байбака тут свідчить про панування суто степового режиму в часи, безпосередньо близькі до зледеніння (перед чи після зледеніння), яке до речі в околицях м. Житомира виявлене лише комплексом осадових порід одного циклу.

Рештки копального байбака представлені фрагментом лівої нижньої щелепи з повним числом зубів. Різець знаходиться окремо від щелепи. Від фрагмента

залишилась головне pars molaris. Ramus mandibulae відламано приблизно на рівні орального краю Foramen mandibulare. Спереду щелепа переламава орально від Foramen mentale. Щелепа збереглась досить добре і цілком ціла. Колір її жовтуватий з участками сірувато-бурого забарвлення, особливо інтенсивно розвинутий на медіальній поверхні. На тій же медіальній поверхні щелепи виразно накреслені жовті тонкі борозенки — сліди діяльності коріння рослини (?). На латеральній поверхні щелепи таких борозенок майже немає. Все-



Рис. 1.

редині альвеоли різця і в деяких за-  
динках щелепи ще залишились рештки  
сірувато-дрібно піску з бляшками  
слюди, в якому лежала щелепа. Зубна  
емаль кутного ряду зубів має блідо-  
сіро-синюватий колір. Описуючи цей  
фрагмент, я мав для порівняння:  
1) череп старої самиці сучасного байба-  
ка (*Marmota bobac* Müll.) з Донської  
області (станції Аксайської та Олександровської, Osteологічний відділ Зоолого-біологічного інституту під № 523, зібрав проф. А. А. Браунер) і

2) череп дорослої самиці, але молодшої віком ніж попередній екземпляр, з Аксайського степу (коло м Ростова) з тієї ж збірки під № 527 (здобутої Зверозомб-Зубівським). Нижня щелепа першого екземпляра належить, як видно, дуже старому особню і показує деякі особливості будови щелепи, які відрізняють її від щелепи другого сучасного екземпляра і копального з м. Житомира. Другий екземпляр сучасного байбака нічим істотним не відрізняється від відповідних частин фрагмента копального байбака з м. Житомира.

Наш копальний байбак щодо зовнішнього вигляду своєї вгнутої частини латеральної поверхні Pars molaris займає середнє місце між першим і другим екземпляром сучасного байбака, отже не виходить за межі індивідуальних відхилень виду *Marmota bobac* Müll.

В оральній частині вгнутої частини латеральної поверхні щелепи (приблизно на рівні  $M_1$ ) лежать кілька дрібних, мало помітних отворів, яких у нашого копального фрагмента не помітно. Foramen mentale сферичних контурів лежить у діастемному проміжку оро-вентральню від премоляра і в усіх трьох особнів однаково віддалений від ряду кутних зубів. Медіальна та вентральна поверхні нижньої щелепи в усіх трьох особнів тотожні, хіба що в першого тупий валик, який обмежує оро-дорсально Fossa pterygoidea, виявлений помітно менше; найінтенсивніше виявлений він у першого екземпляра; в копального він займає середнє місце.

Опис зубів:

1) Лівий різець. Обламаний у проксимальній частині. Довжина уламка по вентральному вигину коло 30 мм. Передвершинний кінець на дорсальній поверхні, зрізаний навкоси, утворює виразну стерту поверхню завдовжки (ороборально) близько 11,5 мм.

Вентральна сторона зуба плоска. Всі інші—опуклі. Удовж середини латеральної поверхні тягнеться слабо виявлене ребро, по якому сходяться дорсальна й вентральна опуклі поверхні зуба. В загальному різці всіх трьох особнів подібні, але дорсально-латеральна сторона нашого копального зуба опукла помітно більш ніж у двох сучасних представників. У нашого копального байбака емаль плоскої медіальної й дорсо-латеральної опуклої сторони забарвлені в палево-жовтуватий тон. Вентро-латеральна опукла поверхня брудночорнувата з сірувато-білястими участками емалі в передвершинній частині. Подібні частки розвинуті і в дистальній частині зуба, але розкидані значно рідше.

У двох вищезгаданих черепів сучасних байбаків емаль різця білого кольору з блідожовтим переривчастим тоном на вентральній стороні. Забарвлення різця нашого копального байбака, безперечно, є наслідок процесів фосилізації. Натуральний білуватий колір залишився лише незначними участками на вентрально-латеральній стороні зуба. Згідно з літературним описом, передня сторона нижнього різця *Marmota bobac* Müll. забарвлена в білуватий або блідооранжевий колір („Whitisch or pale orange“) [1], тоді як у *Marmota marmota* L. та сама передня поверхня інтенсивно оранжева („Deep orange“) [1]. В такий спосіб за кольором емалі нижнього різця наш копальний байбак підходить до *Marmota bobac* Müll.

Аркада кутних зубів складається з одного премоляра й трьох кутних зубів. У нашого першого сучасного екземпляра кутні зуби дуже стерті і майже не мають характерних горбків на жувальній поверхні коронки. У інших двох (другого сучасного та копального) зуби стерті більш-менш однаково і в незначній мірі. В дальшому описі я матиму на увазі лише ці дві останні щелепи. Розміром, загальним габітусом та порядком розміщення кутні зуби цих двох щелеп ні в чому істотному не різняться.

Всі три щелепи мають премоляр і 1-й моляр менші ніж моляр 2-й і 3-й. В такий спосіб розмір зубів збільшується в аборальному напрямі. На рисунку аркади кутних зубів лівої нижньої щелепи *Marmota marmota* L. збільшення в аборальному напрямі виявлене не так інтенсивно. На жаль, я не мав для порівняння черепа *Marmota marmota* L., щоб порівняти це на фактичному матеріалі. Müller (с. 940) відзначає такі діагностичні ознаки для одрізнювання *Marmota bobac* Müll. і *Marmota marmota* L. за нижньою щелепою: [1]. „Нижня щелепа в *Marmota bobac* Müll. міцвіша ніж у *Marmota marmota* L. Особливо добре виявлено це спереду. Сигмоїдальний вигин у *M. bobac* Müll. довший і менш увігнутий. Зуби обох видів подібні між собою, але передня поверхня різців у *M. bobac* Müll. палево-жовта, тоді як у *M. marmota* L. вона інтенсивно оранжева і кутні зуби в першого більші. Особливо виявлено це в другого й третього кутного зубів нижньої щелепи“. На думку того ж автора, ці ознаки мають найбільше значення при визначенні „субфосильних“ останків байбаків. Йдучи за цим описом, щелепу нашого копального байбака треба віднести до *Marmota bobac* Müll., а не до *Marmota marmota* L. Про це свідчить і цілковита тотожність з нижньою щелепою сучасного *Marmota bobac* Müll. з Донецчини (2-й екземпляр).

Вищеописані рештки копального байбака є перша безсумнівна конкретна знахідка на терені Правобережжя. Досі байбак відомий був лише в Лівобережній Україні, де його не раз було констатовано в копальному стані і де він і тепер живе невеликими колоніями (Старобільщина, Провальський кінський завод на Луганщині, Куп'янщина та деякі інші пункти на сході УСРР).

Після давніших робіт проф. А. А. Браунера [4, 5] про знаходження байбака в копальному стані на Лівобережжі писали Б. Більський [6] А. Мігулін [7] і найбільше І. Г. Підоплічка. В роботах останнього автора подані такі нові знахідки копального байбака, як численні рештки його в оріньякській палеолітичній стоянці с. Журавки [8], опис черепа *Marmota primigenius* Kaup. з Асканії Нової [9]; вказується на присутність байбака в мізинському палеоліті та в лесовидному суглинку осипищ пісковика коло м. Новгород-Сіверська [10]. Відсутність знахідок байбака на Правобережжі спричинилась до появи в 1913 році зоогеографічної теорії обгрунтованої зоологом проф. А. А. Браунером [5], згідно з якою робилось припущення, що байбак у минулому ніколи не водився на Правобережжі, і Дніпро для його поширення був непереборною межею. Щоб погодити такі факти, як існування за плейстоцену байбака і деяких інших представників степової фауни в Західній Європі (Німеччина тощо), з панівними на ті часи поглядами про

Виміри щелепи (за Duerst-ом) (4) (в міліметрах)

	Копальн. Житомир	№ 2512 Донська область	№ 318 Ростов
1) Висота нижньої щелепи безпосередньо абора- льно від основи 3-го моляра (по медіальній сто- роні щелепи) до вентрально-латерального пункту нижньої щелепи під 3-м моляром (Duerst, 6, с. 334), що знаходиться просто внизу під першою точкою (трохи абораально від найглибшого пункту <i>Incisura vasorum</i> ) . . . . .	16,5	16,5	18
2) Висота нижньої щелепи посередині першого моляра (8, Duerst, с. 335) — я виміряв по латераль- ній поверхні щелепи . . . . .	14,4	13,7	15
3) Довжина ряду кутних зубів узята при основі коронки (II Duerst 336) . . . . .	26	18,2	20,5
4) Ширина (абораальна) переднього зуба взята через основу коронки в найширшому пункті П' . . . . .	4,8	(3) *)	4,7
5) Те ж 1-го моляра . . . . .	4,8	—	4,5
6) Те ж 2-го моляра . . . . .	5,1	—	5,6
7) Те ж 3-го моляра . . . . .	4,9	—	5,3
8) Довжина премоляра (оро-абораально) по серед- ній лінії через вершину коронки . . . . .	4,9	—	4,4
9) Те ж 1-го моляра . . . . .	3,9	—	3,9
10) Те ж 2-го моляра . . . . .	4,2	—	4,3
11) Те ж 3-го моляра . . . . .	5,2	—	5,5
12) Найбільша ширина лівого різця (медіо-лате- рально) на рівні абораального краю стертої дор- сальної площадки . . . . .	3,3	3,2	3,4
13) Та сама ширина дорсо-вентрально . . . . .	4,8	4,6	5

зародження степової фауни на сході Європи і далі поступового її розселення з сходу на захід (Nehring) було висловлене в вищезгаданій теорії припущення, що міграція степових тварин у цьому західному напрямі відбулась обхідним шляхом, на північ від р. Дніпра („Байбаки проникли в Западную Европу в первый межледниковый период, минуя бассейна Днепра, так сказать киево-полюским степным или пустынным путем“ [5]). Більшість зоологів підтримали цю теорію і на певний час вона укріпилась у зоогеографічній літературі. Але поступово набирався новий фактичний матеріал, що не тільки не стверджував цієї думки, а навпаки, свідчив проти неї. Так, у 1923 р. проф. А. А. Браунер [10а] констатує сучасне існування земляного зайця (*Alactaga jaculus* Pall.) на Правобережжі в районі р. Інгульця, а в 1929 Б. Більський [6] пише зоогеографічну роботу про поширення його на Правобережній Україні. Земляний заць, який досі для Правобережжя був невідомий і правив поруч з байбаком за найкращий доказ вищезгаданой теорії, обернувся проти неї.

В 1930 році І. Г. Підоплічка [8] відзначає вперше для території УСРР рештки копального оренбурзького ховрашка (*Citellus rufescens* Keys. et

\*) Ліва аркада має ознаки ненормального розвитку.

Vlas.), знайденого в палеолітичній стоянці с. Журавки (Лівобережжя, Прилуччина) та с. Мізіна (Чернігівської області) в 1931 р. він же описує *Citellus rufescens* Keys. et Vlas. в копальному стані, з Костянецького яру (Канівщина) на Правобережжі [11]. Того ж 1931 р. І. Г. Підоплічка [12] знаходить у с. Козацькому (Уманщина, Правобережжя) останки степової піщуки (*Ochotona pusilla* Pall.), які, згідно з поданим геологічним описом умов знахідки були, найімовірніше, в субфосильному стані.

В самий останній час І. Г. Підоплічка [13] опублікував нові дані про *Ochotona pusilla* Pall., яку було констатовано в культурному шарові під час розкопів слов'янського городища в с. Райках (Вінницької області, коло м. Бердичева). За історичними відомостями, зруйнування городища відноситься до XIII століття, а тому існування піщуки на терені цього городища в окол. с. Райок датується часом після знищення його.

В такий спосіб за останні роки список фауни Правобережжя збагатився такими характерними степовими представниками, як *Alactaga jaculus* Pall. (живий), *Citellus rufescens* Keys. et Vlas. (копальний) та *Ochotona pusilla* Pall. (в субфосильному стані). Лишалось тільки знайти десь на Правобережжі конкретні докази існування ще одного характерного степового представника — байбака і тоді в цілком логічну схему уклалися б такі послідкові в часі зоогеографічні факти, як існування байбака та інших степовиків у Західній Європі за четвертинного періоду — і поступового відступання ареалу їх поширення у Східню Європу. Правобережна Україна, що лежить на проміжному шляху між цими пунктами і в минулому безперечно входила як складова частина в великий суцільний ареал поширення згаданих степових тварин, мусить мати й конкретні докази цього хоча б у вигляді копальних решток. Тепер їх ми маємо. В світлі останньої знахідки копального байбака в м. Житомирі заслуговує на повне довіря давня вказівка (1870 р.) Г. П. Гельмерсена [14] про знахідку останків байбака (*Marmota bobac* Müll.) з околиць м. Кірова, Одеської області, які визначив йому акад. Ф. Брандт. Цей інтересний факт якимось зовсім лишився поза увагою зоологів і посилення на нього в літературі ми вперше знаходимо в роботі І. Г. Підоплічки [15]. На жаль, про дальшу долю цих решток нічого не відомо, тепер її перевірити не можна і тому знахідка лишається не цілком доведеною.

В давній зоологічній літературі є кілька вказівок на сучасне існування байбака на Правобережжі. Так Рачинський (Ржончинський) свого часу (XVIII ст.) наводив байбака для Поділля. Нордманн (1840 р.) для Одеської області, Познанський (1878) для Правобережжя. Після того, як правобережній копальний байбак став безсумнівним фактом, не такі вже парадоксальні й неможливі є ці свідчення. Якщо байбак до наших днів на території Правобережжя і не зберігся, то дуже можливо, що в першій половині XIX ст. він ще зрідка тут і траплявся десь на неровораних ділянках степу.

#### ЛІТЕРАТУРА

1. Miller, Catalogue of the Mammals of Western Europe (Europe exclusive of Russia) In. the Collection of the British Museum. London 1912.
2. Heller Florian, Murreltierreste aus dem Jüngerem Löss von Nebra. Leopoldina Berichte den Kaiserlich Leopoldinischen Deutschen Academie der Naturforscher zu Halle. B. 6. 1930.
3. Duerst U. Vegrleichende Untersuchungsmethoden am Skelett bei Säugern Berlin 1926.
4. Проф. А. Браунер, О млекопитающих, найденных в лесах Южной России. Одесса 1915.
5. Проф. А. Браунер, Систематические и зоогеографические заметки о тушканчике, сером суслике, байбаке и кроте. Зап. Крымск. Об-ва Ест. и Люб. Природы т. III. 1913.
6. Більський Б., Поширення великого земляного зайця (*Alactaga jaculus* Pall.) на Правобережній Україні. Збірник праць Зоологічного музею, т. 7, 1929.
7. Мигуля А. А., Байбак (*Marmota bobac* Müll.), его современное и прошлое распространение на Украине. Укр. мисливець та рибалка, № 5—6, 1928.

8. Підоплічка І., Гривуни та хижакі з розкопів у с. Журавці, Прилудської округи. Антропологія, т. III, 129.
9. Підоплічка І., Четвертинний байбак в лесу заповідника „Чапли“. Четвертинний період, вип 6, 1933.
10. Підоплічка І., Нахождение смешанной тундровой (и степной) фауны в четвертичных отложениях Новгород-Северска. Природа, № 5, 1934.
- 10а. Проф. Браунер А., Сельскохозяйственная Зоология 1923.
11. Підоплічка І., Копальний оренбурзький ховрах (*Citellus rufescens* Keys et Blas.) на Україні. Збірник пам'яті акад. П. А. Тутковського, т. II, 1931.
12. Підоплічка І., До вивчення вимерлих і реліктових гривунів Лісостепу та Полісся. Четвертинний період, вип. 1—2, 1931.
13. Підоплічка І. Время вымирания малой пищухи на юге СССР. Природа № 12, 1934.
14. Гельмерсен Г. П., Отчет генерал-лейтенанта Гельмерсен по исследованию месторождений бурого угля в Киевской и Херсонской губ., Горный журнал, № 6, 1870.
15. Підоплічка І., До вивчення звірів землерій та їх кротовин. Четвертинний період, в. 3.

## Ископаемый байбак *Marmota bobac* Müller из г. Житомира

М. Бурчак-Абрамович

### РЕЗЮМЕ

Весной 1934 г. в г. Житомире в буровой скважине на глубине 11,80 м. была найдена левая половина нижней челюсти байбака (*Marmota bobac* Müll.) с полным рядом коренных зубов и отдельным сломанным резцом. Проф. С. В. Бельский любезно передал мне эту находку вместе с геологическим описанием скважины для изучения.

Геологический профиль скважины:

1. Палево-желтый воловый нерасчлененный лесс . . . . .	0,0—9,0 м
2. Голубовато-зеленый озерный, лессовидный суглинок . . . . .	9,0—11,0 .
3. Уплотненный мелкозернистый, серо-зеленоватый кварцевый, слабокарбонатный супесок. На глубине 11,80 м констатирована нижняя челюсть <i>Marmota bobac</i> Müll. . . . .	11,0—12,1 .
4. Сероватый, неравномернозернистый, некарбонатный кварцевый песок . . . . .	12,1—16,6 .
5. Каолинизированный гранит . . . . .	16,6 .

Ископаемый байбак из г. Житомира является первой конкретной находкой на территории Правобережной Украины. Интересное указание Гельмерсена [14] относительно находки ископаемого *Arctomys bobac* из окрестностей, г. Кирова (б. Елисаветград) Одесской области, сделанной еще в 1870 году, ввиду отсутствия самого объекта, является не вполне доказанным. Внесение ископаемого байбака в список фауны Правобережья, а также вместе с ним и некоторых других представителей степи, найденных за последние годы на Правобережье, как *Alactaga jaculus* Pall [10а, 6] (в живом состоянии — указание проф. А. А. Браунера и Б. Бельского), *Citellus rufescens* Keys. [8, 14] (в ископаемом — находка И. Г. Пидоплички), *Ochotona pusilla* Pall. [12, 13] (в субфосильном — находка И. Г. Пидоплички) представляют значительный интерес. Все эти новые факты окончательно отвергают установившийся было в зоогеографической литературе взгляд о том, что на Правобережье никогда не было вышеперечисленных степных видов животных, и что Днепр всегда служил для них непреодолимой преградой для расселения в западном направлении. Принималось, согласно этой теории, что проникновение степной фауны в четвертичный период в Западную Европу могло произойти лишь обходным путем, лежащим на север от бассейна р. Днепра.

Новые данные не подтверждают мнения о подобной изолированности Правобережья, а наоборот, прямо свидетельствуют о том, что она лежала на широком пути, по которому в продолжение четвертичного периода происходили продвижения восточной степной фауны в пределы Западной Европы и затем по ней же должно было пройти обратное отодвигание границы распространения этих степных видов на восток в пределы Восточной Европы.



**The Fossil Marmot (*Marmota bobac* Müller) from the town Zhitomir**  
*by M. Burchak-Abramovitch*

SUMMARY

In the spring of 1934 was found in Zhitomir in a bore-hole at a depth of 11.80 meters the left half of the lower jaw of a marmot with a complete row of molar teeth and a broken incisor lying separately. Prof. S. Belski kindly gave me this find for examination along with a geological description of the bore hole.

Geological profile of the bore-hole:

- |   |               |
|---|---------------|
| 1. buffish-yellow collan, non dissected loess. . . . .  | 0.0—9.0 m.    |
| 2. bluish-green lacustrine loessique loam. . . . .  | 9.0 — 11.0 m. |
| 3. dense fine-grained, grey-greenish quartz, lightly carbonate sandy loam. At a depth of 11.80 m. was found the lower jaw of <i>Marmota bobac</i> Müller. . . . . | 11.0—12.1 m.  |
| 4. greyish, irregularly grained non carbonate quartz sand. . . . .  | 12.1—16.6 m.  |
| 5. kaolinized granite. . . . .  | 16.6 m.       |

The fossil marmot from Zhytomir is the first real find in the territory of the Dniepr Western-Bank Region of the Ukraine. The interesting fact concerning the finding of a fossil marmot in the environs of Kirov-city (formerly Elizabethgrad) in the Odessa region, about the year 1870, cannot be regarded as actually proved as the object itself is missing.

Entering into the list of the fauna of the Western-Bank Region the fossil marmot along with some other steppe representatives as *Alactaga jaculus* Pall. (found alive, as reported by prof. A. Brauner and B. Belski), *Citellus rufescens* Pall. (fossil, found by I. Pidoplitchka), *Ochotona pusilla* Pall. (subfossil, found by I. Pidoplitchka) found the last years in the Western-Bank Region, is of great interest. All these new facts definitely refute the opinion, well-nigh adopted in zoogeographical literature, according to which the above named steppe species of animals never lived in the Right-Bank Region and the Dniepr always presented an insurmountable barrier for their expansion to the west. It was assumed according to this theory that the penetration of the steppe fauna into western Europe in the quaternary period could take place only along circuitous routes running north of the basin of the Dniepr.

The new data do not corroborate the opinion as to such an isolated character of the Western-bank Region; they on the contrary directly attest that it lay on the broad route followed by the eastern steppe fauna in its migration into the area of western Europe. These data also confirm that the regression of the boundaries of expansion of these steppe species to the east, into the area of eastern Europe, must also have passed through this Right-Bank Region.



**Нові дані проти теорії про емпедитність р. Дніпра**

І. Г. Підоплічка

Емпедитність (непрохідність) р. Дніпра в розселенні тварин доказували різні автори, починаючи з 50-х років минулого століття (Blasius, I, с. 285, 314), однак остаточно оформлена ця теорія в роботах Браунера [2, 3] і його послідовників. Тепер ця теорія не витримує критики ні з погляду фактичних даних, ані з погляду теоретичних настанов.

Отже нові факти, зібрані останніми роками (особливо 1934 р.), які остаточно ліквідують теорію про емпедитність р. Дніпра в минулому, заслуговують на увагу.

Як відомо, Браунер доводив, що на захід від р. Дніпра з лівого берега на правий не переходять і ніколи не переходили такі степові тварини, як байбак, тушканчик [2, с. 11], так само, як з заходу на схід через р. Дніпро (в південній частині) не переходили такі, як кріт [2, с. 1], жук кравчик [4].

Необгрунтованість емпедитності р. Дніпра посиленням на поширення байбака посилюється ще тим, що старі автори не раз засвідчували існування цього звіря на Правобережжі.

На початку XVIII ст. Рачинський [8] вказував байбака для Поділля; в 50-х роках XIX століття Нордманн [22] вказував їх для теперішньої Одеської обл. і нарешті, Повніанський [9, с. 1] вказує байбаків для Канівського району, Білої Церкви, для околиць Дніпропетровська (саме для Правобережжя). Ці вказівки визнані були невірними через відсутність даних про копальні останки байбаків на Правобережжі. Однак, насправді Гельмерсен [10, с. 420] ще в 70-х роках минулого століття вказував останки байбака для четвертинних відкладів окол. м. Кірово, Одеської обл. Останніми роками в копальному стані на Правобережжі знайдено було оренбурзького ховраха [Підоплічка, 11], малого сіноставця [Підоплічка 12, 13] і тим самим значно похитнуто твердження про те, що т. зв. „завольська група“ степових тварин не була на Правобережжі. Не так давно в живому стані виявлено було на Правобережжі тушканчика (*Alactaga jaculus* Pall), про що віддрукував замітку спочатку сам Браунер [5], потім я [14], Мігулін [19] і вичерпну роботу подав Більський [17]. Отже цим самим ще більше похитнуто твердження про емпедитність р. Дніпра для цих тварин, однак копальних знахідок байбака й земляного зайця на Правобережжі все таки не було.

В 1933—1934 рр. і цю прогалину було заповнено, отже остаточно ліквідовано, і теорію про емпедитність р. Дніпра в розселенні в минулому степової групи тварин.

**Знахідки копальних останків байбака (*Marmota bobak* Müll.) на Правобережжі**

Першу знахідку зроблено 1933 р. в м. Житомирі, де при проходженні флювіо-гляціальних пісків свердловиною з глибини 1,18 м виїнято нижню щелепу байбака [Бурчак-Абрамович, 20].

Другу знахідку (кістки кінцівок) зробив 1934 р. О. М. Стрижиус в Лупининім Яру біля с. Хмільної, Канівського району. В тому ж яру в одному з західних від'ярків я знайшов потім одну нижню щелепу в балковому алювії, а одну нижню щелепу *in situ* в лесі. Фотографія одної з цих щелеп подана на рисунку 1.



Рис. 1.

Стратиграфія відслонення № 112 західної стіни в правій вітці Лупининого Яру, де знайдено байбака, така (описано 10.XI 1934):

- |   |        |
|---|--------|
| 1. Палево-жовтий поколений „слупами“ поруватий лес. Помітна макросмугастість. Зверху товща частково змита . . . . .   | 6,00 м |
| 2. „Перший похований ґрунт“ коричневого кольору, поруватий . . . . .  | 2,5 .  |
| 3. Білуватий верстуватий суглинок з кротовинами, по одній на площі 1 м <sup>2</sup> . . . . .   | 1,00 . |
| 4. Коричневий суглинок, такий як № 2, з дрібними валунчиками, фауною молюсків <i>Pupilla muscorum</i> , <i>Succinea oblonga</i> та уламками кісток байбака ( <i>Marmota bobak</i> ) у базальній частині . . . . . | 2,5 .  |
| 5. Темний коричневатий поруватий копальний ґрунт болотного типу. З НСІ скипав. Є зрідка кротовини . . . . .   | 0,75 . |
| 6. Світліший суглинок, такий же поруватий, з НСІ скипав. Багато домішок віску . . . . .   | 0,75 . |
| 7. Коричнево-червоний призматично поколений, залізистий горизонт щільного суглинка, ортштейнового вигляду . . . . .   | 1,00 . |
| 8. Рівноверстований, брудносірий, грубоверхній з просмужками глини пісок, видно . . . . .   | 1,5 .  |

Судячи з умов залягання кісток у горизонті № 4, а саме з їх фрагментарності й роз'єднаності, а також зважаючи на цілковиту відсутність слідів кротовин, треба визнати синхронічність останків байбака, знайдених у цьому відслоненні, з самим суглинком горизонту № 4.

Цей суглинок має всі ознаки горизонту водного (флювіального) походження, отже і спосіб захоронення останків байбака теж флювіальний або балково алювіальний.

Третю знахідку зроблено мною 1934 р. в Покровському, Нікопольського району в місці, вказаному Л. А. Лепікашем. Тут знайдено останки кістяків байбаків, разом з останками тушканчика (*Alactaga jaculus* Pall), степового жовтого лемінга (*Lagurus luteus* Ew.), ховрашка (*Citellus suslicus* Güld.) й вовка (*Canis lupus* L.). Фотографію групи черепів цієї знахідки в породі дано на рисунку 2.

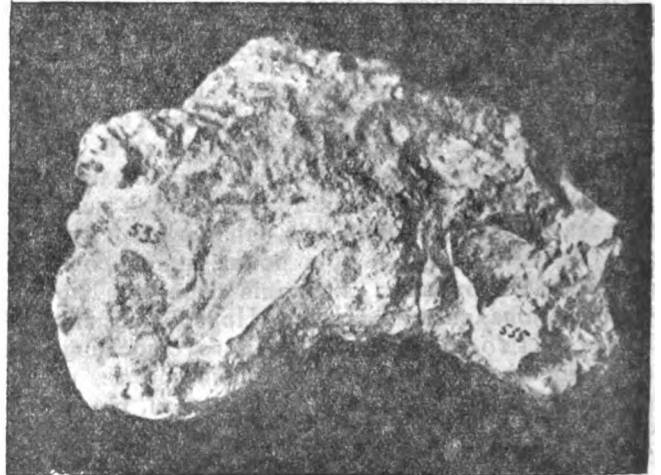


Рис. 2.

Характер відслонення в місці знахідки байбаків у с. Покровському такий:

- |  |         |
|--|---------|
| 1. Лесовидний суглинок, піскуватий в базальній частині з кістками тварин, у тому числі і байбаків, на глибині 15,5--17 м . . . . .                               | 17,00 м |
| 2. Сизий з білуватими плямами і затьоками прісноводний борошністий суглинок з рідкими останками хребтних тварин ховається під рівень річки, видно біля . . . . . | 2,00 .  |

Недалеко від цього відслонення в осипищі знайдено останки печерного ведмедя (*Ursus spelaeus* Gold.), коня (*Equus equus* L.) і бика (*Bos* sp.).

які зв'язані з горизонтом № 1 і мабуть з його базальною частиною, як і байбаки.

Товща лесовидних суглинків с. Покровського, про яку ми говоримо, має ознаки флювіального походження. Лесова товща, урвища лівого берега р. Підпільної має неоднакову глибину в напрямі до р. Дніпра.

Глибина лесової товщі постійно збільшується від 8 (біля самого села) до 30 м. Починаючи від східної частини с. Покровського, де лесова товща має 8—15 м, немає ясно помітних копальних ґрунтів. Далі в бік р. Дніпра з'являються добре виявлені копальні ґрунти. Під одним з них (під 1-м ярусом лесу) є мергелястий світлий горизонт з нечисленними кротовинами. Нижні копальні ґрунти мають місцями червоні просмужки болотного походження. В лесовому урвищі, де знайдено останки байбаків, явно помітних копальних ґрунтів не видно.

Четверта знахідка копального байбака зроблена 1934 р. в околицях Одеси, за повідомленням Б. Є. Волянського, і п'ята 1935 р. зроблена Т. Т. Теслею при розкопці палеолітичної стоянки в с. Старий Козак Дніпропетровського р.

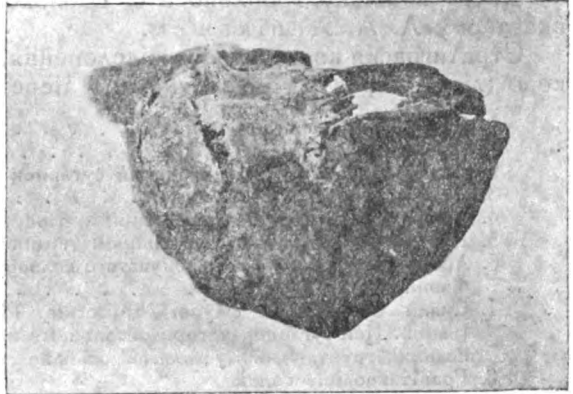


Рис. 3.

### Знахідки копальних останків тушканчика (*Alactaga jaculus* Pall.) на Правобережжі

Першу знахідку зроблено мною в 1933 р. під час робіт Південно-київської комплексної експедиції АН УСРР і Облваросвіти в Київській області, 0,5 км від ст. Воронцово-Городище в баластному кар'єрі П.-З. залізниць.

Стратиграфія відслонення, де знайдено тушканчика (західна стіна кар'єру) така:

- |  |         |
|--|---------|
| 1. Сучасний чорноземний ґрунт . . . . .  | 0,50 м  |
| 2. Палево-жовтий поруватий „лес“ з рідкорозташованими дрібноесенькими (1 см) ріжкатими валунчиками кристалічних порід та з кротовинами-сліпчинями, щільність яких до 10 шт. на 1 м <sup>2</sup> . . . . .  | 1,75 „  |
| 3. Коричнево-цеглясто-червонуватий суглинок, дериват морени з дрібними валунчиками кристалічних порід, пісковика та ін. . . . .  | 0,75 „  |
| 4. Білуватий, строкатий лесовидний суглинок з якими кротовинами, вдається в налеглий ярус язиками, з НСІ інтенсивно скипає . . . . .   | 1,00 „  |
| 5. Копальний ґрунт темнокоричневого кольору з кротовинами; в ньому і знайдені <i>Alactaga jaculus</i> Pall., а також <i>Citellus suslicus</i> G ü l d. В цьому копальному ґрунті є зрідка валунчики до 1 см . . . . .  | 1,5 „   |
| 6. Червонуватий коричневий суглинок, зрідка кротовини . . . . .  | 1,00 „  |
| 7. Сизуватий коричневий суглинок переходить у нижній частині в пісок, а в горизонтальному напрямі місцями в прісноводний суглинок з наземними і водяними молюсками <i>Succinea oblonga</i> , <i>Pupilla muscorum</i> , <i>Bithynia leachi</i> , <i>Mopacha rubiginosa</i> , <i>Limnaea stagnalis</i> , <i>Vallonia tenuilabris</i> <sup>1)</sup> . . . . . | 0,5 „   |
| 8. Флювіо-гляціальний верстуватий пісок з лівзми червоної морени, проверстками гравію (з валунів, кісток та ін.) і валунами, що досягають розміру 1 м, та останки <i>Elephas primitigenus</i> в базальній частині . . . . .  | 25,00 м |
| (9. За словами начальника кар'єру, ще далі вглиб іде мокрий баластний пісок на 12 м).  |         |

<sup>1)</sup> Визначила М. О. Мельник.

На місці, де тепер кар'єр, років 50 тому, тобто перед тим, як почали розробляти кар'єр, балки на було, а як казали, був горб" — цей момент важливо відзначити, бо таким чином при визначенні віку знахідки відпадає можливість того, що останки земляного зайця потрапили в копальний ґрунт по кротовині в умовах балкового схилу.

Знайдено кістки (фотографію черепа див. на рис. 3) на глибині 4, 5 м в той час, коли найглибші нори сучасних земляних зайців сягають 2,20—2,50 м [Фенюк, 21, с. 9].

Другу знахідку зроблено в с. Шолохово, Нікопольського району в місці, вказаному Л. А. Лепікашем.

Стратиграфія костеносного відслонення, записаного 29.X 1934 в с. Шолохово (лівий берег р. Базавлука, ур. Чередницьке Тирло), така:

1. Змив проти корінного схилу на . . . . .	0,90 м
1а. Сучасний ґрунт . . . . .	0,10 .
2. Лесовидний, жовтувато-червоний суглинок з окремими уламками граніту . . . . .	2,50 .
3. Перший копальний ґрунт . . . . .	0,40 .
4. Лесовидний суглинок з конкреціями гіпсу . . . . .	1,30 .
5. Другий копальний ґрунт, кольором темніший від першого . . . . .	0,60 .
6. Лесовидний суглинок червонуватого кольору; в ньому залягають кістки коня, бізона та ін. . . . .	1,50 .
7. Сизий суглинок з фауною молюсків <i>Planorbis</i> та кістками копальних тварин. Цей суглинок у горизонтальному напрямі переходить місцями в копальний ґрунт, у якому залягає основна маса кісток . . . . .	2,00 .
8. Граніт каолінізований	

Лесовидні суглинки описаного відслонення мають явні ознаки флювіаль-ного походження, спосіб захоронення кісток костеносного проверстка з дріб-них тварин і костеносного горизонту в цілому явно намивного типу.

До перерахованих даних можна додати ще знахідки копальних останків інших степових видів на Правобережжі.

### Малый сіноставець (*Ochotona pusilla* Pall.)

Крім с. Шолохова, де його знайдено в описаному вище відслоненні, його знайдено в с. Райках, Бердичівського району Вінницької окр. в кротовинах, виритих у зруйнованих печачах городища. Таким чином райковецький сіноставець жив на Бердичівщині ще в XIII—XIV ст. [500 років до того; Підоплічка, 13].

### Оренбурзький ховрах (*Citellus rufescens* Keys. et Blaas.)

Опис знахідок цього ховраха в межах УСРР і їх оцінка детально подані в одній з попередніх наших робіт [16]. Під час роботи Південно-київської комплексної експедиції Обл. ВНО і АН УСРР в Звенигородському районі в с. Єрках ми знайшли останки цього ховраха у верхніх горизонтах жовтого полтавського піску під двома метрами лесовидного суглинку в умовах сучасного й давнього схилу. Потрапили останки цього ховраха в полтавський пісок або по кротовині, — це найімовірніше, бо самі кротовини в цьому піску спостережені, — або переміщені по схилу в полтавський пісок делювіальними процесами. Ця знахідка цікава тим, що пов'язується із знахідкою малого сіноставця (*Ochotona pusilla* Pall) в цьому ж районі 10 км на північ.

Серед остеологічних матеріалів, що їх зібрав А. Рогович (переховуються в Геологічному музеї АН УСРР) на піщаних косах р. Дніпра проти Канеяз разом з останками зайця, водяного щура, звичайної нориці та ін., — знайдено також 2 щелепи оренбурзького ховраха.

Наведені знахідки перерахованих степових форм на захід від р. Дніпра, як уже сказано, ясно свідчать про те, що теорія про емпедитність Дніпра в тій формі, як подали її Браунер і його послідовники, не відповідає дійсності. Ряд авторів, як зоологів (Браунер), так і геологів, виходили з уявлення про

одвічність самого Дніпра, тобто не розглядали його в історичній перспективі, а тому і виникла думка про його емпедитність. Основним доказом цього були факти з сучасного поширення ссавців, механічно перенесені в минуле.

Річки при певному стабільному стані русла справді мають (на деякий час) емпедитне значення для деяких тварин (про це находимо вказівки в Дарвіна, Сушкіна, Мензбіра та ін.), але стабільність русла, як видно, значно порушується навіть за такі періоди часу, які вимірюються десятками років. Крім того, річка, як межа між поширенням окремих видів, сама по собі не завжди має значення, а враження „непрохідності“ утворюється в наслідок інших біоценотичних причин.

Такий приклад тепер дає нам і Дніпро в своїй низовій частині, де, наприклад, два види ховрахів *Citellus pygmaeus* Pall і *C. suslicus* Guld. в своєму поширенні поділені Дніпром — перший на лівому боці, другий — на правому. Однак, вище Дніпропетровська краплистий ховрах „переходить“ на лівий берег Дніпра і поширюється аж до р. Волги. Таке поширення цих ховрахів характерне тільки для недавнього етапу в розвитку низової частини р. Дніпра, який фіксує такий же недавній момент формування ареалів згаданих двох видів ховрахів.

Коли ці ареали зійшлися, то витискання одного виду другим закінчилося в низовій частині Дніпра по руслу цієї річки, а на Лівобережжі воно, можливо, і тепер відбувається, при чому межа між ареалами згаданих ховрахів приблизно припадає тепер на південну межу Лісостепу.

#### ЛІТЕРАТУРА

1. Blasius, Reise im südlichen Russland. T. II.
2. Браунер А. А., Систематические и зоогеографические заметки о тушканчике, сером суслике, байбаке и кроте. Записки Крымского Об-ва Естеств. и Люб. Природы. т. III. 1912.
3. Браунер А. А., Сельскохозяйственная зоология. 1923.
4. Браунер А. А., Список млекопитающих Аскания-Нова. Степной заповедник Аскания-Нова. Сборник 1928.
5. Браунер А., О распространении тушканчика в степном Правобережьи Днепра. Укр. Мисливець та Рибалка № 7-8. 1928. Див. також: Вісник Одеської Комісії Кравзнавства. Природні багатства. № 4-5, 1929, Одеса.
6. Браунер А., Заметки по зоогеографии Крыма. Юбилейный сборник Крым. Кавк Горного Клуба, 1916.
7. Шарлемань М., Зоогеографічні райони України. Київ 1926.
8. Rządzyński G., *Historiae Naturalis curiosa Regni Poloniae*. 1721.
9. Познанский Б., „Сурковый промысел и воронцовские винтовки“. Природа и Охота. 1878, т. IV. Отд. II.
10. Гельмерсен Г. П., Отчет генерал-лейтенанта Гельмерсен по исследованию в 1869 г. местонахождения бурого угля в Киевской и Херсонской губ. Горный журнал, № 6, 1870 (с. 420-421, 417).
11. Підоплічка І. Г., Копальний оренбургський ховрах (*Citellus rufescens*) на Україні. Збірн. пам'яті акад. П. А. Тутковського, т. II, 1931.
12. Підоплічка І. Г., До вивчення вимерлих і реліктових гризунів Лісостепу та Полісся. Четвертинний період. Вип. 1-2, 1930.
13. Підоплічка І. Г., Время вымирания малой пищухи на юге СССР. Природа, № 12, 1934.
14. Підоплічка І., Ще про земляних зайців на Правобережжі. Радянський Мисливець та Рибалка, № 8, 1927, с. 3.
15. Підоплічка І. Г., Післятретинний бабак в заповідника Чаплі. Четвертинний період, вип. 6, 1933.
16. Підоплічка І. Г., Про потребу переглянути питання про бабаковини. Журнал Геолого-Географ. Циклу, № 1-2, 1932.
17. Більський Б., Поширення великого земляного зайця (*Alactaga jaculus* Pall) на Правобережжі України. Труды Фіз.-Мат. Від. т. XIII, вип. 1929.
18. Мигулин А. А., Байбак (*Marmota bobak*) его современное и прошлое распространение на Украине. Укр. Мисл. та Рибалка № 5-6, 1928.
19. Мигулин А. А., О зверях Херсонского округа. Укр. Мисл. та Риб., № 4, 1929.

2). Бурчак-Абрамович М. Й. Знахідка копальних останків бабака в м. Житомирі Четвертинний період, в. 11.

21. Фенюк Б. К., Еще о биологии тушканчиков и о мерах борьбы с ними. Мат. по знанию фауны Нижнего Поволжья, вып. III, 1929.

22. Nordmann A., Observations sur la Faune pontique. 1840.

## Новые данные против теории об эмпедитности р. Днепра

И. Г. Пидопличка

### РЕЗЮМЕ

Целый ряд исследователей неоднократно высказывали в своих работах мнение о том, что р. Днепр является зоогеографической координатой эмпедитного значения. Для некоторых представителей современной фауны подобное значение р. Днепра пытался доказать еще Блазиус (I, Ss. 285, 314). В последние десятилетия эмпедитность р. Днепра в расселении представителей степной фауны, как для настоящего, так и прошлого времени, в ряде работ доказывали Браунер [2,3] и другие исследователи. Главные доказательства Браунера сводились к констатации отсутствия в настоящее время на правом берегу р. Днепра таких степных животных, как байбак и тушканчик. Браунер считал, что их никогда и не было на Правобережье и что они попали в Западную Европу „обходным“ (по отношению к р. Днепру), так называемым „киево-полесским пустынным“ путем [2]. Однако, против такого утверждения мы имеем ряд литературных указаний, которые не были приняты во внимание сторонниками теории об эмпедитности р. Днепра.

Кроме того, в последнее время нами сделаны находки ископаемых остатков байбака, тушканчика, малой пищухи [12, 13], рыжеватого суслика [11] в средне- и верхне-четвертичных отложениях правобережья р. Днепра. Таким образом палеонтологические данные совершенно опровергают приведенные выше соображения об эмпедитности р. Днепра в прошлом. Эти соображения могли возникнуть из представления об извечности самой р. Днепра, собственного ряду не только зоологов, но и геологов. Не вдаваясь в детальное истолкование этого последнего вопроса, мы должны только отметить, что река такой величины, как Днепр, может быть и могла быть эмпедитной для некоторых животных — только в тот промежуток времени, который характеризовался стабильностью русла самой реки. Однако, стабильность русла реки, как известно из наблюдений даже за несколько десятилетий, нужно считать явлением очень изменчивым и условным.

Учитывая сильную изменчивость гидрографической сети в течение квартала в связи с ледниковыми событиями, можно понять всю ошибочность представления об эмпедитности р. Днепра в прошлом, так как это представление предусматривает спределенную стабильность русла этой реки в течение целого геологического периода, чего, конечно, не могло быть.

Некоторые современные явления эмпедитности р. Днепра, напр., в его нижнем течении, по отношению к распространению крапчатого и серого сусликов (первый на правом берегу, второй — на левом) зависят от биоценологических причин (вытеснение одного вида другим, остановившееся в нижнем течении реки на ее противоположных берегах).

В настоящей статье, кроме новых местонахождений ископаемых остатков, автор приводит также литературные данные о недавнем распространении байбака на Правобережье Украины, а именно: для Винницкой обл. его указывал Рачинский [8], для Одесской обл. — Нордманн [22], для окр. Кавева, Белой Церкви и Днепропетровска — Познанский [9]. Ископаемые остатки



байбака для окрестн. Кирово (бывш. Елисаветград) Одесской обл. указаны Гельмерсеном [10]. В 1934 г. остатки ископаемого байбака найдены в Житомире [Бурчак-Абрамович, 20], в с. Хмельной Каневского р. Киевской обл., в с. Покровском Никопольского р. Днепропетровской обл. (описание последних двух находок приведены в настоящей статье); по указанию Б. Е. Волянского (in litt.) ископаемые остатки байбака найдены также в окр. Одессы и кроме того найдены в 1935 г. Т. Т. Теслей при раскопках палеолитической стоянки в с. Старый Козак Днепропетровского р.

Ископаемые остатки байбаков залегают в флювио-гляциальных песках на глубине 8 м (Житомир), в лессовидном суглинке на глубине 10 м (с. Хмельная), в лессовидном суглинке на глубине 17 м (с. Покровское). Кроме байбаков, на Правобережьи Украины в последнее время найдены также ископаемые остатки тушканчика (*Alactaga jaculus* Pall): 1) в лессовидном суглинке, в горизонте ископаемой почвы на глубине 4,5 м в балластном карьере близ ст. Воронцово-Городище Киевской обл., 2) в лессовидном суглинке на глубине 7 м в обрыве берега р. Базавлук у с. Шолохово, Никопольского р. Днепропетровской обл. В последние годы тушканчик обнаружен на Правобережьи и в живом виде, именно он найден в Днепропетровской и Одесской областях, о чем имеются сообщения наши [14], Бельского [17], Браунера [5] и Мигулина [19]. В настоящей статье указывается также третье местонахождение по предыдущих двух см. работы 12, 13] малой пищухи (*Ochotona pusilla* Pall.) на Правобережьи, именно в с. Шолохово Никопольского р. Днепропетровской обл., в лессовидном суглинке на глубине 7 м (вместе с тушканчиком, песком, хомяком и пр.) и второе — на Правобережьи [о первом см. работу, 16] нахождение остатков рыжевато-го суслика (*Citellus rufescens* Keys et Blas.) в с. Ерки Звенигородского р. Киевской обл. в условиях склона под лессовидным суглинком (в полтавских песках), куда эти остатки попали по кротовине.

## Neue Tatsachen gegen die impeditiv Bedeutung des Flusses Dniepr

### 1. Pidoplitchka

#### ZUSAMMENFASSUNG

Eine Reihe von Forschern hat sich in ihren Arbeiten mehrfach dahingehend ausgesprochen, dass der Dnieprstrom eine zoogeographische Koordinate impeditiver Bedeutung darstellt. Für einige Vertreter der zeitgenössischen Fauna suchte bereits Blasius (Ss. 285, 314) eine derartige Bedeutung des Dniepr nachzuweisen. Während der verflossenen Jahrzehnte haben Brauner (2, 3) und andere Forscher in einer Reihe Arbeiten die impeditiv Rolle des Dniepr hinsichtlich der Besiedlung durch Vertreter der Steppenfauna sowohl für die Gegenwart, als auch für die Vergangenheit darzutun getrachtet. Der Hauptbeleg Brauners lief auf die Feststellung des heutigen Nichtvorhandenseins solcher Steppentiere, wie das Murmeltier und der Erdhase, im rechten westlichen Ufergebiet der Dniepr hinaus. Brauner war der Ansicht, dass dieselben niemals im Rechtsufergebiet existiert haben und nach Westeuropa auf Umwegen (in Hinsicht auf den Dniepr) gelangt sind und zwar dem sogen. „Kiew-Polessje-Wüstenweg“ entlang. Dieser Behauptung entgegen verfügen wir über eine Anzahl von Literaturangaben, die von den Anhängern der Impeditionstheorie für den Dniepr nicht in Betracht genommen worden sind.

Abgesehen hiervon sind neuerdings von uns Funde fossiler Überreste des Murmeltiers, des Erdhasen, von *Ochotona pusilla* Pall. (12, 13) und *Citellus rufescens* (11) im Mittel- und Oberquartärablagerungen des rechten Ufergebiets des Dniepr gemacht worden. Somit sind die vorerwähnten Überlegungen über die Impeditionsrolle des Dniepr in der Vergangenheit durch besagte paläontologische Feststellungen durchaus widerlegt worden. Die obenangeführten Anschauungen mögen wohl aus der Vorstellung heraus über die „ewige Unabänderlichkeit“ des Dnieprstromes hervorgegangen sein, — einer Ansicht, der nicht nur Zoologen, sondern sogar manche Geologen huldigen. Ohne auf eine ausführliche Erörterung letzterer Frage eingehen zu wollen, möchten wir hier bloss bemerken, dass ein so grosser Strom, wie der Dniepr, wohl für einige Tiere hat impeditiv wirken können, bloss aber während derjenigen Zeitspanne, die durch Stabilität des Flussbettes gekennzeichnet ist. Nun ist aber die Stabilität des Flussbettes, wie dies sogar aus Beobachtungen bekannt ist, die sich bloss auf einige Jahrzehnte erstrecken, als eine durchaus veränderliche und bedingte Erscheinung anzuspochen.

Berücksichtigt man die durch die glazialen Geschehnisse bedingte Variabilität des hydrographischen Netzes der Ukr. S. S. R. im Verlaufe des Quartärs, so wird man sich der Ansicht über die Irrtümlichkeit der Konzeption über das Impeditionsvermögen des Dniepr in der Vergangenheit nicht verschliessen können. Setzt doch diese Vorstellung eine strikte Stabilität des Dnieprflussbettes während einer ganzen geologischen Periode voraus, was ja gewiss nicht hat der Fall sein können.

Einige von den gegenwärtigen Impeditionserscheinungen des Dniepr, wie z. B. in dessen Unterlaufe, betreffend die Verbreitung der *Citellus suslicus* G ü l d. und des *Citellus pygmaeus* Pall. (ersterer am rechten, letzterer am linken Ufer) hängen mit biocönologischen Ursachen zusammen: mit der Verdrängung einer Art durch eine andere, wobei im Mittellauf des Stromes diese Verdrängung an den beiderseitigen Ufern sistierte.

In vorliegender Arbeit weist der Verfasser, abgesehen von der Angabe neuer Fundorte fossiler Überbleibsel, noch auf einschlägige Literaturdaten hinsichtlich der jüngsten Verbreitung des Murmeltieres im rechten Dnieprufergebiet der Ukraine hin, nämlich derer von Rzaczynski für das Gebiet Winnitza (8), von Nordmann für des Odessaer Gebiet und von P o s n a n s k y (9) für die Umgegend von Kanew, für Belaja Zerkow und Dniepropetrowsk (9). Fossile Reste vom Murmeltier sind von H e l m e r s e n (10) für die Umgegend von Kirowo (vormals Elisawetgrad) im Odessaer Gebiet aufgezeigt worden. 1934 wurden fossile Murmeltierreste in Shitomir (Burtshak-Abramowitsch, 20), im Dorfe Chmelnaja, Kanewer Bezirk des Kiewer Gebiet, im Dorf Pokrowskoje, Nikopolski Bezirk. Dniepropetrowsker Gebiet aufgefunden (eine Beschreibung beider letzten Funde ist in vorliegendem Artikel enthalten). Den Angaben B. E. W o l j a n s k y s zufolge sind Murmeltierüberreste in der Umgegend Odessas ebenfalls ermittelt worden.

Die fossilen Überbleibsel der Murmeltiere waren eingelagert: in fluvioglazialen Sanden in einer Tiefe von 8 m. (Shitomir); in Lösslehm 10 m tief (Chmelnaja); in Lösslehm 17 m tief (Pokrowskoje). Ausser Murmeltieren sind letzthin im rechten Dnieprufergebiet der Ukraine auch fossile Reste vom Erdhasen *Alactaga jaculus* Pall. in Lösslehm, in fossiler Bodenschicht, 4,5 m tief in einem Steinbruch für Ballast, nächst der St. Woronzowo-Horodistsche im Kiewer Gebiet, und in Lösslehm in einer Tiefe von 7 m am Uferabhang des Basawluk-Flusses nächst dem Dorfe Scholochowo, Bezirk Nikopol, im Dniepropetrowsker Gebiet angetroffen worden. Während der letzten Jahre sind Erdhasen im Rechtsufergebiet und zwar lebendig in den Gebieten von Dniepropetrowsk und Odessa ermittelt worden, worüber Mitteilungen von uns (14), B e l s k y (17) B r a u n e r (5) und M i g u l i n (19) vorliegen.

In vorliegender Arbeit wird noch auf eine dritte Fundstätte (in Bezug auf die zwei ersten s. 12, 13) von *Ochotona pusilla* Pall. im rechten Ufergebiet, nämlich im Dorfe Scholochowo, Bezirk Nikopol, Gebiet Dniepropetrowsk in Lösslehm, 7 m tief (mitsamt Erdhase, *Vulpes lagopus*, Hamster usw.) hingewiesen. Ein zweiter Fundort von Resten von *Citellus rufescens* Keys. et Blas. im Rechtsufergebiet (über den ersten cf. 11) befindet sich im Dorfe Jerki, Bezirk Wenigorodka, Kiewer Gebiet in Verhältnissen eines Gehänges unter Lösslehm in Poltawaer Sanden), wohin dieselben längs Krotowinen (Maulwurfsgängen) gelangt waren.

---



## Геоморфологія і четвертинні відклади межиріччя Прип'ять — Десна

Г. І. Молявко

Влітку 1933 року, працюючи в складі північно-української партії по дослідженню четвертинних відкладів для складання аркуша Е. IV міжнародної карти четвертинних відкладів Європи, я зібрав фактичний матеріал до теми „Геоморфологія і четвертинні відклади межиріччя Прип'ять — Десна“. В 1934 р. я додатково поїхав у місця, де не міг побувати в 1933 році. Я використав також деякі рукописні матеріали по цьому району в Укргеолтресті і свердлові журналі архіву ЮЗ-а. При складанні карти четвертинних відкладів було використано геологічну карту Чернігівщини Г. В. Закревської.

Вважаю за свій обов'язок висловити щиру подяку керівникові сектора четвертинної геології Л. А. Лепікашу та П. К. Заморієві за їх цінні поради під час виконання цієї роботи.

### Морфологія району

Район дослідження розташований у північній частині Київської та Чернігівської областей, у межах дніпрянського зледеніння.

Льодовикові події в цьому районі значною мірою зумовили спокри́дний характер рельєфу.

На основі геологічної будови й висотних даних тут можна виділити такі основні морфологічні елементи: 1) вододільну рівнину поліського типу, 2) річкові долини з їх терасами та 3) прохідні долини.

Вододільна рівнина поліського типу відрізняється від „плато“ півдня й середньої частини УСРР великою розчленованістю її поверхні й редукованістю підморенної четвертинної серії.

Ця рівнина розташована між річковими долинами Дніпра, Десни та Снова. Висотні позначки дорівнюють 174,68 м у північносхідній і 148,67 м у південній частині. В основному висоти спадають з північного сходу на південний захід.

Вододільна рівнина розчленована прохідною долиною р. Замглай та долиною р. Смяч на три дільниці.

Південна дільниця міститься між прохідною долиною Замглай і долиною р. Дніпра; вона має висотні позначки від 148,67 м до 160,90 м.

Рівнинну поверхню цієї дільниці прорізують річки Білоус та Стрижень. На півночі вона уривається крутим схилом до долини р. Дніпра, болота Паристого й болота Замглая.

Схили тут прорізуються ярами до 20 м завглибшки. В околицях с. Любеч помітний терасовидний приступок до долини р. Дніпра, що утворився в наслідок зсувів порід четвертинного віку на перистих глинах.

Західна дільниця знаходиться між прохідною долиною Замглая і р. Крюков. Схили до прохідної долини Замглая і р. Крюков поступові, а до долини р. Снов стрімкі. Абсолютні позначки сягають до 146,86 м.

Північнозахідна дільниця розташована між долинами рр. Сож та Снов. Поверхня тут досить еродована як річковими долинами (Тетива, Здрягівка. Смяч з їх притоками), так і прохідними долинами.

Абсолютні позначки поверхні хитаються від 174,68 м до 134,71 м. Загальний спад поверхні йде в північнозахідному та південному напрямках.

До вододільної рівнини умовно відносимо і територію, розташовану на захід від р. Вільча. Абсолютні позначки тут сягають до 152,4 м.

З річкових долин у дослідженому районі найбільше розвинені долини Прип'яті, Дніпра й Десни.

Долина р. Прип'яті завширшки до 38 км з добре розвиненими терасами.

На карті Б. Л. Лічкова [15] в долині р. Прип'яті показано три тераси. Л. А. Лепікаш [13] указує на наявність чотирьох терас: заплавної, піщаної, безморенної, лесової та моренної.

За моїми матеріалами, також виходячи з геологічної будови й висотних даних, у долині р. Прип'яті можна виділити чотири тераси: 1) лукова або заплавна, 2) піщана, 3) лесова і аналогічна лесовій та 4) моренна.

Заплавна тераса завширшки 5—6 км, нижче м. Чорнобиля, зливається з заплавиною р. Дніпра. Русло річки на заплавині утворює багато меандрів. Приступок заплавини підноситься над рівнем води до 2,5 м.

Піщана перша над заплавиною тераса поширена як на правому, так і на лівому боці Прип'яті. Вона підноситься над заплавиною до 6 м, а іноді й вище. На лівому боці річки тераса залишалася лише окремими острівцями. На правому боці нижче м. Чорнобиля ширина її близько 2—3 км.

Поверхня тераси нерівна, вкрита кучугурами. Найбільш погорбовані ті дільниці, що позбавлені рослинності і легко підпадають дефляції.

Вплив еолових факторів на піщану терасу особливо помітний на лівому боці Прип'яті: тут піщані кучугури сягають 10—15 м висоти.

Третя тераса (друга надзаплавна) поширена на правому боці р. Прип'яті. Від заплавини вона відмежована добре виявленим у рельєфі приступком до 6—10 м. Від четвертої тераси (моренної) вона теж відмежована приступком, висота якого в околицях с. Чистогалівки сягає 10—12 м. В північній частині цей приступок знівельований і третя тераса поступово переходить у четверту (моренну) терасу.

Ширина третьої тераси в північній частині сягає до 5 км, у південно-східному напрямі поступово звужується і на південь від с. Копачі зовсім викинується. Абсолютні позначки поверхні її хитаються від 113,70 м до 121,92 м.

Поверхня тераси рівнинна; ця рівнинність порушується лише незначними піщаними кучугурами, що скупчені біля сс. Семиходи та Копачі.

Четверта (третя надзаплавна, моренна) тераса виявлена лише на Правобережжі, де вона сягає до 25 км завширшки і продовжується за межами району нашого дослідження.

Поверхня її рівнинна, крім південносхідної частини, де спостерігається горбкуватість. Ці підвищення Б. Л. Лічков та Д. І. Соколов розглядали як острівці плато.

Останні досліді Л. А. Лепікаша [13] з'ясували геологічну природу цих підвищень. Автор називає їх горбами-витисками, що утворились у наслідок гляціо-дислокації.

Абсолютні позначки поверхні моренної тераси хитаються від 118,62 до 136,57 м, а в районі гляціо-дислокації — до 157,28 м. Моренна тераса прорізується чималою кількістю невеликих річок — притоки р. Уж (Ілля, Грезля та ін.). Вказані річки течуть здебільшого в нешироких забагнених долинах з повільними схилами до русла. В північній та західній частині тераси є багато піщаних нагромаджень у вигляді кучугур до 10—15 м заввишки

Долина р. Дніпра в межах дослідженого району менша, ніж долина р. Прип'яті.

В долині р. Дніпра можна виділити дві тераси; заплаву й піщану; П. І. Горбунова <sup>1)</sup> вказує також на наявність і моренної тераси.

Заплавина завширшки біля 4—5 км. В околицях с. Навіз вона звужується до 2—3 км, а вище с. Тарасівки поширюється до 8 км.

Русло річки робить чимало меандр, іноді воно поділяється, утворюючи затоки й стариці. Заплавина має також чимало озер видовженої форми, напрям яких спільний з напрямом русла річки.

Піщана тераса добре виявлена на лівому березі р. Дніпра. Ширина її в середньому становить до 10 км. В північній частині вона звужується до 1 км. Приступок цієї тераси до заплавної здебільшого знівельований, лише в околицях с. Миси він сягає 5—6 м висоти.

Висотні позначки хитаються від 107 до 110,73 м і тільки в окремих випадках зростають до 134 м (Кошарні гори).

Поверхня тераси горбкувата; трапляються часто кучугури піску до 20 м заввишки (Кошарні гори). На межі цієї тераси з вододільною рівниною в при-терасовому зниженні поширені забагнені ділянки, в яких нерідко спостерігаємо добре розвинені торфовики (с. Малейки).

В долині р. Десни тераси розвинені здебільшого в лівого боку (заплавна, піщана й лесова); з правого боку частково розвинена лесова, констатована ще Г. Ф. Мірчинком, і моренна, яка тягнеться від південної частини прохідної долини Замгляя (на NO від с. Яцево) до піщаної тераси р. Дніпра. Абсолютні позначки моренної тераси сягають до 137,59 м.

Прохідна долина Замгляя розчленовує вододільну рівнину в NO напрямі. Ця долина досить добре описана в роботах Є. В. Оппокова та Г. Ф. Мірчинка.

В прохідній долині Замгляя можна виділити піщану терасу, яка поширена як на правому, так і на лівому боці.

Абсолютні позначки її хитаються від 123,5 до 138 м.

Друга прохідна долина розташована на вододільній рівнині. Вона з'єднує долину р. Дніпра (піщану терасу) з долиною р. Білоус.

**Опис відслонень, шурфів і свердловини правобережжя р. Прип'яті**

№ 1. На північ від с. Семиходи фарватер р. Прип'яті близько підходить до села і підмиває приступок третьої тераси. Приступок підноситься до 9 м над рівнем води.

Поверхня третьої тераси на східній окраїні вкрита еоловими пісками, які зібрані в невеликі кучугури. В наслідок розвіювання поверхневих пісків оголюються суглинок сіро-зеленуватого кольору, що тримається у відслоненнях вертикально.

У підмитих урвищах третьої тераси видно таку будову:

D <sub>2</sub> )	}	1. Суглинок сіро-зеленуватого кольору, верстуватий, легко суглинстий, вилугований від карбонатів. Прошарки суглинку малогрубі й розташовані то горизонтально, то хвилясто. Вони часом оконтурюють більш глинисті катуні до 70 см діаметром Місцями трапляються проверстки піску грубіною до 5 см, ацементовані півтораоксидами заліза . . . . .	1,70 м
		2. Пісок сіро-жовтуватий, дрібно- й середньозернистий, кварцовий, з окатаними зернами, тонковерстуватий . . . . .	0,90 м
		3. Суглинок аналогічний першому горизонтові, але місцями майже виклинюється і залягає кишенями між катунями. Нижня межа суглиняку іноді нерівна . . . . .	0,50 м
		4. Пісок ясносірий, переважно дрібнозернистий. До рівня води . . . . .	3,5—4 м

<sup>1)</sup> П. І. Горбунова, Геологія Дніпро-Деснянського вододілу. (Рукопис).

<sup>\*)</sup> D<sub>2</sub> — відклади післядніпрянського зледеніння.

№ 2. На О від с. Семиходи за 1½—2 км в береговому урвищі (рис. 1):

Pgl*) {	1. Пісок сіро-жовтуватого кольору, дрібнозернистий . . . . .	0,10 м
	2. Сучасний піщаний ґрунт сірого кольору . . . . .	0,35 м
D <sub>2</sub> {	3. Пісок ясножовтуватого кольору, дрібнозернистий, з домішкою середньозернистого; в верхній частині горизонту чистий, донизу злегка глинистий . . . . .	1,15 м
	4. Суглинок сіро-зеленуватого кольору, донизу набуває буруватого забарвлення . . . . .	3,70 м
D <sub>2</sub> -D <sub>1</sub> **)	5. Пісок дрібно- та середньозернистий, сіро-жовтуватого кольору, донизу темніший . . . . .	1,00 м
	6. Торф чорно-бурого кольору . . . . .	0,30 м
	7. Пісок темносірого кольору, донизу світліший. Зверху гумусні затьоки . . . . .	0,85 м
	8. Пісок темносірий, дрібнозернистий. У ньому трапляються рештки рослин . . . . .	0,40 м
	9. Торф темнобурого кольору з залишками стовбурів та насінням: <i>Carpinus</i> , <i>Corylus</i> , <i>Tilia</i> , <i>Stratiotes?</i> , <i>Najas</i> , <i>Nuphar</i> , <i>Nymphaea</i> , <i>Menianthes</i> , <i>Ceratophyllum</i> , <i>Brasenia</i> , <i>Potamogeton</i> , <i>Scirpus</i> . . . . .	0,85 м
	10. Пісок сіро-зеленуватого кольору, дрібнозернистий . . . . .	0,25 м

№ 3. Трохи нижче (до 50 м) від відслонення № 2 на розмитій поверхні копального торфовища закладено шурф:

1. Піскуватий копальний торф, бурого кольору з великою кількістю насіння граба, ліщини та ін. . . . .	0,50 м
2. Пісок темносірого кольору, зрідка насіння граба, ліщини. Донизу пісок стає глинистим і має більш перегнилих рослин . . . . .	1,40 м
3. Глинистий сіро-зеленуватий мергельстий суглинок. У суглинку трапляються залишки перегнилих рослин. До води . . . . .	0,30 м

№ 4. В с. Янові інж. Коклик описав глибоку свердловину, опис якої подаємо в скороченому вигляді:

D <sub>2</sub> {	1. Пісок сірувато-жовтуватого кольору з домішкою грубих окатаних кварцових зерен . . . . .	8,60 м
	2. Сіро-жовтий, ясносірий дрібнозернистий пісок . . . . .	11,00 м
D <sub>1</sub> -D <sub>2</sub> {	3. Пісок грубозернистий ясносірого кольору . . . . .	8,30 м
	4. Пісок темносірого кольору, дрібно- й середньозернистий з уламками пісковика й кристалічних порід . . . . .	7,40 м
Pg ***) {	5. Синя сповдилова глина (київський ярус) . . . . .	8,50 м
	6. Прошарок фосфоритових зростків . . . . .	0,50 м
	7. Сіро-зелений кварцовий пісок . . . . .	9,40 м

№ 5. На N від с. Лелева фарватер р. Прип'яті близько підходить до рінного берега (моренна тераса). В урвищах берега відслонено:

D <sub>2</sub> {	1. Сучасний ґрунт . . . . .	0,50 м
	2. Пісок дрібнозернистий, сірого кольору . . . . .	2,45 м
D <sub>1</sub> -D <sub>2</sub> {	3. Копальний ґрунт плитчастої структури, коричневого кольору, ущільнений . . . . .	0,10 м
	4. Суглинок бурого кольору, донизу світліший . . . . .	0,80 м
D <sub>1</sub> ****) {	5. Пісок дрібнозернистий, жовтуватий, з проверстками грубозернистого, в якому є дрібні валуни . . . . .	3,80 м
	5. Моренний червоно-бурий суглинок з валунами кристалічних порід до 10 см у діаметрі . . . . .	3,90 м
	7. Піски дрібно- та середньозернисті, верстуваті, сіро-жовтуватого кольору з валунами кристалічних порід до 10 см у діаметрі. Видима грубина . . . . .	2,00 м
	8. Нижче осипище, до рівня води . . . . .	4,5 м

\*) Pgl відклади постгляціалу.  
 \*\*) D<sub>1</sub>-D<sub>2</sub> — відклади Дніпрянсько-післядніпрянського інтергляціалу.  
 \*\*\*) Pg — відклади палеогену.  
 \*\*\*\*) D<sub>1</sub> — відклади дніпрянського зледеніння.



№ 6. На S від с. Лелева за 2—3 км в урвищі 12 ярків до долини р. Прип'яті виходить яр, з правого боку якого відслонено:

Q*) {	1. Сучасний ґрунт . . . . .	1 м
	2. Лес яснопалевого кольору . . . . .	2 м
	3. Темносірий гумусний горизонт (копальний ґрунт) . . . . .	0,60 м
	4. Лесовидний суглинок з кротовинами . . . . .	1,90 м
	5. Пісок сіруватого кольору, грубозернистий, з кристалічними валунами до 3 см діаметром . . . . .	0,10 м
	6. Червоно-бурий моренний суглинок . . . . .	5,00 м
7. Пісок дрібнозернистий, сіро-жовтуватого кольору. Видима грубина	4,00 м	

№ 7. На SW від м. Чернобиля поверхня місцевості нерівна. Хвиляста рівнина вкрита підвищеними пасмами, орієнтованими в загальному з північного заходу на південний схід.

Підвищені горби підносяться до 25—30 м над поверхнею тераси. Складені вони з алювіальних пісків, поверх яких зустрічаються валуни кристалічних порід, що іноді віби ланками вкривають ці горби. Докладний опис цих підвищень і відслонень подано в роботі Л. А. Лепікаша [13]. На схід від села Чистоголівки підвищення спадають до поверхні тераси і місцевість набуває вигляду звичайної поліської рівнини.

№ 8. Заплавна тераса р. Уж в околицях с. Тараси має до 1,5 км завширшки. Приступок правого берега підноситься до 10 м. У кар'єрі над заплавиною відслонюються:

D <sub>2</sub> {	1. Сучасний ґрунт . . . . .	0,10 м
	2. Жовтувато-сірий дрібнозернистий пісок . . . . .	1,25 м
D <sub>1</sub> {	3. Червоно-бурий моренний суглинок з валунами кристалічних порід до 15 см діаметром. Видима глибина . . . . .	2,00 м

№ 9. На SW край с. Кабанова в глинище, де видно:

D <sub>1</sub> {	1. Сучасний ґрунт . . . . .	0,20 м
	2. Пісок дрібнозернистий, жовтого кольору, з валунами кристалічних порід . . . . .	0,30 м

В околицях с. Кабанова і до с. Луб'янки дуже поширені піски з підлежним моренним суглинком та супіском. Іноді піски зібрані в кучугури, які особливо розвинені вдовж р. Іллі (ліва притока р. Уші).

№ 10. На правому березі р. Вільчі в радгоспі Новий мир, біля с. Павловичі було проведено глибоке свердловання. Опис свердловини (зроблено інж. Кокликком) наводимо в скороченому вигляді:

D <sub>2</sub> {	1. Пісок дрібнозернистий . . . . .	2,00 м
	D <sub>1</sub> { 2. Червоно-бурі валунні піски . . . . .	0,30 м
Q {	3. Суглинок ясносірого кольору . . . . .	0,35 м
	4. Пісок дрібнозернистий . . . . .	1,73 м
	5. Лесовидний суглинок ясножовтого кольору . . . . .	5,42 м
	6. Жовтувато-сірий дрібнозернистий пісок . . . . .	13,57 м
Pg {	7. Породи харківського ярусу . . . . .	6,42 м
	8. Породи київського ярусу . . . . .	24,39 м
	9. Породи бучацького ярусу . . . . .	38,4 м
	10. Крейдяні породи. Пройдено . . . . .	23,0 м

№ 11. Рудавка бере початок з болота, що розташоване в ур. „Смолярова піч“, і зливається з р. Ілля на північ від с. Клевень. Русло р. Рудавка вузьке, до 2—3 м ширини; вона тече в неглибокій долині до 0,25 км ширини; схили до русла пологі. У заплаві та по схилах до заплави зустрічаються конкреції болотної залізної руди. Вода забарвлена в бурий колір від розчину оксиду заліза. В закладеному на заплаві шурфі виявлено:

\*) Q — відклади епохи дніпрянського зледеніння.

P <sub>gl</sub> {	1. Темносірий піскуватий ґрунт . . . . .	0,10 м
	до 4 см у діаметрі 2. Пісок жовто-бурого кольору з частими конкреціями болотної руди . . . . .	0,35 м
	3. Пісок дрібнозернистий, ясносірий . . . . .	0,63 м

№ 12. с. Янівка розташоване на правому березі р. Уші на боровій терасі р. Прип'яті. Приступок борової тераси підноситься над заплавною терасою на 7—8 м. Поверхня борової тераси хвиляста. Піщані горби здебільшого заросли шелюгою та молодим сосняком. У західній частині тераси піщані кучугури зазнають розвіювання. В наслідок дефляції оголюється темносірий піскуватий гумусовий горизонт, на якому трапляються відшліфовані крем'яні вироби (неоліт).

### Лівобережжя р. Дніпра

№ 13. З північного й західного боку с. Любеч вододільна рівнина круто уривається до заплави р. Дніпра. Приступок цієї рівнини підноситься над заплавною до 20—25 м висоти. На південь до сіл Кукарі й Миси він поступово знижується і вододільна рівнина непомітно переходить у борову терасу р. Дніпра.

Берегові урвища здебільшого задерновані; гарні відслонення можна спостерігати в Ганчаровому яру. З лівого боку яру в старому кар'єрі цегельні відслонено:

D <sub>2</sub> {	1. Пісок сірого кольору, дрібнозернистий . . . . .	0,70 м
	2. Лесовий суглинок . . . . .	1,0 м
	3. Суглинок жовтувато-зеленуватого кольору, тонковерстуватий. . . . .	1,00 м
D <sub>1</sub> {	4. Моренний суглинок, лесовидний, однорідний, ущільнений, стовпчастої структури . . . . .	3,4 м
	5. Прісноводний карбонатний суглинок, косоверстуватий, жовто-зеленуватого кольору. Донизу суглинок стає більш піскуватий і прошарки піску збільшуються. У верхньому горизонті в невеликі валунчики. . . . .	10,00 м
P <sub>g</sub> {	6. Сиво-оливкова глина з червоно-вохристими плямами, дуже мастка . . . . .	3,4 м
	7. Білий дрібнозернистий пісок, зверху злегка зцементований. Видно. . . . .	3,00 м

№ 14. Місцевість від с. Любеч і до м. Ріпок являє собою рівнину, еродовану ярами, що відкриваються до болота Паристого й долини р. Дніпра. Найбільший яр розташований між сс. Семакі та Мохначі; схили його здебільшого задерновані, а в оголеннях виступають морена й прісноводні суглинки. На дні яру тече невеликий струмок.

№ 15. Шурф на південь від м. Ріпок з правого боку станції Голубичі біля сінного заготпункту.

Q <sub>2</sub> {	1. Сучасний ґрунт . . . . .	0,35 м
	2. Лесовидний суглинок буруватого кольору у верхній частині і яснопалеовий — у нижній. На глибині 1,10 м від поверхні трапляється біловірка . . . . .	0,95 м
	3. Пісок дрібнозернистий, ясножовтого кольору з вапняними конкреціями . . . . .	0,20 м

№ 16. На SW від с. Яцево яр, що виходить до долини р. Десни. З лівого боку яру відслонено:

D <sub>2</sub> {	1. Сучасний ґрунт . . . . .	0,50 м
	2. Піскуватий лес жовто-палевого кольору . . . . .	2,00 м
	3. Суглинок сіро-жовтого кольору, тонковерстуваний . . . . .	1,20 м
D <sub>1</sub> {	4. Пісок ясносірого кольору, дрібнозернистий, верстуватий, з валунами кристалічних порід до 2 см у діаметрі . . . . .	1,50 м
	5. Суглинок сіро-сизуватий, тонковерстуваний, верствується з дрібнозернистим піском . . . . .	2,50 м
До заплави . . . . .		3—4 м

Трохи далі в с. Яцево над заплавиною в ямі, де беруть суглинок, видно:

Q {	6. Суглинок вохристо-жовтого кольору, верстуватий, видима ґрубіна . . . . .	1,50 м
-----	---	--------

В північній частині с. Яцево Г. В. Закревська описала відслонення, в якому вона також указує на присутність лесу, морени і підморенних пісків та суглинків.

№ 17. Річка Рудка протікає в давній прохідній долині, що з'єднує другу піщану терасу р. Дніпра з долиною р. Білоус. Ширина русла 1,—2 м. Між сс. Левоньки й Рудка в долині р. Рудки є торфовик до 1 км завширшки, який людиність використовує на паливо й для здобрування піщаних ґрунтів. У ямах, де вибирали торф, відслонено:

Pgl	1. Торф буруватого кольору . . . . .	0,30 м
	2. Суглинок з рештками перегнилих рослин і дерев. У суглинку в чимало прісноводної фауни. Видно до . . . . .	0,40 м

З правого боку, де річка підходить близько до берега, відслонюється:

Pgl	1. Сучасний ґрунт . . . . .	0,40 м
	2. Торф . . . . .	0,60 м
	3. Пісок дрібнозернистий, жовто-сірого кольору . . . . .	2—3 м

Торф залягає на піску похило і виклинюється.

№ 18. В околицях с. Неданчичі заплавина Дніпра поступово переходить у борову терасу. Свердловина, закладена на станції Неданчичі, пройшла такі породи:

Pgl	1. Суглинок буруватого кольору . . . . .	1,00 м
	2. Пісок дрібнозернистий, сірого кольору . . . . .	6,00 м
	3. Пісок дрібнозернистий з валунчиками кристалічних порід . . . . .	3,00 м
D <sub>1</sub> —D <sub>2</sub>	4. Пісок дрібнозернистий, бурого кольору — 2 м, пісок з кусочками перегнилого торфу — 1 м, пісок бурого кольору, донизу стає сірим — 8 м разом . . . . .	11,00 м
	D <sub>1</sub> 5. Пісок з валунами кристалічних порід та з грудками темноселе-ної глини . . . . .	9,00 м

№ 19. Друга свердловина на станції Неданчичі пройшла такі породи:

Pgl	1. Торф . . . . .	1,15 м
	2. Суглинок сірого кольору . . . . .	1,95 м
	3. Пісок дрібнозернистий, бурого кольору . . . . .	4,8 м
	4. Пісок сірого кольору, з валунчиками кристалічних порід . . . . .	4,10 м
	5. Супісок сірого кольору . . . . .	3,70 м
D <sub>1</sub> —D <sub>2</sub>	6. Перегнилий, залежаний торф . . . . .	0,09 м
	7. Супісок бурого кольору . . . . .	3,24 м
	8. Дрібнозернистий річковий пісок сірого кольору . . . . .	5,00 м
D <sub>1</sub>	9. Пісок сірого кольору з валунами кристалічних порід . . . . .	2,00 м
	10. Дрібнозернистий пісок з грудками глини яснобурого кольору . . . . .	1,00 м
	11. Пісок сірого кольору, дрібнозернистий, з валунами кристаліч-них порід . . . . .	1,00 м
	12. Пісок з грудками глини . . . . .	1,00 м

№ 20. Рельєф борової тераси р. Дніпра рівнинний. Рівнинність порушується окремими піщаними кучугурами та великими забагненими западинами. З великих боліт треба відзначити болота Висло та Видра; останнє являє собою стару долину, що з'єднувала Дніпро з долиною р. Десни. Борова те-раса заросла сосновим лісом. Шурф у с. Старій Лошаковій Гуті:

P <sub>g</sub>	1. Сучасний ґрунт . . . . .	0,30 м
	2. Суглинок буруватого кольору . . . . .	1,35 м
	3. Пісок дрібнозернистий, жовтого кольору, косоверстуватий. У ниж-ній частині горизонту є вапняні конкреції до 5 см діаметром . . . . .	2,05 м
	4. Суглинок сіро-сінауватого кольору з зеленуватим відтінком, до-низу трохи ущільнений . . . . .	0,40 м
	5. Пісок середньозернистий . . . . .	1,30 м
D <sub>2</sub>	6. Суглинок піскуватий з грубими кварцовими зернами та дріб-ними валунчиками . . . . .	0,30 м

№ 21. 2 км на N від с. Максим на пологішому схилі до заплави кар'єр:

Pgl	1. Сучасний ґрунт . . . . .	0,30 м
	2. Суглинок ясножовтого кольору, верстуватий. . . . .	

У нижній частині горизонту трапляються перевістки середньозернистого піску та вапняні конкреції. В суглинку знайдено:

Limnea (Paraspira) palustris v. fusca, Limnea turricula, Planorbis spirorbis, Succinea Pfeifferi . . . . .	2,20 м
--	--------

**Правобережжя р. Снов від с. Горська до гирла р. Замгляя**

№ 22. Правобережне урвище вододільної рівнини круто уривається до долини р. Снов. Біля м. Горськ напроти школи в урвистому березі відслонено:

D <sub>1</sub>	порід	1. Пісок червоно-бурого кольору з дрібними валунчиками . . . . .	0,70 м
		2. Червоно-бурий моренний суглинок з уламками кристалічних	1,50 м
	порід	3. Пісок грубозернистий, верстуватий, з валунами кристалічних	1,50 м
P <sub>g</sub>		4. Морена жовто-бурого кольору . . . . .	5—6 м
		5. Глауконітовий пісок темнозеленого кольору до . . . . .	2,00 м

№ 23. Шурф на вододільній рівнині, на північ від с. Хоробичі, 1 км від висотної позначки 159,6 м (79,8 саж.):

D <sub>1</sub>		1. Сучасний ґрунт . . . . .	0,30 м
		2. Суглинок буруватого кольору . . . . .	0,50 м
	у діаметрі	3. Червоно-бурий моренний суглинок, піскуватий з лінзочками піску і з валунами до 0,24 м діаметром. Довнизу суглинок поступово стає жовтувато-бурим . . . . .	3,50 м
		4. Пісок середньозернистий, косоверстуватий з валунами до 6 см	1,60 м
		5. Жовто-бурий моренний супісок, глинистий з валунами до 5 см діаметром . . . . .	3,58 м

№ 24. с. Седнев, „Дроніна Гора“, в її схилі до р. Снов відслонено (рис. 3):

D <sub>1</sub>	D <sub>2</sub> —D <sub>1</sub>	1. Сучасний ґрунт до . . . . .	1,00 м
		2. Лес палевого кольору . . . . .	4,00 м
		3. Гумусний суглинок темносірого кольору. Внизу зрідка черепашки <i>Planorbis spirorbis</i> , <i>Cypride</i> . . . . .	1,00 м
D <sub>1</sub>		4. Суглинок сіро-жовтуватого кольору, тонковерстуватий, з невеликими просмушками піску до 2 см товщини. Зрідка дрібні валунчики до 0,5 см діаметром. В суглинку черепашки <i>Planorbis spirorbis</i> , <i>Limnea ovata</i> . В нижньому горизонті суглинку знайдено кістки <sup>1)</sup> <i>Rhinoceros tichorhinus</i> Fisch. та <i>Elephas primigenius</i> . . . . .	1,15 м
		5. Суглинок вохристо-жовтого кольору, борошнуватий, зрідка з валунчиками. Перехід поступовий . . . . .	0,66 м
D <sub>1</sub>		6. Червоно-бурий лесовидний суглинок. Трапляються валуни кристалічних порід і крейди, до . . . . .	4 м
	P <sub>g</sub>	7. Білий дрібнозернистий пісок, видимий до . . . . . До рівня води 10—15 м	5,00 м

Правобережні схили р. Снов в околицях с. Седнева здебільшого задерновані.

**Стратиграфія четвертинних відкладів**

Четвертинні відклади вкривають усю поверхню дослідженого району нерівним покривом: на вододільній рівнині глибина їх хитається від 2,5 до 20 м, а в річкових долинах сягає до 36 м (рис. 5 і 6).

За фактичними даними серія осадових порід четвертинної системи розподіляється на горизонти відповідно до епохи, зв'язаних з льодовиковими подіями, а саме: 1) епоха перед дніпряньським зледенінням, 2) дніпряньське зледеніння, 3) дніпряньсько-післядніпряньський інтергляціал, 4) післядніпряньське або північне зледеніння (вюрм), 5) постгляціал.

1. Епоха перед дніпряньським зледенінням (Q). Відклади епохи переддніпряньського зледеніння значно поширені на дослідній території. Ці поклади найповніше розвинені в районі м. Чернігова, с. Любеч, м. Чорнобиля, де їх спостерігаємо в добре виявлених відслоненнях; в інших місцях вони виявлені свердловинами.

<sup>1)</sup> Фауну визначив І. Г. Підоплічка.

Недостатня кількість фактичного матеріалу не дозволяє нам розчленувати їх на окремі стратиграфічні горизонти. На основі літературних даних, а також і зібраного нами фактичного матеріалу відклади цієї епохи представлені суглинками й пісками.

Суглинки переважно сіро-сизуватого або жовтуватого кольору, карбонатні, верстуваті; іноді вони переверстовуються прошарками дрібнозернистого піску; у верхніх горизонтах іноді трапляються валуни кристалічних порід, як це ми констатували в с. Любеч (№ 13). На присутність валунів у суглинках указував також і П. Я. Армашевський для суміжних районів [1]. Суглинки поширені як на вододільній рівнині, так і на моренній терасі. Органічні рештки в них трапляються зрідка і представлені прісноводними червоногими, як це констатували В. І. Крокос у м. Чернігові [11] і П. Я. Армашевський у суміжних районах [1]. Грубина суглинків на вододільній рівнині хитається від 2 до 10 м, а на моренній терасі, за даними П. І. Горбунової, сягає до 22 м.

Піски сіро-жовтуватого, іноді й білого кольору, і нагадують білі полтавські піски, верстуваті, дрібнозернисті. У свердловинах с. Павловичів та м. Чорнобиля попередні дослідники, очевидно, помилково прийняли ці піски за відклади полтавського ярусу палеогену.

Піски й суглинки вкриваються мореною, а підстелюються перистими глинами на вододільній рівнині і полтавським та харківським ярусами палеогену на моренній терасі.

Абсолютні позначки підшови підморенних суглинків і пісків на моренній терасі в середньому становлять близько 110 м, а на вододільній рівнині коло 130 м.

Наявність валунів у верхніх горизонтах суглинків свідчить про те, що процес відкладання їх закінчився вже з наступом Дніпрянського льодовика. Такої думки дотримується і В. І. Крокос на підставі здрібнілої фауни, описаної ним у кар'єрі цегельні м. Чернігова. Здрібніла фауна, за Крокосом, свідчить про ознаки зниження температури води під час наступу дніпрянського льодовика (II). Отже верхній горизонт підморенної серії щодо віку утворення зв'язаний з наступом дніпрянського льодовика, а нижній, очевидно, синхронічний піскам з Paludina diluviana середньої Наддніпрянщини, які ряд дослідників відносять до міндель-риського інтергляціалу.

2. Дніпрянське зледеніння (D<sub>1</sub>). Відклади дніпрянського зледеніння представлені валунним суглинком (№№ 5, 6, 13, 22, 24) та флювіо-гляціальними пісками з валунами кристалічних порід (№№ 16, 18, 19). Валунні суглинки червоно-бурого або жовто-бурого кольору. Валуни кристалічних порід нерідко мають до 1 м в діаметрі. Іноді валунний суглинок поділяється верстуватими пісками з валунами на два горизонти—це ми констатували в с. Хоробичах й с. Горську (№№ 22, 23).

Механічний склад морени такий:

Таблиця 1

Місцевість	%, вог-кості	Ф р а к ц і ї							Фіз. глина сума част. 0,01мм Λ
		1 мм	1— 0,25 мм	0,25— 0,05 мм	0,05— 0,01 мм	0,01— 0,005 мм	0,005— 0,001 мм	<0,001 мм	
с. Хоробичі . . .	0,65	29,67	17,92	30,0	6,20	11,90	0,90	3,41	16,21
с. Карогод . . .	2,00	35,25	9,54	26,60	7,70	9,80	10,32	0,79	20,91
с. Кабани . . . .	1,35	57,27	5,45	3,65	15,70	10,70	2,58	4,65	17,93
с. Мартинівці .	6,35	—	0,27	21,77	16,22	13,10	11,14	14,10	61,74

Наведені механічні аналізи показують, що морена в перших трьох селах піскувата, а в с. Мартиновичах глиниста. Глинисту морену місцева людина використовує для ганчарного виробництва.

Грубина морени в північній частині хитається від 8 м до 13,40 м, а в південній не перевищує 6—7 м. Підстелюється вона як четвертинними породами, так і третинними.

Флювіо-гляціальні відклади представлені середньозернистими або грубозернистими пісками, іноді суглинками з валунами кристалічних порід. У долинах річок Прип'яті й Дніпра ці відклади залягають на глибині до 20 м від поверхні, грубина їх сягає до 15 м. Морена дріпрянського зледеніння вкриває як вододільну рівнину, так і вистелює давні долини річок Прип'яті, Дніпра й Десни, улоговини яких існували ще до наступу дніпрянського льодовика. В долинах річок морена бере участь у формуванні 4-ї тераси, приступок якої сформувався ще перед наступом льодовика.

Зміни рельєфу під час дніпрянського зледеніння позначилися екзорацією самого льодовика, який значною мірою і спричинився до вирівнювання рельєфу. Екзорація яскраво виявлена на вододільній рівнині, де добре помітна межа донної морени з нижчележачими породами. В інших місцях нерівність рельєфу збільшилась у наслідок гляціо-дислокацій, як це констатував Л. А. Лепікаш у районі Чернобиля, а також, можливо, і в околицях ст. Вільха.

3. Дніпрянсько-післядніпрянський інтергляціал (D<sub>1</sub>—D<sub>2</sub>). До інтергляціальних відкладів відносимо копальні ґрунти, копальні торфовик з теплолюбною флорою та алювіальні піски третьої тераси.

Копальний ґрунт ми здибали лише в місцях, де поширений лес та його аналог.

Копальні ґрунти здебільшого підзолистого та луково-болотного типу, лише в м. Чернігові В. І. Крокос описав ґрунт типу чорноземного. Сформовані вони на лесовидних суглинках, іноді на флювіо-гляціальних відкладах дніпрянського зледеніння. Грубина їх хитається від 0,40 м до 1 м.

В копальному ґрунті с. Седнева (№ 24) ми констатували прісноводну фауну: *Planorbis spirorbis* L. та нижчі ракоподібні з родиви *Syrpide*. У підстелючому суглинку зустрінута зложище кісток *Rhinoceros tichorhinus* Fisch. та *Elephas primigenius* Blum.

Копальний торфовик з бразенією ми констатували на 3-й терасі р. Прип'яті, в окол. с. Семиходи (відсл. № 2). Він сформувався в алювіальних відкладах, що залягають на флювіо-гляціальних пісках дніпрянського зледеніння (рис. 4). Грубина його з прошарком піску сягає до 2,40 м.

Флора, за визначенням Д. К. Зерова (насіння і пилок), представлена лісовою рослинністю (граб, липа, ліщина, дуб, в'яз, береза, верба, вільха, сосна та ялина) і водно-болотною *Brasenia*, *Stratiotes*, *Nuphar*, *Nymphaea*, *Ceratophyllum* та ін.

Пилково-статистичний аналіз зведений у таблиці 2\*).

Таблиця 2

Назва флори	Горизонт № 6		Горизонт № 8	Горизонт № 9	
	Середина	Низ	Низ	Середина	Низ
Сосна . . . . .	69	49,3	60	62	97,5
Береза . . . . .	1	3	4,5	10	—
Вільха . . . . .	8,3	13,3	28	2,6	
Верба . . . . .	0,3	1	1,5	24,6	
Граб . . . . .	18,3	26,3	2	0,6	2,5
Липа, дуб, в'яз . . . . .		4,6	4		
Ялина . . . . .	1,3	2,3			
Ліщина . . . . .	4,3	7	14	1,3	

\*) Для пилкового-статистичного аналізу було взято зразки через кожні 10 см. Попередньо опрацьовані Д. К. Зеровим лише 5 зразків.

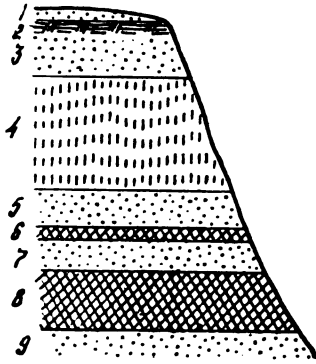


Рис. 1.

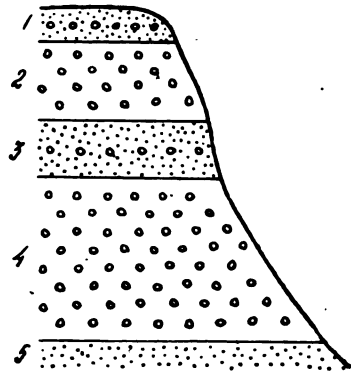


Рис. 2.

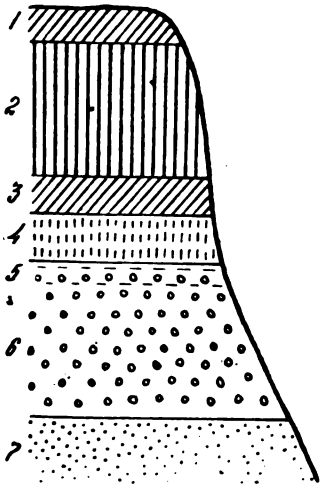


Рис. 3.

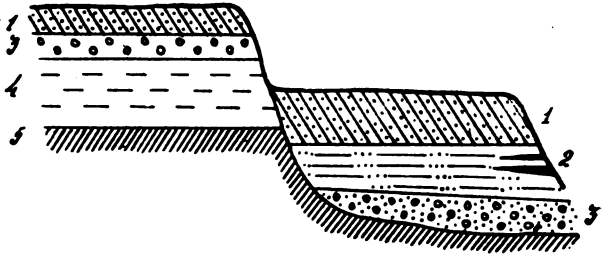


Рис. 4. Схематичний геологічний розріз 4 і 5 терас.—  
 1. Піски і суглинки післядніпрівського вледеніння.—  
 2. Відклади інтергляціалу.—3. Відклади дніпрівського  
 вледеніння.—4. Відклади переддніпрівського вледеніння.





Наведена таблиця показує, що видовий склад лісової рослинності під час утворення торфовища був занадто бідний; панує лише сосна (97,5%) і незначна кількість верби (2,5%). Проходить чимало часу, поки видовий склад рослинності поновлюється; з'являються граб, ліщина, вільха, липа, дуб та ін. і з водно-болотних — *Brasenia*, *Najas* і т. д.

Зміна рослинної формації за час розвитку торфовика дає можливість установити ті фізико-географічні умови, в яких розвивався семиходівський торфовик. Розвиток його, очевидно, почався з відступом дніпрянського льодовика, коли клімат був ще континентальний, в умовах якого могла розвиватись лише сосна; лише згодом з'являється теплолюбна флора, що дає підставу говорити про зміни кліматичних умов у напрямі значного потепління.

Другий торфовик виявлено в с. Неданчихах (№№ 18, 19), але, на жаль, він лишився недослідженим. Залягає він за даними опису свердловини, під флювіо-гляціальними відкладами, які ми відносимо до післядніпрянського зледеніння. Селяни, які працювали при будівництві водогону на ст. Неданчичі, розповідали, що в цьому торфі знаходили шишки сосни. Можливо, що розвиток цього торфу припадає уже на час перед повторним наступом льодовика, — дальшими дослідями це треба з'ясувати.

Копальні торфовики з бразенією в значній мірі досліджені В. С. Доктуровським і Г. Ф. Мірчинком на території БСРР і РСФРР; за часом утворення автори залічують їх до рис-вюрмського інтергляціалу.

Зміни рельєфу в міжльодовиковий період позначились в ерозії донної морени дніпрянського зледеніння, і місцями значно знизилась її поверхня, особливо в долинах річок Прип'яті й Дніпра. Поглиблені долини річок Прип'яті, Дніпра і прохідної долини Замгляя заповнюються алювіальними відкладами, на яких формуються копальні торфовики. На вододільній рівнині та моренній терасі формується копальний ґрунт.

Формування уступу третьої тераси річок Прип'яті й Десни викликане зміною бази ерозії, очевидно, в зв'язку з епейрогенічним рухом, яким Мірчинк, Лічков, Жирмунський та ін. надають чималого значення.

Д. Н. Соболев припускає зміну бази ерозії в зв'язку з відновленням стоку води з Полісся до Балтійського моря [30].

4. Післядніпрянське зледеніння ( $D_2$ ). До відкладів епохи післядніпрянського зледеніння відносимо лесову серію та флювіо-гляціальні піски, які підстилаються копальним ґрунтом або залягають безпосередньо на відкладах зледеніння.

Лесова серія представлена лесом і лесовидним суглинком, які констатовані і розрізами №№ 2, 6, 13, 15, 16, 22. Вони не дуже поширені на території нашого дослідження і зустрічаються лише окремими острівцями.

Для району м. Чернігова В. І. Крокосом відзначено, що лесова серія епохи післядніпрянського зледеніння розчленована копальним ґрунтом. За Крокосом, формування копального ґрунту відбулося під час останньої перерви в наступі льодовикових мас [11].

Грубина лесової серії хитається від 0,90 м до 4 м.

Флювіо-гляціальні піски залягають на різних елементах рельєфу, часом перекривають лесову серію, як це ми констатували в с. Любечі й м. Чернігові; на це вказує також і В. І. Крокос.

Піски здебільшого безвалунні і лише свердловини в с. Неданчичі констатували валуни кристалічних порід.

Грубина флювіо-гляціальних пісків сягає до 4—5 м.

Д. М. Соболев вважає безвалунні піски за терасові утвори; цього погляду додержує і Б. Л. Лічков. Інші дослідники — Л. А. Лепікаш, В. І. Крокос, В. Г. Бондарчук — вважають їх за флювіо-гляціальні, зв'язані в післядніпрянським зледенінням.

5. Постгляціал. До відкладів постгляціалу відносимо алювіальні піски другої (борової) тераси та алювій лукової тераси, яка перебуває ще в стадії формування.

Алювіальні відклади представлені пісками й суглинками, серед яких часто трапляються конкреції болотної залізної руди. У забагнених ділянцях заплавини формуються торфовики.

В околицях с. Максим в алювіальних суглинках нами зустрінута значна кількість прісноводних наземних Mollusca, *Limnea palustris* v. *fusca*, *Limnea turricula*, *Planorbis spirorbis*, *Succinea Pfeifferi* (№ 21).

Алювіальні, а також і флювіо-гляціальні піски завнають еоловою переробки, що приводить до накупчення піщаних нагромаджень, дюн, які своєю формою нагадують бархани.

#### ЛІТЕРАТУРА.

1. Армашевский, П. Я., Геологический очерк Черниговской губ. „Зап. Киевск. О-ва Естествоиспытателей“; т. VII, 1883 г.
2. Бондарчук В. Г., Четвертинні поклади північної частини УСРР. Четверт. період. № 9. 1935 р.
3. Буренин Г. С., Гидрогеологическая карта Черниговской губ. „Изд. Укргеолокома“. в. 8. 1926 г.
4. Доктуровский В. С., Межледниковые торфы БССР. „Зап. Біл. Ак. Наук“. 1934, № 3.
5. Димитриев Н. И., О ледниковых долинах Украины. Труды Междунар. Конф. АИГЕ, в. III. 1932 г.
6. Жирмунский А. М., Новые данные по тектонике, геоморфологии и стратиграфии четвертичных отложений БССР и западной области РСФСР. „Труды УНИГРИ № 17. 1934.
7. Жилинский И., Очерк работ Западной экспедиции по осушен. болот, СПб 1899.
8. Закревська, Г. В., Геологічні досліді по північносхідній частині Волинського Полісся та Північч. України. „Труды Укр. Н.-Д. Геол. Института“, т. II, 1928.
9. Закревська Г. В., Геологічна карта України, арк. XXII—7. 1932 р. (рукопис).
10. Закревська Г. В., З робіт геологічної комплексної експедиції ВУАН на Чернігівському Поліссі влітку 1932 р. (попереднє повідомлення).
11. Крокос В. И., Четвертинна серія Чернігівського району. „Четверт. період“, в. 7. 1934.
12. Князьков и Сикорский, Об изменениях по устройству водоснабж. в имениях Черниговской губ., в с. Довшны, в с. Слободяги.
13. Лепікаш Л. А. і Бондарчук В. Г., Геоморфологічні особливості й четвертинні поклади узбережжя р. Прип'яті в районі Петриков-Мозир-Чернобыль. „Журнал Геолого-географ. циклу № 3 (7) 1933 р.
14. Личков Б. Л., О террасах Днепра и Припяти. „Геол. Ком.“, в. 95.
15. Личков Б. Л., О строении речных долин Украины. Днепр. бас. Южн. Буга. Изд. Акад. Наук. СССР. 1931.
16. Личкова Е. Л., Каталог свердловин України, в. I, II, III.
17. Личкова Е. Л., До питання про причини утворення поліських боліт. „Вісник Укргеолокому“, в. 3. 1923.
18. Мирчинк Г. Ф., Геолог. исследования вдоль линии Новобелица-Прилуки-Орша-Ворожба. „Изв. Геол. Ком.“ т. I, № 2 1918.
19. Мирчинк Г. Ф., Послетретичн. отложения Черниговской губ. в отношении к аналог. отлож. Европ. России. „Мемуары Геол. отд. О-ва любит. Естест.“ в. 4, 1925.
20. Мирчинк Г. Ф., Геологічна природа деяких двоверхових боліт. „Збірник пам'яті акад. П. А. Тутковського. т. II 1931.
21. Мирчинк Г. Ф., Новые данные о межледниковых отложениях рис-вюрмского времени. Бюл. Моск. О-ва естествоисп. природы, т. IX (3—4) 1931.
22. Москвитин А. И., Погребенный торфяник в отложениях нижней надпойменной террасы р. Друты и р. Рогачева „Бюл. Бюро ассоц. для изучения четвер. отложений Европы“, № 3—4, 1932.
23. Муравлянский С. М. та Миколаєнко В. С., Дослідження квінкерних глини України. ОНТВУ. 1922 р.
24. Оппоков Е. В., Матеріали по исследованию болот Черниговской губ., 1905.
25. Оппоков Е. В., Обзор будови укр. тектоніч. муальде в зв'язку з деякими даними глибокого свердування в сточищі р. Дніпра. Журнал Геолого-Геогр. Цикау УАН № 2 (6) 1933.

26. Оппоков Є. В., Про геологічну будову лівобережної тераси Дніпра в районі м. Ніжина. „Четв. пер.“ в 7., 1924.

28. Полыннов В., Почвы Черн. губ. Городнян. уезда, в III, 1913 г.

28а. Соболев Д. М., Про четвертинні поклади та будову поверхні Київського Полісся. „Наук. зап. Харк. н.-д. Катед. Геології“, 1930.

29. Соболев Д., К геологии и геоморфологии Полесья. „Вісник Геолкому“, в. 15. 1930 р. в. 16, 1931 р.

30. Соболев Д., К геоморфологической характеристике Киевск. Полесья. Вестник Геол. Ком., т. III. № 6. 1928 р.

31. Тутковский Г. А., Конечные морены, валунные полосы и озы в южном Полесье. „Зап. Киев. общества Ест.“ т. XVII. 1902.

32. Тутковский Г. А., Передисторична природа Чернігівщини. Зап. іст. секції ВУАН. т. XXIII, 1928.

33. Чирвинский П., Геологическое описание 4 буров. скважин Черн. губ., Эксп. по геол. и мин. России, VIII. 1905 г.

34. Чирвинский В. Н., Материалы к познанию химического и петрографического состава ледниковых отложений Юго-Запад. России в связи с вопросом о движении ледникового покрова. Зап. Киев. Об-ва Естеств. т. XXIV, в. 2—3.

35. Чирвинский В. М., Про найдавніші лівобережні тераси Дніпра на ділянці між Києвом і Золотоношею. Четв. період., в. 3, 1931.

## Геоморфология и четвертичные отложения междуречья Припять-Десна

Г. И. Молякко

### РЕЗЮМЕ

Исследованный район расположен в северной части Киевской и Черниговской области.

В этом районе в геоморфологическом отношении можно выделить: 1) водораздельную равнину (плато), 2) речные долины с их террасами и 3) открытые долины.

Водораздельная равнина распространена только отдельными островками, из которых Черниговско-Седневский и Городнянский расположены на левобережье Днепра, а Овручский—на правобережье. Восточную границу Овручского острова мы проводим условно на запад от ст. Вильча.

Кроме водораздельной равнины хорошо выделяются в рельефе исследованного района речные террасы, а именно: четвертая (моренная), третья (вторая надлуговая), боровая (первая надлуговая) и пойма.

Из указанных террас наибольшие площади занимают моренная и боровая террасы.

Четвертичные отложения покрывают всю площадь исследованного района, мощность их колеблется от 2,5 м. до 36 м.

Вся толща четвертичной системы разделяется на горизонты, связанные с ледниковыми эпохами, а именно: 1) эпохой предднепровского оледенения, 2) эпохой днепровского (рисского) оледенения, 3) днепровско-последнепровским интергляциалом, 4) эпохой последнепровского или северного оледенения (вюрм) и 5) постгляциалом.

В эпоху предднепровского оледенения откладываются древние аллювиальные отложения: пески и суглинки, мощность которых колеблется от 2 до 22 м. Эти отложения преимущественно распространены на моренной террасе рек Припяти, Днепра и Десны. Незначительная часть их была встречена нами на водораздельной равнине. Наиболее типичные отложения предднепровской эпохи констатировано в районах Чернобыля, Любеча и Чернигова. К этой эпохе относится и формирование уступа моренной террасы.

В эпоху днепровского оледенения откладывается донная морена и флювио-гляциальные пески с валунами кристаллических пород.

Морена покрывает не только водораздельную равнину, но и выстилает древние долины крупных рек. Мощность морены колеблется от 3 до 13, 4 м. флювио-гляциальных песков—до 15 м.

Во время отступления ледника была размыта морена его талыми водами, что значительно снизило ее поверхность между Припятью и Днепром. Деятельность ледника выразилась не только в сглаживании неровности рельефа, но и в смятии нижележащих пород (гляцио-дислокация), как это установлено Л. А. Лепикашем в районе Чернобыля, и возможно, что в районе Вильчи породы были смяты тоже деятельностью ледника.

В днепровский-последнепровский интергляциал формируются ископаемые почвы на водораздельной равнине и моренной террасе. Ископаемые почвы представлены подзолистым и луго-болотным типом, мощностью до 1 м.

В луго-болотной почве (с. Седнев) найдена фауна *Planorbis spirorbis* и низшие ракообразные из рода *Cypride*.

В то же время формируется и ископаемый торфяник на третьей террасе (окрестности с. Семиходы) с теплолюбивой флорой: бразения, граб, орешник и др. Семиходовский торфяник, по своему возрасту, является синхроничным с торфяниками Лоева, Гомеля, Муравы и др. К этому времени относятся и формирование уступа третьей террасы.

В эпоху последнепровского оледенения откладывается лесс и флювио-гляциальные пески, которые часто перекрывают лесс (Любеч, Чернигов). Лесс встречается на водораздельной равнине и речных террасах, за исключением первой надлуговой, и третьей террасы Припяти, где он залегает в переотложенном состоянии. Распространение лесса на исследованной территории в виде отдельных островков, можно объяснить размывом сплошного лессового покрова водами ледника во время его таяния. Указанная мысль поддерживается и рядом других исследователей.

Во время постгляциала заканчивается формирование аллювиальных отложений борových террас. Пески борových террас, а также и покровные флювио-гляциальные пески переработаны ветрами в верхней их части и собраны в большие дюны, часто напоминающие по своей форме барханы.

Современные заливные террасы (поймы), сложенные песчано-глинистыми отложениями, находятся в стадии формирования.

## Geomorphology and Quaternary Deposits of the Region between the Rivers Pripiat and Desna

G. I. Moliavko

### SUMMARY

The area under investigation is situated in the northern portion of the Kiev and Chernigov provinces (vid. map).

In this region, in regard to geomorphology, the following elements are to be distinguished: 1) a water-parting plain (the plateau); 2) river valleys with terraces thereof, 3) open valleys.

The water-divide plain is distributed in the shape of individual small islands only, of which the Chernigov-Sednevski one and the Horodnianski one are situated in the eastern Dniepr-bank region; and the Ovruch island in the western riverbank region. The eastern boundaries of the Ovruch island were drawn conditionally westward of the railway station Vilna.

In addition to the water-parting plain, river terraces may be well identified in the relief of the area under investigation, viz. the fourth (morainic one); the third (the second flood-plain terrace) the „borovaia“, i. e. the pine-forest terrace (the first flood plain one) and the flood plain itself.

Of the terraces listed above, the moraine and the pine-forest terraces are occupying the largest areas.

Quaternary deposits cover the whole surface of the region investigated, their thickness ranging from 2.5 to 36 metres.

The whole of the mass of the Quaternary system is subdivided into horizons that respectively are related to different glacial periods, namely: (1) to that of the Pre-Dniepr glaciation; (2) to the Dniepr (Riss) glaciation; (3) to the Dniepr Post-Dniepr Interstadial Epoch; (4) to the Post-Dniepr or Northern Glaciation (Würm), and (5) to the Post-glacial period.

During the Pre-Dniepr glaciation ancient alluvial sediments: sands and loams were deposited, the thickness of which varied from 2 to 22 m. These sediments are chiefly distributed on the morainic terrace of the Pripiat, Dniepr and Desna rivers, whereas a slight portion thereof has been encountered in the water parting plain. The most typical deposits of the Pre-Dniepr period have been identified in the Chernobyl, Liubech and Chernigov regions. The formation of the echelon or step-like arrangements of the morainic terrace dates back to this epoch.

During the period of the Dniepr-glaciation the bottom moraine as well as fluvioglacial sands with boulders of crystalline rocks were deposited.

The moraine is not only overlying the water-parting valley: it is covering too the ancient valleys of large rivers. The moraine thickness varies within the limits of 3 to 13.4 m. and that of the fluvioglacial sands amounts to 15 m.

At the time of the glacier retreat the moraine was eroded by the waters of the melting ice and its surface between the Pripiat and Dniepr was appreciably lowered. The activity of the glacier was accomplished not merely in levelling down the unevenness of the relief, but also in contorting the underlying rocks (glacial dislocation), this having been demonstrated in the Chernobyl region by L. A. Lepikash. There is a possibility that in the Vilna region the rocks suffered contortions too as a result of the glacier's activity.

In the Dniepr — Post-Dniepr Interglacial Interval, fossil soils were formed in the water-shed valley and on the morainic terrace. The fossil soils are represented by those of podzolic and those of meadow-bog type, up to 1 m. in thickness.

In the meadow-bog soil (village Sednev) the fauna of *Planorbis spirorbis* and lowest Crustacea of the genus *Cypridae* have been found.

At the same time a fossil layer of peat with the warmth-loving flora of Brasenia, hornbeam, hazelnut and others was formed on the third terrace (in the environs of the village Semikhedy). This peat layer is as to its age, synchronous with the peat-bogs of Loev, Gomel, Murava etc. To this time back the formation of the echelon arrangement of the third terrace is traced by the writer.

At the time of the Post-Dniepr glaciation were deposited loess and fluvioglacial sands, the latter having frequently been superimposed by loess (Liubech, Chernigov). Loess is met with in the water-dividing plain and on the river-terraces, except for the first flood-plain and the third terraces of the Pripiat-river, where it is embedded in a re-deposited state. The distribution of loess in the territory investigated, in the shape of individual small islands is explainable on the basis of erosion of the continuous loess mantle by the waters of the glacier during its thawing. The above view has been supported by a number of other investigators.

In post-glacial times the formation of alluvial sediments of the pine-forest terraces reached completion. The upper portions of the sands of the pine-forest terraces, as well as the fluvioglacial cover sands had been worked up by winds and were gathered into large dunes which in their shape often resemble „barkhans“ (crescent or sickle-like dunes in Turkestan).

The contemporaneous river flooded terraces (flood plains), formed of sandy clayey deposits are in the stage of formation.

## ЗМІСТ

- Є. Лавренко і З. Ізвекова. До вивчення ландшафтів і стратиграфії Кардашівського болота в межах низу Дніпра . . . . .
- В. М. Гвоздецький. Двофазне заліснення лісостепової зони Східної Європи . . . . .
- Л. Лепікаш. Фауна четвертинних морських молюсків з палеолітичних стоянок Дніпропетровщини й Чернігівщини . . . . .
- В. Г. Бондарчук. До питання про четвертинні відклади низу р. Прип'яті . . . . .
- М. Бурчак-Абрамович. Копальний байбак — *Marmota bobac Müller* з м. Житомира
- І. Г. Підоплічка. Нові дані про емпедитивність р. Дніпра . . . . .
- Г. І. Молявко. Геоморфологія і четвертинні відклади межиріччя Прип'ять — Десна . . . . .

## SOMMAIRE

- E. M. Lawrenko und Z. T. Iswekova. Zum Studium der Landschaften und der Stratigraphie des Kardaschiner Moores in den Grenzen des Unteren Dniepr . . . . .
- W. M. Gwosdetzky. Zweiphasige Bewaldung der Waldsteppenzone von Osteuropa . . . . .
- L. A. Lepikach. La faune des mollusques marins quaternaires des stations paleolithiques des regions de Dniepropetrovsk et de Tchernigov . . . . .
- V. Bondartchuk. On the Quaternary deposits of the Lower. Pripiat River Basin . . . . .
- M. Burchak-Abramovitch. The Fossil Marmot (*Marmota Bobac Müller*) from the town Zhitomir . . . . .
- I. Pidoplitschka. Neue Tatsachen gegen die empeditive Bedeutung des Flusses Dniepr
- G. Mollavko. Geomorphology and Quaternary Deposits of the Region Pripiat and Desna . . . . .



---

---

**ПРИЙМАННЯ ЗАМОВЛЕНЬ ТА ПЕРЕДПЛАТИ**

на всі видання Академії Наук УСРР провадиться в секторі  
поширення Видавництва Академії Наук УСРР,  
Київ, вул. Чудновського, 2

**ПРОДАЖ ВИДАНЬ**

у науковій книгарні Академії Наук УСРР—Київ, вул. Лєліва, 12  
і по всіх книгарнях Книгокультторгу, Книгоцентру ОГІЗа  
та Книгозбуту ОНТИ

---

---

Друкарня-літографія Академії Наук УСРР у Києві



*Четвертинний період*

**А К А Д Е М І Я Н А У К У Р С Р  
КОМІСІЯ ВИВЧАННЯ ЧЕТВЕРТИННОГО ПЕРІОДУ**

**ACADEMIE DES SCIENCES DE LA RSS D'UKRAINE  
COMMISSION POUR L'ÉTUDE DE LA PÉRIODE QUATERNAIRE**

# **ЧЕТВЕРТИННИЙ ПЕРІОД**

**ВНП. 12**

**За редакцією М. Г. СВІТАЛЬСЬКОГО**

## **LA PÉRIODE QUATERNAIRE**

**FASC. 12**

**Redigé par N. I. SVITALSCI**

**ВИДАВНИЦТВО АКАДЕМІЇ НАУК УРСР  
КНІВ—1937—KIEV**



А К А Д Е М І Я Н А У К У Р С Р  
КОМІСІЯ ВИВЧАННЯ ЧЕТВЕРТИННОГО ПЕРІОДУ

ACADÉMIE DES SCIENCES DE LA RSS D'UKRAÏNE  
COMMISSION POUR L'ÉTUDE DE LA PÉRIODE QUATERNAIRE

---

---

# ЧЕТВЕРТИННИЙ ПЕРІОД

ВИП. 12

За редакцією М. Г. СВИТАЛЬСЬКОГО

---

## LA PÉRIODE QUATERNAIRE

FASC. 12

Rédigé par N. I. SVITALSKI

---

ВИДАВНИЦТВО АКАДЕМІЇ НАУК УРСР  
КИЇВ — 1937 — KIEV

Бібліографічний опис цього видання вміщено в „Літошні українського друку“, „Картичному реєструарі“ та інших публікаціях Української книжкової палати.

Відповід. редактор *М. Г. Світальський*  
Літредактор *Л. Д. Збрата*  
Коректор *Г. А. Йовенко*  
Випусковий *Є. Каганов*

Друкується в розпорядження Академії Наук УРСР

Неодмінний секретар академік *О. В. Палладін*

## Четвертинна серія південно-західної частини Донського льодовикового язика

*Проф. д-р В. І. Крокос*

Багаторічні дослідження четвертинної серії УРСР дали можливість розчленувати її на ряд окремих стратиграфічних горизонтів, які простежуються на обширих площах.

Ще в 1918 р. за допомогою шурфа на правобережному плато річки Айдар (ліва притока Північного Донця) я констатував два яруси лесу, розділені копальним чорноземним ґрунтом [6, с. 3].

В 1927 р. я описав із східної смуги УРСР два шурфи на плато, де було констатовано три яруси лесу, а саме біля с. Гусінки (плато правого берега р. Оскола на NW від м. Куп'янська) [7, с. 162] і біля с. Новий Айдар (плато правого берега р. Айдар на S від м. Старобільська) [7, с. 171—172].

Зустрінуті три яруси лесу слід віднести до бузького, дніпровського і тілігульського ярусів [9, с. 505].

В 1935 р. П. К. Заморій на лівобережному плато р. Айдар, біля с. Караїшнік констатував п'ять ярусів лесу, загальною грубиною 19,3 м. Нижче йшла третинна темнокоричнева з червонуватим відтінком глина [5, с. 50—51]. Лесова серія належить до бузького, удайського, дніпровського, тілігульського і сульського ярусів.

Отже четвертинна серія УРСР, яка складається з лесових ярусів і копальних ґрунтів, простежується до її східних меж.

На сході УРСР межує з Воронежською областю РСФРР і цілком природно постає питання про стратиграфію четвертинної серії даного обширу. Питання набуває ще більшого інтересу тому, що в південно-західній частині Воронежської області проходить південна межа Донського льодовикового язика і з'ясування стратиграфічних взаємовідношень двох великих льодовикових язиків, Донського і Дніпровського, в питання першорядного значення.

Щодо будови четвертинної серії SW частини Воронежської області, то М. М. Васильєвський вказує, що правобережжя Дона між р. Калитва і р. Тиха Сосна складена бурими делювіальними суглинками грубиною 6—10 м, а місцями і до 20 м. Вони вкривають схили до річних долин і частково вододіли. Під бурими суглинками залягають червоні валунні суглинки, а також сірі й жовтуваті-сірі глини з галькою кристалічних порід і валунні піски. Місцями під бурими суглинками лежать червонуваті, грубі суглинки або сірі глини, іноді з галькою кристалічних порід. Часто під бурими суглинками знаходяться безвалунні піски третинного або четвертинного віку [1, с. 26—28].

С. Д. Архангельський, що провадив дослідження на SO від території, досліджуваної М. М. Васильєвським, відзначає, що серед четвертинних відкладів дуже поширена червоно-бура глина, яка містить мергелісти включення. Її грубина збільшується від вододілів униз по схилу. Червоно-бура глина в напрямі догори переходить у суглинки, які іноді наближаються до лесовидних. На пологістих схилах трапляються верстуваті суглинки

з Jamnia, Succinea і Lymnaea [1, с. 66—67]. На доданій до роботи Василь-вського геологічній карті відзначено південну межу морени, яка проходить по лінії Іловське—Ольховатка—Подгорна—Семейки (р. Дон).

На схід від захопленої нашими дослідженнями території, а саме на лівобережжі р. Дона А. А. Дубянський констатував наявність великої й глибокої дольодовикової западини, виповненої флювіогляціальними пісками. Глибина цих пісків сягає місцями до 100 м. В нижній частині флювіогляціальних пісків свердловина біля зал. ст. Абрамовка виявила Paludina diluviana [4, с. 50]. В нижній частині вищевказаних флювіогляціальних пісків на вододілі р. Дон—р. Воронеж і р. Дон—р. Усмань зустрінуті флювіогляціальні піски з валунами карбонатового вапняку, роговику й кварцу, що вкриваються глинами, з яких П. А. Нікітін визначив мікрофлору пліоценового віку. Тому А. А. Дубянський вважає вік низів флювіогляціалу за неогеновий і паралелізує їх з аналогічними пісками Ергеней. Верхню частину флювіогляціальних пісків з валунами кристалічних порід він відносить до міндель-рісу [4, с. 50].

На жаль, автор не вказує відношення неогенового флювіогляціалу до відкладів з Paludina diluviana, а також не подає ніяких матеріалів щодо паралелізації даних утворів з четвертинною серією правобережжя р. Дона.

Цікаві також констатовані А. А. Дубянським серед алювіальних відкладів високих терас вулканічні попели, які були занесені з Кавказа. Вік їх автор попередньо визначає як ріс-вюрм, а деякі відносить до пліоцену [4, с. 50—51].

Але ще в 1901 р. Г. Н. Висоцький описав з Кам'яного Степу (плато лівого берега р. Дона, на SW від зал. ст. Талова) два яруси суглинків, поділених гумусовим горизонтом глибиною біля 1,2 м [2, с. 153—155]. Генезис гумусового горизонту Г. Н. Висоцькому неясний. Але поданий автором детальний опис штучного відслонення не залишає сумніву, що в даному разі маємо копальний чорнозем (з горизонтом давніх кротовин із карбонатним горизонтом).

В 1916 р. К. Д. Глінка в тому ж Кам'яному Степу описав гумусовий горизонт серед безвалунних суглинків, але вважав, що причиною утворення його нерідко в ході землерійв, які набиваються землею, або він утворюється в наслідок діяння ґрунтових вод і являє своєрідний глеевий горизонт чорноземних ґрунтів [3, с. 12—18]. К. Д. Глінка заперечує думку Лісіцина, який уважав, що вкриваючий морену кол. Воронежської губернії лесовидний суглинок поділяється гумусовим горизонтом на дві частини [3, с. 20].

Мої дослідження четвертинної серії Воронежської області охопили південно-західну її діляницю, яка примикає до правого берега р. Дона. Вона починається на південь від вузлової зал. ст. Ліски і обмежена правими притоками Дона, а саме ріками Тиха Сосна на північному заході і Калитва на півдні. Дана діляниця включає зону зледеніння і позальодовикову зону, яка примикає до першої з південного заходу. Слід також відзначити, що поруч з описом природних відслонень я закладав на плато і терасах свердловини й шурфи.

Будову четвертинної серії плато льодовикового району висвітлює свердловина на плато біля х. Щербаково [22 км на SW від зал. ст. Ліски]. Проїдено такі горизонти (рис. 1)<sup>1)</sup>:

- |   |            |
|---|------------|
| 1. Сучасний чорнозем . . . . .  | 0—1.0 м    |
| 2. Темнуватопалевий важкий лесовидний суглинок з вапняними трубочками . . . . . | 1.0—3.65 м |

<sup>1)</sup> На рисунках 1, 2 і 3 окремі горизонти четвертинної серії позначені символами, а саме: В — бузький ярус, UB — удайсько-бузький інтервал, U — удайський ярус, DU — дніпровсько-удайський інтервал, DB — дніпровсько-бузький інтервал, D — дніпровський ярус, M<sub>2</sub> — морена, T<sub>1</sub> — місцева морена, TD — тілігульсько-дніпровський інтервал, T — тілігульський ярус, ST — ьсько-тілігульський інтервал, S — сульський ярус, Tr — третинні піски.

№ 1. Щербаків. Плато  
 № 1. Shcherbakovo. Plateau

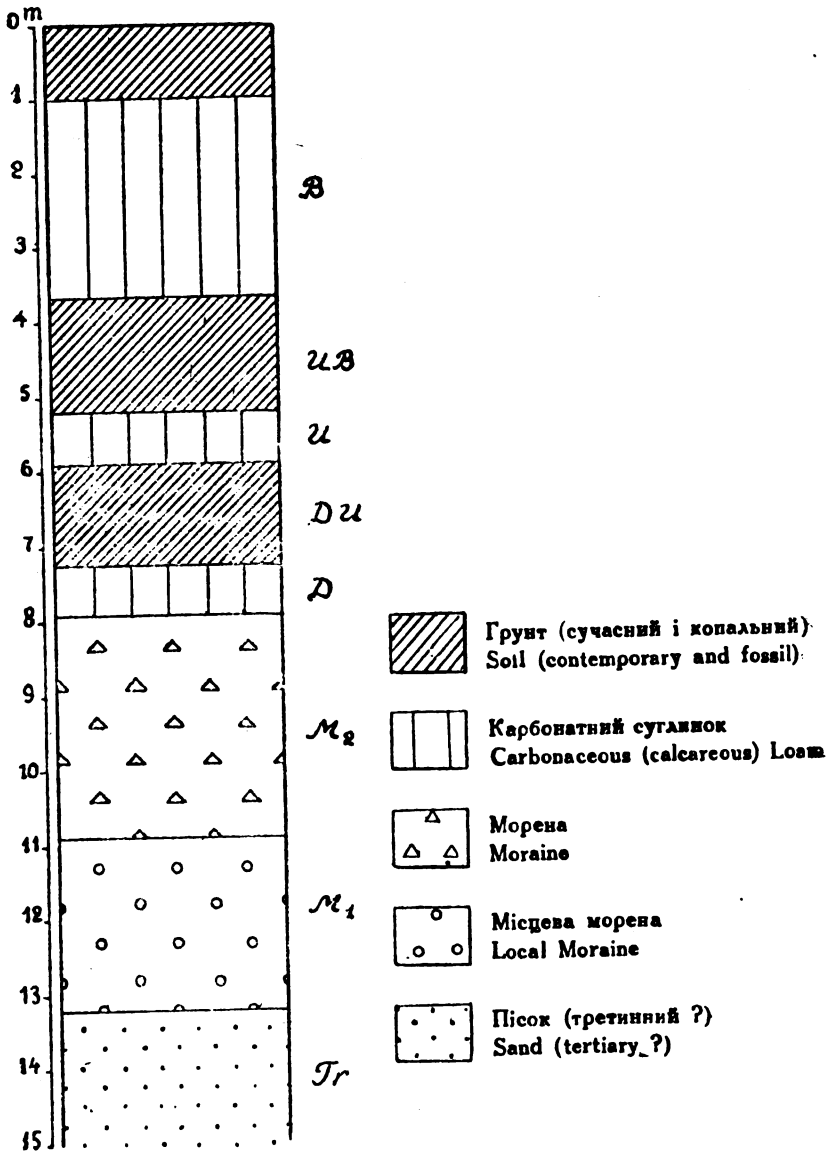


Рис. 1.  
 Fig. 2.

3. Копальний чорнозем . . . . .	3.65—5.20 м
4. Темножовтуватий з частими вапняними трубочками лесовидний суглинок . . . . .	5.20—5.90 м
5. Копальний чорнозем . . . . .	5.90—7.40 м
6. Темножовтуватий з численними вапняними трубочками лесовидний суглинок. Жовта карбонатів . . . . .	7.40—7.95 м
7. Темножовтий піскуватий суглинок з валунчиками кристалічних порід (морена). Вертикальні жили карбонатів . . . . .	7.95—10.90 м
8. Темножовтий з сілою галечок крейди і мергелю суглинок. Рідкі дрібні уламки кристалічних порід (Localmoräne) . . . . .	10.90—13.15 м
9. Ясножовтий з глинистими поверхсточками дрібнозернистий пісок . . . . .	13.15—15.10 м
10. Червоний, злегка глинистий, донизу ясносірий дрібнозернистий пісок . . . . .	15.10—15.60 м

В сусідніх ярах на схилі відслонюються крейда і крейдовий мергель (Сг<sub>2</sub>).

В даному розрізі констатується морена донського зледеніння, надморенна серія і підстилаючі морену породи.

Морена донського зледеніння (горизонти № 7 і № 8) складена двома горизонтами: верхнім і нижнім. Верхній горизонт (№ 7), суглинок з валунчиками кристалічних порід, являє звичайну морену. Нижній горизонт (№ 8) переповнений галечкою крейди й мергелю. Оскільки в склад геологічних нашарувань даного району входить верхня крейда, яка відслонюється в урвищах правого берега Дона і в нижніх частинах схилів прорізаючих плато балок, присутність у горизонті № 8 масових скупчень галечок крейди й мергелю пояснюється тим, що льодовик, рухаючись у південному напрямкові, руйнував поверхню верхньої крейди і включав у себе її уламки. Тобто даний горизонт морени слід розглядати як місцеву морену. Під мореною йдуть, очевидно, третинні піски.

Над мореною знаходиться суглиниста серія, яка двома горизонтами копального чорнозему поділяється на три яруси, з яких третій безпосередньо вкриває морену. В цьому відношенні маємо цілковиту аналогію з надморенною серією Дніпровського льодовикового язика, яка складена трьома ярусами лесу [8, с. 5]. Тому суглинисту триярусну надморенну серію Донського льодовикового язика можна паралелізувати з бузьким, удайським ярусами лесу і надморенною частиною дніпровського ярусу.

Цікаво відзначити, що глибина першого (бузького) ярусу лесовидного суглинку дорівнює 3.65 м і досить добре збігається з глибиною бузького лесу в УРСР, де вона сягає в середньому 3.01 м. [7, с. 182]. Глибина другого (удайського) ярусу лесовидного суглинку доходить до 2.25 м, тобто перший ярус трохи грубший за другий. Таке ж констатується і для лесів бузького и удайського ярусів УРСР.

Перший згори копальний ґрунт відповідає удайсько-бузькому, а другий—дніпровсько-удайському інтервалові [9, с. 505]. Гумусовий горизонт обох копальних ґрунтів складається з двох підгоризонтів: верхнього і нижнього. Верхній підгоризонт однорідно забарвлений гумусом, а гумусове забарвлення нижнього поступово слабшає в напрямі до материнської породи. Ці ознаки характерні для чорноземних ґрунтів, за які й слід визнати дані об'єкти.

Чорноземний характер копальних ґрунтів стверджується також даними хемічного аналізу другого (дніпровсько-удайського) ґрунту. Його верхня частина містить 0,81% гумусу, 0,034% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, 0,061% N і 12,22% CaCO<sub>3</sub>. Нижня частина гумусового горизонту містить 0,76% гумусу, 0,039% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, 0,06% N і 22,63% CaCO<sub>3</sub>. Нарешті, в підстилаючій материнській породі маємо: 0,54% гумусу, 0,05% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, 0,050% N і 24,73% CaCO<sub>3</sub>. Отже гумусові чорноземні горизонти в порівненні з материнською породою визначаються більшим процентом гумуса, N і P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Навпаки, вміст карбонатів збільшується в напрямі до материнської породи. Верхні горизонти материнської породи явля-



ють справжній карбонатний горизонт чорнозему. Отже хемічні дані також стверджують наявність чорноземного ґрунту.

Надморенна триярусна лесовидна суглинкиста серія була констатована у відслоненні верхньої частини схилу балки с. Ковалев біля зал. ст. Пухова (14 км на SW від зал. ст. Ліски), де спостерігається:

1. Сучасний чорнозем . . . . .	0—0,75 м
2. Палевий з вапняними трубочками лесовидний суглинок. Уши- зу набирає сіруватого відтінку і містить жовна вапна . . . . .	0,75—3,15 м
3. Коричневий гумусовий суглинок з вапняними трубочками (ко- пальний чорнозем) . . . . .	3,15—3,58 м
4. Темнуватопалевий лесовидний суглинок з вапняними трубоч- ками і жовнами карбонатів . . . . .	3,58—4,23 м
5. Копальний чорнозем . . . . .	4,23—5,18 м
6. Білдокоричневий з рідкими вапняними трубочками суглинок. Видно . . . . .	5,18—5,68 м

У даному разі маємо суглинки бузького (№ 1 і 2), удайського (№ 4) і дніпровського (№ 6) (верхня частина) ярусів. Перший копальний ґрунт належить до удайсько-бузького, а другий — до дніпровсько-удайського ін-тервалу.

Обидва копальні ґрунти, як видно у відслонення, стелються по схилу, окреслюючи давній рельєф. Таким чином сучасний рельєф збігається з давнім. Цей висновок стверджується також тим, що морена знижується у верхів'ях балок і теж окреслює давній рельєф.

Цікаво, що, як і в районі Дніпровського льодовикового язика, лесовидний суглинок удайського ярусу іноді випадає з профілю і на суглинок дніпровського ярусу безпосередньо налягає суглинок ярусу бузького.

Підморенна серія льодовикового району спостерігається в селі Крива Поляна (45 км на SW від зал. ст. Ліски). Тут у середній частині схилу відсло-нюються:

1. Піскуватий суглинок з рідкими уламочками ортоклаву. По поверхні розвидані валуни червоноуватого пісковикку й гравіту . . . . .	0— 0,95 м
2. Коричневий піскуватий суглинок. Вгорі з жовнами вапна. Га- лечка крейдового мергелю . . . . .	0,95— 3,45 м
3. Ясносірий пісок з рідкою галечкою кварцу і пісковикку . . . . .	3,45— 4,25 м
4. Червоно-бурий щільний піскуватий суглинок. Жовна вапна . . . переходить у	4,25— 7,25 м
5. Жовтуватий з червоно-бурими жилами й плямами глинистий пісок. Нижче — жовтий пісок . . . . .	7,25—10,25 м

В даному відслоненні морена, як і біля Щербаково, складена двома гори-зонтами: верхнім — звичайним і нижнім, що являє місцеву морену.

Під мореною знаходиться сірий з рідкою галечкою кварцу й пісковикку пісок, який слід розглядати як флювіогляціальні відклади доби наступу донського зледеніння.

Взагалі для дослідженої ділянки констатується слабкий розвиток флювіо-гляціальних відкладів на плато і у верхніх частинах схилів. Це, очевидно, слід пояснити тим, що дольодовиковий рельєф був досить розчленований і талі льодовикові води збігали по долинах на південь.

Порівнюючи підморенну четвертинну серію Донського язика з такою ж Дніпровською, слід відзначити, що перша виявлена значно простіше. Під-моренна серія Дніпровського льодовикового язика репрезентована ярусною суглинистою серією з стратиграфічними горизонтами копальних ґрунтів [7, с. 192, 195, 199]. В донському ж районі присутні тільки флювіогляціальні відклади того ж зледеніння.

Будова четвертинної серії плато позальодовикового району висвітлюється свердловинами біля с. с. Іващенко, Луценково і Копанки.

Плато с. Іващенко міститься 57 км на SW від зал. ст. Ліски. Свердловина пройшла такі породи (рис. 2).

- |   |              |
|---|--------------|
| 1. Сучасний чорвоzem . . . . .  | 0— 0,85 м    |
| 2. Темнуватопалеий лесовидний суглинок з вапняними трубочками. Тверді вапняні конкреції до 2 см діаметром . . . . . | 0,85— 2,45 м |
| 3. Сірувато-коричневий гумусовий карбонатний суглинок. Рідкі вапняні трубочки . . . . .                             | 2,45— 3,85 м |
| 4. Сірувато-коричневий безкарбонатний гумусовий суглинок . . . . .  | 3,85— 4,30 м |

№ 2. Іващенко. Плато  
№ 2. Ivashchenko. Plateau

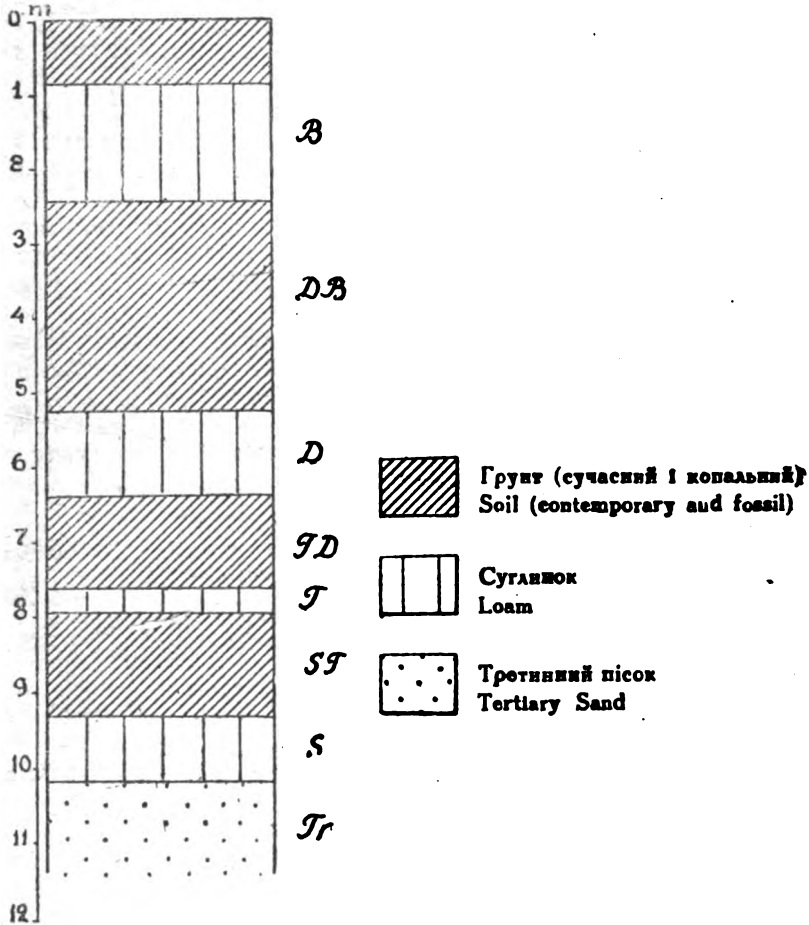


Рис. 2.  
Fig. 2.

- |  |              |
|--|--------------|
| 5. Блідосірувато-коричневий карбонатний гумусовий суглинок. Довнизу гумусове забарвлення поступово слабшає. Вапняні трубочки . . . . . | 4,30— 5,20 м |
| 6. Темнуватопалеий з коричневим відтінком карбонатний суглинок. Конкреції вапна . . . . .  | 5,20— 6,35 м |
| 7. Темносіро-коричневий, гумусовий безкарбонатний суглинок. Довнизу гумусове забарвлення блідшає . . . . .                             | 6,35— 7,55 м |
| 8. Темножовтуватий з буруватим відтінком безкарбонатний суглинок . . . . .   | 7,55— 7,85 м |

9. Темножовтий з сіруватим відтінком гумусовий безкарбонатний суглинок. Давня кротовина. Довнизу гумусове забарвлення поступово блідшає . . . . .	7,85— 9,20 м
10. Жовтувато-палевий безкарбонатний суглинок. Довнизу стає піскуватим . . . . .	9,20—10,15 м
11. Блідосізуватий з вохряними й іржавими жилами глинистий пісок . . . . .	10,15—11,05 м

У даному разі маємо чотири яруси четвертинних суглинків. Перший ярус, глибиною 2,45 м, є аналог бузького ярусу. Другий ярус (№№ 3, 4, 5, 6) має значно більшу глибину (3,90 м). На ньому сформувався надгрубий чорнозем (2,75 м глибини). На основі цього даний ярус слід паралелізувати з дніпровським. Третій ярус (№№ 7, 8) глибиною 1,30 м є аналог тілігульського ярусу. На ньому сформований грубий чорнозем (глибина 1,20 м) яруси № 9 і 10, загальною глибиною 2,30 м, можна віднести до сульського ярусу. На ньому сформований грубий чорнозем (глибина 1,35 м). З глибини 10,15 м, можливо, починаються третинні піски.

Село Луценково розташовано 70 км на SW від зал. ст. Ліски. Свердловина на плато виявила:

1. Сучасний чорнозем . . . . .	0— 0,85 м
2. Палевий з вапняними трубочками лесовидний суглинок . . . . .	0,85— 3,85 м
3. Сіруватий з палевим відтінком гумусовий карбонатний суглинок . . . . .	3,85— 4,20 м
4. Палевий з сіруватим відтінком карбонатний суглинок . . . . .	4,20— 4,30 м
5. Сірий з коричневим відтінком і вапняними трубочками гумусовий суглинок. Внизу жовна вапна діаметром до 2 см. З глибини 8,00 м гумусове забарвлення поступово слабшає. Внизу — жовна вапна . . . . .	4,30— 8,80 м
6. Темнопалевий лесовидний карбонатний суглинок. Жовна карбонатів . . . . .	8,80—10,75 м
7. Сірий з коричневим відтінком гумусовий карбонатний суглинок. Довнизу гумусове забарвлення слабшає . . . . .	10,75—11,65 м
8. Білдокоричневий карбонатний лесовидний суглинок . . . . .	11,65—14,00 м

Свердловиною розкрито чотири яруси лесовидних суглинків. Перший, бузький, ярус має 3,85 м глибини, другий (№№ 3 і 4) сягає тільки 0,45 м і на ньому сформований малогрубий чорнозем удайсько-бузького інтервалу. За цими ознаками його слід залічити до удайського ярусу. Глибина третього дніпровського ярусу сягає 6,45 м. На ньому сформований надгрубий чорнозем дніпровсько-удайського інтервалу. Четвертий ярус слід паралелізувати з тілігульським. Розкрито тільки його верхня частина. На ньому сформувався копальний чорнозем тілігульсько-дніпровського інтервалу.

В шурфі на плато 12 км на SW від с. Ольховатка (р. Калитва) зустрінуто (рис. 3).

1. Сучасний чорнозем . . . . .	0—0,70 м
2. Олігово-жовтуватий важкий карбонатний суглинок . . . . .	0,70—2,10 м
3. Блідосіруватий (гумусовий) з жовто-бурим відтінком лесовидний карбонатний суглинок . . . . .	2,10—3,08 м
4. Темнуватопалевий карбонатний лесовидний суглинок . . . . .	3,08—3,55 м
5. Блідосірий гумусовий карбонатний лесовидний суглинок . . . . .	3,55—4,50 м
6. Темнуватопалевий з легким буруватим відтінком карбонатний лесовидний суглинок. Нижні 30—40 см піскуваті. Нижня поверхня нерівна і у вигляді широких кіпсень заходить у нижній горизонт . . . . .	4,50—7,05 м
7. Червоуватий глинистий пісок з вертикальними жилами стверділх карбонатів . . . . .	7,05— 8,00 м

Шурф розкрив три яруси карбонатних суглинків, які слід віднести до ярусів бузького, удайського і верхньої частини дніпровського. Перший копальний ґрунт (№ 3), глибиною 0,98 м, належить до удайсько-бузького інтервалу,

а другий (№ 5, глибиною 0,95 м) відповідає дніпровсько-удайському інтервалові.

Вік глинистих пісків, що підстиляють суглинисту серію, неясний. Не виключена можливість, що вони являють перевідкладені третинні піски.

Нарешті, свердловина на плато, 20 км на SW від с. Ольховатка, на вододілі рр. Калитва — Айдар виявила:

- |  |              |
|--|--------------|
| 1. Сучасний чорнозем . . . . .   | 0— 0,72 м    |
| 2. Темнуватопалевий в буруватим відтінком карбонатний лесовидний суглинок . . . . .                                    | 0,72— 2,95 м |
| 3. Сіруватий гумусовий карбонатний суглинок . . . . .  | 2,95— 3,60 м |
| 4. Темнуватопалевий у нижній частині яскоричневий карбонатний лесовидний суглинок. Рідкі дрібні зерна кварцу . . . . . | 3,60— 6,52 м |

№ 3. 12 км на SW від с. Ольховатки.  
Плато

№ 3. 12 km SW of the vil. Olkhovatka.  
Plateau

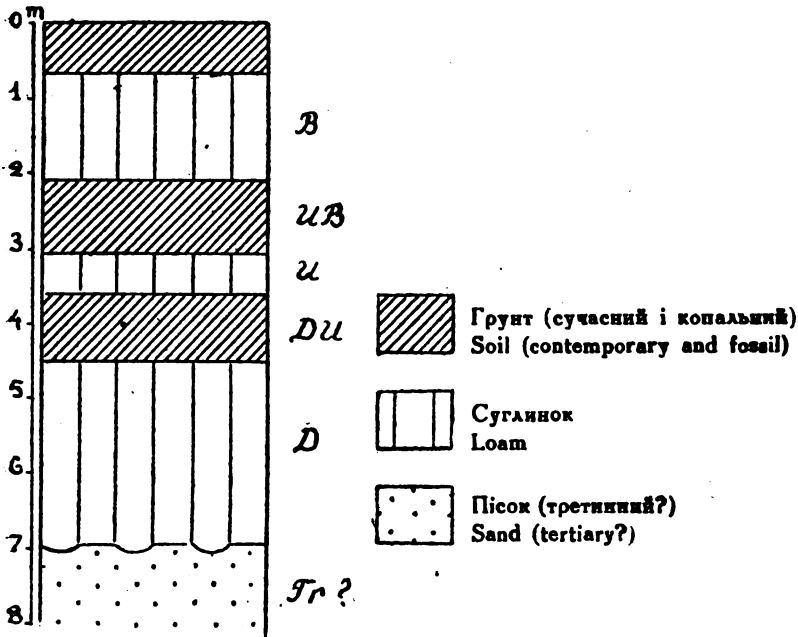


Рис. 3.  
Fig. 3.

- |  |              |
|--|--------------|
| 5. Сіруватий з коричневим відтінком гумусовий карбонатний лесовидний суглинок. Донизу гумусове забарвлення поступово блідшає . . . . . | 6,52— 8,64 м |
| 6. Коричневий в буруватим відтінком карбонатний лесовидний суглинок . . . . .  | 8,64—12,00 м |

Свердловина пройшла три яруси. Перший з них, глибиною 2,95 м, належить до бузького ярусу. Другий визначається більшою проти першого піскуватістю і більшою глибиною. Тому його слід віднести до дніпровського ярусу. Третій ярус, у якому пройдено 5,48 м, належить до тілігульського ярусу.

Перший копальний ґрунт (№ 3) глибиною 0,65 м являє чорнозем дніпровсько-бузького інтервалу. Другий копальний ґрунт (№ 5), виявлений надглубим чорноземом (глибина 2,12 м), належить до тілігульсько-дніпровського інтервалу.

Отже в позальодовиковому районі також розвинена ярусна суглиниста серія, серед якої можна виділити аналогів бузького, удайського, дніпровського, тілігульського і, можливо, сульського ярусів.

На схилах спостерігаються делювіальні лесовидні суглинки з гострокутними уламками крейдових порід (напр., с. Лиски, правий берег Дона, Ольховатка на р. Калитва), буруваті суглинки і продукти звітрення крейдових мергелів.

По річці Калитві, між с. Шелякіно і с. Ольховатка, тераси розвинені переважно на правому березі, тоді як уздовж лівого берега спостерігаються тільки їх незначні уривки. Констатовано три надлукові тераси.

Уривок першої тераси спостерігається на лівому березі в с. Шелякіно, де вона безпосередньо підходить до річки. В береговому урвищі видно:

1. Сучасний ґрунт і ясносірий з вохристими плямами пісок . . . . .	0—1,05 м
2. Ясносірий дрібнозернистий пісок з рідкими Succinea . . . . .	1,05—1,50 м
3. Білдосіруватий дрібнозернистий зцементований вапном пісок з Succinea, Planorbis, Bathyomphalus, Pisidium . . . . .	1,50—1,90 м
4. Ясносірий дрібнозернистий пісок . . . . .	1,90—3,20 м
5. Оспища. До води . . . . .	3,20—4,30 м

Метрів 200 вниз за течією в півніжні схилу було знайдено уламок нижньої щелепи *Elephas primigenius*, який, очевидно, був вимитий з нижньої частини річних відкладів. Тому можна зробити висновок, що алювіальні відклади нагромаджувались у бузькому віці, коли ще жив *Elephas primigenius*, а вирізування терасового уступу, тобто, власне, утворення тераси, припадає на початок післябузького часу. Поверхня тераси ближче до мосту вкрита переробленими вітром пісками. Ця тераса на 8—9 м підіймається над рівнем річки.

Перша надлукова тераса спостерігається також і на протилежному, правому березі р. Калитви, проти с. Шелякіно, де вона підіймається на 6—8 м над рівнем річки. Свердловина на цій терасі виявила:

1. Сучасний ґрунт . . . . .	0—0,65 м
2. Темнуватопалевий з сіруватим відтінком суглинок . . . . .	0,65—2,10 м
3. Біла з сіруватим відтінком мергелиста, вгорі з темножовтуватими плямочками глина . . . . .	2,10—2,65 м

У даному разі маємо річно-озерні відклади.

Над цією терасою підіймається друга надлукова правобережна тераса. Її висота над рівнем річки сягає 15 м. Свердловина виявила такі горизонти:

1. Сучасний чорнозем . . . . .	0—1,00 м
2. Палевий лесовидний карбонатний суглинок . . . . .	1,00—3,00 м
3. Білдосіруватий карбонатний суглинок з уламочками прісноводних молюсків . . . . .	3,00—6,30 м

Горизонти № 1—2 належать до бузького ярусу. Нижче, з глибини 3,00 м, йдуть алювіальні відклади. Останні належать до удайсько-бузького інтервалу, а вирізування терасового уступу мало місце на початку бузького часу.

Третя надлукова тераса р. Калитви зустрінута у вигляді уривка вздовж лівого берега 4 км на захід від с. Ольховатки. В глинищі біля дороги спостерігається:

1. Сучасний чорнозем . . . . .	0—0,75 м
2. Палевий, донизу яснопалевий карбонатний лесовидний суглинок з рідкими жилами гіпсу . . . . .	0,75—2,20 м
3. Палевий з рідкою галечкою крейдового мергелю, вгорі дуже мергелистий лесовидний суглинок . . . . .	2,20—3,45 м
4. Білдосіруватий гумусовий пористий суглинок з вертикальними жилами. Донизу гумусове забарвлення поступово блідшає (копальний чорнозем) . . . . .	3,45—4,35 м
5. Палевий лесовидний карбонатний суглинок з давніми кротовинами. Видно . . . . .	4,35—5,15 м

Дана тераса вкрита не менш як двома ярусами лесовидних суглинків. Верхній ярус (бузький) містить рідку гальку крейдового мергелю, що вказує на його часткове делювіальне походження. Нижній ярус виявлений лесовидним суглинком. Його вік неясний (удайський?). Копальний ґрунт, що розділяє обидва яруси, являє чорнозем, під гумусовим горизонтом якого зберігся горизонт давніх кротовин.

Нижче (стор. 93) подаємо таблицю, де зазначена глибина окремих горизонтів четвертинної серії дослідженого району.

Механічний склад карбонатних суглинків Донського льодовикового язика ілюструє табл. 2.

Таблиця 2

Місцезнаходження	1—0.25 мм	0.25—0.05 мм	0.05—0.01 мм	0.01— 0.005 мм	0.005— 0.001 мм	0.001 мм
Щербаково. Надморенна частина дніпровського ярусу . . .	10.54	33.37	11.81	13.98	3.76	26.24
Лисичанка. Удайський ярус . . .	0.14	4.86	9.72	29.00	7.86	48.42
Пухово. Бузький ярус . . . . .	0.46	7.29	22.66	29.94	7.27	32.28
Ольховатка. Бузький ярус . . .	0.62	7.02	4.91	30.32	1.48	55.65

З таблиці видно, що дніпровський ярус карбонатних суглинків найбільш піскуватий. Він містить 55.72% часточок більших за 0.01 мм, з них 10.54% виявлені фракцією 1—0.25 мм. На часточки менші за 0.01 мм припадає 44.28%. Суглинок бузького ярусу більш глинистий. В північному районі (Пухово) він складається з 30.41% часточок більших за 0.01 мм і 69.59% менших за 0.01 мм. В південному районі наших робіт (Ольховатка) він стає ще більш глинистим, а саме містить 12.55% часточок більших і 87.45% менших за 0.01 мм. Цікаво відзначити, що в обох випадках процент часточок фракції 1—0.25 мм надзвичайно малий (від 0.46% до 0.62%).

Суглинок удайського ярусу (Лисичанка) механічним складом наближається до бузького ярусу. Він містить 14.72% часточок більших і 85.28% менших за 0.01 мм.

Н. М. Федорова дослідила мінеральний склад деяких зразків четвертинних суглинків льодовикового і позальодовикового районів. Нижче ми скорочено подаємо наслідки проведеної нею роботи.

У склад легких мінералів <sup>1)</sup> входить: кварц, каолінові агрегати, кальцит, серицит, польові шпати, мусковіт, флогопіт, глауковіт, доломіт, опал і хацедон. Зустрінуті також і рудні мінерали, але їх присутність пояснюється тим, що вони або з'єднані з часточками легких мінералів, або знаходяться на поверхні останніх у вигляді оболонки.

Основна маса породи складена легкими мінералами. Кількість важких дуже незначна.

Серед легких мінералів перше місце займає кварц, на другому місці стоять каолінові агрегати і далі — кальцит. В незначній кількості трапляються серицит, польові скалинці і рудні мінерали.

Найбільш поширений мінерал кварц входить до складу всіх фракцій. Значна частина породи складена глинистою фракцією. Кількість кварцу в цій фракції хитається в значних межах — від 6% до 55%.

<sup>1)</sup> Розподіл мінералів на легкі й важкі проведено за допомогою рідини Туле (питома вага біля 3). Відношення між легкою і важкою частинами дорівнює в середньому 200:1 (за вагою).

Таблиця 1

Грубізна (в метрах) окремих горизонтів четвертинної серії SW частини дольського льодовикового янкіа

Місцезнаходження	Буцький ярус	Уайсько-буцький інтервал	Уайський ярус	Дніпровсько-Уайський інтервал	Дніпровський ярус (надморська частина)	Морена звичайна	Морена місцева	Фавіо-гліціа	Дніпровський ярус позаводняково-го району	Тігульсько-дніпровський інтервал	Тігульський ярус	Суцько-тігульський інтервал	Суцький ярус
Щербаково. Плато . . . . .	3.65	1.55	2.25	1.50	2.05	2.95	2.25	—	—	—	—	—	—
Пухово. Схил . . . . .	3.15	0.43	1.18	0.95	0.50	—	—	—	—	—	—	—	—
Крива Поляна. Схил . . . . .	—	—	—	—	—	0.95	2.50	0.80	—	—	—	—	—
Іваденково. Плато . . . . .	2.45	—	—	2.75	—	—	—	—	3.90	1.20	1.50	1.35	2.30
Луденково. Плато . . . . .	3.85	0.35	0.45	4.50	—	—	—	—	6.45	0.90	3.25	—	—
12 км на SW від Ольховатки. Плато . . . . .	2.10	0.98	1.45	0.95	—	—	—	—	2.55	—	—	—	—
20 км на SW від Ольховатки. Плато . . . . .	2.95	—	—	0.65	—	—	—	—	3.57	2.12	5.48	—	—
Шелякино. Перша наддукова тераса лівого берега р. Калитви . . . . .	4.30	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Шелякино. Друга наддукова тераса правого берега р. Калитви . . . . .	3.00	3.30	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
На захід від с. Ольховатки. Третя наддукова тераса лівого берега Калитви . . . . .	3.45	0.90	> 0.80	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Фракції<sup>1)</sup> I, II і III багаті на кварц, процент якого доходить до 80% і навіть до 97%. Збагачення цих фракцій кальцитом іде коштом зменшення процента кварцу (до 45—55%).

В IV, V і VI фракціях переважають каолінітові агрегати, процент яких хитається від 34 до 80, але місцями знижується до 2—7% і навіть до 0.

Процент рудних мінералів незначний — від 1 до 8%. Тільки в копальному ґрунті тілігульсько-дніпровського інтервалу (вододіл Калитва — Айдар) він збільшується до 15—40%.

Польові шпати присутні в незначній кількості. Їх процент хитається від 0 до 20.

Серіцит констатовано лише в глинистій фракції в кількості 4—15%.

Біотит (флогопіт) і мусковіт зустрінуті в однакових випадках і то тільки у вигляді слідів.

Також дуже рідко і в незначній кількості трапляється глауконіт.

Важка фракція входить у склад породи в незначній кількості. Перше місце в цій фракції займають рудні мінерали. Вони виявлені лімонітом, магнетитом і рідко піритом і трапляються в усіх горизонтах. Кількість їх хитається від 30 до 88%.

Серед нерудних мінералів найбільш поширена асоціація дистен-ставроліт-силіманіт, а також: циркон, гранат, рутил, рогова обманка, турмалін і епідотова група. Рідше трапляються сфен, цюїзит, кліноцюїзит, корунд і дуже рідко хлорит, тремоліт, апатит і атаназ.

Мінералогічним складом морена не відрізняється від суглинків, що вказує на їх певний зв'язок.

Л. А. Лепікаш у 1934 р. опублікував цікаві дані щодо мінералогічного складу морени і лесових ярусів УРСР [10].

Порівнення даних щодо мінералогічного складу четвертинної серії УРСР і дослідженої нами території виявляє, що легка фракція обох районів характеризується наявністю кварцу і польових шпатів. Але Донський язик містить меншу кількість мусковіту й глауконіту [10, с. 135]. Цікаво відзначити присутність в Донському язичку, правда, у вигляді слідів, флогопіту, який відсутній в УРСР.

Важка фракція обох районів владеніння містить рудні мінерали, гранат, рогову обманку, ставроліт, циркон, дистен, силіманіт, рутил, епідот і турмалін.

Але в Дніпровському язичку є титаніт, якого не констатовано на Дону. З другого боку, на Дону зустрінуті епідот, цюїзит, кліноцюїзит, сфен, корунд, хлорит, апатит, атаназ і тремоліт, не вказані з території Дніпровського язика.

Серед спільних обом районам мінералів перше місце займають рудні мінерали, які присутні в кількості 50 і більше процентів.

Інші мінерали Дніпровського язика щодо кількості розподіляються в такому порядку: гранат, циркон, рутил, епідот, рогова обманка. В значно меншій кількості трапляється дистен, ставроліт, силіманіт і ще менше — турмалін і титаніт [10, с. 138].

В Донському язичку ставроліт, силіманіт, дистен виявлені більше, але гранат трапляється в меншій кількості.

Отже вивчення стратиграфії четвертинної серії Донського язика в порівненні її з аналогічними утворами УРСР приводить до таких висновків:

№ фракції	фракція складається з часточок від	1 мм до	0.25 мм
I	"	0.25	мм до 0.05 мм
II	"	0.05	мм до 0.01 мм
III	"	0.01	мм до 0.005 мм
IV	"	0.005	мм до 0.001 мм
V	"	0.001	мм
VI	"	"	"



Імовірна морфологічна структурна таблиця четвертинної серії

УРСР		Воронежка область РСФРР (SW частина Донського льодовикового язика)		БРСР	Центральна частина РСФРР	Басейн р. Ку-бані	Швейцарія (Р. Беск.)
Льодовиковий район	Позаводовиковий район	Льодовиковий район	Позаводовиковий район				
Бузький ярус лесу	Карбонатний суглинок бузького ярусу	Карбонатний суглинок бузького ярусу	Карбонатний суглинок бузького ярусу		Верхня морена Верхнього Дніпра	Верхній горизонт лесових порід	Мурі-цюрік Шпігер-коляванія Бюрм (Кільванген-Гуртен)
Удайський ярус лесу	Карбонатний суглинок удайського ярусу	Карбонатний суглинок удайського ярусу	Карбонатний суглинок удайського ярусу				Останній інтер-глядія
Дніпровсько-удайський інтервал (копальний ґрунт)		Дніпровсько-удайський інтервал (копальний ґрунт)		Торфовики з Вга-сеня ругрега	Торфовища Миколіна, Потмихи, Студеного Яру	Копальний ґрунт	
Надморена частина дніпровського ярусу лесу	Карбонатний суглинок, еквівалентні надморенні частини дніпровського ярусу лесу	Карбонатний суглинок дніпровського ярусу	Карбонатний суглинок дніпровського ярусу	Верхня морена південної БРСР	Верхня морена Ліхвіна	Лесові породи	Ріс. Велике зледеніння
Морена дніпровського зледеніння	Морена донського зледеніння	Морена донського зледеніння	Морена донського зледеніння				
Надморена частина дніпровського ярусу лесу	?	?	?				
?	Орельсько-дніпровський інтервал (копальний ґрунт)	Тімігульсько-дніпровський інтервал (копальний ґрунт)	Тімігульсько-дніпровський інтервал (копальний ґрунт)	Торфовики	Копальний ґрунт і озерні відклади Ліхвіна	Копальний ґрунт	Нижня морена Штокторна Інтергладіял. Утворення слабовікового вугілля.
?	Орельський ярус лесу	Не констатовано	Не констатовано	Нижня морена БРСР	Нижня морена Ліхвіна	Лесові породи	Гляц.-зледеніння.
Тімігульсько-орельський інтервал (копальний ґрунт)	Тімігульський ярус лесу	Суглинок тімігульського ярусу	Суглинок тімігульського ярусу				Інтергладіял високих терас
Тімігульський ярус лесу	Сувальсько-тімігульський інтервал (копальний ґрунт)	Сувальсько-тімігульський інтервал (копальний ґрунт)	Сувальсько-тімігульський інтервал (копальний ґрунт)			Копальний ґрунт	
Сувальський ярус лесу	Сувальський ярус лесу	Суглинок сувальського ярусу	Суглинок сувальського ярусу			Лес (станція Мірське)	Кандер-зледеніння

1. На території Донського льодовикового язика розвинена ярусна серія четвертинних відкладів, окремі горизонти яких можна синхронізувати з аналогічною серією УРСР.

2. Морена донського зледеніння складається з двох горизонтів: верхнього і нижнього. У верхньому горизонті панують валуни кристалічних порід. Нижній містить численні валунишки крейдяного мергеля, являючи таким чином місцеву морену.

3. Морена донського зледеніння вкрита трьома ярусами карбонатних суглинків, поділених двома горизонтами копальних ґрунтів. Ці три яруси суглинків можна паралелізувати з трьома ярусами лесу (бузький, удайський і надморенна частина дніпровського), що вкривають морену дніпровського зледеніння. Аналогічний склад надморенної серії в обох випадках свідчить про однаковий вік морен дніпровського і донського зледеніння.

4. Південно-східна закраїна Донського льодовикового язика характеризується слабим розвитком грубозернистих флювіогляціальних відкладів на плато і у верхніх частинах схилів. Очевидно, вже в льодовикову добу досліджена територія була добре дренована ерозійними жолобами, по яких збігали льодовикові води.

5. Під мореною донського зледеніння не констатовано горизонтів, еквівалентних підморенній лесовій серії УРСР.

6. Суглиниста четвертинна серія позальодовикового району Донського язика складена ярусними карбонатними суглинками, які можна паралелізувати з бузьким, удайським, дніпровським, тілігульським і, можливо, сульським ярусом лесу УРСР.

7. Копальні ґрунти, що розчленовують суглинисту серію на яруси, являють чорноземи, що формувалися під час удайсько-бузького, дніпровсько-удайського, тілігульсько-дніпровського і, можливо, сульсько-тілігульського інтервалів.

8. Найбільш легкий механічний склад має суглинок дніпровського ярусу, зв'язаний з донською мережею. Суглинки бузького і удайського ярусів визначаються значною глинястістю (важкі суглинки).

9. Мінералогічний склад морени донського зледеніння аналогічний мінералогічному складові карбонатних суглинків льодовикового і позальодовикового районів, що свідчить про однаковий матеріал, з яких вони утворились.

10. Четвертинна серія Донського льодовикового язика в порівненні з породами Дніпровського язика характеризується різноманітнішим мінералогічним складом.

Вище (стр. 25) подається ймовірна порівняльна стратиграфічна таблиця четвертинної серії SW частини Донського льодовикового язика, УРСР, БРСР, центральної частини РСФФР, басейну р. Кубані і Швейцарії.

#### ЛІТЕРАТУРА

1. Васильевский М. М. и Архангельский С. Д. Общая геологическая карта европейской части СССР, Лист 60-й, Восточная половина, Тр. Всесоюз. геол.-развед. объедин. НКТП СССР, в. 320, с. 1—71, Ленинград, 1934.

2. Высоцкий Г. Н. Степной иллювий и структура степных почв. Почвоведение, т. III, № 2, с. 137—156, № 3, с. 237—252, Москва, 1901.

3. Глинка К. Д. Глубокопочвенные гумусовые образования и их генезис, Почвоведение, т. XVIII, № 2, с. 1—21, Москва, 1916.

4. Дубянский А. А. Итоги изучения геологии Воронежской и Курской областей за 10 лет (1924—1934 гг.). Зап. Воронеж. с.-х. ин-та, т. I (XVI), с. 32—71. Изд. „Коммуна“, Воронеж, 1935.

5. Заморій П. К. Четвертинні поклади північно-східної частини УРСР, Четв. період, в. 9, с. 37—88, Київ, 1935.

6. Крокос В. И. Некоторые данные по геологическому строению террас южнорусских рек, Зап. Новорос. о-ва естествоиспыт., т. 42, с. 7—12, Одесса, 1918.

7. Крокос В. И. Материалы для характеристики четвертичных отложений восточной и южной Украины, Материалы дослідження ґрунтів України, в. 5, с. 1—326, Харків, 1927.
8. Крокос В. И. Некоторые вопросы четвертичной геологии Украины, Известия Главного геолого-развед. управ., т. 49, № 1, с. 1—8, Ленинград 1930.
9. Крокос В. И. К вопросу о номенклатуре четвертичных отложений Украины, Доклады Акад. Наук СССР, т. II, № 8, с. 500—506, Ленинград, 1934.
10. Лепникаш Л. А. К минералогии лессовых образований Украины, Тр. Ком. по изуч. четверт. периода, т. IV, в. 1, с. 131—144, Ленинград, 1934.

## Четвертичная серия юго-западной части Донского ледникового языка в пределах Воронежской области

Проф. д-р В. И. Крокос

### РЕЗЮМЕ

Многолетние исследования четвертичной серии УССР дали возможность разчленить ее на ряд отдельных стратиграфических горизонтов, которые прослеживаются на обширных площадях.

В 1918 году при помощи шурфа на плато правого берега р. Айдара к югу от г. Старобельска я констатировал два яруса лесса, разделенные ископаемым черноземом [6, с. 3].

В 1927 году я описал из восточной части УССР два шурфа, констатировавшие три яруса лесса [7, с. 62, 171—172]. Встреченные ярусы лесса следует отнести к бугскому, днепровскому и тилигульскому ярусам [8, с. 505].

В 1935 году П. К. Загорий на плато левого берега р. Айдар констатировал 5 ярусов лесса, общей мощностью 19,3 м. Ниже следовала третичная темнубуряя глина [5, с. 50—51]. Лессовая серия принадлежит бугскому, удайскому, днепровскому, тилигульскому и сульскому ярусам.

Таким образом, четвертичная серия УССР, состоящая из лессовых ярусов и ископаемых почв, прослеживается до ее восточных границ.

На востоке УССР граничит с Воронежской областью, и естественно возникает вопрос относительно стратиграфии четвертичной серии данной области. Вопрос приобретает еще больший интерес, потому что в юго-западной части данной области проходит южная граница донского ледникового языка. Выяснить стратиграфические взаимоотношения двух больших ледниковых языков, днепровского и донского, является вопросом первостепенного значения.

Исследования М. М. Васильевского и С. Д. Архангельского на территории юго-западной части Воронежской области выяснили, что четвертичная серия сложена бурыми делювиальными суглинками, покрывающими склоны речных долин и частично водоразделы. Нередко на склонах они переходят в красно-бурые глины с мергельными конкрециями. На пологих склонах встречаются слоистые суглинки с *Jamina*, *Succinea* и *Limnaea*. Под бурыми суглинками лежат красные валунные суглинки и серовато-желтые валунные пески. Четвертичная серия подстилается третичными песками [1, с. 26—28, 66—67].

Мои исследования четвертичной серии Воронежской области охватили юго-западный ее край, который с востока ограничен правым берегом р. Дона. Он расположен между ж.-д. ст. Лиски на севере и р. Калитвой на юге и включает зону оледенения, а также и внеледниковый район.

Строение четвертичной серии плато ледникового района освещает бурение на плато около с. Щербаково (в 22 км к SW от ж.-д. ст. Лиски). Были пройдены (рис. 1): три яруса карбонатных суглинков с двумя горизонтами разделяющих их ископаемых почв, морена донского оледенения и гли-

нистые, повидимому, третичные пески. Ниже по склону обнажаются мел и меловой мергель.

Морена донского оледенения состоит из двух горизонтов: верхнего и нижнего. Верхний горизонт представляет суглинок с валунами кристаллических пород, нижний переполнен галечкой мела и мергеля. Поскольку в состав геологических напластований данного района входит верхний мел, то присутствие массовых скоплений галечек мела и мергеля в нижних горизонтах морены указывает на то, что данный горизонт следует рассматривать как местную морену.

Над мореной находится суглинистая серия, разделенная двумя горизонтами ископаемого чернозема на три яруса, из которых третий непосредственно покрывает морену. В этом отношении имеем полную аналогию с надморенной серией днепровского ледникового языка, которая сложена тремя ярусами надморенного лесса [8, с. 5]. Поэтому суглинистую трехярусную надморенную серию донского ледникового языка можно параллелизовать с бугскими и удайским ярусами лесса, а также надморенную часть днепровского яруса.

Интересно отметить, что мощность первого яруса карбонатного суглинка равняется 3.65 м, что довольно хорошо соответствует мощности бугского яруса лесса в УССР, где она в среднем равняется 3.01 м [7, с. 182]. Мощность второго яруса суглинка достигает 2.65 м, т. е. первый ярус несколько мощнее второго. Также и в УССР бугский ярус лесса более мощный, чем удайский.

Первая сверху ископаемая почва соответствует удайско-бугскому интервалу, а вторая днепровско-удайскому интервалу [9, с. 505]. Обе почвы выражены черноземами. В ископаемом черноземе днепровско-удайского интервала содержится гумуса 0.81%,  $P_2O_5$ —0.634% и  $CaCO_3$ —12.22%, тогда как в материнской породе имеем гумуса 0.54%,  $P_2O_5$ —0.05% и  $CaCO_3$ —24.73%.

Подморенные образования встречаются в с. Кривая Поляна (45 км к SW от ж.-д. ст. Лиски). Они выражены песками с редкой галечкой кварца и песчаника, которые представляют флювиогляциальные отложения эпохи наступания донского ледника.

Для исследованной территории следует отметить слабое развитие флювиогляциальных отложений на плато и в верхних частях склонов. Очевидно, доледниковый рельеф был достаточно расчлененный и талые ледниковые воды сбегали по эрозионным долинам.

Сравнивая подморенную четвертичную серию Донского ледникового языка с такой же Днепровского, можно констатировать ее более простой состав. Подморенная серия Днепровского ледникового языка представлена ярусными суглинками (лессом) со стратиграфическими горизонтами ископаемых почв [7, с. 192, 195, 199]. В данном районе наблюдается только флювиогляциальные отложения того же оледенения.

Строение четвертичной серии плато внеледникового района выясняется буровыми скважинами у с.с. Иващенко, Луценково и Копанки.

Плато с. Иващенко находится в 57 км к SW от ж.-д. ст. Лиски. Скважина встретила четыре яруса карбонатных суглинков. Первый ярус, мощностью 2.45 м, представляет собою аналога бугского яруса. Второй ярус имеет большую мощность [3.90 м]. На нем сформировался сверхмощный чернозем (мощностью 2.75 м). На этом основании данный ярус следует параллелизовать с днепровским. Третий ярус, мощностью 1.30 м, представляет аналога тилигульского яруса. На нем развит мощный чернозем. Наконец, четвертый ярус, мощностью 2.30 м, на котором сформировался мощный чернозем (мощностью 1.35 м), можно отнести к сульскому ярусу. Ниже следуют третичные пески.

Буровая скважина на плато с. Луценково (70 км к SW от ж.-д. ст. Лиски) вскрыла четыре яруса карбонатных суглинков. Первый (бугский) ярус имеет

3.85 м мощности, второй достигает только 0.45 м. На последнем сформировался маломощный чернозем удайско бугского интервала. Поэтому данный ярус следует отнести к удайскому ярусу. Мощность третьего яруса — днепровского — 6.45 м. На нем сформировался сверхмощный чернозем днепровско-удайского интервала. Четвертый ярус следует параллелизовать с тилигульским, который вскрыт только в верхних горизонтах. На нем сформировался чернозем тилигульско-днепровского интервала.

Шурф на плато в 12 км к SW от с. Ольховатка (речка Калитва) вскрыл три яруса карбонатных суглинков, принадлежащих бугскому, удайскому ярусам и верхней части днепровского (рис 3). Первая ископаемая почва, мощностью 7.98 м, принадлежит удайско-бугскому интервалу, а вторая, мощностью 0.95 м, соответствует днепровско-удайскому. Ниже следуют пески (возможно, переотложенные третичные).

Наконец, буровая скважина на плато, в 20 км к SW от с. Ольховатки, на водоразделе р. Калитвы (бассейн Дона) — р. Айдар (бассейн Северного Дона), прошла три яруса карбонатных суглинков. Первый, мощностью 2.95 м, принадлежит бугскому ярусу. Второй ярус, более песчаный и более мощный, следует отнести к днепровскому ярусу. Третий ярус, в котором пройдено 5.48 м, принадлежит тилигульскому ярусу. Первая ископаемая почва представляет чернозем, мощностью 0.65 м, днепровско-бугского интервала. Вторая ископаемая почва представлена сверхмощным черноземом (мощность 2.12 м) тилигульско-днепровского интервала.

Таким образом, во внеледниковом районе также развиты ярусные карбонатные суглинки, среди которых можно выделить аналогов бугского, удайского, днепровского, тилигульского и сульского ярусов лесса УССР.

На склонах развиты делювиальные лессовидные суглинки с острым угловатыми обломками меловых пород (с. Лыска на правом берегу Дона, с. Ольховатка на р. Калитве), буроватые суглинки и продукты выветривания меловых мергелей.

По реке Калитве, между с.с. Шелякино и Ольховатка, террасы развиты преимущественно на правом берегу, тогда как на левом наблюдаются только их обрывки. Констатировано три надлуговых террасы.

Обрывок первой надлуговой террасы наблюдается на левом берегу реки в с. Шелякино. В береговом обрыве обнажаются пески с *Succinea*, *Planorbis*, *Bathomphalus*, *Pisidium*, мощностью до 4.3 м. Из них, очевидно, был вымыт обломком нижней челюсти *Elephas primigenius*. Повидимому, речные пески накопились во время бугского века, когда жил *Elephas primigenius*, а террасовый уступ вырезался в начале послебугского времени. Терраса на 8—9 м подымается над уровнем реки.

На правом берегу реки, против с. Шелякино, кроме первой наблюдается вторая надлуговая терраса, поднимающаяся на 15 м над уровнем реки. Она покрыта карбонатным суглинком бугского яруса, мощностью 3 м, ниже которого следуют алювиальные суглинки удайско-бугского интервала. Вырезывание террасового уступа имело место в начале бугского века.

Третья надлуговая терраса р. Калитвы встречается в виде обрывка на левом берегу реки на 4 км к западу от с. Ольховатка. В обнажении наблюдается два яруса лессовидных карбонатных суглинков соответственно бугского и удайского веков, разделенные ископаемым черноземом с древними кротовинами.

Механический анализ карбонатных суглинков Донского ледникового языка дал такие результаты (см. табл. на стр. 100).

Рассматривая вышеприведенную таблицу, можно отметить, что третий (днепровский) ярус карбонатных суглинков является наиболее песчаным. Он содержит 55.72% частичек больше 0.01 мм, из которых 10.54% представлены фракцией 1—0,25 мм. На долю частичек меньше 0.01 мм приходится 44.28%.

Таблица механического анализа карбонатных суглинков

Местонахождение	1—0.25 мм	0.25— 0.05 мм	0.05— 0.01 мм	0.01— 0.005 мм	0.005— 0.001 мм	< 0.001 мм
Щербаково. Надморенная часть днепровского яруса . . . . .	10.54	33.37	11.81	13.98	3.76	26.24
Лисичанка. Удайский ярус . .	0.14	4.86	9.72	29.00	7.86	48.42
Пухово. Бугский ярус . . . . .	0.46	7.29	22.66	29.94	7.27	32.28
Ольховатка. Бугский ярус . . .	0.62	7.02	4.91	30.32	1.48	55.65

Суглинок бугского яруса более глинистый. В северном районе (Пухово) он состоит из 30.41% частичек более 0.01 мм и 69.59% менее 0.01 мм. В южном районе наших работ (Ольховатка) он становится еще более глинистым, а именно содержит 12.55% частичек более 0.01 мм и 87.45% менее 0.01 мм. Интересно отметить, что в обоих случаях процент частичек фракции 1—0.25 мм чрезвычайно мал (от 0.46% до 0.62%).

Суглинок удайского яруса (Лисичанка) по механическому составу приближается к бугскому ярусу. Он содержит 14.72% более 0.01 мм и 85.28% менее 0.01 мм.

Большая песчанность суглинка днепровского яруса объясняется его связью с мореной донского оледенения.

Суглинки бугского и удайского ярусов выражены тяжелыми разностями, что указывает на их независимость от морены донского оледенения.

Карбонатные четвертичные суглинки плато были исследованы на минералогический состав.

Разделение минералов на легкие и тяжелые производилось жидкостью Туле удельного веса около 3. Отношение между легкой и тяжелой фракциями равнялось в среднем 200 : 1 (по весу).

В состав легкой фракции входят следующие минералы<sup>1)</sup>: кварц, каолинитовые агрегаты, кальцит, серицит, полевые шпаты, мусковит, флогопит, глауконит, доломит, опал и халцедон. Встречены также и рудные минералы, однако, присутствие их объясняется тем, что они или соединены с частичками легких минералов, или находятся на поверхности последних в виде оболочки.

Основная масса породы сложена легкими минералами. Среди них первое место принадлежит кварцу. На втором месте стоят каолиновые агрегаты и далее кальцит.

Наиболее распространенный минерал кварц входит в состав всех фракций<sup>2)</sup>. Значительная часть породы сложена глинистой фракцией. Количество кварца в этой фракции колеблется от 6% до 55%.

Фракции I, II и III богаты кварцем, процент которого доходит до 80% и даже 97%. Обогащение этих фракций кальцитом идет за счет уменьшения процента кварцу (до 45—55%).

<sup>1)</sup> Определение минералов производила Н. М. Федорова.

<sup>2)</sup> I фракция состоит из частичек от 1 до 0.25 мм  
 II " " " " " " 0.25—0.05 " "  
 III " " " " " " 0.05—0.01 " "  
 IV " " " " " " 0.01—0.005 " "  
 V " " " " " " 0.005—0.001 " "  
 VI " " " " " " < 0.001 " "

Мощность (в метрах) отдельных горбытков четвертичной серии SW части Донского ледникового языка

Местонахождение	Бугский ярус	Уайско-бугский интервал	Уайский ярус	Днепро-Уайский интервал	Днепро-Уайский ярус (надморная часть)	Морена (обыкновенная)	Морена (местная)	Фювино-Гайпала	Днепро-Уайский ярус высветленного района	Тягульско-Днепро-Уайский интервал	Тягульский ярус	Уайско-Тягульский интервал	Уайский ярус
Щербаково. Плато . . . . .	3,65	1,55	2,25	1,50	2,05	2,95	2,25						
Пухово. Склон . . . . .	3,15	0,43	1,18	0,95	0,50	0,95							
Кривая Поляна. Склон . . . . .						0,95	2,50	0,80					
Иваденково. Плато . . . . .	2,45			2,75					3,90	1,20	1,50	1,35	2,30
Луценково. Плато . . . . .	3,85	0,35	0,45	4,50					6,45	0,90	3,25		
12 км на SW от Ольховатки. Плато . . . . .	2,10	0,98	1,45	0,95					2,55				
20 км на SW от Ольховатки. Плато . . . . .	2,95			0,65					3,57	2,12	5,48		
Шелякино. Первая надлуговая терраса левого берега р. Каалты . . . . .	4,30												
Шелякино. Вторая надлуговая терраса правого берега р. Каалты . . . . .	3,00	3,30											
На восток от с. Ольховатки. Третья надлуговая терраса левого берега Каалты . . . . .	3,45	0,90	> 0,80										

В IV, V и VI фракциях преобладают каолиновые агрегаты, процент которых колеблется от 34 до 80%, однако местами снижается до 2—7% и даже до 0.

Процент рудных минералов незначительный и колеблется от 1 до 8%. Только в ископаемой почве тилигульско-днепровского интервала (водораздел р.р. Калитва — Айдар) процент их увеличивается до 15—50%.

Полевые шпаты присутствуют в незначительном количестве. Их содержание колеблется от 0 до 20%.

Серицит встречен только в глинистой фракции в количестве 4—15%.

Биотит (флогопит) и мусковит встречены в виде следов.

Также очень редко и в незначительном количестве встречен глауконит.

Тяжелая фракция — в незначительных количествах. Первое место в ней занимают рудные минералы. Они представлены лимонитом, магнетитом и редко пиритом. Количество их колеблется от 30 до 88%. Среди нерудных минералов наиболее распространена ассоциация дистен — ставролит — силиманит, а также циркон, гранат, рутил, роговая обманка, турмалин и группа эпидота. Реже встречаются сфен, цоизит, клиноцоизит, корунд и очень редко хлорит, тремолит, апатит и атаназ.

По минералогическому составу морена не отличается от карбонатных суглинков.

Л. А. Лепикаш в 1934 году опубликовал интересные данные касательно минералогического состава морены и лессовых ярусов УССР [10].

Сравнивая данные минералогического анализа обеих территорий, можно видеть, что легкая фракция их характеризуется присутствием кварца и полевых шпатов. Однако, территория донского ледникового языка содержит меньшее количество мусковита и глауконита [10, с. 135]. Интересно отметить присутствие в Донецком языке, правда, в виде следов, флогопита, которого нет в УССР.

Тяжелая фракция обеих районов содержит рудные минералы, гранат, роговую обманку, ставролит, циркон, дистен, силиманит, рутил, эпидот и турмалин.

Однако, на территории Днепровского языка имеется титанит, который не констатирован на Дону. С другой стороны, на Дону встречены эпидот, цоизит, клиноцоизит, сфен, корунд, хлорит, апатит, атаназ и тремолит, которые не указываются на территории Днепровского ледникового языка.

Среди общих обоим районам минералов первое место занимают минералы рудные, которые присутствуют в количестве 50 и более процентов.

Другие минералы Днепровского языка по количеству распределяются в таком порядке (в убывающей степени): гранат, циркон, рутил, эпидот, роговая обманка. В значительно меньшем количестве встречаются дистен, ставролит и еще меньше — турмалин и силиманит [10, с. 138].

В области Донского языка ставролит, силиманит, дистен представлены сильнее, однако гранат встречен в меньшем количестве.

Изучение стратиграфии четвертичной серии Донского языка и сравнение ее с аналогичными образованиями УССР приводит к таким выводам:

1. На территории Донского ледникового языка развита ярусная серия четвертичных отложений, отдельные горизонты которых можно синхронизировать с аналогичной серией УССР.

2. Морена донского оледенения состоит из двух горизонтов: верхнего и нижнего. В верхнем горизонте преобладают валуны кристаллических пород. Нижний содержит частые валушки и гальку меловых пород, представляя таким образом местную морену.

3. Морена донского оледенения покрыта тремя ярусами карбонатных суглинков, разделенных двумя горизонтами ископаемых почв. Эти три яруса суглинков можно параллелизовать с тремя ярусами лесса (бугский, удайский



**Бразильтольская стратиграфическая таблица четвертичной серии**

Украинская ССР		Воронежская область РСФСР (SW часть Донского ледникового языка)		БССР	Центральная часть РСФСР	Бассейн р. Кубани	Швейцария (по Век-у)
Ледниковый район	Внеледниковый район	Ледниковый район	Внеледниковый район	Верхняя морена Днепра	Верхняя морена Верхнего Днепра	Верхний горизонт лессовых пород	Мури-дюрих
Бугский ярус лесса	Карбонатный суглинок бугского яруса	Карбонатный суглинок бугского яруса	Карбонатный суглинок бугского яруса				
Удайско-бугский интервал (ископаемая почва)	Карбонатный суглинок удайского яруса	Карбонатный суглинок удайского яруса	Карбонатный суглинок удайского яруса	Торфяники с Brasenia purpurea	Торфяники Микудино, Потылихи, Студеного Яру	Ископаемая почва	Последний интергляциал
Удайский ярус лесса	Карбонатный суглинок удайского яруса	Карбонатный суглинок удайского яруса	Карбонатный суглинок удайского яруса	Верхняя морена на Южной БССР	Верхняя морена на Лихвина	Лессовые породы	Рисс. Великое оледенение
Надморенная часть днепровского яруса лесса	Карбонатный суглинок, эквивалентный надморенной части днепровского яруса лесса	Карбонатный суглинок, эквивалентный надморенной части днепровского яруса лесса	Карбонатный суглинок, эквивалентный надморенной части днепровского яруса лесса	Верхняя морена на Южной БССР	Верхняя морена на Лихвина	Лессовые породы	Рисс. Великое оледенение
Морена днепровского оледенения	Морена днепровского оледенения	Морена днепровского оледенения	Морена днепровского оледенения	Верхняя морена на Южной БССР	Верхняя морена на Лихвина	Лессовые породы	Рисс. Великое оледенение
Подморенная часть днепровского яруса лесса	Морена днепровского оледенения	Морена днепровского оледенения	Морена днепровского оледенения	Верхняя морена на Южной БССР	Верхняя морена на Лихвина	Лессовые породы	Рисс. Великое оледенение
?	Орельско-днепровский интервал (ископаемая почва)	Орельско-днепровский интервал (ископаемая почва)	Орельско-днепровский интервал (ископаемая почва)	Торфяники	Ископаемая почва и озерные отложения Лихвина	Ископаемая почва	?
?	Орельский ярус лесса	Орельский ярус лесса	Орельский ярус лесса	Торфяники	Ископаемая почва и озерные отложения Лихвина	Ископаемая почва	Нижняя морена Штокгорна? Интергляциал. Образован вие сландевого угла
Тигульско-орельский интервал (ископаемая почва)	Не констатировано	Не констатировано	Не констатировано	Нижняя морена на БССР	Нижняя морена на Лихвина	Лессовые породы	Глауч-оледенение
Тигульский ярус лесса	Карбонатный суглинок тигульского яруса	Карбонатный суглинок тигульского яруса	Карбонатный суглинок тигульского яруса	Нижняя морена на БССР	Нижняя морена на Лихвина	Лессовые породы	Интергляциал высоких террас
Сульско-тигульский интервал (ископаемая почва)	Сульско-тигульский интервал (ископаемая почва)	Сульско-тигульский интервал (ископаемая почва)	Сульско-тигульский интервал (ископаемая почва)	Нижняя морена на БССР	Нижняя морена на Лихвина	Ископаемая почва	Интергляциал высоких террас
Сульский ярус лесса	Карбонатный суглинок сульского яруса	Карбонатный суглинок сульского яруса	Карбонатный суглинок сульского яруса	Нижняя морена на БССР	Нижняя морена на Лихвина	Лесс (станция Мирская)	Кандер-оледенение

и надморенная часть днепровского), которые покрывают морену днепровского оледенения. Аналогичный склад надморенной серии свидетельствует об одинаковом возрасте морен Днепровского и Донского ледниковых языков.

4. Юго-западная окраина Донского ледникового языка характеризуется слабым развитием на плато и в верхних частях склонов флювиогляциальных отложений. Повидимому, к этому времени территория была хорошо дренирована эрозионными желобами, по которым стекали ледниковые воды.

5. Под морену донского оледенения не констатировано более древних образований, эквивалентных подморенной лессовой серии УССР.

6. Четвертичная серия внеледникового района Донского языка сложена ярусными карбонатными суглинками, которые можно параллелизовать с бугским, удайским, днепровским, тилигульским и, возможно, сульским ярусами лесса УССР.

7. Ископаемые почвы, расчленяющие суглинистую серию на ярусы, представляют черноземы, которые сформировались во время удайско-бугского, днепровско-удайского, тилигульско-днепровского и сульско-тилигульского интервалов.

8. Наиболее легкий механический состав имеет суглинок днепровского яруса, связанный с донской мореной. Суглинки бугского и удайского ярусов отличаются значительной глинистостью (тяжелые суглинки).

9. Минералогический состав морены донского оледенения аналогичен составу карбонатных суглинков ледникового и внеледникового районов.

10. Четвертичная серия Донского ледникового языка сравнительно с породами днепровского района характеризуется более разнообразным минералогическим составом.

В вышеприведенной сравнительной стратиграфической таблице подана схематическая параллелизация четвертичной серии SW части Донского ледникового языка, УССР, БССР, центральной части РСФСР, бассейна р. Кубани и Швейцарии.

---

## The Quaternary Series of the South-Western Portion of the Don Ice-Lobe within the Precincts of the Voronezh-Province

*Prof. Dr. W. I. Krokos*

### SUMMARY

Investigations of the quaternary series of the Ukr. SSR conducted for many years have made it possible to separate it into a number of individual stratigraphical horizons, the spreading of which can be traced within extensive areas.

In 1918 two loess sheets intersected by fossil chernozem were discovered by the present writer by the aid of a test pit on the plateau of the right river-bank of the Aidar, south of Starobelsk-City [6, p. 3].

Then, in 1927, two pits were described by the writer in the eastern part of the Ukr. SSR. Here, three sheets of loess were demonstrated which are to be connected with the Bug, Dnieper, and Tiligul stages [9, p. 505].

Further, in 1935, P. K. Zamoryi discovered five loess sheets of a total thickness of 19.3 m. on the plateau of the left Aidar River bank, beneath which there was tertiary dark-brown clay [f., p. 505]. The loess series appertains to the Bug, Udai, Dnieper, Tiligul and Sula stages.

It follows then that the Ukr. SSR quaternary series which consists of loess sheets and fossil soils can be traced as far as its eastern boundaries.

In view of the fact that in the East the Ukr. SSR borders upon the Voronezh province the question then arises as to the stratigraphy of the quaternary series in the said province. The importance of this question is still further enhanced by the fact of the southern boundaries of the Don ice-lobe being located in the south-western portion of this province. Bringing out the stratigraphical correlations of the two great ice-lobes, viz. those of the Dnieper and the Don is a matter of prime importance.

Investigations carried out by M. M. Vasilevsky and S. D. Arkhangel'sky in the territory of the south-western part of the Voronezh province showed that the quaternary series was composed by brown deluvial loam superposed upon the slopes of river-valleys and partially upon watersheds. These loams are often passing into red-brown clays, with marl concretions. Schistose loams with *Jaminia*, *Succinea* and *Limnaea* are met with on gentle slopes.

Red boulder-loams, grayish-yellow boulder clays, and boulder sands lie under the brown loams.

The quaternary series rests on tertiary sands [1, p. 26—28, 66—67].

The writer's investigations into the quaternary series of the Voronezh province included the south-western border zone of the latter which is bounded on the East by the right bank of the Don River. It is located between the railway-station Liski on the North, and the Kalitva-River on the South and comprises both the glacial region and the extraglacial one.

The building-up of the quaternary series on the plateau of the glaciated district was elucidated by boring operations carried out near the village Shcherbakovo, 22 kilometers SW of the railway-station Liski. A bore-hole was sunk (see fig. 1): a) into three stages of carbonaceous (calcareous) loams, together with two horizons of soils which separated the former; b) into the moraine of the Don glaciation and c) into clayey, apparently tertiary sands. Chalk and chalky marl outcropped underneath, along the slope.

The Don glaciation moraine consists of two horizons, an upper and a lower. The upper horizon shows loam with boulders of crystalline rocks, whereas the lower one abounds in shingles of chalk and marl. Inasmuch as the composition of the geological stratification contains Upper Cretaceous chalk, the accumulation of masses of chalk and marl shingles in the lower horizons of the moraine induces one to consider the horizon in question as a local moraine.

Above the moraine there is the loamy series which is subdivided by two horizons of fossil chernozem into three stages, of which the third one immediately overlies the moraine. In this respect, a complete analogy is being observed with the super-morainic series of the Dnieper ice-lobe, which is composed of three stages of supermorainic loess [8, p. 5]. Therefore the loamy three-staged super-morainic series of the Don ice-lobe may be paralleled with the Bug and Udai loess sheets as well as with the super-morainic portion of the Dnieper stage.

It is interesting to note that the first stage of carbonaceous loam is 3.65 m. in thickness, which corresponds rather well to that of the Bug loess sheet of the Ukr. SSR, the thickness of which sheet averages 3.01 m [7, p. 182]. The thickness of the second loam stage equals 2.65 m; that is, the first stage is somewhat thicker than the second one. Also, in the Ukr. SSR the Bug loess sheet is thicker than the Udai one.

The first (from the top downwards) fossil soil corresponds to the Udai-Bug Interval and the second to the Dnieper-Udai Interval [9, p. 505]. The two soils are represented by chernozems. The humus content of the fossil chernozem of the Dnieper-Udai Interval equals 0.81 per cent; the  $P_2O_5$  content is 0.034 per cent; and the  $CaCO_3$  content—12.22 p. c., while in the parent rock the humus,  $P_2O_5$ , and  $CaCO_3$  percentages are: 0.54, 0.05 and 24.73 respectively.

**Thickness (in m.) of individual horizons of the quaternary series in the S. W. portion of the Donice-lobe**

Locality	Bug stage	Udal - Bug Interval	Udal stage	Dnieper Udal Interval	Dnieper stage (supermoraine portion)	Moraine (common)	Moraine (local)	Fluvio-glacial	Dnieper stage of extra glacial region	Tiligul-Dnieper Interval	Tiligul stage	Sula-Tiligul Interval	Sula-stage
Scherbakovo Plateau . . . . .	3.65	0.55	2.25	1.50	2.05	2.95	2.25	—	—	—	—	—	—
Tukhovo. Slope . . . . .	3.15	0.43	1.18	0.95	0.50	—	—	—	—	—	—	—	—
Krivata Lollana. Slope . . . . .	—	—	—	—	—	0.95	2.50	0.80	—	—	—	—	—
Ivashchenkovo. Plateau . . . . .	2.45	—	—	2.75	—	—	—	—	3.90	1.20	1.50	1.35	2.30
Lutsenkovo. Plateau . . . . .	3.85	0.35	0.45	4.50	—	—	—	—	6.45	0.90	3.25	—	—
12 km S. W. of Olkhovatka. Plateau . . . . .	2.10	0.98	1.45	0.95	—	—	—	—	2.55	—	—	—	—
20 km S. W. of Olkhovatka. Plateau . . . . .	2.95	—	—	0.65	—	—	—	—	3.57	2.12	5.48	—	—
Sheliakino. First terrace above the flood-plain terrace of the Kalitva left river-bank . . . . .	4.30	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sheliakino. Second terrace above the flood-plain terrace of the Kalitva right river-bank . . . . .	3.00	3.30	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
East of the village Olkhovatka. Third terrace above the flood-plain terrace of the Kalitva left river-bank . . . . .	3.45	0.90	70.80	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Sub-morainic formations were found at the village Krivaya Poliana (45 km. SW of the railway-station Liski). They were represented by sands with rare shingles of quartz and sandstone, these representing fluvio-glacial deposits of the Don ice invasion period.

For the district under investigation a poor development of fluvio-glacial deposits on the plateau and on the upper portions of the slopes is to be noticed. Evidently, the pre-glacial relief was fairly dissected and the glacial thaw-waters flowed down, along the erosion valleys.

A comparison of the sub-morainic quaternary series of the Don ice-lobe with the Dnieper one showed the simpler composition of the former. The submorainic series of the Dnieper ice-lobe is represented by staged loams (loess) with stratigraphical horizons of fossil soils [2, p. 192, 195, 199]. In this region only fluvio-glacial deposits of the same glaciation were observed.

The building-up of the quaternary series of the plateau of the extra-glacial district is being elucidated by borings near the villages Ivashchenkovo, Lutsenkovo and Kopanki.

The Ivashchenkovo plateau is located 57 km. SW of the railway-station Liski. The bore-hole showed four stages of carbonaceous loams. The first stage, 2.45 m. in thickness, is an analogue to the Bug stage. The second one possesses a greater thickness (3.90 m). „Super-thick“ chernozem (2.75 m. thickness) has been formed on the latter. That is why this stage is to be paralleled with the Dnieper one. The third stage, 1.30 m. in thickness is analogous to the Tiligul stage. „Thick chernozem“ has developed on the former. Lastly, the fourth stage, 2.30 m. in thickness, on which thick chernozem (1.35 m in thickness) has been formed, may be related to the Sula stage. Tertiary sands follow underneath.

The borehole on the plateau of the village Lutsenkovo. (70 km. SW of the railway station Liski) showed four stages of carbonaceous loams. The first (Bug) stage possesses a thickness of 3.85 m., the thickness of the second one amounts to 0.45 m. only. On the latter stage chernozem of small thickness of the Udai—Bug Interval has been formed. Therefore, this stage is to be associated with the Udai-Stage. The third stage is 6.45 m. thick; „super-thick“ chernozem of the Dnieper-Udai Interval has been formed on it. The fourth stage is to be paralleled with the Tiligul one which outcropped in its upper horizons only. Chernozem of the Tiligul — Dnieper Interval has been formed on the same.

By means of a test pit 12 km SW of the village Olkhovatka (Kalitva-rivulet) three stages of carbonaceous loams belonging to the Bug and Udai stages and to the upper portion of the Dnieper one (fig. 9) were disclosed. The first fossil soil, 1.98 m. in thickness, relates to the Udai — Bug Interval, whereas the second one of 0.95 m. thickness corresponds to the Dnieper — Udai Interval. Underneath sands (possibly redeposited tertiary ones) are succeeding.

Lastly the bore-hole on the plateau 20 km. SW of the village Olkhovatka, on the watershed of the rivers: Kalitva (of the Don-system) and Aidar (Northern Donets basin) was sunk through three stages of carbonaceous loams. The first stage, 2.95 m in thickness, pertains to the Bug stage. The second one, which is more sandy and thick is to be related to the Dnieper stage. The third one, of which 5.48 m. were bored, belongs to the Tiligul stage. The first fossil is chernozem—0.65 m. in thickness, — of the Dnieper — Bug Interval. The second one is represented by „super-thick“ (2.12 m.) chernozem of the Tiligul—Dnieper Interval.

It will be noted then that in the extraglacial district stageal carbonaceous (calcareous) loams are also developed; among which analogues to the Bug, Udai, Dnieper, Tiligul, and Sula loess sheets or stages can be identified.

On the slopes there are developed: deluvial loess-like loams with sharp-edged débris of chalk rocks (village Liski on the right bank of the Don

River and village Olkhovatka on the Kalitva River), brownish loams and weathering products of chalky marl.

Along the Kalitva river terraces are developed chiefly on the right bank between the villages Sheliakino and Olkhovatka, while on its left bank there are only fragments of terraces. Three terraces were revealed over the flood-plain terrace.

A fragment of the first terrace came under the writer's observation at the village Sheliakino, on the left river-bank. In the escarpment of the latter sands up to 4.3 m. in thickness with *Succinea*, *Planorbis*, *Bathyomphalus*, *Pisidium* outcrop. Apparently out of these a fragment of the jaw of *Elephas primigenius* was washed off. The river sands seem to have accumulated in the Bug era when *Elephas primigenius* lived, while the step-like terrace originated at the beginning of post-Bug times. The terrace rises 8—9 m. above the level of the river.

On the right river bank, opposite the village Sheliakino, in addition to the first terrace a second one exists which rises 15 m. above the river level. This terrace is overlain by carbonaceous loam 3 m. in thickness of the Bug stage; underneath, alluvial loams of the Udai—Bug Interval follow. The formation of the terracstep took place at the beginning of Bug times.

The third terrace of the Kalitva river was met with in the form of a fragment on the left river-bank, 4 km. west of the village Olkhovatka. In the outcrop two stages of loess-like carbonaceous loams, corresponding to Bug and Udai times were observed; they are separated by fossil chernozems with old „krotovinas“ (burrows of rodents).

A mechanical analysis of the carbonaceous loams of the Don ice-lobe yielded the following results:

**Table showing the mechanical analysis of carbonaceous (calcareous) loams**

Locality	1—0.25 mm	0.25—0.05 mm	0.05—0.01 mm	0.01— 0.005 mm	0.005— 0.01 mm	< 0.001 mm
Shcherbakovo. Super-morainic portion of the Dnieper Stage	10.54	33.37	11.81	13.98	3.76	26.24
Lisichanka. Udai-Stage . . . .	0.14	4.86	9.72	29.00	7.86	48.42
Pukhovo. Bug-Stage . . . .	0.46	7.29	22.66	29.94	7.27	32.28
Olkhovatka. Bug-Stage . . . .	0.62	7.02	4.91	30.32	1.48	55.65

An examination of the above table shows that the third (Dnieper) Stage of carbonaceous loams is the most sandy one. It contains 45.72 per cent particles larger than 0.01 mm., of which 10.54 per cent are represented by the fraction of 1—0.25 mm. Particles smaller than 0.01 mm. constitute 44.28 per cent. The Bug-stage loam is more clayey. In the northern district (Pukhovo) it contains 30.41 per cent of particles larger than 0.01 mm. and 69.59 per cent of those smaller than 0.01 mm. In the southern region (Olkhovatka) it becomes still more clayey, containing 12.45 or 87.55 per cent of particles larger or smaller than 0.01 mm respectively. It is interesting to note that in both cases the percentage of particles of the fraction from 1 to 0.25 mm is exceedingly small (0.05 to 0.39 per cent).

The Udai stage loam (Lisichanka) approaches in respect to its texture, that of the Bug stage. It contains 14.72 or 35.28 per cent of particles larger or smaller than 0.01 mm. respectively.

The high sandiness of the Dnieper stage loam is accounted for by its association with the moraine of the Dön glaciation.

The loams of the Bug and Udai stages are shown by heavy varieties, which fact points to their independence of the moraine of the Dön glaciation.

The quaternary carbonaceous loams of the plateau were tested for their mineralogical composition.

Separating the minerals into two divisions, i. e. light or heavy ones was made by the aid of Thoulet's solution of a specific gravity about 3. The light: heavy fraction ratio averaged 200:1 (by weight).

The following minerals are constituents of the light fraction<sup>1)</sup>: Quartz, kaolinitic aggregates, calcite, sericite, feldspars, muscovite, phlogopite, dolomite, glauconite, opal and chalcedony. Also, ore minerals occurred, though their presence is explainable by the fact that they are either linked up with the particles of light minerals or located on the surface of the latter in the form of coverings.

The main rock mass is composed of light minerals. Among the latter a foremost rôle it played by quartz followed consecutively by kaolin aggregates and calcite.

The most distributed mineral viz. quartz enters into the composition of all the fractions. A considerable portion of the rock is composed of the clayey fraction. The amount of quartz in this fraction varies between 6 and 55 per cent<sup>2)</sup>).

Fractions I, II and III are high in quartz, the percentage of which reaches 80 and even 97. The enrichment of these fractions in calcite proceeds at the expense of a decrease in the quartz percentage (up to 45—55).

In fractions IV, V and VI kaolin aggregates are dominant, the percentage of which varies from 34 to 80; though in some places it decreases to as low as 2—7 per cent and even zero.

The percentage of ore metals is insignificant, ranging from one to eight. Their percentage however rises as high as 15—50 in the fossil soil of the Tili-gul—Dnieper Interval only (water-shed of the rivers Kalitva and Aidar).

Feldspars are present in slight amounts, their content ranging between zero and 20 per cent.

Sericites were only found in the clayey fraction at the rate of 1—15 per cent.

Of biotite (phlogopite) and muscovite only traces were found.

Similarly, glauconite was met with very seldom and in small amounts.

The heavy fraction occurs in inconsiderable quantities, the first place being occupied in it by ore minerals. The latter are represented by limonite, magnetite, and seldom by pyrite. Their amount fluctuates from 30 to 88 per cent. Among the non-ore minerals this association is the most distributed: disthene—staurolite—sillimanite; and also zircon, garnet, rutile, hornblende, tourmaline and the group of epidotes. More seldom occur: sphene, zoiside, corundum, and very seldom: chlorite, tremolite, apatite and anatase.

There is no difference between the moraine and carbonaceous loams in respect to their mineralogical composition.

In 1934 interesting data relating to the mineralogical composition of the moraine and loess sheets in the Ukr. SSR were published by L. A. Lepikash (10).

<sup>1)</sup> The minerals were determined by N. M. Fedorova.

<sup>2)</sup> Fraction I consists of particles from 1 to 0.25 mm.

II	"	"	"	0.25 — 0.05	"
III	"	"	"	0.05 — 0.01	"
IV	"	"	"	0.01 — 0.005	"
V	"	"	"	0.05 — 0.001	"
VI	"	"	"	0.001	"

When comparing the results of a mineralogical analysis of both territories it will be found that the light fraction is characterized by the presence of quartz and feldspars. The area of the Don ice-lobe comprises, however, less muscovite and glauconite [10, p. 135]. It is interesting to note the occurrence in the Donets lobe of phlogopite, though in traces, which is non-existent in the Ukr. SSR.

The heavy fraction of both regions comprise ore minerals, garnet, hornblende, staurolite, zircon, disthene, sillimanite, rutile, epidote and tourmaline.

However, in the district of the Dnieper lobe there is titanite which has not been found in the Don area. On the other hand, in the latter there were found: epidote, zoisite, clinozoisite, sphene, corundum, chlorite, apatite, anatase and tremolite, which have not been discovered in the territory of the Dnieper ice-lobe.

Among the minerals which are common to both regions, the leading place is occupied by ore minerals that occur at the rate of 50 or more per cent.

The other minerals of the Dnieper lobe may be arranged in the following descending order according to the sequence of their occurrence: garnet, zircon, rutile, epidote, hornblende. Considerably scantier is disthene, staurolite, sillimanite and still less: tourmaline and sillimanite (10, p. 138).

In the area of the Don lobe staurolite, sillimanite and disthene are represented to a greater extent, whereas garnet was met with in smaller quantities.

A study of the stratigraphy of the tertiary series of the Don lobe and a comparison thereof with analogous formations in the Ukr. SSR has led the present writer to such conclusions.

1. A staged series of quaternary deposits is developed in the area of the Don ice lobe; the individual horizons of this series can be synchronized with an analogous series of the Ukr. SSR.

2. The moraine of the Don glaciation consists of two horizons; an upper one and a lower one. In the upper horizon boulders of crystalline rocks are predominating. The lower one frequently contains small boulders (pebbles) and shingles of chalky rocks, accordingly presenting a local moraine.

3. The moraine of the Don glaciation is covered by three stages of carbonaceous (calcareous) loams separated by two horizons of fossil soils.

The three loam stages are to be paralleled with the three loess sheets (the Bug and Udai ones, as well as the super-morainic portion of the Dnieper stage) which rests upon the moraine of the Dnieper glaciation. An analogous composition of the super-morainic series testifies to the equal age of the moraines of the Dnieper and the Don ice-lobes.

4. The south-western borders of the Don ice-lobe are characterized by a poor development of fluvio-glacial deposits, on the plateau and in the upper parts of the slopes. It appears that by this time this tract was well drained by erosion grooves along which the glacial waters ran.

5. Beneath the moraine of the Don glaciation no older formations which should be equivalent to the sub-morainic loess series of the Ukr. SSR were discovered.

6. The quaternary series of the extra-glacial region of the Don lobe is composed of staged carbonaceous loams, which are to be paralleled with the Bug, Udai, Dnieper, Tiligul and possibly the Sula loess sheets of the Ukr. SSR.

7. The fossil soils which subdivide the loamy series into stages, are chernozems which have been formed at the time of the Udai—Bug, Dnieper—Udai, Tiligul—Dnieper, and Sula—Tiligul Interval.

8. The loam of the Dnieper stage which is associated with the Don moraine is of the lightest mechanical composition, whereas the loams of the Bug and Udai stages are distinguished by considerable clay content (heavy loams.)



9. The mineralogical composition of the Don glaciation moraine is analogous to that of the carbonaceous loams of the glacial and extra-glacial regions.

10. The quaternary series of the Don ice-lobe is characterized by a more varied mineralogical composition than that of the Dnieper region.

In a comparative stratigraphical table appended here the quaternary series of the SW portion of the Don ice-lobe of the Ukr. SSR, of the White-Russian SSR, of the Central part of the Russian SFSR, of the basin of the Kuban River and of Switzerland, are schematically paralleled.

---

Comparative Stratigraphical Table of the Quaternary series

Ukrainian SSR		Russian SFSR Voronezh province SW portion of Don ice-lobe		White Russian SSR	Central part of the Russian SFSR	Russian SFSR Basin of Kuban River	Switzerland (according to Beck)
Glacial region	Extra-glacial region	Glacial region	Extra-glacial region	Upper moraine of the upper Dnieper	Upper horizon of loess rocks	Fossil soil	Muri - Zürich
Bug loess stage	Carbonaceous loam of the Bug stage	Carbonaceous loam of the Bug stage	Carbonaceous loam of the Bug stage				Spitzer Oscillation Würm (Kilvängen Hurten)
Udai loess stage	Udai-Bug Interval (fossil soil)	Carbonaceous loam of the Udai stage		Peat layers with Brasenia purpurea	Peat layers of Mi- kulino, Potylikha, Studenyy Yar	Fossil soil	
	Dnieper-Udai Interval (fossil soil)			Upper moraine of Southern White Russian SSR	Upper moraine of Likhvine	Loess rocks	Riss. Great glaciation
Suer morainic por- tion of the Dnieper loess stage	Dnieper loess stage	Carbonaceous loam equivalent to the suer-morainic por- tion of the Dnieper loess stage	Carbonaceous loam of the Dnieper- (Dnieper-Don) stage				
Moraine of the Dnieper glaciation		Moraine of the Don glaciation					
Suer morainic por- tion of the Dnieper loess stage		?					?
?	Orel-Dnieper Interval (fossil soil)	Not detected	Tilgigul-Dnieper Interval (fossil soil)	Layers of peat	Fossil soil and la- custrine deposits of Likhvine	Fossil soil	Lower moraine Stockhorn?
?	Orel loess stage			Lower moraine of the White Russian SSR	Lower moraine of Likhvine	Loess rocks	Interglacial inter- val. Formation of Schieferkoble
	Tilgigul-Orel Interval (fossil soil)		Carbonaceous loam of the Tilgigul stage				Glütsch glaciation
	Tilgigul loess stage		Sula-Tilgigul In- terval (fossil soil)			Fossil soil	Interglacial Interval of high terraces
	Sula - Tilgigul Interval (fossil soil)		Carbonaceous loam of the Sula stage			Loess (railway station Mir- nala)	Kander glaciation
	Sula loess stage						

**Про знахідки вулканічного попелу в четвертинних відкладах Кримської АРСР, УРСР та у Воропезькій області РСФРР**

*П. К. Заморій*

В 1935 році, при дослідженні четвертинних відкладів північної частини Кримської АРСР, мною було встановлено, що в їх товщі в західній частині озера Старого залягає прошарок вулканічного попелу грубиною від 3 до 7 см.

Четвертинних відкладів району озера Старого спеціально не вивчали, а деякі дослідники вивчали їх паралельно з геологічними та гідрогеологічними дослідженнями [1, 2; 8, 10].

Так, Н. Соколов відзначає, що „озеро Старе оточене з усіх боків досить високим і крутим берегом, по кручах якого відслонюється жовто-бура глина, що переходить донизу в червоно-буру; перша й друга глина багата гіпсом і сіллю“ [10, с. 99].

І. Мушкетов у замітці про походження кримських соляних озер зазначає, що береги озера Старого складені з одноманітної лесовидної неверствуватої жовтувато-бурої або червонуватої глини з невеликими прожилками й конкреціями мергелю або гіпсу; останні помітні у великій кількості лише до глибини 6—7 м [8, с. 378].

Як Соколов, так і Мушкетов не розчленовують четвертинних відкладів на окремі стратиграфічні горизонти.

1932 р. М. П. Боженко провадив гідрогеологічне дослідження в районі озера Старого і паралельно досліджував четвертинні відклади, але роботи цього автора не опубліковані [1].

1935 р. я обслідував четвертинні відклади північної частини Кримської АРСР, зокрема району озера Старого і розчленував їх на окремі стратиграфічні горизонти. Подаю опис розрізів, які характеризують четвертинні відклади району озера Старого:

**Відслонення № 1**

**на південному урвистому березі озера Старого**

$Q_{III}^{ac}$ (W)	{	1. Еоловий нанос . . . . . 0,00—0,35 м
		2. Сучасний ґрунт . . . . . 0,35—0,70 м
		3. Лесовидні суглинки першого ярусу . . . . . 0,70—4,70 м
$Q_{III}^{el}$ (R—W)	{	4. Копальний ґрунт . . . . . 4,70—5,25 м
		5. Лесовидні суглинки 2-го ярусу . . . . . 5,25—10,50 м
$Q_{II}^{ac}$ (R)	{	

Нижче 0,5 м до рівня ропи в озері осипище.

Відслонення № 2

на озері Старому.

$Q_{III}^{ac}$ (W)	{	1. Лесовидні суглинки 1-го ярусу . . . . .	0,00—4,10 м
$Q_{III}^{el}$ (R-W)		2. Копальний ґрунт . . . . .	4,10—4,60 м
$Q_{II}^{ac}$ (R)	{	3. Лесовидні суглинки 2-го ярусу . . . . .	4,10—8,00 м
		Нижче осипище . . . . .	до 1 м.

У відслоненнях №№ 1 і 2 лесовидні суглинки поділяються копальним ґрунтом на два яруси; копальний ґрунт добре виявлений і простежується на віддалі біля 1 км. Перший і другий яруси лесовидних суглинків морфологічними ознаками дуже близькі до лесу середньої частини УРСР, але відрізняються від останнього надзвичайно великою глинистістю і збагаченістю на друзи гіпсу, а тому їх можна назвати не лесом, а лесовидними суглинками. Вказані два яруси лесовидних суглинків Кримської АРСР (району озера Старого) щодо часу утворення еквівалентні відповідним ярусам лесу УРСР, а саме: перший ярус лесовидних суглинків — бузькому ярусові лесу і другий ярус суглинків — дніпровському ярусові лесу [5].

У відміну від відслонень №№ 1 і 2, у відслоненні № 3 спостерігаємо зеленувато-оливковий суглинок, грубиною 0,65 м, безпосередньо під першим копальним ґрунтом; зеленувато-оливковий суглинок підстелюється лесовидними суглинками.

Треба відзначити, що на західному березі, більш зниженому в порівнянні з південним берегом озера Старого, під першим ярусом лесовидних суглинків залягають прісноводні піскуваті суглинки озерного типу, в товщі яких залягає вулканічний попіл. Умови залягання вулканічного попелу характеризує опис відслонення № 4, розташованого на західному березі озера Старого.

$Q_{III}^{ac}$ (W)	{	1. Сучасний ґрунт . . . . .	0,00—0,40 м
		2. Сизувато-темнопалевий лесовидний суглинок, неясно плитчастий; донизу горизонту плитчастість виявлена добре. Помітні друзи гіпсу . . . . .	0,40—2,30 м
$Q_{III}^{al}$ (R-W?)	{	3. Пісок жовтувато-сизуватого кольору, тонковерстуватий . . . . .	2,90—2,97 м
		4. Вулканічний попіл білуватого кольору (по окремих місцях злегка рожеватий). Попіл борошнуватий, пористий. Зовнішніми морфологічними ознаками він нагадує собою надзвичайно тонкозернистий пісок. З НСІ не скипає . . . . .	2,97—3,02 м
		5. Суглинок оливково-сизого кольору в прошарках гіпсу і тонкими прошарками сизуватого глинистого піску . . . . .	3,02—7,40 м

Наведений вище опис розрізів показує, що берегові четвертинні відклади озера Старого представлені товщею лесовидних суглинків, поділених копальним ґрунтом на два яруси, зеленувато-сірими суглинками та прісноводними піщано-глинистими озерними відкладами. Товща лесовидних суглинків поділяється на два яруси: перший і другий (рахуючи від поверхні).

Лесовидні суглинки першого ярусу глинисті, більш-менш щільні, темнопалевого і бурувато-темнопалевого кольору; структура їх стовпчаста. Ці суглинки карбонатні й дуже гіпсоносні. Привертає увагу величезна збагаченість суглинків узбережжя озера Старого друзами гіпсу; іноді створюється враження, що друзи гіпсу переважають над дрібноземом породи.

Характерно, що друзи гіпсу по вертикальному профілю суглинків розподілені нерівномірно: в одних горизонтах їх дуже багато („гіпсові горизонти“

а в других вони майже відсутні. Це скупчення великої кількості друз гіпсу в окремих горизонтах суглинків пояснюється різними рівнями залягання ґрунтових вод у минулі епохи. Грубина суглинків цього ярусу хитається, залежно від елементів рельєфу, а також процесів змиву і наміву, від 2,5 до 4,5 м. Час утворення суглинків першого ярусу відносимо до третього відділу квартиру ( $Q_{III}$ ) і зв'язуємо з оршицьким зледенінням європейської частини СРСР [7, с. 156—161].

Лесовидні суглинки першого ярусу у відслоненнях озера Старого підстиляються копальним ґрунтом, сформованим на суглинках другого ярусу і лише в розрізі № 4 їх підстиляють озерні прісноводні суглинки. Грубина копальних ґрунтів у відслоненнях хитається від 0,50 м (відслонення № 2) до 0,55 м (відслонення №№ 1, 3). Копальні ґрунти помітно забарвлені гумусом і сформовані за чорноземним типом ґрунтоутворення. В нижніх горизонтах копальних ґрунтів зустрічаються дрібні конкреції  $CaCO_3$  і давні кротовини. Характерно, що переритість давніми великими землеріями під першим копальним ґрунтом значно більша, ніж під ґрунтом сучасним; це свідчить про те, що під час формування першого копального ґрунту умови для життя землеріїв були сприятливіші порівнюючи з сучасним. У нижній частині копального ґрунту і в підстиляючих її суглинках здебільшого спостерігаємо „вічка“  $CaCO_3$ , нерідко „горизонт білозірки“. Час утворення цього копального ґрунту відносимо до третього (верхнього) відділу четвертинного періоду  $Q_{III}$  (R—W) і зв'язуємо з дніпрянсько-оршицьким інтергляціалом на території європейської частини СРСР [7 с. 158—161].

Лесовидні суглинки другого ярусу мають темнопалевий, бурувато-коричневий і бурий колір, теж глинисті, карбонатні й гіпсоносні. Структура їх ґрунтоподібна, а в нижніх горизонтах плитчаста. Час утворення суглинків другого ярусу відносимо до другого відділу квартиру ( $Q_{II}$ ) і зв'язуємо з дніпрянським зледенінням європейської частини СРСР [7].

У відслоненні № 3 безпосередньо під копальним ґрунтом спостерігаємо зеленувато-сірі суглинки грубиною 0,65 м.

Треба відзначити, що на західному березі озера Старого, у південній його половині спостерігаються оливково-сірі і зеленувато-оливкові прісноводні суглинки озерного типу (відслонення № 4). В цих суглинках констатовано прісноводну фауну, головним чином Planorbis planorbis. В суглинку рапляються прошарки піску, а також добре виявлений прошарок вулканічного попелу.

Вулканічний попіл залягає в товщі прісноводних верстуватих піскуватих суглинків озерного типу на глибині 2,97—3,02 м. Грубина його у відслоненні хитається від 3 до 7 см. Вказаний прошарок вулканічного попелу попередні дослідники приймали за пісок. М. Боженко відзначає, що цей пісок пролежується в багатьох відслоненнях і розчистках озера Старого на протязі для 1,5 км [1].

Мною встановлено, що цей пісок являє собою не що інше, як вулканічний попіл. Морфологічними ознаками вулканічний попіл являє собою тонкозернисту пориштову борошнувату масу білуватого кольору (окремими місцями злегка рожеватого), що нагадує тонкозернистий пісок. Попіл в НСІ не скипає. Від звичайного піску він відрізняється ще й тим, що він надзвичайно легкий, багато легший від кварцового піску. За петрографічним визначенням наукового співробітника Інституту геології Академії Наук УРСР і п'ківської вулканічний попіл з відслонення озера Старого складається майже виключно (на 99%) з гострокутних уламків вулканічного скла<sup>1)</sup>. Показник заломлення його 1,516—1,520. Більшість уламків мають неправильну форму, пластинчасту. Рідше можна спостерігати паралельно волокнисту

<sup>1)</sup> Перед петрографічним визначенням породи відмулювали від глинистих часток.

будову. Волокна часто мають у собі включення газових пухириків, витягнутих в одному напрямі з волоконцями. Розмір уламків (довша сторона) в середньому 0,07—0,15 мм.

У вулканічному попелі спостерігається в незначній кількості (до 1%) домішка поодиноких зерен кальциту, авгіту, кварцу, агрегатні скупчення серициту та інших дрібних зерен, визначити які було не можна. Механічний склад вулканічного попелу характеризують такі аналізи:

Назва зразка	Механічний склад				Примітка
	1—0,25 мм	0,25—0,05 мм	0,05—0,01 мм	0,01—0,001 мм	
Вулканічний попіл із четвертинних прісноводних суглинків з району озера Старого. Зразок взято на глибині 2,97—3,02 м	немає	5,02%	28,5%	66,48%	Аналіз переведено методом Сабатіна в лабораторії Інституту геології Академії Наук УСРР.

Для характеристики хемічного складу вулканічного попелу подаємо його аналізи:

SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	MnO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	SO <sub>3</sub>	Втрата при прожарюванні	N <sub>2</sub> O Гігроскоп.
57,45	0,5	19,60	1,62	2,2	1,78	0,94	0,20	4,65	5,68	0,05	5,18	3,5

З наведених аналізів видно, що вулканічний попіл складений головним чином з SiO<sub>2</sub> і Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; багато менш він має в собі Na<sub>2</sub>O і K<sub>2</sub>O і зовсім великий процент інших хемічних складників.

Крім того, зроблено було 10% хлоридну витяжку, результати аналізу якої тут подаємо:

SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	MnO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	SO <sub>3</sub>
0,07	0,06	2,47	1,01	0,76	0,35	0,035	1,09	1,71	сліди

Це перша знахідка вулканічного попелу в товщі четвертинних відкладів у межах північної частини Кримської АРСР. У Крим вулканічний попіл був занесений вітрами, очевидно, з вулканів Кавказа. На основі вивчення геологічної будови берегових четвертинних відкладів озера Старого й умов залягання вулканічного попелу час утворення його я залічую (умовно) до інтергляціалу між другим і третім відділами кватеру (Q<sub>III</sub> — Q<sub>II</sub> або R — W, за альпійською термінологією). На початку 1936 р. я висловив припущення, що вулканічний попіл мусить бути і в товщі четвертинних відкладів не тільки в північній частині Кримської АРСР, а й на півдні УРСР [4], і це припущення цілком ствердилось. На конференції молодих учених України, що відбулася в березні 1936 року, я демонстрував під час своєї доповіді вулканічний попіл з району озера Старого. Викладач Гірничого інституту м. Дніпропетровська геолог Станкевич, який був присутній на конференції, приїхавши після конференції до м. Дніпропетровська, відкрив вулканічний попіл в око-

лицях м. Дніпропетровська — теж у товщі четвертинних відкладів. В квітні місяці 1936 р. під час перебування в м. Дніпропетровську я разом з т. Станкевичем дослідили яр, в якому знайдено було вулканічний попіл. Для характеристики умов залягання вулканічного попелу подаю опис відслонення, розташованого 2 км на південь від м. Дніпропетровська в глибокому яру, що прорізує південно-східний схил. Цей яр являє собою верхів'я відгалуження „тонельної балки“.

Q <sub>III</sub> (W?)	{	1. Лесовидний суглинок жовтувато-палевий, середньоглинистий з сучасним ґрунтом у верхній його частині. Майже посередині горизонту помітна велика кістка копальної хребетної тварини . . . . .	0,00—9,00 м
		2. Вулканічний попіл білувато-жовтуватого кольору, верстуватий, плитчастий. З НСІ не скипає. Морфологічними ознаками нагадує лесовидний суглинок, але значно легший від нього, пухкіший і пористий. Межа з вкриваючою і підстилаючою породою різка . . . . .	9,00—9,22 м
Q <sub>III</sub> (R-W)	{	3. Лесовидний суглинок жовтувато-палевий, середньоглинистий, плитчастий . . . . .	9,22—9,72 м
Q <sup>I</sup> (R)		4. Другий прошарок вулканічного попелу товщиною 2 см . . . . .	9,72—9,74 м
	{	5. Лесовидний суглинок жовтувато-палевий, середньоглинистий, неясно верстуватий . . . . .	9,74—16 (17) м

В середній і нижній частині яру досить високо підіймаються білі дрібнозернисті піски полтавського ярусу. Ці піски з лівого боку яру залягають приблизно на глибині 6—7 м від земної поверхні.

З наведеного опису розрізу видно, що вулканічний попіл товщиною 0,20 м залягає в товщі лесовидних суглинків на глибині 9,00—9,22 м.; крім того, другий прошарок цього ж попелу, завтовшки 2 см, залягає на глибині 9,72—9,74 м. Через відсутність копальних ґрунтів, а також значні давні процеси розмиву і наміву стратиграфічне положення вулканічного попелу в околицях м. Дніпропетровська неясне; можливо, що він відклався одночасно з попелом на озері Старому, тобто під час дніпровсько-оршицького інтергляціалу (умовно). Але привертає увагу, що попіл околиць м. Дніпропетровська вкритий грубшою серією лесовидних суглинків, а тому не виключена можливість давнішого його віку в порівнянні з попелом з четвертинних відкладів району озера Старого.

Умови відкладання вулканічного попелу на озері Старому і в околицях м. Дніпропетровська були неоднакові. На озері Старому вулканічний попіл, принесений еоловим шляхом, відкладався в прісноводному басейні, чим і зумовлюється його залягання в товщі прісноводних суглинків. А в околицях Дніпропетровська він відкладався в умовах суходільних, теж еоловим шляхом, разом з лесовидними суглинками, і це зумовлює дуже велику домішку до нього лесовидного суглинку (навіть переважання суглинку над попелом) і лесовидний габітус попелу. За петрографічним визначенням Г. В. Липківської, вулканічний попіл околиць м. Дніпропетровська складений з уламків вулканічного скла, що складають до 40% породи (уламки скла пористі, показчик заломлення — 1,508), кварцу, авгіту, циркону, рутилу, апатиту, кальциту, гіпсу, польового шпату і глинистих агрегатів.

Цікаво відзначити, що в 1928 р. А. А. Дубянський відкрив відклади вулканічного попелу за межами УРСР, у Воронежській області, на віддалі 7 км від м. Павловська в районі слободи Дуванки [3, с. 3]. За вказівками Дубянського, вулканічний попіл залягає у вигляді лінзи серед піщаних відкладів високої тераси р. Дона, в основі якої констатовані флювіогляціальні відклади. Середня товщина попелу 0,62 м, а максимальна 1,10 м. Попіл залягає в середньому на глибині 8—8,5 м в товщі давньоалювієвих відкладів, які донизу переходять у відклади флювіогляціальні, що мають в собі ератичні валунчики й гальку [3, с. 3—10].

Зовнішніми морфологічними ознаками вулканічний попіл з околиць с. Дуванки, за Дубянським, має вигляд злегка ущільненої, але пухкої породи, здатної, особливо у вогкому стані, триматися грудкою і не розпадатися в порошок. У сухому стані попіл легко розвівається вітром, при дотику осипається, і досить легкого натиску, щоб грудочки попелу розпались. Колір попелу різний: ясносірий, сірий з легким зеленуватим відтінком і світложовтий, майже палевий. У сухому стані основний шар світлосірий, у вогкому — бурий і жовтуватим відтінком. У такому стані попіл дуже легко прийняти, особливо вдалеку, за суглинок, який у цьому районі входить у склад давньоалювіальних відкладів і іноді переверстовується з флювіогляціальними пісками. Попіл розпадається на три частини: основний горизонт, верхній і нижній“ [3, с. 3—4].

Для повнішого уявлення про умови залягання вулканічного попелу у Воронезькій області подаю скорочений опис описаної Дубянським свердловини № 1, що закладена була в околицях Павловська, поблизу слободи Донської Олександровки в сідловині над виходом вулканічного попелу (3).

Давні алювіальні відклади	1. Грунтове вкриття . . . . .	0,00— 0,30 м
	2. Нерівномірно піщані суглинки шоколадного кольору . . . . .	0,30— 1,70 м
	3. Пісок брудножовтий, дрібнозернистий . . . . .	1,70— 5,15 м
	4. Вулканічний попіл дрібнозернистий, світлосірий . . . . .	5,15— 6,10 м
	5. Пісок брудножовтий, дрібнозернистий з домішкою вулканічного попелу . . . . .	6,10— 7,20 м
Флювіогляціальні відклади	6. Суглинок світлобурий з іржавими плямами. З НСІ не скипає . . . . .	7,20— 7,90 м
	7. Пісок дрібнозернистий з прошарками сірої глини . . . . .	7,90— 9,10 м
	8. Пісок кварцовий, майже не має глини . . . . .	9,10— 9,40 м
	9. Пісок кварцовий сіро-жовтий . . . . .	9,40—10,60 м
	10. Пісок нерівномірнозернистий з великим вмістом гравію з роговика, кварцу, шощкинського пісковика, польового шпату та граніту . . . . .	10,60—11,50 м
	11. Пісок нерівномірнозернистий, місцями глинистий, жовто-сірого кольору . . . . .	11,50—15,10 м
	12. Глина темносіра, озерного типу, піма, піщана, з іржавими плямами, донизу жирна, з проверстками . . . . .	15,10—15,70 м
	13. Глина дуже валіста, піщана . . . . .	15,70—16,00 м
	14. Пісок сірий з жовтуватим відтінком дрібнозернистий, водоносний . . . . .	16,00—22,50 м
	15. Пісок глибокозернистий з галькою роговика, чорного кремєню, пісковика, кам'яновугільного кварциту . . . . .	22,50—26,00 м
	16. Пісок дрібнозернистий с прошарками глини . . . . .	26,00—28,00 м
	17. Пісок з прошарками глини, що має в собі ератичну гальку, налогічну гальці горизонту 15 . . . . .	28,00—28,10 м

Нижче залягають мергелі сеноманського ярусу, піщані і дуже розмиті.

З наведеного опису свердловини видно, що вулканічний попіл залягає в давніх алювіальних піщаних відкладах на глибині 5,15—6,10 м. Грубина шару вулканічного попелу сягає 0,95 м.

Хемічний і механічний склад вулканічного попелу з околиць м. Павловська за Дубянським такий (у процентах) (табл., стор. 39).

Час утворення вулканічного попелу околиць Павловська — Дуванки, за припущенням Дубянського, ймовірно, відноситься до ріс-вюрмського інтергляціалу, але, як зазначає сам автор, дійсні умови й причини, що викликали відкладання попелу в районі Павловська — Дуванки, і час відкладання їх тут усе ж таки ще неясні [3, с. 15—16].

Утворення попелу він зв'язує з вибухами кавказських вулканів, ймовірно, за ріс-вюрму, попіл яких міг бути перенесений вітрами і в Воронезьку область. Дубянський висловлює і друге припущення — про занесення вулканічного попелу водами у Воронезьку область. Він припускає, що „хитання рівня Азовського моря в акчагілську і наступні трансгресії у зв'язку з епей-



	Основний шар	Верхній шар жовтий, № 2	Середній шар жовтий з буруватим відтінком, № 2	Верхній шар жовтий, № 3	Примітка.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	67,79	57,83	57,63	57,56	Ровчин SiO <sub>2</sub> визначали сбробкою міцною хлоридною кислотою і вилугуванням 5%.
Ровчин SiO <sub>2</sub> . . . . .	9,13	11,30	13,31	5,88	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	12,56	20,48	15,448	19,76	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	6,65	6,20	8,54	6,04	
MgO . . . . .	0,52	0,78	0,38	0,40	
CaO . . . . .	2,69	2,42	4,53	3,10	
Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,20	0,27	0,26	0,17	
K <sub>2</sub> O . . . . .	3,97	6,28	6,25	6,52	
Втрата при прожарюванні . . . . .	4,33	5,68	5,63	5,42	
Вогкість . . . . .	4,01	10,16	7,89	7,80	
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1,00	1,00	1,20	1,30	
SO <sub>3</sub> . . . . .	сліди	сліди	сліди	сліди	

**Фракції і процентне відношення**

	> 1 мм	> 0,5 мм	> 0,25 мм	> 0,05 мм	> 0,01 мм	> 0,001 мм
Верхній шар попелу . . . . .		0,12	7,89	10,82	34,26	44,91
Основний шар попелу . . . . .		0,01	6,07	2,91	36,98	54,03

рогенічними руками і відступанням льодовика могли викликати течію вод ввєрх по долині Дона, які, можливо, доходили до Павловськa і Дуванки. В цих умовах попiл Дуванки мiг бути принесений водами, при чому цей попiл мiг бути лише частиною розмитих вiдкладiв попелу бiля берегiв Азовського чи Каспiйського моря або частиною попелу, що випала у великiй кiлькостi на поверхню вод цього моря в процесi останнiх вибухiв кавказьких вулканiв“ [3, с. 15]. З першим припущенням Дубянського щодо еолового походження вулканiчного попелу Павловськa—Дуванки можна погодитися, але друге припущення його (водне походження попелу) мало ймовiрне.

В. М. Лодочников на основi петрографiчного вивчення вулканiчного попелу з с. Дуванки заперечує Дубянському i вважає, що „попелами *Simplicite* цi утвори називати нi в якому разi не можна, а треба називати пiвпукким попеловим туфiт-трахiтом“ [6, с. 19].

Лодочников висловлює припущення, що „найiмовiрнiшим припущенням на основi всього досi вiдомого є те, що матерiал для трахiтового туфiту Дуванки, найпевнiше, походить з вулканiчного вогнища, що мiстить недалеко вiд мiсця залягання самого туфiту“, можливо, в межах самоi Воронежської областi або в межах Донбаса [6, с. 30—31].

А. Дубянський зазначає, що крiм знахiдки вулканiчного попелу в районi Павловськa—Дуванки в 1933 році були вiдкритi новi вiдклади вулканiчного попелу в басейнi р. Оскола. Цi вiдклади попелу аналогiчнi попеловi

з околиць Дуванки; вони відслонюються на правому боці р. Оскола в районі слободи Чернянки колишньої Курської губ. і в районі с. с. Горна-Архангельське і Тернова (верхів'я річки Котел) кол. Воронежської губ. Відклади попелу і тут зв'язані, мабуть, з високими давніми терасами, але тут вони залягають серед суглинків [3, с. 16].

Цікаво відзначити, що Православлев і Аншелес дослідили вулканічний попіл, який залягає проверстком до 2 см товщини в товщі лесовидних суглинків правого узбережжя р. Кубані біля ст. Теміжбекської. Морфологічними ознаками вулканічний попіл являє собою сірвато-білу борошнувату масу [9, с. 149—154]. Механічний склад його, за даними Православлєва і Аншелєса, такий:

	Розмір фракції в мм	% вміст фракцій у породі
	0,25 — 0,05	9,0
	0,00 — 0,01	29,6
	< 0,01	61,4
	Сума	100,00
Результат розподілу фракцій 0,25—0,05 бромформом . . . . .	легка фракція	95,0
Пятою ваги 3 . . . . .	важка фракція	5,0

Дані наведених аналізів показують, що вулканічний попіл дрібнозернистий і складається головно з зерен менших від 0,01 мм у діаметрі.

Хемічні аналізи вулканічного попелу дали такі наслідки <sup>1)</sup>:

SiO <sub>2</sub> —	66,66
TiO <sub>2</sub> —	0,60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> —	14,22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> —	2,14
FeO —	0,78
MnO —	0,04
CaO —	2,20
MgO —	1,14
K <sub>2</sub> O —	3,28
Na <sub>2</sub> O —	3,26
Втрата при прожарюванні —	4,12
Гігроскопічна вода —	1,44
Сума —	98,88

Мінералогічний склад попелу визначений імерсійним методом. До складу породи входять: 1) вулканічне скло, 2) польові шпати, 3) слюда зеленуватобурого кольору, 4) магнетит, 5) піроксен, 6) амфібол, 7) кварц, 8) апатит, 9) кальцій<sup>4</sup> [9, с. 155].

Через неясність стратиграфічного положення цієї знахідки вулканічного попелу визначити вік його більш-менш точно автори не мали можливості; вони висловили припущення, що формування проверстка вулканічного попелу, можливо, буде відповідати кінцю міндель-ріського міжльодовикового або початку ріського віку [9, с. 153].

<sup>1)</sup> Дані про механічний і хемічний склад вулканічного попелу взято з роботи Православлєва і Аншелєса [9, с. 154].

Порівнюючи механічний склад вулканічного попелу з району озера Старого, з р. Кубані та околиць Павловська—Дуванки, ми бачимо, що цей склад майже однаковий, помічається лише невелике збільшення в попелі озера Старого часток  $< 0,01$  (66,48% проти 61,4% на Кубані) та зменшення часток розміром 0,25—0,05 мм (5,02% на озері Старому проти 9% на Кубані). Цю невелику різницю, очевидно, слід зв'язати з еоловим сортуванням попелу під час його відкладання та віддаленістю його від вулканічного вогнища; ближче до району вибухів вулканів мусіли відкладатись грубші частки попелу, а далі від нього менші. Щодо попелу в районі Павловська—Дуванки, то в ньому помічається зменшення часток від 0,01 до 0,001 мм і збільшення грубших від 0,01 мм. Останнє, очевидно, слід поставити на кошт великої домішки до попелу лесовидних часток, чим і пояснюється його подібність до лесовидних суглинків. Хемічним складом вулканічний попіл околиць м. Павловська, правого узбережжя р. Кубані та району озера Старого, як показують хемічні аналізи, мало різняться один від одного, крім того, що попіл Павловська—Дуванки надзвичайно бідний на натрій-оксид ( $\text{Na}_2\text{O}$ ). Можливо, що відклади вулканічного попелу з району озера Старого та правого узбережжя р. Кубані належать до одного вулканічного джерела; щодо попелу з околиць Павловська—Дуванки, то мінералогічний склад його не дає підстав віднести його походження до одного джерела з попелом району озера Старого і правого узбережжя р. Кубані.

Знахідка вулканічного попелу в товщі четвертинних відкладів у районі озера Старого (Кримська АРСР), в околицях м. Дніпропетровська (УРСР) та Павловська—Дуванки (Воронезька область РСФРР) в майбутньому матиме величезне значення для вивчення геологічної історії за четвертинного періоду.

В зв'язку з тим, що зовнішніми морфологічними ознаками вулканічний попіл іноді дуже нагадує пісок або лесовидний суглинок, треба особливо детально його вивчати, бо навіть досвідчені геологи можуть пропускати його при описуванні відслонень, приймаючи за пісок або лесовидний суглинок. Особливу увагу слід звернути на петрографічне вивчення вулканічного попелу з четвертинних відкладів. Можливо, що різновікові, але четвертинні попели мають різний мінералогічний склад.

В майбутньому ці знахідки вулканічного попелу, очевидно, зможуть бути маркуючим горизонтом при розчленуванні товщі четвертинних відкладів на окремі стратиграфічні горизонти при визначенні віку порід.

#### ЛІТЕРАТУРА

1. Боженко М. П. К вопросу о материковом происхождении Перекопской группы озер, рукопись, 1935.
2. Двойченко П. Гидрогеологический очерк населенных пунктов Перекопского уезда, 1910.
3. Дубянский А. Предварительные сведения о вулканическом пепле, залегающем в окрестностях г. Павловска (Воронежской области), Тр. Цент. науч.-иссл. геол.-разв. ин-та (ЦНИГРИ), в. 39, 1935.
4. Загорий П. К. Э работ Перекопско-Сивашской экспедиции у 1935 г. на Сиваши, Перекопской группы соляных озер та узбережжя Азовського моря, Вісті АН УРСР, 1936, с. 215—224.
5. Крокос В. И. К вопросу о номенклатуре четвертинных отложений Украины, Доклады Акад. Наук СССР, т. II, № 8, с. 500—506, 1934.
6. Лодочников В. Н. Полурыхлый пепловый туффиит трахита из Дуванки (у г. Павловска), Тр. ЦНИГРИ, в. 39, 1935 г.
7. Лепікаш Л. А. Геологічна карта четвертинних покладів УРСР в масштабі 1:1 000 000, Вісті УАН, № 8—10, с. 153—168, 1935.
8. Мушкетов И. Заметки о происхождении крымских соляных озер, Горный журнал, т. II, 1895.

9. Православлев П. А. и Аншелес О. М. Вулканический пепел из лессовидных суглинков правого побережья р. Кубани, около ст. Темнижбекской, Тр. Ленинград. о-ва естествоиспыт., т. X, в. I, 1930, с. 149—159.

10. Соколов Н. А. Общая геологическая карта России, Лист 48, Тр. Геол. к-та, т. IX, в. I, СПб, 1889.

## О нахождении вулканического пепла в четвертичных отложениях Крымской АССР, УССР и Воронежской области РСФСР

П. К. Заморий

### РЕЗЮМЕ

В 1935 году, при исследовании четвертичных отложений северной части Крымской АССР, мною было установлено, что в их толще, в западной части озера Старого, залегает прослой вулканического пепла, мощностью 3—7 см.

Четвертичные береговые отложения озера Старого в обнажениях представлены толщей лессовидных суглинков, разделяемых ископаемой почвой на два яруса. Мощность суглинков первого яруса колеблется, в зависимости от элементов рельефа и процессов смыва и намыва, от 2,5 до 4,5 м. Эти суглинки глинистые, карбонатные и очень гипсоносные; иногда создается впечатление, что друзы гипса преобладают над мелкоземом породы. Характерно, что друзы гипса по вертикальному профилю суглинков распределены неравномерно: в одних горизонтах их очень много („гипсовые горизонты“), а в других они почти отсутствуют. Это скопление большого количества друз гипса в отдельных горизонтах суглинков объясняется разными уровнями залегания грунтовых вод в прошлом. Цвет лессовидных суглинков первого яруса преимущественно темнопалевый и буровато-темнопалевый, структура их столбчатая. Время образования первого яруса лессовидных суглинков связываем с оршицким оледенением европейской части СССР (вюрмским по альпийской терминологии). Лессовидные суглинки первого яруса подстилаются ископаемой почвой черноземного типа, сформированной на втором ярусе лессовидных суглинков. Мощность этой почвы колеблется от 0,50 до 0,55 м. Время образования указанной ископаемой почвы относится к оршицко-днепровскому интергляциалу (рис-вюрмскому по альпийской терминологии).

Лессовидные суглинки второго яруса имеют темнопалевый, буровато-коричневый и бурый цвет, тоже глинистые, карбонатные и гипсоносные. Структура их столбчатая, а в нижних горизонтах плитчатая. Время образования суглинков второго яруса связываем с днепровским оледенением европейской части СССР. В обнажении № 3 непосредственно под ископаемой почвой наблюдаются зеленовато-серые суглинки, мощностью 0,65 м.

Указанные два яруса лессовидных суглинков Крымской АССР (района озера Старого) по времени образования эквивалентны соответствующим ярусам лесса УССР, а именно: первый ярус лессовидных суглинков — бугскому ярусу лесса и второй ярус суглинков — днепровскому ярусу лесса [5].

Необходимо отметить, что на западном берегу озера Старого, в южной его половине, наблюдаем оливково-сизые и зеленовато-оливковые пресноводные слоистые и песчаные суглинки озерного типа (обнажение № 4). В этих суглинках констатировано пресноводную фауну: *Planorbis planorbis*. В указанных суглинках озерного типа встречаются прослойки песка, а также хорошо выражен прослой вулканического пепла, залегающий на глубине 2,97—3,02 м. Мощность его в обнажении колеблется от 3 до 7 см. Указанный прослой вулканического пепла предыдущие исследователи принимали за песок. М. Боженко отмечает, что этот песок прослеживается во многих обнажениях и расчистках озера Старого на расстоянии около 1,5 км. [1].

Мной установлено, что этот песок представляет собой не что иное, как вулканический пепел. По морфологическим признакам вулканический пепел представляет собой тонкозернистую порошистую мучнистую массу, беловатого цвета (в отдельных местах слегка розоватого), напоминающую собою тонкозернистый песок. Вулканический пепел с HCl не вскипает. От обыкновенного песка он отличается чрезвычайно легким удельным весом. По петрографическому определению Липковской, вулканический пепел из обнажения озера Старого состоит почти исключительно (на 99%) из остроугольных кусочков или обломков вулканического стекла. Показатель преломления его 1,516—1,520. Большинство обломков имеют неправильную форму, пластинчатую. Реже можно наблюдать параллельно волокнистое строение. Волокна часто имеют в себе включения газовых пузырьков, вытянутых в одном направлении с волоконцами. Размер обломков (длинная сторона) в среднем равняется 0,07—0,15 мм. В пепле наблюдается в незначительном количестве (до 1%) примесь единичных зерен кальцита, авгита, кварца, агрегатные скопления серицита и других мелких зерен, определить какие не было возможности. Механический и химический состав вулканического пепла характеризуют нижеследующие анализы:

Название образца	Механический состав в %/о фракции в мм				Примечание
	1—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,001	
Вулканический пепел из четвертичных отложений района озера Старого. Образец взято на глубине 2,97—3,02 м . . . . .	—	5,02	28,5	66,48	Анализы произведены по методу Сабанина в лаборатории Института геологии Академии Наук УССР.

Химический состав пепла

SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	MnO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	SO <sub>2</sub>	Потери при прокаливании	H <sub>2</sub> O гидроскопическ.
57,45	0,5	19,60	1,62	2,2	1,78	0,94	0,20	4,65	5,68	0,05	5,18	3,5

Это первая находка вулканического пепла в толще четвертичных отложений в пределах северной части Крымской АССР. В Крым пепел был занесен ветрами, очевидно, с вулканов Кавказа. На основании изучения геологического строения береговых четвертичных отложений озера Старого и условий залегания вулканического пепла время образования его я отношу (условно) к днепровско-оршницкому интергляциалу (рис-вюрма по альпийской терминологии). В начале 1936 года я высказал предположение, что вулканический пепел должен быть и в толще четвертичных отложений не только в северной части Крымской АССР, а и на юге УССР [4], и это предположение полностью подтвердилось. После конференции молодых ученых Украины, происходившей в марте месяце 1936 года, на которой во время своего доклада я демонстрировал вулканический пепел, присутствовавший на конференции преподаватель Горного института г. Днепропетровска геолог Станкевич по приезду в г. Днепропетровск открыл вулканический пепел в окрестностях г. Днепропетровска — тоже в толще четвертичных отложений. В апреле месяце 1936 года во время пребывания в г. Днепропетровске я вместе с геоло-

логом Станкевичем исследован овраг, в котором был найден вулканический пепел. Исследованиями выяснено, что вулканический пепел залегает в толще лессовидных суглинков на глубине 9,00—9,22 м слоем мощностью в 22 см; кроме того, второй прослой, мощностью 2 см, залегает на глубине 9,72—9,74 м в этих же суглинках. Общая мощность лессовидных суглинков в этом овраге достигает 16—17 м. Благодаря отсутствию ископаемых почв, а также вследствие значительных древних процессов размыва и намыва стратиграфическое положение вулканического пепла в окрестностях г. Днепропетровска неясно; возможно, что его отложение происходило одновременно с отложением пепла на озере Старом, т. е. во время днепровско-оршичского (R—W?) интергляциала (условно); обращает на себя внимание то, что пепел окрестностей г. Днепропетровска покрыт более мощной серией лессовидных суглинков по сравнению с пеплом озера Старого, а поэтому не исключена возможность более древнего его возраста по сравнению с пеплом из четвертичных отложений озера Старого; вообще же этот вопрос нужно считать пока открытым. Условия отложения вулканического пепла на озере Старом и в окрестностях г. Днепропетровска были неодинаковы. Приносимый волновым путем на озеро Старое пепел откладывался в пресноводном бассейне, чем и обуславливается его залегание в толще пресноводных суглинков. В окрестностях же Днепропетровска пепел откладывался тоже эоловым путем, но не в водном бассейне, а на суше, вместе с лессовидными суглинками, чем и объясняется очень большая примесь к пеплу частиц лессовидного суглинка (лессовидный суглинок преобладает даже над вулканическим пеплом) и его лессовидный габитус. По петрографическому определению Липковской, вулканический пепел окрестностей Днепропетровска состоит из обломков вулканического стекла, составляющих до 40% породы (обломки стекла пористые, показатель преломления 1,508), кварца, авгита, циркона, рутила, апатита, кальцита, гипса, полевого шпата и глинистых агрегатов.

Интересно отметить, что в 1928 году А. Дубянский открыл отложение вулканического пепла в Воронежской области в 7 км от г. Павловска в районе слободы Дуванки [3, с. 3]. По указанию Дубянского, вулканический пепел залегает в виде линзы среди песчаных отложений высокой террасы р. Дона, в основании которой констатированы флювиогляциальные отложения. Средняя мощность пепла 0,62 м, а максимальная 1,10 м. Пепел залегает на глубине в среднем 8—8,5 м в толще древнеалювиальных отложений, переходящих книзу в отложения флювиогляциальные, содержащие в себе эратические валунчики и гальку [3, с. 3—10]. По внешним морфологическим признакам вулканический пепел с окрестностей сл. Дуванки, по Дубянскому, „имеет вид слегка уплотненной, но рыхлой породы, способной, особенно в сыром состоянии, держаться комом и не распадаться в порошок. В сухом виде пепел легко развевается ветром, при прикосновении осыпается, и достаточно легкого нажима, чтобы комочек пепла распался. Цвет пепла различен: светлосерый, серый с легким зеленоватым оттенком, светложелтый, почти палевый. В сухом виде основной пласт светлосерый, в сыром — бурый с желтоватым оттенком. В этом виде пепел весьма легко принять, в особенности издали, за суглинки, которые в этом районе входят в состав древнеалювиальных отложений и иногда переслаиваются с флювиогляциальными песками. Пепел распадается на три части: основной пласт, верхний и нижний“ [3, с. 3—4]. Время образования вулканического пепла окрестностей Павловска—Дуванки, по предположению Дубянского, вероятно, относится к рис-вюрмскому интергляциалу, но, как отмечает сам автор, действительные условия и причины, вызвавшие отложения пепла в районе Павловска—Дуванки, и время их отложения здесь все же остались еще неясными [3, с. 15—16]. Образование пепла Дубянский связывает с извержением

кавказских вулканов, вероятно, во время рис-вюрма, пепел которых мог быть перенесен ветрами и в Воронежскую область. Автор высказывает и другое предположение о занесении вулканического пепла водами в Воронежскую область. Он предполагает, что „колебания уровня Азовского моря в ачагыльскую и последующие трансгрессии в связи с эпейрогеническими движениями и отступанием ледника могли вызвать течение вод вверх по долине Дона, быть может, доходивших до Павловска и Дуванки. В этих условиях пеплы Дуванки могли быть принесены водами, причем эти пеплы могли представлять или часть размытых пепловых отложений у берегов Азовского или Каспийского моря, или часть пеплов, выпавших в массу на поверхность вод этих морей в процессе последних извержений кавказских вулканов“ [3, с. 15].

С первым предположением Дубянского о эоловом происхождении вулканического пепла Павловска—Дуванки можно согласиться, а второе его предположение о водном происхождении пепла мало вероятно.

Указанные находки вулканического пепла в толще четвертичных отложений в районе озера Старого (Крымская АССР), в окрестностях г. Днепропетровска (УССР) и Павловска—Дуванки (Воронежская область РСФСР) в будущем будут иметь чрезвычайно большое значение для изучения геологической истории указанных районов во время четвертичного периода.

В связи с тем, что по внешним морфологическим признакам вулканический пепел иногда очень напоминает песок или лессовидный суглинок, необходимо особенно детально и тщательно его изучать, потому что даже опытные геологи могут пропускать его при описании обнажений, принимая пепел за песок или лессовидный суглинок.

Особенное внимание следует обратить на петрографическое изучение вулканического пепла из четвертичных отложений. Возможно, что разновозрастные, но четвертичные пеплы имеют разный минералогический состав.

В будущем эти находки вулканического пепла, очевидно, смогут служить маркирующим горизонтом при расчленении толщи четвертичных отложений на отдельные стратиграфические горизонты при определении возраста пород.

24/IV 1936 года.

## **On the Finding of Volcanic Ash in the Quaternary Deposits of the Crimean Autonomous SSR and in the Voronezh Region of the Russian SFSR**

*P. K. Zamory*

### SUMMARY

In the year 1935 while exploring the quaternary sediments of the northern part of the Crimean ASSR I established in their mass in the western part of „Stary“ Lake (Old Lake) an interlayer of volcanic ash, 3.7 m. in thickness.

The quaternary coastal sediments of Stary Lake are represented in the outcrops by a mass of loess-like loams divided by fossil soil into two stages. The thickness of the loams of the first stage varies from 2.5 to 4.5 m. according to the relief elements and the processes of ablation and accumulation. These loams are clayey, carbonaceous (calcareous) and very gypsiferous; sometimes one gains the impression that the druses of gypsum prevail over the fine earth of the rock. It is characteristic that the gypsum druses are distributed irregularly along the vertical section of loams. In some zones they are very numerous („gypsum zones“), and in others they are almost absent. This accumulation of a great number of gypsum druses in separate zones of loams is to be accounted for by

the different levels of the ground water in the past. The colour of the loess-like loams of the first stage is for the most part dark fallow and brownish dark fallow, their structure is columnar. We connect the formation of the first stage of loess-like loams with the Orshitsa glaciation of the European part of USSR (Würm according to the alpine terminology). The loess-like loams of the first stage are underlain by fossil soil of the chernozem type formed on the second stage of loess-like loams. The thickness of this soil varies from 0.50 to 0.55m. The formation of this fossil soil refers to the Orshitsa-Dnieper interglacial epoch (Riss – Würm according to the alpine terminology). The loess-like loams of the second stage are of a dark fallow red-brown and brown colour; they are also clayey, carbonaceous and gypsiferous. Their structure is columnar but in the lower zones it is platy. We connect the formation of loams of the second stage with the Dnieper glaciation of the European part of the USSR. In outcrop N 3 directly under the fossil soil lie greenish-grey loams 0.65 m. thick.

These two layers of loess-like loams of the Crimean ASSR (region of Stary Lake) are by the time of their formation equivalent to the corresponding loess stages of the Ukraine, namely: the first stage of loess-like loams corresponds to the Bug loess stage and the second stage of loams – to the Dnieper loess stage (4a).

It should be noted that on the western bank of Stary Lake in its southern half we find the bluish-green and olive-green coloured freshwater schistose and sandy loams of lacustrine type (outcrop N 4). In these loams a freshwater fauna has been encountered: *Planorbis planorbis*. In the indicated loams of lacustrine type interlayers of sand are found and also a well defined interlayer of volcanic ash, bedding in a depth of 2.97–3.02 m. Its thickness in the outcrop varies from 3 to 7 cm. This interlayer of volcanic ash was mistaken for sand by the previous investigators. M. Bozhenko mentions that this sand is to be traced in several outcrops and clearings of Stary lake, at a distance of about 1.5 km [1]. I have established that this sand is real volcanic ash. By its morphological characters volcanic ash is a fine-grained powdery mealy mass of whitish colour (in some places lightly pink) which resembles fine-grained sand. Volcanic ash does not react with HCl. It differs from ordinary sand by its extremely low specific gravity. According to the petrographical determinations of Lipkova skaia, volcanic ash from the outcrops of Stary Lake consists—almost exclusively—of sharp-angular pieces or fragments of volcanic glass (99%). The coefficient of refraction is 1.516–1.520. Most of the fragments present an irregular and lamellar form. More seldom a structure with parallel fibres is to be seen. The fibres often have inclusions of gas bubbles stretched out in the same direction as the fibres. The fragments measure on the average 0.07–0.15 mm. (long side). The ash contains an insignificant admixture (up to 1% of single grains of calcite, augite, quartz, aggregate sericite accumulations and other fine grains which it was impossible to determine. The mechanical and chemical composition of volcanic ash is given in the following analysis:

Name of sample	Mechanical composition					Notes
	1— 0.25 mm	0.25 mm 0.05 mm	0.05 mm 0.01 mm	0.01 mm 0.001 mm		
Volcanic ash from the quaternary deposits in the region of Stary Lake. The sample was taken at a depth of 2.97–3.02 m: . . . . .	—	5.02 mm	28.5 mm	66.48 mm		The analyses were made by the Sabaneev method in the laboratory of the Geological Institute, Academy of Sciences of the Ukr. SSR



Chemical composition of ash

SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	MnO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	SO <sub>3</sub>	Loss during tempering	H <sub>2</sub> O Hygroscopic
57.45	0.5	19.60	1.62	2.2	1.78	0.94	0.20	4.65	5.68	0.05	5.18	3.5

It is the first time that volcanic ash has been found in the mass of quaternary deposits in the boundaries of the northern part of the Crimean ASSR. Ash was evidently brought into the Crimea by winds from the volcanoes of the Caucasus. On the basis of our studies of the geological structure of the coastal quaternary sediments of Stary lake and the bedding conditions of volcanic ash I refer (conditionally) the time of its formation to the Dnieper—Orshitsa interglacial epoch (Riss-Würm according to the alpine terminology). In the beginning of the year 1936, I advanced the supposition that ash must be found in the mass of quaternary sediments not only in the northern part of the Crimea but in the south of the Ukr. SSR too [4]. This supposition was fully confirmed. M. Stankevitch, professor of geology at the Mining Institute in Dniepropetrovsk, who attended the conference of young scientists of the Ukraine, held in Kiev in March 1936, and at which I demonstrated volcanic ash during my report, also found volcanic ash in the mass of quaternary sediments in the environs of Dniepropetrovsk after having returned to that town. In April 1936 while in Dniepropetrovsk we investigated with M. Stankevitch the ravine where the volcanic ash had been found. The investigations show that volcanic ash forms a layer, 22 cm. thick, in the mass of the loess-like loams at a depth of 9.00—9.22 m.; a second interlayer 2 cm. thick stretches at a depth of 9.72—9.74 m. in the same loams. The general thickness of loess-like loams attains 16—17 m. in this ravine. Owing to the absence of fossil soils and to powerful processes of ancient erosion and alluvium, the stratigraphical position of volcanic ash in the environs of Dniepropetrovsk is not clear; maybe its sedimentation took place simultaneously with that of the ash of Stary Lake, i. e. during the Dnieper—Orshitsa (R—W) interglacial epoch (conditionally). It is interesting to note that the ash of the environs of Dniepropetrovsk is covered with a thicker series of loess-like loams in comparison with the ash of Stary Lake; it is therefore possible that it is older than that of the ash from the quaternary sediments of Stary Lake. This point however is open to discussion. The conditions of sedimentation of the volcanic ash in Stary Lake and in the environs of Dniepropetrovsk were different. The ash of Stary Lake, of eolian origin, was deposited in a fresh-water basin, which fact accounts for its bedding in the mass of fresh-water loams. In the environs of Dniepropetrovsk ash is also of eolian origin and was deposited not in a water basin but on dry land along with loess-like loams which explains the very large admixture of grains of loess-like loams in the ash. (Loess-like loam and its loessic habitus even prevail over volcanic ash). According to Lipkovskaia's petrographical determination, volcanic ash of the environs of Dniepropetrovsk consists of fragments of volcanic glass amounting to 40% of the rock (the glass fragments are porous, the refraction coefficient is 1.508), of quartz, augite, zircon, rutilus, apatite, calcite, gypsum, feldspar and clayey aggregates.

It should be noted that in the year 1928 A. Dubiansky found sediments of volcanic ash in the Voronezh district, 7 km. from Pavlovsk, in the area of the suburb Duvanka (3, p. 3). As shown by Dubiansky, volcanic ash beds in the shape of a lens among the sandy deposits of the high terrace of the Don River in the basis of which fluvio glacial sediments have been found. The average thickness of ash is 0.62 m. the maximum one 1.10 m. The ash beds at a depth of about 8—8.5 m. in the mass of old sediments passing downwards into fluvio-glacial

deposits containing small erratic boulders and pebbles (3, p. 3—10). By its exterior morphological signs, volcanic ash from the environs of Duvanka has, as Dubiansky says, „the appearance of a slightly compact but loose rock, capable, especially in a humid state, of keeping together as a clod and not disintegrating. When the ash is dry it is easily blown away by wind, it crumbles at the touch and a slight pressure is sufficient for the ash to disintegrate. The ash varies in colour; light grey, grey with light grey-greenish hue, light yellow, almost fallow. When dry, the principal layer is light grey, when humid it is brown with a yellowish tint. In this state ash may be easily mistaken, especially from afar, for loams which in this region enter into the composition of old alluvial sediments and are sometimes interbedded with fluvio-glacial sands. Ash comprises three parts: the principal, upper and lower layers (3, p. 3—4). The formation of volcanic ash in the environs of Pavlovsk-Duvanka, probably relates, according to Dubiansky, to the Riss-Würm Interglacial epoch, but as the author himself states, the true conditions and causes which produced sedimentation of ash in the region of Pavlovsk-Duvanka and the time of their deposition here remain unascertained. [3, p. 15—16]. Dubiansky connects the formation of ash with the eruptions of the Caucasian volcanoes probably in Riss-Würm times, the ash of which could be transported by winds into the Voronezh district. The author also suggests that volcanic ash could have been brought into the Voronezh district by water. He supposes that the fluctuations of the level of the Azov sea in the Akchagil and subsequent transitions in connection with the epirogenic movements and the retreat of the glacier could make the waters flow upstream along the valley of the Don, reaching perhaps Pavlovsk and Duvanka. In such conditions the ash of Duvanka could have been brought by water and might be a part of the eroded ash sediments near the shores of the Azov and Caspian Seas, or a part of the ashes having fallen in masses on the surface of these seas in the course of the last eruptions of the Caucasian volcanoes.

We can agree with the first supposition of Dubiansky as to the eolian origin of volcanic ash of Pavlovsk-Duvanka: the second supposition concerning the water origin of ash is hardly probable.

The volcanic ash found in the mass of quaternary sediments in the region of Stary Lake (Crimea), in the environs of Dniepropetrovsk (Ukr. SSR.) and Pavlovsk-Duvanka (Voronezh district of Russian SFSR) will have in future an exceedingly great significance for the study of the geological history of these regions during the quaternary period.

As volcanic ash sometimes resembles sand or loess-like loams in its exterior morphological signs it is necessary to study it in detail and with the utmost attention, seeing that even experienced geologists may omit it when describing exposures and mistake ash for sand or loess-like loam.

Special attention must be given to petrographical study of volcanic ash from quaternary deposits as it is possible that ashes of different age have a different mineralogical composition.

In future these finds of volcanic ash will evidently be able to serve as a marking horizon when dissecting the mass of quaternary sediments into separate stratigraphical zones for determining the age of the rocks.

## До питання про відношення морени дніпровського льодовикового язика до морен Верхнього Дніпра

Д. К. Біленко

Питання відношення морени Дніпровського льодовикового язика території УСРР до морен верхньої течії р. Дніпра території БРСР і Західної області РСФРР належить до одної з важливих проблем четвертинної геології. Це питання давно вже привернуло до себе увагу геологів, що працюють на Верхньому та Середньому Дніпрі. Одначе, й до цього часу немає ще одностайної думки щодо цього.

Г. Ф. Мірчинк [19] гадає, що головна причина розбіжності думок про кількість зледенінь і льодовикових епох впливає з того, що дослідники вкладають різний зміст у поняття льодовикової епохи. Сам він у поняття льодовикової епохи вкладає такий комплекс льодовикових подій, який дає можливість в обширах зледеніння простежити наступання, стаціонарний стан і відступання льодовика, а в обширах позальодовикових — відповідну зміну клімату і в зв'язку з цим зміни в розвитку рельєфу (розмив долини, утворення терас, трансгресії внутрішніх басейнів, як Каспійське море). Проміжний час між льодовиковими епохами буде належати до міжльодовикового часу. З цього погляду Мірчинк установлює на російській рівнині три зледеніння, з яких максимальне дало язика по Дніпру й Дону і яке, на його думку, слід паралелізувати з ріським зледенінням Альп.

Південну межу міндельського зледеніння (найдавнішого) Г. Ф. Мірчинк проводить по лінії Мозир—Річиця—Рославль, центральній частині кол. Московської й Вологодської губ. На його думку, льодовикові відклади Річиці, саме червоно-бурі й бурі валунні супіски, стратиграфічно відповідають тому ярусові лесу, який залягає під ріською мореною Дніпровського язика й під підморенними флювіогляціальними відкладами й відмежується від останніх горизонтом копальною ґрунту.

На жаль, Г. Ф. Мірчинк не наводить профілю четвертинних відкладів м. Річиці, і тому незрозуміло, про які льодовикові відклади Річиці йде мова. Якщо це та морена, яка виходить у березі р. Дніпра, то її стратиграфічне положення зовсім не відповідає положенню згаданого підморенного леса Дніпровського язика. Якщо він мав на увазі ті флювіогляціальні піски, які в Річиці залягають на глибині до 30 м під мореною й під нижчеуложеними флювіогляціальними відкладами грубиною 17 м і які відмежовуються від останніх глиною в 1,50 м глибини з бурими рештками рослин (наші дані), а самі мають більше 16 м глибини й залягають на харківських пісках, тоді ці піски, що являють нижній горизонт флювіогляціальних відкладів, можна паралелізувати з підморенним лесом Дніпровського льодовикового язика.

Наведена стратиграфія четвертинних відкладів м. Річиці свідчить про те, що південну межу зледеніння, яке Мірчинк називає міндельським, треба відсунути далі на північ і, як це видно з нашої роботи, до Жлобина. Морена ж Річиці (грубина 17,90 м) належить до молодшого зледеніння, саме до максимального, дніпровського.

Трохи далі на північ Мірчинк проводить смугу кінцевих морен вюрмського зледеніння. За його вказівками, вона проходить по лінії Слуцьк—Мінськ—Лукомль—Чаря—Орша—Смоленськ—Калінін—Кострома—оз. Кубенське. З вюрмським зледенінням він зв'язує верхній горизонт лесу, що відмежовується копальним ґрунтом від ріських флювіогляціальних відкладів району Середнього Дніпра. Цей ярус лесу залягає на надлукових терасах на ріських відкладах, алювіальних, які в північному напрямі переходять у зандри, що оконтурюють з південного боку вищенаведену смугу кінцевих морен.

Ще виразніше, орографічно виявлену смугу кінцевих морен наводить Г. Ф. Мірчинк у Західній області. Ця смуга продовжує балтійську смугу кінцевих морен Німеччини і проходить по лінії Вільно—Лепель—Сенно—Вітебськ—Торопець—Осташков—Боровічі—східне узбережжя Онезького озера—Няньдома. З цією смугою кінцевих морен Г. Ф. Мірчинк зв'язує накупчення алювіальних відкладів нижньої надлукової тераси, уступ до якої вирізався від вищої тераси, можливо, під час максимального просування вюрмського льодовика. Згадану смугу кінцевих морен він паралелізує з бюльською стадією відступання вюрмського льодовика в Альпах.

Нарешті, ще дві смуги кінцевих морен, з яких одна тягнеться по лінії Ріга—Псков—Луга—Онега—Архангельськ, а друга через південну Фінляндію, Г. Ф. Мірчинк називає гшніцькою та даунською стадіями відступання вюрмського льодовика (за альпійською термінологією). Називаючи другу стадію вюрму бюльською і саме стадією, не надаючи їй значення окремого зледеніння (неовюрм Павлова), Мірчинк прийшов до цього саме тому, що друга стадія вюрму ніде не виявлена ні в формі окремих горизонтів лесу, ні в рельєфі.

Не торкаючись питання кінцевих морен стадії відступання вюрму, що виходило за межі нашого дослідження, межа вюрму за нашими спостереженнями поблизу долини р. Дніпра збігається з даними, які подає Г. Ф. Мірчинк. До цього можемо додати, що вюрмська морена бере участь у складі четвертинних відкладів і Орші, і Смоленська, де південна межа морени, зафіксована кінцево-моренним ландшафтом, проходить зокрема між Оршею та Могильовим, на південь від долини р. Дніпра вище Смоленська і на схід від р. Дніпра вище Дорогобужа. Вюрмський вік верхньої морени, Орші, Смоленська, Дорогобужа стверджується стратиграфічним положенням у комплексі четвертинних відкладів та даними геоморфології долини р. Дніпра, а саме, що вона в межах свого поширення бере участь у будові першої надлукової тераси Дніпра.

Свої висновки про три зледеніння на території СРСР Г. Ф. Мірчинк стверджує трьома трансгресіями четвертинного віку Каспійського моря—хвалінською, хазарською, бакінською. Разом з Павловим [24] і Православлевим [26] він порівнює відклади міндельської льодовикової дсби з бакінським ярусом.

Наявність трьох зледенінь ми стверджуємо трьома стратиграфічними горизонтами морен на Верхньому Дніпрі і даними геоморфології Верхнього та Середнього Дніпра: з трьома зледеніннями зв'язані три наскрізні надлукові тераси, що простежуються на всій течії Верхнього й Середнього Дніпра.

А. М. Жірмунський [7], посилаючись на роботи геологів Німеччини, Польщі, СРСР, згадуючи Зергеля, Грамана, Бубнова та інших, приходить до такого висновку: 1) на російській рівнині немає слідів ні гюнцького, ні міндельського зледенінь, а місцями зустрічаються лише синхронічні їм екстрагляціальні відклади; 2) межа ріського зледеніння збігається з межою максимального зледеніння російської рівнини; 3) південна межа вюрмського зледеніння проходить на південь від Мінська й Смоленська і йде до Москви; 4) межою неовюрму вважаються кінцеві морени Городоксько-Невельського району. В такий спосіб дві морени БРСР він зв'язує з ріським та вюрмським зледеніннями.

А. Н. Розанов [3], торкаючись питання про межі зледенень у Центральній області, звертає увагу на розбіжність поглядів геологів у визначенні віку нижньої та верхньої морени. Одні геологи, як Яковлев, Мірчинк, вважають нижню московську морену за міндельську, а верхню за ріську; інші геологи приймають ці ж морени за ріську та вюрмську. Така розбіжність випливає з того, що висновки дослідників не ґрунтуються на даних палеонтології, бо стратиграфічний метод вимагає ще обережного ставлення до порівняльних схем. Розанов верхню морену московського району приймає за вюрмську, а нижню за ріську. Серед аргументів, які наводить автор, треба звернути увагу на такий: „якщо прийняти московські морени за ріську й міндельську, тоді далі на захід від Москви в губерніях Смоленській і Тверській треба було б мати три морени — міндельську, ріську та вюрмську; насправді такого розрізу з трьома моренами не виявлено ще ні в губернії Смоленській, ні в Тверській“.

Треба також звернути увагу на те, що В. І. Даніловський [5] в басейні р. Ловаті на р. Куньї констатував чотири морени і називає їх міндельською, ріською, вюрмською, поділяючи станню на дві стадії — вюрм І і вюрм ІІ.

Погляди геологів на вік морен найбільше розходяться там, де поширені дві морени. Це ми бачимо на прикладі двох морен Центральної області. В аналогічному стані перебуває визначення віку й двох морен БРСР на південь від Орші. Відомо, що А. М. Жірмунський приймає їх за ріську та вюрмську, а Г. Ф. Мірчинк за міндельську й ріську. Всі інші дослідники приєднуються до першого або до другого трактування, і це й зрозуміло, бо більшість доводиться працювати на обмежених ділянках території, а для узагальнень вони користуються лише літературним матеріалом.

Очевидно, щоб переглянути всі концепції щодо кількості віку морен, треба урахувати весь фактичний матеріал, зібраний на значному просторі. Це допоможе виділити райони з різною кількістю морен, урахувати всі ті явища, що мали місце в кожному районі в зв'язку з льодовиковими подіями. Докладне вивчення геології та геоморфології долини р. Дніпра на всій його течії значно допоможе розв'язати накреслені проблеми і саме тому, що долина р. Дніпра зафіксувала, можна сказати, всі нюанси льодовикових явищ.

До питання про кількість морен у районі Верхнього Дніпра ми підійшли з урахуванням того фактичного матеріалу, переважно по свердловинах, що є в літературі. До цього ми додаємо й дані, зібрані нами безпосередньо в полі, і дані свердловин інших організацій, насамперед Гомельської філії Буртресту. Серед літературних матеріалів заслуговують на увагу ті свердловини, які подає А. М. Жірмунський у роботі про підземні води Західного краю [8].

Наведемо спочатку деякі фактичні дані, починаючи з Смоленська. Тут А. М. Жірмунський наводить свердловину № 1.

т <sub>2</sub>	1. Червона глина з валунами . . . . .	9,14 м
fg <sub>2</sub>	2. Гравій з водою . . . . .	0,61 "
т <sub>1</sub>	3. Сіра глина з валунами . . . . .	8,84 "
fg <sub>1</sub>	4. Сірий пісок з валунами й водою . . . . .	7,62 "
	5. Світлосіра глина . . . . .	7,01 "
	6. Гравій . . . . .	0,91 "
	7. Світла глина . . . . .	0,61 "
	8. Гравій . . . . .	0,61 "
	9. Світла глина . . . . .	0,61 "
	10. Гравій . . . . .	1,22 "
	11. Світла глина . . . . .	4,88 "
	12. Камінь (вапняк) з водою . . . . .	0,91 "
	13. Світла глина . . . . .	2,74 "
Девон	14. Камінь (вапняк) з водою . . . . .	0,91 "
	15. Світлосіра глина з кам'янистими проверстками . . . . .	29,87 "
	16. Міцний камінь (долом-тязований вапняк) . . . . .	29,11 "
	17. Синій дрібний водоносний пісок (плавун) . . . . .	1,06 "

В даній свердловині А. М. Жірмунський виділяє дві морени, поділені флювіогляціальними відкладами глибиною 0,61 м, відкладеними водами молодшого зледеніння. Глибина верхньої морени 9,14 м і нижньої 8,84 м. Остання підстелеюється флювіогляціальними відкладами глибиною 17,59 м, які відклали води давнішого зледеніння. Загальна глибина всієї четвертинної серії становить 31,18 м. Води давнішого зледеніння розмили поверхню девону нижче сучасного рівня Дніпра. Висота поверхні розмиву девону в загальному повторюється й за даними інших свердловин. Води давнього зледеніння розмили дочетвертинний рельєф до висоти девона, а молодшого — до висоти поверхні верхньої морени. Поверхня девону нижче сучасного рівня Дніпра на 6,60 м. Це проливає світло на терасову природу рельєфу Смоленська.

Знаючи, що висоти берегів Дніпра у Смоленську підносяться над річкою до 65 м, і, з другого боку, звертаючи увагу на те, що місце свердловини вище рівня Дніпра приблизно на 25 м, можна сказати, що свердловина Жірмунського знаходиться на схилі. Цим, мабуть, пояснюється й мала глибина (лише 0,61 м) міжморенних відкладів. В умовах же схилів звичайно могли відбуватись розмиви, яких зазнавала й морена. Інакше кажучи, дані свердловини не розв'язують питання про наявність лише двох морен у Смоленському, що й видно з описаного нами нижче відслонення на лівому березі р. Дніпра.

Ми описали свіжу штучну глибоку канаву, що перетинає весь високий схил берега і спускається від стіни фортеці в балку „Чортов Ров“. Глибина балки коло верхів'я 48,48 м. Тут маємо таке відслонення (див. рисунок, стор. 133):

O <sub>2</sub>	{	<sup>1)</sup> 1. Суглинок . . . . .	2 м
O <sub>1</sub>	{	2. Морена червоно-бура, з валунами різного розміру до 1 м діаметром . . . . .	23,38 м
O <sub>1fg</sub>	{	3. Піски сіро-жовтуваті, середньозернисті, польовошпатові, нерівнозернисті, зерна обкатані й видовжені по одній осі. Кристалічні валуни розміром до 1 м із згладженими ребрами . . . . .	1,02 м
D—O	{	4. Суглинок сіро-жовтуватий у сухому стані, з буруватим відтінком у свіжому; лесовидний, ніжний, грубопористий, видимо дрібноверстуватий, вгорі та внизу з дрібними валунами в наслідок розмивання льодовиковими водами (складом аналогічний суглинкові, що вкриває верхню морену) . . . . .	6,33 м
Dm	{	5. Морена вгорі сіро-жовтувата, внизу жовто-бурувата, легко-суглиниста, пілувата, з численними значно звітрілими дрібними кристалічними валунами, серед яких багато кварцової гальки . . . . .	5,47 м
Dfg	{	6. Пісок сіро-жовтий, червоно-бурий, іржавий, різнозернистий, грубий, з великими кристалічними звітрілими валунами, в гумусові кварцово-мулісті катуні, мокрий . . . . .	4,56 м
B—D	{	7. Морена жовто-бура, сіро-жовтувата, сіро-сиза, взагалі плямиста, глиниста, суглиниста, з лізвами середнього піску й дуже великою кількістю валунів дрібних і більших — до 0,5 м. Валуні в значно звітрілому стані; багато кварцової гальки, валунів пісковикових, кварцитових, кременевих і зеленочам'яних порід та сірого граніту. Більшість валунів має зглажені ребра, а деякі закруглені. Над рівнем дна балки відслонено . . . . .	5,72 м
Bm	}		

<sup>1)</sup> Наші позначки треба розуміти так: B—берегинське зледеніння (міндельське за альпійською термінологією), D—дніпровське (ріське), O—оршицьке (вюрмське), B—D і D—O—інтергляціали; O<sub>2</sub>—оршицьке зледеніння першої стадії (вюрм I), O<sub>2</sub>—друга стадія (вюрм II), Om—оршицька морена, Dm—дніпровська морена, O<sub>1fg</sub>—флювіогляціальні відклади першої стадії оршицького зледеніння.

Балка виходить на рівень лукової тераси р. Дніпра третього рівня (заливається не щороку). Дно балки прорізується притокою, що заглибилась до рівня Дніпра.

В даному відслоненні констатовано три горизонти морен, відмінних своїм складом. Нижня морена підноситься верхньою поверхнею над рівнем лукової тераси Дніпра орієнтовно на 10 м, а нижньою основою ховається під його рівень. Від середньої морени вона відмежується пісками з гумусовими катунами, свідками ґрунтоутворення доби В—D. Останнє вказує на перерву тобто на те, що нижню й середню морени не можна об'єднувати в одну.

Суглинок, горизонт I, ми віднесли до  $O_2$  на тій підставі, що він в інших районах відмежується від нижчеуложеної морени  $O_1$  копальним ґрунтом оршицького інтерстадіалу, сформованим на надморенних флювіогляціальних відкладах. В даному відслоненні копальний ґрунт розмитий. Міжморенний суглинок, горизонт 4, має ознаки верстуватості, що вказує на те, що він пере-відкладався водами оршицького зледеніння. Своїм габітусом він нагадує поверхневий суглинок горизонту 1. Різниця лише в тому, що вгорі і внизу в ньому містяться дрібні валуни. В інших відслоненнях він заміщений міжморенною товщею флювіогляціальних відкладів. Повторність міжморенної товщі в формі то флювіогляціальних відкладів, то відокремлених від верхньої та нижньої морени проверстками флювіогляціальних відкладів суглинків дає нам підставу вважати й суглинок горизонту 4 за свідка перерви у відкладанні морени і віднести його за стратиграфічним положенням до дніпровсько-оршицького інтергляціалу.

Порівнюючи наші дані з даними А. М. Жірманського, звертаємо увагу на те, що нижня його і наша морени, а також наша середня і його верхня морена залягають майже на одних гіпсометричних висотах. Це вказує, що в його свердловині немає верхньої морени, що й пояснюється умовами схилу, на яких знаходиться його свердловина. Так чи інакше через умови рельєфу дані Жірманського не можуть стверджувати обов'язкової присутності лише двох морен.

В нашому розпорядженні є ще кілька свердловин в районі Смоленська, а саме свердловини радгоспу „Носково“ і х. Майського №№ 1096 і 1463. Їх дані тотожні і вказують на три горизонти морен. Виняток з цього становлять дані свердловини в автотракторних майстернях, але тут грубина нижньої морени становить 54 м, що очевидно говорить не за одну морену.

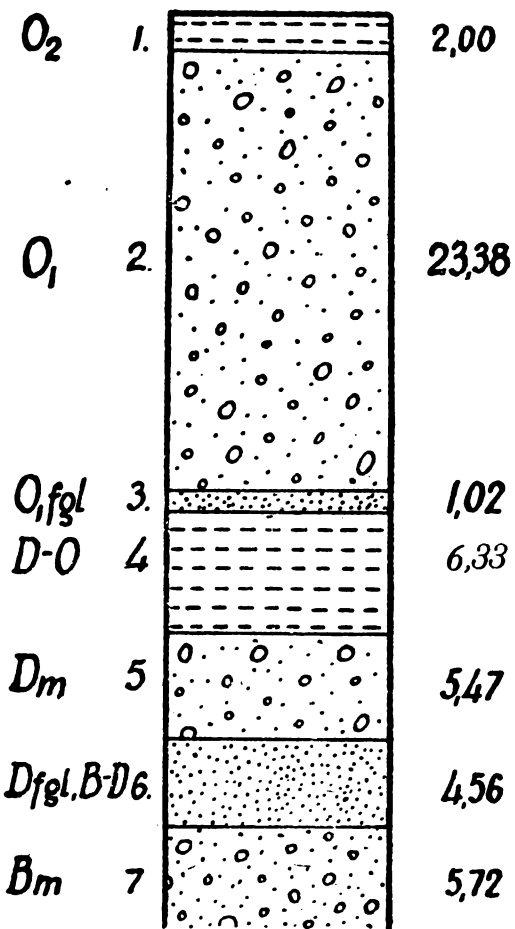


Рис. 1.  
Fig. 1.

Отже кілька свердловин Смоленська, всі разом, показують аналогічні дані, а саме говорять про три горизонти морен, які тому можна прийняти за стратиграфічні горизонти в даному районі.

В світлі наших даних можна внести коректив і в дані А. М. Жірманського. І справді, у його свердловині верхнім членом флювіогляціальних відкладів, які підстеляють нижню морену (див. вище), є горизонти 4—сірий пісок з валунами й водою глибиною 7,62 м. і 5—світлосіра глина в 7,01 м, а нижче йдуть дрібні проверстки гравію й глини. На нашу думку, коли погодитись з Жірманським і паралелізувати його верхню й нижню морени з нашими верхньою й середньою моренами, то в його профілі третя морена внизу буде представлена флювіогляціальними відкладами (гравієм), бо горизонт 4 флювіогляціальних відкладів можна зв'язати з вищеуложеною мореною, а горизонт 5 світлосірої глини глибиною 7,01 м віднести до міжльодовикових відкладів.

Звичайно, в нас немає даних уважати горизонт 5 за міжльодовикові відклади, як і немає даних відносити їх до серії відкладів флювіогляціальних. Але зараз нас цікавить не це. Нам важливо виявити повторюваність морен, тобто скільки є горизонтів морен і як часто вони зустрічаються в різних свердловинах, переважно тих, які закладені в найкращих умовах рельєфу за межами схилів.

Переходимо в район Орші. На питання, скільки тут морен, ми завжди чуємо непевну відповідь: одна, дві, три. І цілком вірно. В Оршанському районі можна зустрінути одну, дві і три морени залежно від умов сучасного й давнього рельєфу. На зниженнях рельєфу, як правило, морен менше, ніж на підвищеннях. А це тому, що на зниженнях відбувалися могутніші розмиви льодовиковими водами. Звернемось до фактичного матеріалу.

Між Смоленськом, Оршею й на південь від с. Нежівки в основі долини Дніпра залягає девон, що має нерівну поверхню, тобто поверхня девону знижується за течією р. Дніпра. Але між Смоленськом і Оршею в районі м. Ляди зустрічаємо девон, який на північ від Орші поверхня його також знижується, як це видно з свердловини с. Видриці [8]. В свердловині с. Митківщини (між Оршею та Видрицями) четвертинна серія пройдена свердловиною на глибину 68,27 м і корінних порід (девон) не досягнуто. Це все разом свідчить про піднесення девонських порід у районі Орші.

Така дочетвертинна топографія, безперечно, вплинула на характер і склад четвертинних порід, і саме так, що на зниженнях давнього рельєфу (на основі девону) ми не бачимо з даних свердловин Жірманського типової для зазначеної ділянки стратиграфії. Вона найповніше представлена в районі піднесеного девону, як це й можна бачити в Орші з свердловини № 1 Жірманського [8].

В цьому розрізі ми вбачаємо три горизонти морени—2, 5 і 7, 8. Вони відокремлюються один від одного товщею міжморенних пісків глибиною до 10 м. Середня морена має найбільшу глибину.

Аналогічні дані знаходимо також у будові району між Дубровною та Оршею.

Тут глибина верхньої морени 9 м, середньої 5 м, нижньої 10,45 м, а міжморенної товщі послідовно 17 м і 6,25 м.

Іноді верхня морена розмита і продукти розмиву, складені проверстком валунів, гравію й піску, дають товщину 13,90 м; середня морена має глибину 3,10 м і відмежується від верхньої грубозернистими пісками в 9,80 м глибини. Вона теж видимо розмита, а нижня морена заміщена флювіогляціальними пісками. Останні відмежовуються від вищеуложених міжморенних товщ В—Д проверстком торфу (бурого вугілля) глибиною 1,10 м. Флювіогляціальні піски залягають на вапняках девону.

Три горизонти морени—нижній, середній і верхній—спостерігаються і в інших свердловинах району Орші, при чому на понижений девонській основі



морени перевідкладені, розмиті і заміщені продуктами розмиву (грубими пісками в гравієм і валунами). Характерно, що в м. Лядах три морени розділяються, як і в Орші, аналогічними товщами пісків, грубиною від 9 м між верхньою і середньою мореною і до 13 м між середньою й нижньою. В розрізах О. В. Красовського по Орші й у Кобеляках ми також виділяємо три горизонти морени [10].

Закінчуючи цим подачу фактичного матеріалу з району Верхнього Дніпра (до Верхнього Дніпра ми відносимо частину вище м. Орші з тих міркувань, що нижче Орші Дніпро вже спрямовується на територію Білорусько-української мульди), ми хочемо спитати, чи можна три горизонти морен уважати за горизонти стратиграфічні. Звичайно, щоб ствердити стратиграфічне значення даних горизонтів, це треба обґрунтувати даними насамперед палеонтології. Цих даних у нас немає та й взагалі їх дуже мало. При такій постановці питання без даних палеонтології три горизонти морени можуть і не мати стратиграфічного значення, тобто, може, це просто розщеплення однієї або двох морен. А така думка тих геологів, що хочуть бачити тільки дві морени. На це ми дамо таку відповідь: три горизонти ми маємо в Орші, Лядах, Смоленську, а коли взяти район Могилів — Жлобин, то тут уже чомусь тільки два горизонти морен, а на південь від Жлобина в межах БРСР і УРСР тільки один горизонт; посуваючись знову на схід від Дніпра, знову натрапляємо на два горизонти.

Отже в питанні про те, скільки в цьому районі є горизонтів морен — два чи три, — суперечок немає. З цим погоджуються навіть і прибічники двох морен, які вважають, що це є дві морени, а не розщеплення одної, а коли зустрічаються три горизонти, тоді з'являється і розщеплення.

Почавши вивчати фактичний матеріал, ми не мали „певної настанови“ на строго визначену кількість морен. Ми урахували всі дані, і виявилось, що на певних ділянках, саме по лінії Орша—Смоленськ, зустрічається три горизонти морен, а на південь від цієї лінії (звичайно поблизу долини Дніпра) і на схід від Дніпра (вище Дорогобужа) — два горизонти. Це значить, що є вже причини такого розташування морен, що це явище не випадкове, тим більше, що морени відмежовуються товщами в середньому до 10 м грубини, при чому з кожною мореною зв'язані флювіогляціальні відклади над- і підморенні. Останнє дає підставу говорити про три морени як про три комплекси відкладів, часто відмежованих проміжними відкладами. З цих трьох комплексів і складається вся четвертинна товща Верхнього Дніпра на участку Смоленськ — Орша і з двох комплексів між Оршею та Жлобином. Всі інші дані, які можуть відхилитися від таких загальних даних, можна пояснити місцевими умовами, насамперед умовами даного рельєфу. Це буде ще ясніше, коли розглядатимемо питання про горизонтальне відношення морен.

Наявність трьох морен ми стверджуємо також і даними геоморфології долин Верхнього й Середнього Дніпра. Нашими дослідженнями встановлено, що на Верхньому Дніпрі, як і на Середньому, на просторі від верхів'я Дніпра до Дніпропетровська, намічається три наскрізні надлукові тераси. Цікаво, що в будові найвищого терасового рівня беруть участь усі три морени, в будові середнього (другого надлукового) дві і, нарешті, в будові нижнього (першого надлукового) одна. Інакше кажучи, морени плащувато вкривають елементи рельєфу долини р. Дніпра.

В. М. Чирвінський [31] вважає, що в межах долини Середнього Дніпра є льодовикові відклади трьох зледенінь — міндельського (флювіогляціальні піски), ріського (морена, флювіогляціальні піски), вюрмського (флювіогляціальні піски). З них лише ріське захопило Середню Наддніпрянщину, міндельське ж і вюрмське не досягли сюди, а давали лише могутні потоки талих льодовикових вод, що залишили в долині Дніпра флювіогляціальні піски з дрібними валунами й галькою північних порід.

Міндельські льодовикові відклади, як відомо, вистеляють моренну терасу; тут же валягає й ріська морена. Ріські флювіогляціальні піски вистеляють середню [4] терасу (дво- і трисесову), а вюрмські заходять на територію молодших терас, поширюючись переважно в північних районах долини Середнього Дніпра.

Л. А. Лепікаш у пояснювальній записці до карти четвертинних відкладів УРСР пов'язує шестиярусну лесову серію УРСР з трьома зледеніннями гляціальних районів СРСР — березинським, дніпровським і оршицьким, допускаючи їх коливання. З березинським зледенінням він зв'язує сульський і тілігульський лесові горизонти В. І. Крокоса, з дніпровським — орельський і дніпровський лесові горизонти і з оршицьким — удайський та бузький. Названі леси розмежовуються копальними ґрунтами, свідками коливання льодовика, а лесові комплекси зледенінь теж поділяються копальними ґрунтами, відповідними інтергляціалам березинсько-дніпровському та дніпровсько-оршицькому. Першому з них відповідають відклади з *Paludina diluviana* Kūnth Градіжська, Тірасполя, відклади з *Paludina diluviana* і *Didacna crassa* Надзавовського узбережжя, а другому відповідає торфовик с. Семиходів з бразенію та алювій терас, укритих верхнім лесом.

Ураховуючи, з одного боку, кількість морен на Верхньому Дніпрі, а з другого — відповідну кількість терасових рівнів, можна говорити з певністю про одну загальну причину, що з'ясовує всі явища і стратиграфії, і геоморфології в їх зв'язку.

Яка з трьох морен Орші або з двох морен Могилева чи Бихова переходить на територію Середнього Дніпра УРСР? Тут уже були деякі спроби паралелізувати Дніпровську морену УСРР з тою чи іншою мореною БРСР. Але вони, на нашу думку, не дали певних наслідків, бо виходили лише з загальних міркувань. Нагадаємо про них.

Чимало сторінок своєї роботи присвятив цьому питанню Н. В. Сакс [29]. Критикуючи загальновідомі погляди про ріський вік морени Дніпровського льодовикового язика, він приходить до висновку, що цей язик треба зв'язувати з вюрмським зледенінням, що вюрмська морена, тобто верхня морена БРСР, заходить на територію УРСР, витягаючись язиком уздовж Дніпра, а морена, що відповідає ріському зледенінню, досягла лише середньої Білорусі і має непевно визначену межу по лінії Слуцьк — Могилів — Рославль — Москва. Не маючи на увазі займатися розглядом аргументів, які він наводить на користь вюрмського віку морени Дніпровського язика, мусімо сказати, що вони далеко не достатні для обґрунтування такого важливого питання. І справді, невже ж для цього досить „впечатлення о неопределенности границ Вюрма“ або невже про вюрмський вік дніпровської морени можуть свідчити наявні в межах долини Середнього Дніпра флювіогляціальні відклади давніші за морену, або мінералогічна схожість валунів півночі і півдня, або, нарешті, обминання птицями країв районів зледеніння при перельотах? Звичайно, цього мало, як мало переконливі й інші докази. Тому всі докази Сакса треба розглядати як спробу переглянути й перевірити наші відомості про ріський вік морени максимального зледеніння. Ми цілком погоджуємось з автором, що вивчення льодовикових відкладів лише починається, а також що дійсно верхня з двох морен БРСР переходить на територію УРСР, про що докладніше скажемо нижче.

Більшість геологів приймають за максимальне зледеніння території СРСР саме зледеніння ріське. Вони виходять з таких міркувань: 1) відклади з *Brasenia purpurea* як у нас, так і в Західній Європі характеризують ріс-вюрмський час, валягають на півночі між двома ярусами морени, а на півдні над мореною максимального зледеніння; 2) морена ріського зледеніння вклинилась у третій зверху горизонт лесу, який приймають за лес ріського віку, бо він вкривається лесами, відповідними зледенінням  $W_1$  і  $W_2$ ; 3) ріське

зледеніння відбилося в морфології рельєфу річних долин; 4) льодовиковий ландшафт Полісся й БРСР має характер ландшафту молодшого, ніж південні райони поширення ріського льодовикового язика; 5) ріське зледеніння приймається за максимальне тому, що воно було максимальним і в Західній Європі. По долинах Дніпра й Дона воно дало язика.

Нам залишилося з'ясувати головне питання — яка з двох морен БРСР переходить у морену максимального дніпровського льодовика терену УРСР.

Очевидно, для з'ясування цього питання потрібні масові роботи по здійсненню четвертинних відкладів з правильним урахуванням фактичного матеріалу і, найголовніше, потрібні дані з палеонтології, петрології, стратиграфії, гіпсометрії. На жаль, в цьому відношенні зроблено мало, геологічне здійснення достатнього масштаба проведено на невеликій площі, а між знятими участками ще немає пов'язання. Тому ми не маємо достатніх даних, щоб можна було поставити питання про паралелізацію моренних горизонтів на всій площі їх поширення. Крім того, зібраний фактичний матеріал тлумачили різно. Все це привело до плутанини, яка не дає змоги порівнювати стратиграфію на значних просторах, а тим більше паралелізувати окремі стратиграфічні горизонти.

Все це примусило нас стати в справі паралелізації моренних товщ на певний шлях. Ми вирішили порівнювати стратиграфічне уложення морен наперед найближчих суміжних районів, використовуючи для цього гіпсометричне положення окремих моренних горизонтів і той гіпсометричний рівень, до якого дійшов давній льодовиковий розмив.

Нам здається, що паралелізації моренних горизонтів найближчих суміжних районів значно допоможе з'ясування гіпсометричного рівня поверхні розмиву. Очевидно, треба звернути увагу на розмиваючу й нівелюючу роботу льодовикових вод. Льодовикові води кожного зледеніння вкривали значні простори особливо поблизу долини р. Дніпра і діяли на найближчих участках в однакових умовах рельєфу в одному напрямі й майже з однаковою інтенсивністю, спочатку розмиваючи площі до певного гіпсометричного рівня, а потім бо й одночасно нівелюючи їх. Таким чином морена відкладалась на порівнюючи вирівняній поверхні, після чого рельєф, коли була відкладена ця морена, знову став нерівним. Ця погорбована моренна поверхня потім частіше вирівнюється водами відступаючого льодовика, нівелюється новими відкладами або зглажується водами (коли не розмивається зовсім, апр., на зниженому рельєфі) наступного льодовика.

Думка про те, що поверхня розмиву й акумуляції на невеликих площах прийшла до наближеного гіпсометричного рівня в зв'язку з роботою льодовикових вод, з'явилась у нас тоді, коли ми розглянули й порівняли зердловий матеріал кол. Могилівської губ., який подає А. М. Жірманський [8].

На підставі цих даних ми виділили такі чотири ерозійні рівні:

- IV ерозійний рівень на верхній морені.
- III ерозійний рівень на середній морені.
- II ерозійний рівень на нижній морені.
- I ерозійний рівень на корінних породах.

Раніш ніж перейти до аналізу наведених рівнів подамо дані з Могилева, беручи на увазі зв'язати їх стратиграфію в напрямі на південь за течією Дніпра з даними суміжних районів. Використаємо для цього наші описи ерозійних відслонень правого берега Дніпра. Ось зведений опис.

1. Суглинок лесовидний, з ґрунтом . . . . . 1 м
2. Морена сіро-жовтувата в сухому стані, червонувато-бура в свіжому, вся переповнена валунами (рапаківі, вапняк, пісковик) та вапняними конкреціями, суцільна; в НСІ скипає в глибини 3,40 м . . . . . 5,35 м
3. Пісок сіро-жовтуватий, дрібнозернистий, з рідкими кварцовими зернами 2 мм діаметром . . . . . 1,25—3,50 м

4. Морена, аналогічна горизонтові 2 . . . . .	1,80 м
5. Пісок аналогічний горизонтові 3 . . . . .	1,10 "
6. Морена червоно-бура, аналогічна горизонтам 2 і 4 . . . . .	5,35 "
7. Пісок грубозернистий, вишу з дрібними валунами, вгорі дрібніший, ясновірий . . . . .	3,50 "
8. Морена сиво-сірувата, суглинисто-супіщана, з частими звітрілими валунами й зовсім зруйнованими зернами польового шпату, що перетираються на каолін. З НСІ не скипає. Відслонено . . . . .	1,0 "
Від основи відслонення до рівня русла Дніпра . . . . .	6,70 "

В наведеному відслоненні верхня морена розщеплена на три горизонти— 2, 4, 6, розмежовані поверстками пісків 3 і 5. Загальна глибина верхньої морени разом з піскуватими поверстками— до 17 м. Вона відмежовується від нижньої морени (горизонт 8) флювіогляціальними пісками глибиною 3,50 м. Нижня морена відслонюється на 1 м і верхньою поверхнею підноситься над руслом Дніпра на 7,70 м.

Нижня морена своїм габітусом і складом зовсім відмінна від верхньої. Сиво-сірого кольору вона набула в наслідок звітріння валунів (польових шпатів) і домішування до основної маси розпиленого каоліну.

Про розщеплення верхньої морени знаходимо вказівки і в попередніх дослідників— Жірмунського [8], Сакса [33], Жукова в попередньому звіті по 29 аркушу 10-верстової карти за 1921—1925 рр. Всі вони вважають, що в районі Могилева наявні дві морени.

Вся товща четвертинних відкладів підноситься над рівнем Дніпра на 20—30 м.

В нашому розпорядженні є чимало свердловин, які всі разом вказують на наявність коло Могилева двох морен. До цього можемо додати, що в будові алювіальних відкладів першої надлукової тераси беруть участь два горизонти флювіогляціальних відкладів. Очевидно, верхній горизонт відповідає тій верхній морені, яка на південь від Орші не поширюється.

Повернемось до аналізу вищенаведених ерозійних рівнів.

Перший ерозійний рівень відповідає рівневі корінних порід, які знижуються від Смоленська до Орші з вгнуттям у районі м. Ляди і від Орші в напрямку до Могилева. Різниця рівнів Орші і Могилева становить 34 м— вона трохи більша за різницю висот сучасної поверхні, яка, за даними позначок свердловин, становить 25 м. І давня, і сучасна поверхня корінних порід вказують на похил у південному напрямі до білорусько-української мульди. Але в основному спостерігається тенденція до загального вирівнювання поверхні в наслідок пізніших ерозійно-аккумулятивних процесів. Перший ерозійний рівень виник у наслідок діяння льодовикових вод першого зледеніння, березинського (від назви р. Березини, гирло якої близько південної межі зледеніння біля Жлобина), що вкривало дані простори Могилів—Жлобин. І оршанський девонський горб, звичайно, зазнав тоді значної руйнації. Правда, в утворенні похилу й нерівності корінних порід головна роль належала тектоніці, але нівелююча роль зглажування нерівностей дольодовикового рельєфу, намагання всі перші нерівності привести до одного гіпсометричного рівня, безперечно, належить діянню льодовикових вод з дальшою аккумуляцією. Дальші процеси, що закінчились утворенням сучасної поверхні, нарешті згладили різницю висот у бік її зменшення. Різниця сучасного рельєфу стала меншою за різницю льодовикового рельєфу між пунктами Орша й Могилів.

Другий ерозійний рівень є разом з тим і рівнем нижньої морени. Уложен під нижньою мореною флювіогляціальні відклади, відкладені водами першого зледеніння, разом з мореною останнього своєю глибиною вже замаскували ту різницю висот, яка була при першому ерозійному рівні. Коли там різниця висот на корінних породах становила 34 м, то вже на другому рівні, тобто на поверхні нижньої морени— лише 8 м (порівнюються Орша

і Могилів). Остаточна нівеляція другого ерозійного рівня відбулась у наслід діяння тих вод, які посилало друге зледеніння, Дніпровське, максимальне (ріське за альпійською назвою), відповідне верхній морені Могилева та середній Орші. Води другого зледеніння, очевидно, були досить могутніми і значно розмили нижню морену на девонському горбі в Орші, де глибина її становить 2,13 м, і остаточно знищили ту гіпсометричну різницю в рельєфі, яка була до і після відкладання нижньої морени. Ця морена має невелику глибину в Орші, зовсім перевідкладається на північ від Орші, у Видриці, на пониженому девоні, де льодовикові води скупчувались у наслідок підпружування їх Оршанським горбом, і найбільшої глибини набуває в Могилеві, в умовах уже похиленого на південь ложа корічних порід.

Наближені цифри висот другого ерозійного рівня в Орші й Могилеві, отже й нижньої морени — явище не випадкове. Восьмиметрова різниця висот між Оршею й Могилевом була б ще менша, якби виключити підймання девонського горба Орші. Ця різниця (8 м) значно менша в порівненні з різницею сучасного рельєфу, яка становить до 25 м. Всі ці дані ще раз переконують нас у тому, що льодовикові води робили чималу ерозійно-аккумулятивну роботу. Коли ж до цього додати, що вказаний зв'язок гіпсометричних районів Орші й Могилева поширюється й на інші суміжні пункти району Орша — Могилів, то це дає нам право паралелізувати нижню морену Орші з нижньою мореною Могилева.

Третій ерозійний рівень лежить на середній морені Орші, Ляди, Видриці і на верхній морені Могилева. Це морена дніпровського зледеніння, що дало льодовиковий язик по Дніпру на території УРСР. Глибина морени в Орші 7,54 м і в Могилеві 10,21 м. Даний рівень утворився водами того зледеніння, що дало верхню морену Орші. В Орші висота третього ерозійного рівня більша, ніж у Могилеві, на 12 м. Якщо ж порівняти в кожному з цих пунктів позначки другого й третього рівнів по вертикалі, то матимемо такі цифри: в Орші третій рівень вищий за другий на 17 м, а в Могилеві на 13 м; з другого боку, в Орші третій ерозійний рівень лежить на глибині 15 м, а в Могилеві до 2 м. Це також указує на те, що верхня морена до Могилева не досягла. Тому середню морену Орші ми зв'язуємо з верхньою мореною Могилева. Дві морени Могилева поширюються й далі на південь, а їм коло Могилева відповідають нижні два горизонти флювіогляціальних відкладів у долині Дніпра. Верхній горизонт флювіогляціальних відкладів долини Дніпра зв'язується з верхньою мореною Орші, яка, крім того, спустилася нижче в долину Дніпра і бере участь у будові першої надлукової тераси (Копись). Цю морену ми зв'язуємо з останнім, третім, зледенінням, яке в нас зветься Оршицьким (від р. Оршиці, правої притоки Дніпра), де розвинені кінцеві морени.

Четвертий ерозійний рівень знаходиться на верхній морені Орші, він же збігається з третім ерозійним рівнем Могилева. Цей рівень утворився водами останнього льодовика, саме другою його стадією, що залишив кінцеві морени в районі Вітебська. Води цієї стадії відклали лесовидний суглинок, що вкриває поверхню району Орші і відмежовується від морени максимального розвитку оршицького льодовика копальним ґрунтом оршицького інтерстадіалу. Оскільки верхня морена в Орші і верхня морена в Могилеві часто виходять на поверхню, то четвертий ерозійний рівень можна вважати за рівень сучасного рельєфу.

Отже, порівнюючи дані Орші й Могилева, бачимо, що четвертий і третій ерозійні рівні Орші, які по вертикалі різняться по висоті на 13 м, уже в Могилеві збігаються, при чому четвертий рівень сходиться на висоті третього рівня. Другий ерозійний рівень Орші майже рівно переходить до Могилева, а перший у тому ж напрямі найбільше спадає. Найбільшу нівеляцію рельєфу проробив перший льодовик. Чимале зглажування рельєфу відбулося під

час другого й третього зледенінь. Ураховуючи висоти ерозійних рівнів і порівнюючи їх у горизонтальному напрямі, ми прийшли до висновку, що з трьох морен Верхнього Дніпра на територію південної частини БСРР переходить дві нижні морени.

Дотримуючись способу порівнення ерозійних рівнів найближчих участків, наведемо нижче дані з району Рогачова. Використаємо свердловину № 4 А. М. Жірмунського [8].

За даними свердловини, корінні породи залягають на глибині 40 м. Нижня морена верхньою поверхнею лежить на глибині 18 м і верхня 2 м їх розділяє товща флювіогляціальних пісків грубиною 13,11 м. Названі горизонти глибини ми приймаємо за три ерозійні рівні, що мають своє продовження на північ до Могилева через відповідні ступені Бихова та на південь у напрямі до Жлобина й Річиці.

Як і в Могилеві, перший ерозійний рівень утворений водами березинського зледеніння, другий — водами дніпровського і третій — оршицького. Останній рівень, крім того, зазнав ерозійного впливу вод другої стадії оршицького зледеніння. Про зв'язок усіх рівнів Рогачова з районами північними й південними будемо говорити після огляду даних Жлобина й Річиці.

У Жлобині четвертинна серія, за нашими даними, підстелюється розмитим палеогеном, і нижче крейдою.

Верхня морена грубиною 1,50 м (часто більше, до 5 м, а за даними Маєвського 2—15 м), нижня 4,75 м і їх розділяє товща відкладів грубиною 14,75 м. Нижня морена підстилається четвертинними суглинками і піском загальної грубини 15,80 м. Поверхнева надморенна товща являє, на нашу думку, комплекс флювіогляціальних відкладів зледенінь оршицького та дніпровського.

Нижня морена являє собою суглинок, який із зовнішнього боку нагадує мергель київського ярусу, але велика кількість значних кристалічних валунів (свердловий майстер розбивав їх на дрібні куски для укладання в ящик) переконливо вказує на те, що дану породу треба розглядати як морену. Вона зовнішніми ознаками нагадує нижню морену Могилева.

В районі Жлобина верхня морена має мінливу грубину і залягає на різних глибинах від поверхні. За нашими даними, вона то виходить на поверхню, то ховається на рівень води Дніпра, тобто знижується на 11 м. За даними свердловини № 1 Жірмунського [8], вона залягає на глибині 12,20 м.

В свердловині № 2 Жірмунського відзначається сірувато-синя щільна глина грубиною 6,40 м, яку він відносить до палеогену. Ця ж глина є й у нашій свердловині, але вона тут з валунами і тому, безумовно, належить до морени (грубина 4,75 м). Нижчеуложена чорна глина з підлеглими пісками в свердловині № 2 Жірмунського вказує на розмит палеоген, що збігається з нашими даними. Темносіра щільна глина (палеоген) в його свердловині № 1 залягає на глибині 39 м, а за нашими даними, сіро-темнувата глина (палеоген) залягає на глибині 40,80 м. За даними його свердловини № 2, крейда залягає на глибині 41,76 м, у нас на глибині 41 м.

Отже за даними Жірмунського і нашими корінні породи залягають на тотожних глибинах. З другого боку, наші дані цікаві з того боку, що вони подають перші відомості про наявність у Жлобині двох морен. На південь від цього пункту зустрічаємо тільки одну морену. І в нашу задачу далі входить з'ясувати, яка з двох морен Жлобина переходить на південь.

Дві морени Жлобина відповідають двом моренам Рогачова й Могилева, а також двом нижнім моренам Орші. Позначки значно менші, ніж в Рогачеві, але від останнього до Жлобина вони спадають майже паралельно і між собою і до сучасної поверхні. Всі ці цифри висот для наочності

зведемо нижче в окрему таблицю, коли розглядатимемо питання про перехід одної з морен Жлобина на південь в УРСР.

Нарешті, розглянемо дані Річиці, як першого пункту з одною мореною.

Четвертинна серія грубиною 52,98 м залягає на харківських пісках. Вона складена мореною 17,90 м грубини і нижче зв'язаними з нею флювіогляціальними пісками. В основі цих пісків залягає темносірувата глина з рештками рослин. Тому нижчеуложену товщу пісків ми розглядаємо як флювіогляціальні відклади попереднього зледеніння (березинського).

В м. Річиці перший ерозійний рівень лежить на палеогені і на глибині 52 м, другий на висоті міжльодовикового суглинку, тобто на глибині 35 м, і третій на морені і майже на поверхні.

Нам залишилося пов'язати між собою ерозійні рівні всіх названих пунктів: Орші, Могилева, Рогачева, Жлобина і Річиці.

На зв'язку ерозійних рівнів Орші й Могилева ми зупинилися вище. Тепер розглянемо останні пункти. Всі ерозійні рівні від Могилева до Річиці знижуються, при чому майже паралельно. Це особливо видно з порівняння висот першого і третього рівнів Могилева й Річиці. Так, у Могилеві третій ерозійний рівень вище першого на 42 м, а в Річиці на 52 м. Хай цей збіг у цифрах буде випадковий, але це зайвий раз ілюструє витриманість ерозійних рівнів у горизонтальному напрямі, що, безперечно, красномовно говорить про нівелюючу роботу льодовикових вод. Наведені цифри—42 м для Могилева й 52 м для Річиці—вже говорять про розходження названих рівнів, третього й першого, при чому розходження коштом швидкого зниження першого рівня. І, справді, третій ерозійний рівень між Могилевим і Річицею знизився на 22 м, а перший на тому ж просторі на 32 м. Очевидно, більше зниження першого ерозійного рівня треба пояснити легко розмиваною палеогеновою основою. Палеогенові відклади, представлені пісками й глинами, розмиваються водами інтенсивніше, ніж така компактна порода, як морена. Залежність інтенсивності розмиву від породи особливо яскраво помітна на прикладі порівняння Жлобина й Річиці. В Річиці, як відомо з даних геології, є лише одна морена. На ній лежить третій ерозійний рівень, абсолютна висота якого в Річиці й Жлобині майже однакова. На цьому ж просторі перший рівень знижується на 14 м. Але ще яскравіше залежність глибини розмиву від складу породи помітна при порівненні третього ерозійного рівня з другим в тих же пунктах. У Жлобині третій рівень вищий за другий на 16 м, а в Річиці на 35 м, це тому, що в Жлобині другий рівень лежить на нижній морені, а в Річиці ця морена відсутня і замінена легко розмиваними флювіогляціальними відкладами. Тому другий ерозійний рівень Річиці раптово знижується більше й наближається до першого. Інакше кажучи, в зв'язку з випаданням нижньої морени другий ерозійний рівень утрачає своє стале місце між першим і третім рівнями—зовсім не те, що було в Жлобині й далі на північ. Тут у Річиці він є умовний і, очевидно, далі на південь зійде на висоти нижнього рівня.

Порівняння висот ерозійних рівнів Жлобина й Річиці привело нас до питання, якій з двох морен Жлобина відповідає морена Річиці.

Дві морени Жлобина ми зв'язували з двома моренами Рогачова й Могилева, а дві морени останнього—з двома нижніми моренами Орші. На підставі гіпсометричного співвідношення ерозійних рівнів ми прийняли, що від Орші (більш на південь) до Жлобина тягнуться нижня й середня морени (Орші). Це ми зробили з тих міркувань, що ерозійні рівні повторно виникали в наслідок розмивів рельєфу льодовиковими водами. Такий рівень розмиву здебільшого сягав до морени, яка найбільше протистояла ерозійній роботі води.

Отже в Жлобині перший ерозійний рівень дійшов до корінних порід (палеоген), другий лежить на нижній морені і третій на верхній морені висота першого й другого ерозійних рівнів Річиці, як сказано вище, значно

м. Річниця  
Ritshitsa

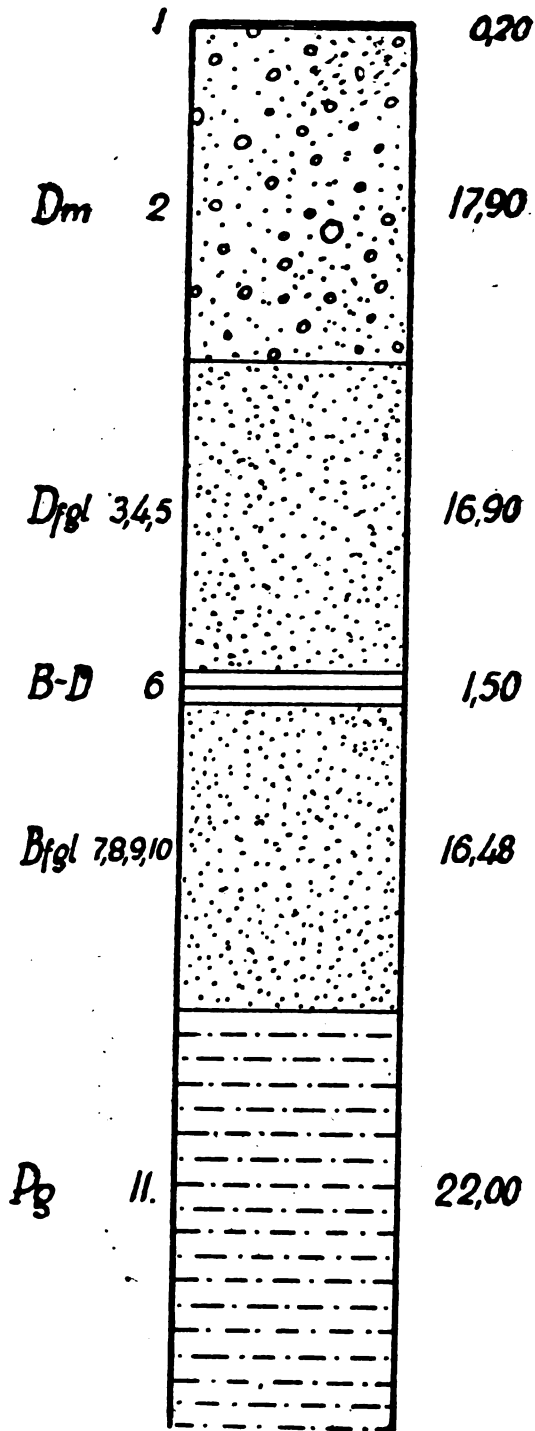


Рис. 2.  
Fig. 2.



знижується: перший рівень спускається на 14 м в порівнянні з Жлобиним, а другий на 18 м. Третій ерозійний рівень у Жлобині й Річиці залишається майже на одній висоті. Раптове зниження першого ерозійного рівня в Річиці треба пояснити тим, що тут на південній межі нижньої морени (південний край нижньої морени знаходиться в Жлобині) води цього березинського зледеніння значно й інтенсивніше розмивали корінні породи. Правда, зниження насамперед зв'язане з наявною мульдю, але не можна відкидати й того, що льодовикові води саме тут, коло краю льодовика, були наймогутнішими і довгий час розмивали ложе давнього рельєфу.

Особливо яскраво виступає ерозійно-аккумулятивна робота вод дніпровського льодовика, якому відповідає верхня морена. Це видно з того, що в Річиці другий ерозійний рівень значно заглиблений у порівнянні з Жлобиним, а з другого боку, тут же на цьому рівні виростає груба товща моренних відкладів глибиною 35 м. Води дніпровського льодовика протікали в Жлобині по трудно розмиваному субстрату, по морені, а в Річиці замість морени поверхнею розмиву були відповідні флювіогляціальні відклади — піски, суглинки, що легко розмиваються. Тому цей перехід від району з моренною підшовою до району з підшовою піскуватою й позначився інтенсивнішим глибинним розмивом. В наслідок цього на краю березинського льодовика, в Річиці, води дніпровського льодовика утворили депресію, яка раптово спадала коло південного краю березинської морени. Тому в умовах такої депресії й відкладається в Річиці груба товща флювіогляціальних відкладів і значної глибини верхня морена — 17,90 м. І лише третій ерозійний рівень зберігає свою висоту від Жлобина до Річиці і на всьому протязі лежить на верхній морені.

Отже, беручи на увагу особливості ерозійних рівнів Річиці, які пояснюються периферичним заляганням флювіогляціальних відкладів березинського зледеніння одразу після зниклої коло Жлобина морени, з одного боку, і звертаючи увагу на те, що третій ерозійний рівень, який лежить на верхній морені, в горизонтальному напрямі витримує свою висоту майже однакову від Рогачова через Жлобин на Річицю — з другого, це дає підставу проводити верхню морену Жлобина на Річицю, а нижній горизонт флювіогляціальних відкладів Річиці синхронізувати з нижньою мореною Жлобина.

Скористуємось гіпсометричним цифровим матеріалом ерозійних рівнів і намалюємо відповідний профіль (див. стор. 145).

Даний профіль треба розглядати як досить узагальнену схему. На цій схемі виділяються три лінії, відповідні трьом головним ерозійним рівням — першому, другому й третьому. Перший ерозійний рівень, як видно з профілю, помітно спускається з оршанського девонського горба і знижується коло Могилева на 34 м. Далі на південь до Жлобина він повільно знижується і звідсіля до Річиці знову більш раптово. Останнє зниження знаходиться проти того місця, де вже на південь від Жлобина зникла нижня морена, в наслідок чого посилилася ерозія льодовикових вод березинського зледеніння. Посиленій ерозії, крім того, сприяло й те, що корінне ложе тут складається з легко розмиваних порід палеогену.

Насправді лінія корінних порід не має такої ідеальної поверхні, як показано на нашому профілі. Ми знаємо, що корінні породи (девон) виступають над рівнем Дніпра, крім Орші, також між Могилевим і Рогачовим (крейда) саме трохи на північ від Старого Бихова, між Новим Биховим і Рогачовим. Тому наш розріз є найбільш узагальнена схема, на що ми й звертаємо увагу.

Лінія другого ерозійного рівня від Орші до Рогачова знижується повільно, після чого до Жлобина раптово опускається, де й уривається як лінія, що зв'язана з нижньою мореною березинського зледеніння. Раптове зниження даної лінії коло Жлобина треба поставити на кошт ерозії посиленних вод того ж березинського льодовика, що енергійно діяв коло південної межі свого

поширення, особливо в момент наступання. Ерозійний рівень Жлобина нижче, ніж в Орші, на 34 м.

Нарешті, лінія третього рівня найбільш витримана. Вона лежить на морені дніпровського зледеніння і тягнеться без перерви в районі трьох морен Орші в район двох морен Могилева, Рогачова й Жлобина, а з останнього пункту йде на Річицю, перекриваючись уже коло Холмича надмореновою лесовою серією тричленного складу. Дана морена відповідає максимальному дніпровському зледенінню. Ерозійна робота дніпровського льодовика яскраво позначилась на південь від Жлобина. Це тому, що тут уже зникла морена березинського льодовика і лінія другого ерозійного рівня складена відповідними флювіогляціальними відкладами, які легко розмиваються. На виритому зниженні відкладалася груба товща флювіогляціальних відкладів дніпровського льодовика.

Четвертинний ерозійний рівень лежить на оршицькій морені і його ми зазначаємо лише для Орші. Лінію оршицької морени на профілі ми провели умовно лише для того, щоб показати, що даний ерозійний рівень Орші спускається на третій рівень Могилева. Оршицька ж морена заходить на південь від Орші лише по долині Дніпра до Копись, беручи участь у будові першої надлукової тераси. Сучасний рельєф, як видно з профілю, тягнеться майже паралельно з лінією третього рівня. В місцях виходу морени на денну поверхню лінія сучасного рельєфу і третього ерозійного рівня звичайно збігаються.

Як видно з профілю, перший ерозійний рівень тільки в Орші вище рівня Дніпра, а на всій решті простору нижче нього. Другий рівень вище рівня Дніпра приблизно до Нов. Бихова, а на південь від нього спускається під нього. Нарешті, третій ерозійний рівень на всьому просторі вище рівня Дніпра. Це співвідношення ерозійних рівнів і рівня р. Дніпра ясно підкреслює терасову природу рельєфу, що супроводить течію р. Дніпра на території БРСР. Отже високий правий берег р. Дніпра коло Могилева, що справляє враження плато, насправді належить терасі, четвертинній за нашим визначенням.

Починаючи від Річиці, верхня морена тягнеться на південь у напрямі до УРСР, витягаючись язиком по Дніпру майже до гирла р. Орелі. Близько Річиці, на південь, уже в районі м. Холмича, ця морена перекривається тричленим складом лесовидної надмореної серії, яка має ще невитриманий характер. І лише на Чернігівщині, за даними В. І. Крокоса [11], дана морена перекривається більш сталою надмореною лесовою серією, поділеною двома копальними ґрунтами, які відповідають дніпровсько-оршицькому інтергляціалові та оршицькому інтерстадіалові.

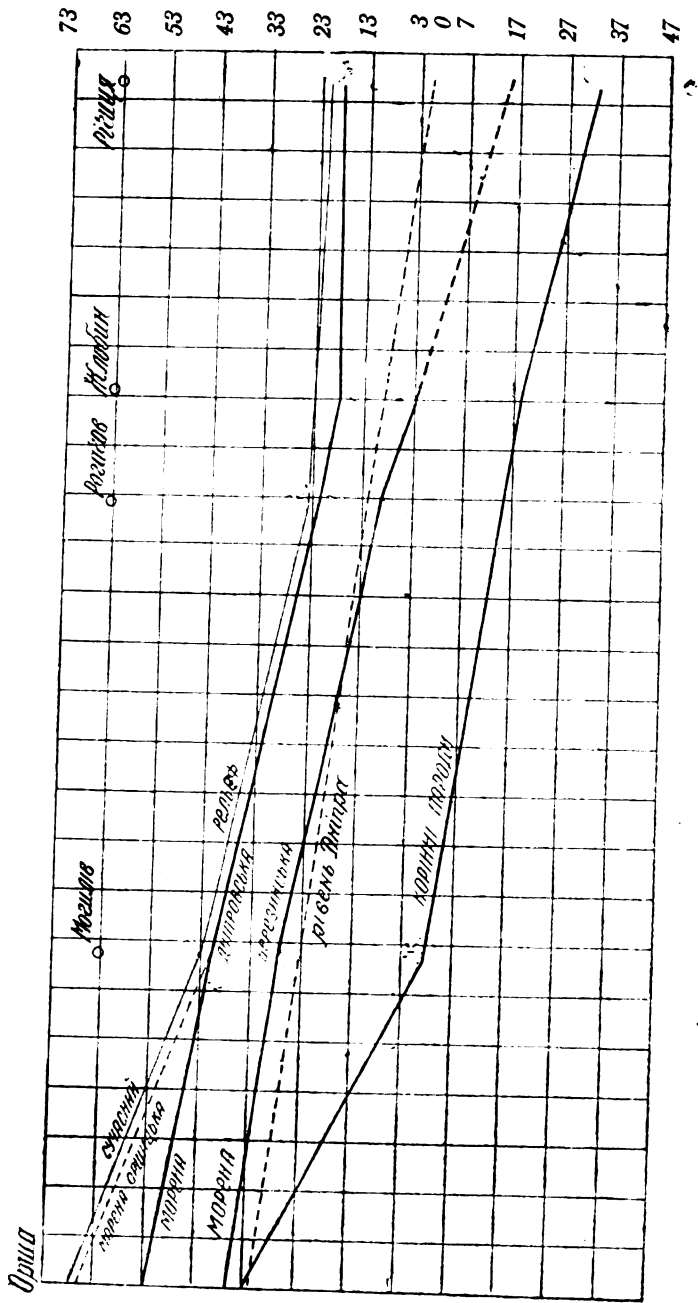
Дніпровська морена бере участь у будові четвертинних відкладів плато УРСР в районах зледеніння і переходить на найвищу на Дніпрі терасу, четверту або третю надлукову (на протязі всього Верхнього та Середнього Дніпра від верхів'я до Дніпропетровська нами констатовано чотири наскрізні тераси, рахуючи лукову терасу за першу).

Тут її вкривають три яруси лесу, з яких перший згорі відповідає другій стадії оршицького зледеніння, другий — першій стадії того ж зледеніння, а третій — верхній частині дніпровського лесу. Вони розмежовуються двома копальними ґрунтами відповідних інтервалів.

У будові четвертої тераси беруть участь і флювіогляціальні відклади, що відповідають березинському зледенінню. Води цього льодовика розмили корінні породи (на давніших терасах) до харківського горизонту на Середньому Дніпрі [32, 22]. Це вказує на те, що на території УРСР є свідки двох зледенень, березинського та дніпровського.

Наведене стратиграфічне положення морени на території УРСР і на півдні БРСР (район Холмича) свідчить про належність даної морени до дніпровського максимального зледеніння.

Льодовикові ерозійні рівні вздовж долини р. Дніпра по лінії Орша — Рівня.



- II ерозійний рівень
- III ерозійний рівень
- II ерозійний рівень
- I " " рівень Дніпра

Масштаб: горизонтальний в 1 см. 10 км, вертикальний в 1 см. 10 м

Вище було сказано, що морена Річиці відповідає верхній морені Жлобин—Могилів. Тому територію БРСР на південь від Орші й до Жлобина вкривають морени березинського й дніпровського зледенінь або міндельського та ріського зледеніння за альпійською термінологією (якщо міндельське зледеніння відносити до четвертинного періоду).

Наші висновки збігаються з даними Г. Ф. Мірчинка, який приймає дві морени південної частини БРСР за міндельську й ріську.

Отже на території Верхнього Дніпра (між Смоленськом і Оршею) маємо три морени, що свідчать про триразове насування льодовикових мас. Ці просування ми називаємо березинським, дніпровським та оршицьким. Південна межа березинського льодовика перетинає долину Дніпра на широті Жлобина і, можливо, доходить до гирла р. Березини; дніпровське зледеніння переходить на територію УРСР (Дніпровський язик), воно є максимальним, а оршицьке закінчується між Оршею та Копись. Березинська й дніпровська морени Верхнього Дніпра (тобто частина Дніпра, що лежить вище Орші, бо від Орші до Дніпропетровська Дніпро протікає в умовах білорусько-української мульди) простягаються в район центральної частини БРСР, вкриваючи простори між Оршею й Жлобиним. З них дніпровська морена переходить в УРСР, а нижня, тобто березинська, в тому ж напрямі заміщується флювіогляціальними відкладами. Аналогічні відклади, відповідні оршицькій морені, тобто верхній морені Верхнього Дніпра, входять до складу четвертинних відкладів БРСР та півночі УРСР.

Багатоярусна лесова серія УРСР цілком відповідає триразовому просуванню льодовикових мас з їх коливаннями. Це також відбилося в геоморфології долини Дніпра і зафіксовано в формі трьох наскрізних надлукових терас, що вказує на одну причину явищ геоморфології й стратиграфії в їх зв'язку.

Встановлення стратиграфічного зв'язку кожного горизонту лесу УРСР з відповідними моренами півночі БРСР, а також стратиграфічне обґрунтування трьох моренних горизонтів, як і розчленування міжморенних відкладів і виявлення міжльодовикових, — все це належить до чергових проблем четвертинної геології.

#### ЛІТЕРАТУРА

1. Архангельский А. Д. Геологическое описание фосфоритовых отложений Костромск губ. Тр. Ком. М. С., № 1, 1909.
2. Боголюбов Н. Н. О фазах межледниковых эпох в Московск. губ., Ежегод. по геол. и минерал. Рос., IX, 1907.
3. Біленко Д. К. Четвертинні поклади Києва та околиць (друкується).
4. Біленко Д. К. Геоморфологія та четвертинні поклади лівобережжя Дніпра на ділянці Кременчук—Кобеляки, Геол. зб. Київ. держ. універс., № 1, 1935.
5. Даниловский И. В. Геологическое строение бассейна р. Ловата в пределах 27 л. 10-в. карты, Тр. ГГРУ, в. 125, 1931.
6. Добров С. А. Предварительный отчет о геолог. исследов. в у. у. Дмитровском. Клинском и северо-восточ. ч. Волоколам., Материалы по изуч. почв Москов. губ., II, 1914.
7. Жирмунский А. М. К вопросу о границах оледенений на Русской равнине, Бюл. Ком. по изуч. четверт. периода, № 1, 1929.
8. Закревська Г. Геологічний та геоморфологічний нарис Чернігівського полісся, УАН, Київ, 1936.
9. Крассовский А. В. Заключение по результатам общих геосъемочных работ в районе водохранилища Оршанского узла, Укр.гипровод, 1914 (рукопис).
10. Крокос В. И. Четвертинна серія Чернігівського р-ну, Четверт. період, в. 7, 1934.
11. Крокос В. И. Материалы для характеристики четвертинных отложений восточ. в южн. Украины. Материали дослідження ґрунтів України, V, 1927.
12. Крокос В. И. К вопросу о номенклатуре четвертичных отложений Украины, Докл. Акад. Наук, 1934, т. II, № 3.
13. Крокос В. И. Геологічні досліди П. Бека в Швейцарії й їх відношення до стратиграфії четвертинної і верхнелідоцевої серії УРСР, Геол. Журн. УАН, т. II, в. I, 1935.

14. Лунгерсгаузен А. Ф. Новий поверх лесу на Україні, Четверт. період, № 7 1934.
15. Лунгерсгаузен А. Ф. До питання про простягання північнобілоруських кінцевих морен та про вік білоруського лесу, Зб. пам'яті акад. Тутковського, т. 1, УАН, 1931.
16. Миссуна А. Б. Краткий очерк геологического строения Новоград. у. Мипской губ. Зап. Минерал. об-ва, 1914.
17. Максимович Н. И. Днепр и его бассейн, Киев, 1901.
18. Мирчинк Г. Ф. О количестве оледенений рус. равнины, „Природа“, № 7—8, 1928.
19. Нікітін С. Н. Бассейн Днепра. Исследования Гидрогеологического отдела 1894 г. Тр. экспед. для исследов. источ. главн. рек Европ. России, СПб, 1896.
20. Оппоков Е. В. Огляд будови української тектонічної мульди, Журн. Геол.-географ. циклу УАН, № 2 (6), 1933.
21. Оппоков Е. В. Про геологічну будову лівобережної тераси Дніпра в районі м. Ніжина, Четверт. період, в. 7, 1934.
22. Павлов А. П. О геологической истории Европ. континента, Отчет. Москов. универс. 1913 г., 1914.
23. Павлов А. П. Неогеновые и послетретичные отложения южн. и восточн. Европы, Мем. геол. отд. О-ва любит. естеств., V, 1925.
24. Павлов А. П. Геологический очерк окрестностей Москвы, 1914.
25. Православлев Л. П. К легенде моренных послетретичных образований, Геол. Вест., т. VI, № 1—3, 1926.
26. Розанов А. Н. Границы оледенений в Центральной обл. Бюл. Ком. по изуч. Четверт. периода, I, 1929.
27. Різниченко В. В. Мізінська палеолітична станція, Четв. період, в. 1—2, Київ, 1931.
28. Сакс В. Н. К вопросу о стратиграфии ледниковых отложений Белоруссии, Тр. Ком. по изуч. Четверт. периода, т. IV, в. 1, Ленинград, 1934.
29. Хименков В. Г. Отчет по исследованию в западной части, 43 листа. Изв. Геол. К-та, XXVI, 1935.
30. Чирвинский В. Н. К истории Днепровской долины, Вісн. Укр. ГГУ, в. 16, 1931.
31. Чирвінський В. М. Про найдавніші лівобережні тераси Дніпра на ділянці між Києвом та Золотоношою, Четверт. період, УАН, в. 3, 1931.

## К вопросу об отношении морены Днепровского ледникового языка к моренам Верхнего Днепра

Д. К. Биленко

### РЕЗЮМЕ

Вопрос об отношении морены Днепровского ледникового языка к моренам Верхнего Днепра, как относящийся к одной из важных проблем четвертичной геологии, давно уже привлекал к себе внимание геологов. Однако и до сих пор в этом отношении нет еще определенного мнения.

Вопрос о количестве оледенений на территории СССР уже имеет свою историю. Начиная с одного оледенения 80-х годов прошлого столетия, геологи уже сейчас пришли к четырем оледенениям, время от времени то увеличивая это число еще несколькими стадиями, особенно последнего оледенения, то уменьшая число оледенений, доводя его до трех и даже до двух, а реже и до одного. Интересно отметить, что о большем числе оледенений говорят геологи, которые работают в области одной морены. Среди геологов, работавших на Верхнем Днепре на территории БССР, в последнее время устанавливается взгляд на наличие только лишь двух морен. И до сего времени существует полное несогласие как по вопросу о количестве морен, так и по вопросу о их возрасте. Известно, что Г. Ф. Мирчинк говорит о трех оледенениях, А. М. Жирмунский только о двух, не считая стадий последнего оледенения. Известно также, что две морены Белоруссии первый называет миндельской и рисской, а второй рисской и вюрмской. Аналогичное разногласие существует и относительно возраста московских морен. Наконец, не меньше противоречий имеется и по вопросу о границах этих оледенений.

Все эти „неопределенности“ в стратиграфии четвертичных отложений гляциальных районов естественным образом отражались и на толковании стратиграфии четвертичных отложений районов экстрагляциальных. Это явление особенно почувствовалось тогда, когда пошатнулся четвертичный возраст сначала гюнцского оледенения, а позже и миндельского.

Этим обстоятельством и приходится объяснить чрезвычайно ценное начение некоторых геологов пересмотреть местный материал и объяснить его, выходя из учета тех событий, которые действительно имели место на данной территории. В этом отношении нужно упомянуть работы В. И. Крокоса, который лессовым горизонтам УССР дает местные названия.

Приступая к вопросу о количестве морен на Верхнем Днепре, мы учли весь фактический материал, как имеющийся в литературе, так и неопубликованный, дополнив его своими наблюдениями. И получилась одна определенная картина, именно: на большом пространстве Смоленск—Орша всюду повторяются три горизонта морен, а южнее этой линии только два (в пределах БССР) и, начиная с Жлобина, имеется лишь одна морена, которая и переходит в УССР. Какие из трех морен переходят в две и какая из двух переходит в одну— об этом скажем ниже. Тут же следует отметить, что переход трех морен в южном направлении сначала в две морены, а затем в одну— это не случайное явление, оно отражает те геологические события, которые действительно имели место на территории СССР. Это обосновано всем тем опубликованным и неопубликованным фактическим материалом, который мы пересмотрели в связи с нашим вопросом. При этом оказалось, что литературный материал часто рассматривался авторами заведомо тенденциозно.

Рассмотренный нами материал позволил сделать заключение, что вся четвертичная толща Верхнего Днепра состоит из трех комплексов ледниковых отложений, где три морены разделяются мощными, до 10 м, междуморенными отложениями. Ледниковый же комплекс состоит из морены и связанных с нею над- и подморенных флювиогляциальных отложений. Три моренных комплекса наблюдаются на участке Смоленск—Орша, а два между Оршею и Жлобиным, южнее этого— один моренный комплекс.

В районе развития трех морен можно видеть разрезы с двумя моренами и даже с одной. Изучение рельефа этих местностей дает возможность объяснить это, с первого взгляда, противоречие. Оказывается, что разрезы с двумя или одной мореной приурочены к понижениям дочетвертичного рельефа. И в таких условиях (понижение девона вокруг Орши и между Оршею и Смоленском) имели место более интенсивные древние ледниковые размывы, которые либо смывали и переотлагали ледниковые отложения, либо их совсем уничтожали. Такие случайные явления, конечно, не могут затемнять общей картины четвертичной стратиграфии.

Наличие трех морен на Верхнем Днепре мы подтверждаем, кроме того, данными геоморфологии долины Верхнего и Среднего Днепра. Нашими исследованиями установлено, что в долине Верхнего и Среднего Днепра существуют четыре сквозные террасы, считая пойменную за первую, и что они прослеживаются на всем указанном протяжении, от верховья Днепра до Днепропетровска. При этом интересно указать, что в строении третьей надпойменной террасы принимают участие три морены, в строении второй надпойменной— две морены и в первой надпойменной— одна морена,— мы имеем в виду, конечно, район развития трех морен. Долина Днепра представляет древнюю ложбину на неровном фоне коренного (дочетвертичного) ложа, а морены плащеобразно перекрывают элементы ее рельефа.

Две морены Белоруссии покрывают участок на пространстве между Оршей и Жлобиным. Нашими исследованиями установлено, что из двух морен нижняя обрывается у Жлобина, и в районе Речицы имеется лишь одна мо-

рена, верхняя, а нижняя замещена соответствующими флювиогляциальными отложениями.

К вопросу о параллелизации трех морен с двумя и двух с одной в горизонтальном направлении мы подошли с такой стороны. Мы считаем, что лучшим методом в данном отношении нужно считать в первую очередь метод палеонтологический. Что же касается методов петрографического и геоморфологического, то они могут иметь значение только вспомогательного средства. Но недостаточность палеонтологического материала заставила нас обратиться к методу выявления и учета гипсометрических эрозионных уровней, т. е. к выяснению тех уровней, до которых доходили давние ледниковые размывы. К этому мы пришли из тех соображений, что ледниковые воды на ближайших участках в условиях одинакового рельефа размывали и нивелировали в одном направлении и с одинаковой интенсивностью. Поэтому морена отлагалась на сравнительно выравненной поверхности, являясь вместе с этим уровнем последующей водной ледниковой эрозии.

Исходя из такой предпосылки, мы и составили помещаемый здесь профиль эрозионных уровней (см. стр. 145).

Первый эрозионный уровень соответствует абсолютной высоте коренных пород. Он образовался в результате работы ледниковых вод березинского оледенения, которое доходило до Жлобина (название ледника мы связываем с р. Березиной, устье которой почти совпадает с южной границей этого ледника). Линия этого уровня заметно падает от Орши к Могилеву. Далее к Жлобину она постепенно понижается, после чего к Речице опускается уже более заметно. Последнее понижение совпадает с Жлобиным, где уже выклинилась нижняя морена, в результате чего усилилась эрозия ледниковых вод у края этого ледника. С другой стороны, в данном месте и само ложе палеогеновых коренных пород, как состоящее из суглинков и песков, содействовало интенсивному размыву.

Второй эрозионный уровень соответствует уровню нижней морены. Его образование мы связываем с деятельностью вод последующего днепровского, максимального, оледенения, соответствующего верхней морене Могилева и средней Орши. Нижняя морена в понижениях коренных пород (девона) в прилегающем к Орше районе либо смывалась, что видно по небольшой ее мощности, либо нацело размывалась, как у Выдрицах, на север от Орши, где ледниковые воды подпруживались девонским бугром Орши. Линия второго эрозионного уровня с высот Орши постепенно снижается к Рогачеву, после чего она быстро опускается по направлению к Жлобину, прерываясь там как линия, соответствующая березинской морене. Быстрое падение этой линии от Рогачева к Жлобину нужно объяснить работой вод березинского ледника, которые особенно интенсивно размывали у края ледника и видимо в момент его наступления.

Третий эрозионный уровень лежит на средней морене Орши и верхней Могилева, Рогачева и Жлобина. Этот уровень отличается наиболее выдержанной и ровной поверхностью. Он тянется из района трех морен Орши в район двух морен и южнее Жлобина горизонтально, не изменяя высоты, переходит к Речице в район с одной мореной. Эта морена уже у Холмича перекрывается лессовой серией трехчленного состава, которая особенно характерно выражена на Черниговщине и еще типичнее на территории СССР.

Четвертый эрозионный уровень связан с верхней мореной Орши и в Могилеве совпадает с третьим уровнем. Его образование мы связываем с ледниковыми водами двух стадий оршицкого оледенения. Эрозионная деятельность вод оршицкого оледенения первой и второй стадии сказалась на образовании третьего уровня района Могилев — Речица, почему он и переходит в четвертый уровень Орши.

Наконец, современный рельеф, как видно из профиля, почти параллелен линии четвертого и третьего уровней. В случаях же выхода верхней морены на дневную поверхность линии современного рельефа и названных уровней, конечно, совпадают.

При сравнении трех эрозионных уровней с уровнем Днепра оказывается, что первый эрозионный уровень только в Орше выше уровня Днепра, на всем же остальном пространстве южнее Орши он ниже его. Второй уровень выше Днепра только приблизительно до Н. Быхова, южнее этого он также опускается под уровень Днепра. Наконец, третий уровень на всем указанном пространстве выше Днепра. Такое отношение эрозионных уровней к уровню Днепра ясно подчеркивает террасовую природу того рельефа, который сопровождает течение Днепра на территории БССР. В этом смысле и высокий правый берег Могилева, который некоторые геологи рассматривают как плато, несомненно принадлежит к террасе и, по нашему определению, к четвертой.

Сравнивая отметки эрозионных уровней Орши и Могилева и связывая их в горизонтальном направлении, мы пришли к выводу, что из трех морен Верхнего Днепра на территорию южной Белоруссии переходят две нижние морены.

В Жлобине мы установили наличие двух морен, а в Речице — одной. Нижней морене Жлобина соответствует нижний горизонт флювиогляциальных отложений Речицы. С верхней мореной Жлобина и мореной Речицы связан третий эрозионный уровень, абсолютная высота которого в обоих пунктах почти одинаковая.

С другой стороны, разница высот третьего и второго уровней в Жлобине составляет 16 м, а в Речице 35 м; это объясняется тем, что в Жлобине второй уровень лежит на нижней морене, а в Речице эта же морена отсутствует и замещена легко размываемыми флювиогляциальными отложениями. Второй эрозионный уровень в Речице значительно понижен, приближаясь к первому уровню. Таким образом, у южного края березинского ледника на легко размываемом субстрате образовалось понижение, потом заполненное мощной толщей флювиогляциальных отложений и мощной верхней мореной.

Сопоставление эрозионных уровней Жлобина и Речицы дает основание связывать морену Речицы с верхней мореной Жлобина, на основании чего можно сказать, что верхняя морена Белоруссии переходит на территорию УССР. Она соответствует максимальному оледенению европейской равнины СССР.

Таким образом, на основании вышеизложенного можно сделать такие заключения.

На территории Верхнего Днепра (между Смоленском и Оршей) имеются три морены, что говорит о трехкратном продвижении ледниковых масс на европейскую равнину СССР. Эти оледенения называются березинским, днепровским и оршицким. Южная граница березинского оледенения пересекает долину р. Днепра на широте Жлобина, днепровское переходит на территорию УССР (Днепровский язык), оно является максимальным, а оршицкое заканчивается между Оршей и Копишь.

Гипсометрический учет ледниковых эрозионных уровней дает возможность установить связь моренных горизонтов.

Две нижние морены Верхнего Днепра (часть Днепра, лежащая выше Орши, так как южнее Орши и до Днепропетровска р. Днепр протекает в условиях белорусско-украинской мульды), т. е. березинская и днепровская простираются в район центральной части Белоруссии, покрывая пространство между Оршей и Жлобиным. Из них верхняя, т. е. днепровская, переходит в УССР, а нижняя, т. е. березинская, в этом же направлении заме-



щается флювиогляциальными отложениями. Синхроничные образования, соответствующие оршицкой морене, т. е. верхней морене Верхнего Днепра, входят в состав четвертичных отложений БССР и северной части УССР.

Троекратное оледенение нашло свое отражение в трех сквозных надпойменных террасах долины Верхнего и Среднего Днепра.

Многоярусная лессовая серия УССР вполне соответствует трем оледенениям с их колебаниями. Установление стратиграфической связи каждого горизонта лесса УССР с соответствующими моренами севера, равно как и стратиграфическое обоснование трех моренных горизонтов и расчленение междуморенных отложений принадлежат к очередным проблемам четвертичной геологии.

### **On the Relation of the Moraine of the Dnieper Glacial Tongue to the Moraines of the Upper Dnieper**

*D. K. Bilenko*

#### SUMMARY

The question of the relation of the moraine of the Dnieper Glacial Tongue to the moraines of the Upper Dnieper which pertains to one of the chief problems of the quaternary geology long ago attracted the attention of geologists. Nevertheless till now no definite opinion exists on this question.

The question of the number of glaciations in the territory of USSR already has a history. Beginning from one glaciation established in the eighties of the last century, geologists have by now discovered four glaciations sometimes increasing this number by some stages especially by stages pertaining to the last glaciation or reducing it to three or even two and more seldom to one. It is interesting to note that the geologists who report on a greater number of glaciations are those who conduct their investigations in the region of one moraine. Among the geologists who have worked in the region of the upper Dnieper in the territory of White-Russia the existence of only two moraines is gradually being acknowledged. Till now there has been an absolute disagreement referring to the number and age of the moraines. As is known, G. F. Mircink established three glaciations, A. M. Zhirmichsky only two without counting the stages of the last glaciation. It is also known that the two moraines of White Russia are called by the former Mindel and Riss moraines and by the latter Riss and Würm moraines. There is an analogous disagreement concerning the age of the Moscow moraines. Finally contradictions are not fewer as regards the boundaries of these glaciations.

All this „vagueness“ in the stratigraphy of the quaternary deposits of the glacial regions has naturally had an influence on the interpretation of the stratigraphy of the quaternary deposits of extra-glacial regions. This circumstance was especially manifest when doubts arose as to the quaternary age of the Guntz and further of the Mindel glaciations.

This circumstance has led some geologists to undertake an exceedingly valuable investigation, namely to revise the local material and to explain it according to the processes which actually took place in the given territory. In this respect it is necessary to mention the works of P. I. Krokos and L. K. Lepikash. Krokos gives local names to the loess stages of the Ukr. SSR and Lepikash connects these stages with three glaciations designating them under local names as Berezina, Dnieper and Orsha glaciations.

When proceeding to the study of the number of moraines in the region of the Upper Dnieper we have taken into consideration all the data from published and unpublished sources, completing them with our own observations. A determined picture was thus revealed, namely: in the great area of Smolensk-

Orsha, three zones of moraines are throughout repeated; south of this line only two zones are present (in the limits of White-Russia) and beginning from Zhlobin there is only one moraine which stretches into the Ukr. SSR. It will be said below which of the three moraines pass into two and which of the two moraines pass into one moraine. It should be noted here that the transition of three moraines southward first into two and further into one is not an accidental phenomenon but reflects the geological processes which really took place in the territory of the USSR, and which are proved by all the published and unpublished material which we have revised in connection with this problem. We found that the authors often studied the literary material with preconceived notions.

The material we revised enabled us to infer that the whole quaternary mass of the upper Dnieper region consists of three complexes of glacial deposits in which three moraines are divided by intermorainic deposits about 10 m. thick. The glacial complex consists of one moraine and of the super- and sub-morainic fluvio-glacial deposits connected, with it. Three moraines stretch between Smolensk — Orsha; two others between Orsha and Zhlobin; southward there is one moraine.

In the district of development of three moraines, sections with two moraines and even with one are to be seen. The study of the relief of these districts allowstogive an explanation of this seeming contradiction. The sections with one or two moraines relate to the depressions of the prequaternary relief. And in such conditions (depression of the Devonian system round Orsha and between Orsha and Smolensk) took place more intensive old glacial erosions which either washed away and redeposited glacial sediments or quite destroyed them. Such accidental phenomena cannot of course obscure the general picture of quaternary stratigraphy.

The presence of three moraines in the Upper Dnieper region is also confirmed by the geomorphology of the plain of the Upper and Middle Dnieper. We have established that in the valley of the Upper and Middle Dnieper there exist four unbroken terraces, reckoning the flood-plain terrace as the first one, and that they are traced along the whole line from the Upper Dnieper to Dniepropetrovsk. It is interesting to note that three moraines participate in the build-up of the third raised beach terrace, two moraines in the structure of the second raised beach terrace and one moraine in the build-up of the first one; we consider here of course the region of the development of three moraines. The valley of the Dnieper represents an ancient hollow resting on the irregular original prequaternary river bed; the moraines overlie mantle-like the elements of its relief.

Two moraines of White-Russia cover the area between Orsha and Zhlobin. We have established that of the two moraines the lower one ends near Zhlobin, and in the region of Retchitza there is only one moraine, — the upper, — while the lower moraine is replaced by corresponding fluvio-glacial deposits.

We have treated the problem of parallelization of three moraines with two, and of two moraines with one in the horizontal direction from the following point of view: we consider that the best method in this case is a paleontological method. As to petrographical and geomorphological methods they may be regarded as auxiliary methods. But the scarcity of paleontological material obliged us to apply the method for determining and recording the hypsometric erosion levels, i. e. for establishing the levels which had been reached by the old glacial erosions. We came to this conclusion because of the fact that on the nearest areas when flowing in conditions of the same relief, the glacial waters washed away and levelled in the same direction and with the same intensiveness. The moraine was therefore deposited on a relatively evened surface

becoming at the same time the level of the subsequent glacial water erosion.

On the basis of these premises we designed the profile of erosion levels as shown below (see p. 159).

The first erosion level corresponds to the absolute altitude of the country rocks. It developed because of the work of glacial waters of the Berezina glaciation which reached Zhlobin (we connect the name of the glacier with the River Berezina, the mouth of which almost coincides with the southern border of this glacier). The line of this level markedly falls near Orsha near Mogylev. Farther in the direction of Zhlobin it lowers gradually after which it again descends in the direction of Retchitsa but more sharply. The last depression coincides with Zhlobin where the lower moraine had already been wedged in, which led to an augmentation of the erosion by the glacial waters at the edge of this glacier: On the other hand the very bed of the Lower Tertiary country rocks as consisting of loams and sands favoured an extensive erosion in this place.

The second erosion level corresponds to the level of the lower moraine. We connect its formation with the action of the waters of the subsequent Dnieper maximum glaciation corresponding to the upper moraine of Mogylev and Middle Orsha. The lower moraine in the depression of the country rocks (Devonian) in the region adjacent to Orsha was either washed away as attested by its small thickness or was entirely eroded, as near Vydritza, north of Orsha, where the glacial waters were dammed by the Devonian mound of Orsha. The line of the second erosion level at Orsha gradually descends towards Rogatchov whereupon it rapidly lowers in the direction of Zhlobin interrupting there as a line corresponding to the Berezina moraine. The rapid fall of this line from Rogatchov to Zhlobin is to be explained by the erosive action of the waters of the Berezina glacier which was especially manifest at the edge of the latter and apparently at the moment of its invasion.

The third erosion level lies on the middle moraine of the Orsha and on the upper one of Mogylev, Rogatchov and Zhlobin. This level is characterized by a most even surface. It runs from the region of the three moraines of Orsha into the region of two moraines and crosses horizontally southward from Zhlobin to Retchitsa without changing its height into the region with one moraine. This moraine is overlain near Kholmitchi by a three-membered loess series which is most clearly defined in the Chernigov region and is still more typical on the territory of the Ukr. SSR.

The fourth erosion level is connected with the upper moraine of Orsha and coincides with the third level of Mogylev. We connect its formation with the glacial waters of two stages of the Orsha glaciation. The erosive activity of the waters of the Orsha glaciation of the first and second stages had influence on the formation of the third level of the Mogylev Retchitsa region, wherefore it passed into the fourth Orsha level.

Finally, as is seen from the section, the contemporary relief is almost parallel to the line of the fourth and third levels. When the upper moraine outcrops, the line of the contemporary relief and that of the above levels naturally coincide.

When comparing the three erosion levels with the level of the Dnieper, we see that the first erosion level is higher than the Dnieper level only in Orsha; throughout the whole area south of Orsha it is lower. The second level is higher than the Dnieper approximately only as far as Bykhov; southward it subsides also under the level of the Dnieper. Finally, the third level is higher than the Dnieper throughout the whole area mentioned above. Such a relation between the erosion levels and the level of the Dnieper clearly shows the terrace nature of the relief which stretches along the Dnieper in the territory of White-Russia. In this sense the high right bank of Mogylev which some geologists

regard as a plateau, undoubtedly relates to a terrace and in our opinion to the fourth one.

Comparing the absolute heights of the erosion levels of Orsha with those of Mogylev and connecting them in the horizontal direction we have come to the conclusion that of the three moraines of the Upper Dnieper the two lower moraines pass into the territory of Southern White-Russia.

We have established the presence of two moraines in Zhlobin and one moraine in Retchitsa. The lower zone of the fluvio-glacial deposits corresponds to the lower moraine of Zhlobin. The third erosion level is connected with the upper moraine of Zhlobin and the moraine of Retchitsa; its absolute height in both points is about 135 m.

On the other hand, the difference between the absolute heights of the second and third levels amounts in Zhlobin to 16 m. and in Retchitsa to 35 m. This is due to the fact that the second Zhlobin level lies on the lower moraine, whereas this moraine is absent in Retchitsa and is replaced by the easily eroded fluvio-glacial deposits. The second erosion level in Retchitsa is considerably lower, approaching the first level. Thus at the Southern edge of the Berezina glacier on the easily eroded substrate there formed a depression subsequently filled out with a powerful layer of fluvio-glacial deposits and a thick upper moraine.

The comparison of the erosion levels of Zhlobin and Retchitsa induces us to connect the moraine of Retchitsa with the upper moraine of Zhlobin, wherefore it may be said that the upper moraine of White-Russia passes over into the territory of the Ukr. SSR. It coincides with the maximum glaciation of the European plain of USSR.

Thus, on the basis of the above, we may draw the following conclusions:

On the territory of the Upper Dnieper region (between Smolensk and Orsha) are three moraines which attest the threefold invasion of glacier masses into the European plain of the USSR. They are called the Berezina, Dnieper and Orsha glaciations. The southern border of the Berezina glaciation intersected the valley of the Dnieper in the latitude of Zhlobin; the Dnieper glaciation passed into the territory of the Ukr. SSR (the Dnieper tongue) it is the maximum one; the Orsha glaciation stopped between Orsha and Kopis.

The hypsometric record of the glacial erosion levels allows us to establish the connection between the morainic zones.

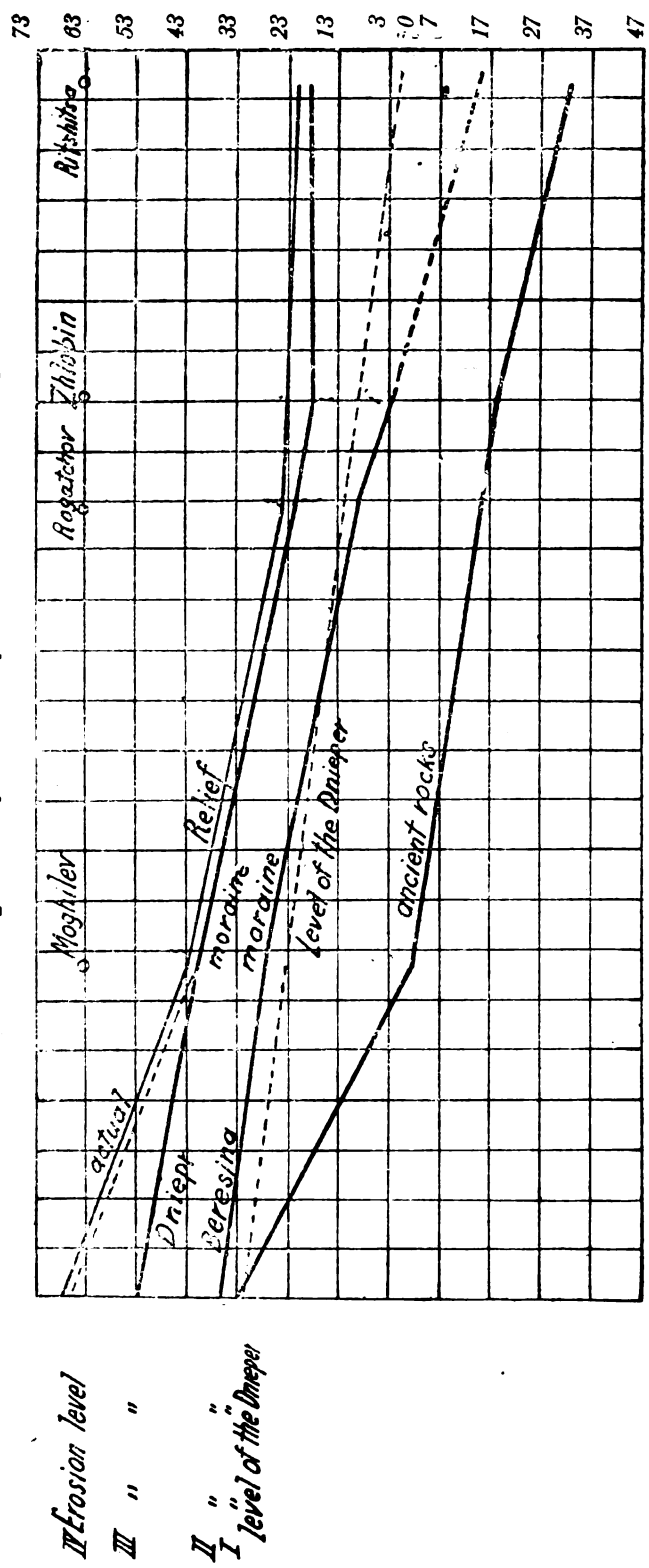
The two lower moraines of the Upper Dnieper (part of the Dnieper above Orsha, as, south of Orsha, as far as Dniepropetrovsk, the Dnieper flows in conditions of the White-Russian-Ukrainian trough) i. e. the Berezina and Dnieper moraines stretch into the region of the central part of White-Russia, covering the area between Orsha and Zhlobin. The upper moraine, i. e. the Dnieper one passes into the Ukr. SSR. and the lower one, i. e. the Berezina moraine is replaced in the same direction by fluvio-glacial deposits.

Analogous formations corresponding to the Orsha moraine, i. e., to the upper moraine of the Upper Dnieper, enter into the composition of the quaternary deposits of White-Russia and the northern part of the Ukr. SSR.

The threefold glaciation finds its reflection in the three unbroken terraces of the valley of the Upper and Middle Dnieper.

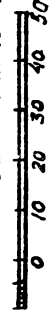
The multistaged loess series of the Ukr. SSR completely corresponds to three glaciations with their fluctuations. The establishing of the stratigraphical connection of each loess zone of the Ukr. SSR with the corresponding moraines of the North as well as the stratigraphical explanation of three-moraine zones and the dissection of the intermorainic deposits are among the problems to be studied next.

Glaciation erosion levels along the valley of the Dnieper River line Orsha — Retchitsa



IV Erosion level  
 III " "  
 II " "  
 I " " level of the Dnieper

Scale: Horizontal 1cm 10 m  
 Vertical 1cm 10 m



The Moraine

Bilenko

Smolensk

Zhlobin

Retchitsa

Glacial Erosion Levels along the Valley of the Dnieper in the Direction of Orsha-Retchitsa

Erosion Level

Level of the Dnieper

Mogylev

Rogatchov

Contemporary Relief

Orsha Moraine

Dnieper Moraine

Berezina Moraine

Country Rocks

Scale: Horizontal in 1 cm 10 km

Vertical

Біленко

Морена

м. Смоленськ

м. Жлобин

м. Річиця

Льодовикові ерозійні рівні вздовж долини р. Дніпра по лінії Орша—Річиця

Ерозійний рівець

Рівець Дніпра

Могилів

Рогачов

Сучасний рельєф

Морена оршицька

Морена дніпровська

Морена березинська

Корінні породи

Масштаб Горизонтальний в 1 см 10 км

Вертикальний

## До питання про вік і розвиток ґрунтів Доно-Воронезької низини в зв'язку з її геоморфогенезом

*В. М. Гвондецький*

Так звані тамбовські чорноземи вже давно привертали увагу дослідників. Ще Феоктістов 1859 р. писав [43, с. 76], що південна частина Тамбовщини „состоит преимущественно из тучного чернозема с глинистою подпочвою,—весьма плодородна“ (підкреслення мое. — В. Г.).

Пізніше, після робіт Докучаєва і особливо Туміна [15, 39, 40], ці чорноземи набули в ґрунтознавчій літературі великого значення і фігурували як класичні тамбовські чорноземи.

Роботами ґрунтознавців і геоботаників, особливо за останні роки, зібрано достатній матеріал про так звані тамбовські чорноземи, на підставі якого можна говорити про певний специфічний ґрунтовий обшир чи район (провінцію). Цей особливий ґрунтовий район займає майже всю східну частину Воронезької області. Не зважаючи на більш-менш явне відокремлення особливого ґрунтового району (провінції), до самого останнього часу ґрунтознавці [Денісов, Шуригін,—13, 14, 44] і геоботаники [Алехін, 2], виходячи з принципів географічної зональності ґрунтового й рослинного вкриття, поділяють цей район на певні, в основному широтні, зони й підзони і з'єднують їх з відповідними широтними зонами і підзонами (районами та підрайонами) ґрунтового й рослинного вкриття Середньоросійської височини (Курська область). В наслідок цього об'єднуються різні своєю суттю ґрунтові і геоботанічні комплекси.

Самі автори новітніх ґрунтових і геоботанічних зведень [13, 2] мусіли констатувати певні непогодження в характері виділюваних ними зон і підзон (районів, варіантів) ґрунтів і рослинності.

Алехін [2, с. 33], об'єднуючи рослинне вкриття Стрілецького степу (під Курськом) і Лотаревського степу (ст. Хворостянка Воронезької області) в один варіант („основной“) північних степів, указує на цілий ряд особливостей рослинного вкриття Лотаревського степу, порівнюючи з укриттям степу Стрілецького. Намагаючись пояснити це, Алехін звертає увагу на комплексність ґрунтів Лотаревського степу, але нарешті приходить до висновку, що „основной причиной различия степей нужно, несомненно, считать различия их географического положения“ [2, с. 34].

В зв'язку з різницею між степами сходу і заходу (або, вірніше, між степами Середньоросійської височини та Доно-Воронезької низини<sup>1)</sup> Алехін поділяє кожний із виділених ним кліматичних варіантів північних степів (північний, основний, південний) на два „географически замещающих варианта“—східний і західний. Поряд з цим Алехін указує на близькість між степами східних варіантів: „Ямская степь“<sup>2)</sup>... представляет собою как бы северный вариант Лотаревской степи...“ [2, с. 39] і далі: „...Хреновская степь похожа

<sup>1)</sup> Доно-Воронезькою низиною ми називаємо низину, що лежить на схід від р. Воронежа та Дона і яку деякі автори називають Тамбовською або Тамбово-Воронезькою низиною.

<sup>2)</sup> Під Тамбовом.

на Лотаревскую“... [2, с. 44]. Отже виходить, що різні кліматичні варіанти степів у межах Доно-Воронезької низини („восточные географически замещающие варианты“ за А л е х і н и м) між собою мало чим різняться.

Цікаві дані наводить А л е х і н щодо „насиченості“ степових ценозів видами рослин на певну площу. З цих даних видно, що [2, с. 63]:

Кліматичні варіанти	Західні степи	Кільк. видів на 100 м <sup>2</sup>	Східні степи	Кільк. видів на 100 м <sup>2</sup>
Середня смуга . . . .	Стрелецький степ	109	Лотаревський степ	89
Південна смуга . . . .	Ямський степ	96	Хреновський степ	83

Степи Доно-Воронезької низини (східні) „насиченістю“ майже не різняться між собою, хоч і містяться на великій віддалі одна від одної. Західні степи різняться між собою щодо цього багато більше, дарма що знаходяться ближче одна від одної. Крім того, „насиченість“ західних степів набагато більша, ніж східних. Це також потверджує більшу спорідненість між собою степів Доно-Воронезької низини, ніж з степами Середньоросійської височини.

Грунтознавець Д е н і с о в [13] поділяє Курську та Воронезьку області на дві ґрунтові зони і шість підзон, що тягнуться в напрямі приблизно з сходу на захід. Підзона грубого чорнозему тягнеться з сходу на захід через обидві області, тобто в підзоні грубого чорнозему потрапляють ґрунти Середньоросійської височини і Доно-Воронезької низини. На основі цілого ряду ознак (кількість гумусу, його рухливість, кількість увібраних основ тощо) Д е н і с о в змушений визнати, що чорноземи Курської області (Середньоросійська височина) значно відрізняються від чорноземів Воронезької області (Доно-Воронезька низина); зокрема ця різниця виявляється і в родючості чорноземів цих двох областей. „Как правило, наблюдается резкий контраст в урожае зерновых культур и сахарной свеклы на мощных черноземах Воронежской и Курской областей“. „Если в Курской области урожай сахарной свеклы на удобренных черноземах 100—120 ц с га, то в Воронежской области урожай сахарной свеклы на удобренных черноземах, при хорошей обработке почв, достигают 450 ц с га“ [13, с. 37].

На високу природну родючість чорноземів Доно-Воронезької низини вказують також Ш у р и г і н [44, с. 39] та Г р е к о в [11]. За даними зведення урожайності цукрового буряка на опорних пунктах Головцукру колишньої ЦЧО (Курська та Воронезька обл.) виявляється, що найбільшу урожайність при однакових умовах агротехніки дають пункти, розташовані на ґрунтах Доно-Воронезької низини [11].

Особливості ґрунтів Доно-Воронезької низини виявляються також і на ґрунто-агрохімічній карті ЦЧО [45]. На цій карті ґрунтові райони тягнуться також з Доно-Воронезької низини на Середньоросійську височину, хоч самі автори наводять тут же (в легенді до карти) явні ознаки різного характеру ґрунтових комплексів: так, наприклад, четвертий район грубих чорноземів у лівобережній його частині (Доно-Воронезька низина) характеризується наявністю в ґрунтовому комплексі солонців та солодей у той час, як правобережна частина цього району (Середньоросійська височина) відзначається „отсутствием солодей і солонцов“<sup>1)</sup>.

Всі наведені вище літературні дані (які можна було б значно збільшити) достатньою мірою вказують на певні особливості ґрунтового і рослинного вкриття Доно-Воронезької низини. До останнього часу генезис чорноземів її не з'ясований, а тому залишаються мало зрозумілими і особливості ґрунтового й рослинного вкриття.

<sup>1)</sup> З легенди до карти [45].



Свого часу Тумін [41] пробував (невдало) пояснити особливості чорноземів цієї низини тим, що в межах Донецького льодовикового язика ґрунтове вкриття було прикрите льодовиком, у зв'язку з чим процеси вилугування були законсервовані, в той час як на прилеглих до льодовика територіях існували лісостепові умови (тобто розвивались процеси вилугування). Після відступу льодовика на його місці з'явилися степи, що й дали початок утворенню грубих чорноземів, а на прилеглих територіях продовжували розвиватись у лісостепових умовах процеси вилугування. Таке пояснення не витримує критики ні з геологічного погляду [31], ні з погляду історичного ґрунтознавства та геоботаніки [4, 12].

Соколов [38] зв'язує особливості ґрунтів у межах льодовикових язиків і по боках цих язиків різницею рельєфу льодовикових і позальодовикових обширів. Останнім часом Москвітін [31] висловив думку, що ґрунтоутворення на вододілах середнього й нижнього Поволжя (тобто за межами зледеніння) не припинялось протягом усього четвертинного періоду, а в межах Донського язика на вододілах „почвообразование началось гораздо раньше, чем в Днепро-вском языке, где все водоразделы закрыты лессом“. В межах Донського і Дніпровського язиків „почвообразование, несомненно, началось раньше второй половины вюрма“.

Обрунтовуючи генетичні особливості ряду солонцюватого-осолоділих ґрунтів (F) у межах УРСР, Канівець висловив думку про наявність аналогічних утворень і в інших районах СРСР, зокрема в кол. ЦЧО. Баауючись на спостереженнях в районі Грязі—Оборона (1932), він відносить описуваний нами район до ряду осолоділо-вилугуваних ґрунтів [20]. Це потвердилося матеріалами, зібраними бригадами ґрунтознавців ВНИЦ, і було покладено в основу пояснення генетичних особливостей ґрунтів радгоспів цього району [46].

Далі подаємо коротеньку характеристику ґрунтового вкриття Доно-Воронезької низини і спробуємо накреслити хоча б схематично історію розвитку цієї низини, утворення ґрунтоутворних порід, а в зв'язку з цим і утворення й розвитку ґрунтів.

Доно-Воронезька низина має дуже рівнинний характер поверхні з абсолютними висотами 150—180 м. Річно-балочна система низини мало розроблена. Цілоком рівнинні, плоскі й слабостічні форми мають усі міжрічні вододіли, в тому числі й міжрічний вододіл між верхів'ями басейну р. Воронеж і басейну р. Оки. Міжрічні вододіли не мають вододільних схилів (Вірський), на них ще тільки закладаються схили річних долин. Така примітивність рельєфу свідчить про його молодість. Цікаво відзначити, що між басейнами р. Воронежа і р. Оки, власне, немає вододілу, він не вироблений зовсім. За даними Вірського, „все междуречье представляет собою весьма ровное пространство, особенно в месте, где верховья р. Верды (Окский бассейн) подходят к верховьям р. Ситавки (Донской бассейн)... То же имеем и на водоразделе правых притоков р. р. Верды и Ситавки и Польного Воронежа“. На міжріччя є певні „нейтральні участки“, що „представляют собой ровное пространство, слегка понижающееся к середине. Понижения наполняются водой и могут давать сток в ту или другую систему“ [3, 254].

На плоских широких вододілах при незначних змінах висот утворюються умови „для соединения между собою бассейнов рек“ [3, с. 254].

Таким чином, характером поверхні басейни рік Воронежа і Оки переходять один у другий майже без ніякої зміни, тобто Доно-Воронезька низина є басейну р. Воронежа (його лівобережжя) продовжується і в басейн р. Оки<sup>1)</sup>.

Міжрічні і плоскі вододіли по всій Доно-Воронезькій низині одноманітні і завжди більшою чи меншою мірою вкриті неглибокими депресіями (блюдця), подібно до Дніпровської низини, але блюдця першої здебільшого багато

<sup>1)</sup> В давній статті мова йде про Доно-Воронезьку низину в межах Воронезької області.

мілкіші, ніж другої; це зв'язане, очевидно, з різним характером ґрунтотворних порід, особливо щодо механічного складу їх. На наявність блюдець у Доно-Воронезькій та Дніпровській низинах звернув увагу ще Докучаєв [15, с. 197]: „Как и близ Нежина, так и здесь, — напр., у Грязей — между Волынской и Тарновской, между Ястребовой и Мордовой, среди сухой, высокой, ровной, глубокочерноземной степи попадались местами едва заметные, крайне слабо очерченные котловинки“.

Механічний склад ґрунтів і підґрунтя Доно-Воронезької та Дніпровської низин у середніх їх частинах подаємо в наведеній нижче таблиці<sup>1)</sup>:

Місце	№ ями та глибина вразка	Пісок			Пил			ул			Фізична глина < 0,01
		> 0,25	0,25—0,05	Сума > 0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	Сума 0,05—0,005	0,005—0,001	< 0,001	Сума < 0,005	
Доно-Воронезька низина	1. 0—10	0,6	1,4	2,0	15,9	25,8	41,7	13,9	42,4	56,3	82,1
Буряко-радгосп „Ударник“	160—170	0,8	1,8	2,6	18,7	27,0	45,7	9,0	42,7	51,7	78,7
Дніпровська низина	21. 0—20	0,8	5,7	6,5	54,9	15,7	70,6	3,1	19,8	22,9	38,6
Яготинський буряко-радгосп	140—150	0,4	3,5	3,9	64,6	15,8	80,4	5,5	10,2	15,7	31,5

Як видно з таблиці, механічним складом ґрунти і підґрунтя обох низин різко відмінні. В ґрунті (і підґрунті) Доно-Воронезької низини з шести фракцій найбільше припадає на фракцію мулу [0,001]—понад 40%, а в ґрунтах Дніпровської низини найбільшою фракцією є фракція грубого пилу [0,05—0,01], що в підґрунті досягає понад 60%. Ґрунти й підґрунтя Дніпровської низини належать до легких і середніх пилуватих суглинків, а Доно-Воронезької низини — до важких мулуватих суглинків і глин.

У Доно-Воронезькій низині поширені переважно чорноземи, що мають величезні запаси органічних речовин у вигляді гумусу, на які ці чорноземи, мабуть, чи не найбагатші з усіх чорноземів Радянського Союзу. Загальна глибина гумусових горизонтів сягає 100 см і більше. Власне гумусовий горизонт глибиною близько 45 см має гумусу до 10%, кількість якого на глибині 100 см становить 3—5%, а на глибині 60—70 см—5—7%.

В чорноземах Доно-Воронезької низини спостерігається сполучення великого процента гумусу (до 10% і більше) з великою глибиною гумусових горизонтів (понад 100 см), чого не маємо в чорноземах інших частин СРСР; так, наприклад, чорноземи Надволля, а також Сибіру мають великий процент гумусу (до 12% і більше), але глибина гумусових горизонтів невелика (40—60 см). Так звані надрозовські чорноземи мають глибокі гумусові горизонти (до 150 см і більше), але процент гумусу невисокий (коло 4—5%). Окрім великих запасів органічних речовин, у чорноземах Доно-Воронезької низини виявляються також певні особливості в характері ґрунтового комплексу. Поряд з чорноземами в ґрунтовий комплекс Доно-Воронезької низини входять як складова частина ґрунти солонцевого типу ґрунтотворення: солонці.

<sup>1)</sup> З матеріалів ВНИЦ — ґрунтово-агрохімічні карти буряко-радгоспів (аналіз виконала лабораторія Білодєрківської селекційної станції).

солонцюваті ґрунти, осолоділі ґрунти та солоді, зв'язані певними закономірностями в характером мікрорельєфу (блюдця). Ґрунти солонцевого типу ґрунтотворення в різних частинах Доно-Воронезької низини в межах Воронезької області перебувають на різних стадіях ґрунтотворення. В північній частині Доно-Воронезької низини в комплексі з чорноземами поширені головним чином солоді, які займають переважно блюдця. В середній частині низини в комплексі з чорноземами вже з'являються, окрім солодей, також осолоділі та солонцюваті чорноземи, а в південній частині низини поряд з цими ґрунтами також і солонці. Подібне явище для Дніпровської низини установив Гедроїц [7,8]: „на севере ее засоленности нет; нет уже почти и солонцеватости; тут мы имеем дело уже почти исключительно с почвами осолоделыми... причем солоди... подвергались вторичному почвообразовательному процессу — процессу обычного оподзоливания... В южной части днепровской низины мы имеем дело с наименее осолоделыми почвами, с наиболее молодыми по своему состоянию солонцами и солонцеватыми почвами“.

Солоді північної частини Доно-Воронезької низини деякі ґрунтознавці й геоботаніки вважають за підзолісті ґрунти, але за генезисом вони є солодами, що, можливо, зазнавали вторинного процесу — процесу спідзолування.

Між іншим, Алексін [1, с. 37] писав, що „засолення й солонці у зв'язку з кущами“ в межах середньої частини низини („Лотаревская степь“) „не було відзначено“. Але на ознаки засолення, яке виявлене далі на південь, як він каже, указують деякі рослини (*Galatella punktata* та *carex intermedia*). Пізніше Кожухова-Величко [22, с. 62] констатувала в Лотаревському степу „... сильно деградированные, но несомненно в прошлом солонцеватые почвы, теперь превращающиеся в солоды“, а дослідженнями ґрунтів у радгоспах цієї частини низини [46] констатовані не тільки солоді та осолоділі ґрунти, а й солонцюваті ґрунти і навіть солонці; зокрема встановлена наявність осолоділих та солонцюватих ґрунтів у радгоспі ім. Сталіна, коло ст. Оборона, кол. Мордова (Самбуrow). В південній частині Доно-Воронезької низини у великій кількості в комплексі з чорноземами поширені солонцюваті ґрунти й солонці, а також солоді й осолоділі ґрунти, що встановив ще Попов [37]. Роботами над дослідженням ґрунтів у радгоспах виявляється також найбільша засоленість ґрунтів південної частини низини Ґрунтові води в цій частині низини також значно засолені, на що вказував Глінка [9].

Таким чином, у межах Доно-Воронезької низини цілком виразно намічається ґрунтовий комплекс, аналогічний ґрунтовому комплексові Дніпровської низини. Почасті аналогічний і характер рельєфу та мікрорельєфу. Відрізняються ґрунти низини механічним складом їх і підґрунтя: в Доно-Воронезькій низині ґрунти переважно важкосуглинисті й глинисті, пілуваті-мулисті й мулисті, а в Дніпровській переважно пілуваті легкосуглинисті тонкопилуваті й грубопилуваті [21].

На підставі особистих спостережень і проробки відповідних матеріалів та літературних джерел ми ще в 1934 р. прийшли до висновку, що особливості ґрунтового вкриття Доно-Воронезької низини можна пояснити тільки особливостями генезису самої низини. На нашу думку, територія Доно-Воронезької низини являє собою давню долину доріської річної системи Воронеж — Дон, у склад якої входить басейн Верхньої Волги<sup>1)</sup>.

Всупереч думці Мазаровича про те, що басейн Верхньої Волги за доріського часу належав до Північнодвінського басейну [29], ми вважали, що він у той час був складовою частиною річної системи Воронеж — Дон (сучасний Дон вище його з'єднання з р. Воронежем являв собою тоді невелику правобережну притоку прастарого Воронежа — Дона). З цим якнайкраще погоджуються і особливості рельєфу та ґрунтового вкриття Доно-Воронезької

<sup>1)</sup> Як відомо, Верхня Волга впадає в Нижню Волгу лише після ріського часу [29, 32].

низини, а також і її геологічна будова (груба товща четвертинних відкладів до 100 і більше метрів—16, 17, 18). Тому ми вважаємо за правильніше й саму низину замість „Тамбовська“ чи „Тамбово-Воронезька“ називати „Доно-Воронезькою“, оскільки вона за генезисом, на наш погляд, являє давню долину р. Воронеж і почасти Дона. Аналогом Доно-Воронезької низини є низина Дніпровська [23, 27].

Свою думку про те, що за додніпровського (доріського) часу басейн Верхньої Волги входив до складу річної системи Воронеж—Дон, ми використали для з'ясування особливостей ґрунтового вкриття Доно-Воронезької низини в спеціальній роботі [5] в питанні про районування ґрунтів зони бурякосіяння.

Останнім часом нам довелось познайомитись з роботою Мірчинка [33], де він говорить, що за додніпровського (доріського) часу р. Верхня Ока, Клязьма та Москва-ріка були притоками р. Дона. Притоками р. Дона був також Нижня Ока й Волга (на участку Горький—Васильсурск), які текли тоді в протилежному до сучасного напрямі. Отже за Мірчинком виходить, що басейн Верхньої Волги за додніпровського (доріського) часу в основному був складовою частиною р. Дона. Отже наші висновки щодо басейну Верхньої Волги за додніпровського (доріського) часу в основному збігаються з висновками Мірчинка, хоча вони і побудовані незалежно від нього і на підставі іншого підходу та інших матеріалів (особливості рельєфу та ґрунтового вкриття Доно-Воронезької низини). Робота Мірчинка дає нам більшу певність у наших висновках щодо генезису Доно-Воронезької низини та її ґрунтового вкриття.

Виникнення й розвиток Доно-Воронезької низини та її ґрунтового вкриття ми аналогізуємо з виникненням і розвитком Дніпровської низини, між якими є багато спільного, але кожна з них має й свої специфічні особливості.

Не маючи можливості зупинитись тут широко на цьому питанні, ми хоч би коротенько викладемо найзагальніші твердження.

Доно-Воронезька низина являє собою льододовикову, дуже глибоку й широку улоговину, що тепер виповнена льодовиковими відкладами (флювіогляціальними пісками, мореною й суглинками), глибиною до 100 і більше метрів [Дубянський, 16]. На заході ця улоговина чи низина [в межах Воронезької області, 18] відмежовується рр. Станова Ряса та Воронеж, а трохи вище від сучасного місця з'єднання рр. Воронеж і Дона західна межа низини проходить по р. Дону, тобто південна частина так званої Доно-Воронезької стрілки, починаючи з Березівського району, знаходиться вже в межах давньої долини (низини). Східна межа низини проходить приблизно по лінії Бондарі, Розказово, ст. Бойчурово. На півночі низина виходить за межі Воронезької області, а на півдні на широті залізничної станції Ліски межує з Калачевською височиною. Накреслені вище межі низини треба вважати (особливо східну) умовними, оскільки описувана низина ще мало вивчена з погляду сучасної четвертинної геології.

Продовженням Доно-Воронезької низини на південь від широти залізничної станції Ліски є лівобережні зниження рр. Дона і Хопра. Ці зниження є не що інше, як давні річні долини, по яких проходили на південь річні потоки в Доно-Воронезької низини. Ці водні потоки лівобережних знижень р. р. Дона й Хопра на південь від Калачевської височини знову з'єднувались в один потік.

Таким чином, Калачевська височина була немов би островом серед могутнього потоку давньої річної долини р. Воронеж—Дона. Цим самим Калачевська височина створювала умови підпружування вод у межах Доно-Воронезької низини.

В накреслених вище межах ширина Доно-Воронезької низини сягає понад 150 км, тобто перевищує ширину Дніпровської низини на кілька десятків кілометрів (на паралелі Києва Дніпровська низина доходить 120 км).

Висоти Доно-Воронезької низини над рівнем моря в середньому коло 150—180 м. В поданій нижче таблиці наводимо для порівняння середні абсолютні та відносні висоти Доно-Воронезької та Дніпровської низин, висоти Середньоросійської та Калачевської височин, а також наближені висоти корінних берегів обох низин.

Середньоросійська височина в межах Курської та Воронезької областей		Калачевська височина	Дніпровська низина				Доно-Воронезька низина			
			Низина		Корінні береги		Низина		Корінні береги	
Середня висота над рівнем моря	Найвища позначка за даними 3-верстки; вододіл Дінця Сейма	до 230—235	Абсолютна висота	Віднос. висота над рівнем Дніпра		Лів бережжя	Абсолютна висота	Відносна висота над рівнем Дона та Воронезя		Лівс-бережжя
				Право-бережжя	Лівс-бережжя			Право-бережжя	Лівс-бережжя	
235—275 м <sup>1)</sup>	282,4 м		120—140	50—70	190—240	170—190	150—180	70—100	190—230	190—200

З таблиці бачимо, що Доно-Воронезька низина щодо абсолютних висот приблизно на 30 м вища від Дніпровської, а щодо висот відносних вона приблизно на 20 м вища від Дніпровської низини. Отже Доно-Воронезька низина має більш понижену базу ерозії як у відношенні до рівня моря, так і у відношенні до рівня рік у межах низин (Дон, Воронеж і Дніпро).

Правий корінний берег підноситься над Дніпровською низиною на 50—100 м, а лівий приблизно на 20—30 м. Над Доно-Воронезькою низиною корінний правий берег підноситься метрів на 20—60, а на лівобережжі майже зрівнюється з низиною (перехід від низини до корінного берега поступовий).

Доно-Воронезька і Дніпровська низини в своєму виникненні зв'язані з безперервними рухами земної поверхні, епейрогенетичними. Обидві низини являють собою обшири, в яких переважають рухи опускання на протязі четвертинного періоду [Мірчинк, 32]. Значне опускання докембрійського фундаменту спостерігалось також і в дочетвертинний час (девонський, юрський та крейдовий періоди).

Не зупиняючись на історії виникнення обох прогинів (дніпровського та доно-воронезького), ми повинні зазначити, що на кінець третинного періоду обидва прогини, очевидно, були добре оформлені і стали в дальшому ложем ерозійних процесів.

Про розвиток великих ерозійних процесів початку льодовикової доби свідчить велика розмитість корінних порід, що залягають під флювіогляціальними пісками [Дубянський та ін.]. Вся дальша історія розвитку цих величезних улоговин, сформованих на кінець третинного періоду і вивпнених в сучасну нам добу грубою товщею льодовикових пухких відкладів, тісно переплітається з епейрогенетичними рухами земної поверхні та аледеніннями, що послідовно змінювались одне одним.

Основа флювіогляціальних пісків Доно-Воронезької низини тепер дежить метрів на 10—25 [18] нижче сучасного рівня р.р. Дона, Воронезя, Бітюга, Хопра та ін., що в певним доказом опускання низини вже після того, як були відкладені флювіогляціальні піски.

Доно-Воронезька і Дніпровська низини вивпнені льодовиковими відкладами приблизно однакової глибини, але ширина Доно-Воронезької низини,

<sup>1)</sup> Висота наводимо за даними триверстки та десятиверстки, а також частково за даними топопланшетів Воронезького облвемуправління.

як уже сказано вище, набагато більша, ніж Дніпровської, отже і річна система, що проносила води Доно-Воронезькою низиною, очевидно, була могутніша, ніж система низини Дніпровської. Тепер ми бачимо протилежні співвідношення, а саме: дніпровська річна система могутніша, ніж доведька, особливо коли взяти р. Воронеж, яка своїм сучасним розміром зовсім не відповідає супроводячій їй долині. Така непогодженість сучасної річної системи з наявністю давньої великої улоговини є результатом зміни колишньої гідрографічної сітки на сучасну. Такою зміною колишньої могутньої річної системи Воронеж і Дона є момент прорізування Верхньою Волгою проходу біля Казані в Нижню Волгу [29, 32]. Це твердження щонайкраще погоджується з наявністю величезної давньої долини, утворення якої аж ніяк не можна пояснити роботою існуючої тепер річної системи. Отже в доріський час розподіл річних басейнів був зовсім не подібний до сучасного. В той час води басейну Верхньої Волги текли на південь в долину р. Воронеж, а потім долиною р. Дон. Коли так, то зрозуміла наявність широкої давньої долини, а також і наявність великих розмивів ложа Доно-Воронезької низини, що була річною долиною для стікання вод басейну Верхньої Волги. Епейрогенетичні рухи з перевагою опускання Доно-Воронезької низини, а також підпружування річних потоків воронезькою кристалічною брилою (Калачевська височина, Богучар) сприяло заповненню Доно-Воронезької улоговини переважно флювіогляціальними відкладами додніпровських (доріських) зледенінь. На час наступу дніпровського (ріського) зледеніння Доно-Воронезька улоговина вже була заповнена грубою товщею льодовикових відкладів (переважно флювіогляціальні піски, а також суглинки й глини, очевидно, озерного походження).

За часів максимального (ріського) зледеніння льодовикові маси просунулись далеко на південь у вигляді двох льодовикових язиків (Дніпровський і Донецький) по річних долинах Дніпра та Воронеж—Дона. Льодові маси виповзали також і на прилеглі корінні береги (плато); зокрема льодовик укривав і Калачевську височину. Не зважаючи на те, що льодовик захоплював і частину піднесених плато, він, однак, не зміг просунутись на схід за межі надчолзької височини, що перегородила шлях просуванню льодовика на схід. Льодовикового язика на місці сучасної долини Волги на схід також не утворилось, оскільки на той час і самої долини Волги через Надволзьку височину не існувало. Лише талі води ріського льодовика поступово відкрили собі шлях у Нижню Волгу, прорізавши прохід біля Казані. Поступове відступання ріського льодовика сприяло дальшому прорізуванню твердих порід казанського ярусу талими льодовиковими водами й утворенню проходу в Нижню Волгу. Після зникнення ріського льодовика води басейну Верхньої Волги спрямувались новим проходом, прорізаним талими льодовиковими водами (ріського льодовика) в Нижню Волгу: відбулося, таким чином, перехоплення верхнього басейну додніпровської (доріської) рікової системи Воронеж—Дона і утворення нової гідрографічної сітки з проходом Верхньої Волги в Нижню. В зв'язку з цим утворились меридіональні ріки з північним напрямом течії (Цна та інші).

Відступаючи з меж Доно-Воронезької низини, дніпровський (ріський) льодовик залишив по собі морену, що ще більше вирівняла і знівелювала колишню широку й глибоку долину. Відступаючий дніпровський (ріський) льодовик давав величезну кількість талих вод, що, очевидно, періодично не встигали переливатись вузьким проходом біля Казані і широко розливались у межах доріської широкої долини р. Воронеж—Дона. Під час наступного оршицького (вюрмського) зледеніння і його стадій талі льодовикові води також періодично не встигали переливатись у Нижню Волгу вузьким проходом біля Казані, а тому розливались на величезних просторах і спрямувались на південь по долинах меридіональних рік, широко розливаючись по

давній дориській долині р. Воронежа—Дона. Частково, очевидно, води переливались з річки в річку в широтному напрямі, як це вказував Павлов [34].

Про всі колишні напрями водних потоків хоч би останньої стадії оршицького (вюрмського) зледеніння (вюрм II) свідчить нагромадження пісків у тих чи тих напрямках. Особливо цікаві для нас щодо цього піски р. Цни, що спускаються далеко на південь від основного масиву окських пісків, які є аналогом пісків подільських. Накупчення пісків останнього зледеніння по р. Цні до самого її верхів'я можна пояснити лише діяльністю льодовикових вод (вюрм II), що, як сказано вище, текли в південному напрямі і несли з собою велику кількість піскувато-мулистого матеріалу. Такі течії південного напрямку не обмежувались, звичайно, тільки долиною р. Цни. Очевидно, вся давня додніпровська (дориська) долина р. Воронежа в періоди великих поводей укривалась широким водним потоком, що мав південний напрям. За часів таяння останнього льодовика (вюрм II) водні потоки окського басейну спрямовувались значною мірою на південь по р. Цні і, переливаючись через вододільну лінію Цни й Воронежа, розливались по широкій давній долині р. Воронежа; таксамо переливалися води безпосередньо з Окського басейну у верхів'я р. Воронежа.

Льодовикові води, що текли на південь, переносили з собою велику кількість якнайрізноманітнішого піскувато-мулистого матеріалу, що відсортовувався й випадав при відповідних умовах у вигляді піскуватих, піскувато-пилуватих або пилувато-мулистих наносів (алювіальні відклади).

Випадання річних наносів [36] того чи іншого механічного складу залежить насамперед від швидкості течії води і зміни цієї швидкості.

Льодовикові водні потоки, очевидно, розливались на десятки й сотні кілометрів. При такому стані пересування водних мас дуже складне, складне також і пересування льодовиковими потоками піскувато-мулистого матеріалу. Відбувається безперервне перенесення та випадання то одних, то других механічних окремоостей, а також розчинних і колоїдальних речовин. Не зважаючи на всю складність процесів пересування та випадання річних наносів, в утворенні наносів спостерігається певна закономірність, що відбиває характер швидкості течії водних потоків. Тому на підставі вивчення наносів, зокрема щодо їх механічного складу, можна до певної міри встановити характер водних потоків.

На основі численних даних механічного складу ґрунтів та підґрунтя південної частини басейну р. Цни і північної частини басейну р. Бітюга виявляється, що ґрунти й підґрунтя басейну р. Бітюга складаються майже виключно з пилу й мулу; піску майже зовсім немає (щось 1% і менше). В басейні р. Цни кількість піску значно збільшується (до 10% і більше) коштом зменшення фракції мулу.

Таку різницю в механічному складі ґрунтів і підґрунтя (тобто верхнього, чи першого ярусу суглинків<sup>1)</sup>) можна пояснити так. Льодовикові води розтаючого останнього льодовика (вюрм II) заповнювали всю долину р. Цни до її верхів'я і переливались через вододіл на південь у межі сучасного басейну р. Бітюга. В р. Цні утворювались таким чином умови течії в південному напрямі. Найбільша швидкість течії розвивалась у самій долині р. Цни, через що тут могли відкладатись тільки найбільш грубозернисті наноси (сучасні цнинські піски). Частину піску, пилуваті та мулисті частки, водні потоки переносили до вододільної лінії басейнів Цни та Бітюга. Виходячи з долини р. Цни в напрямі до вододільної лінії Бітюга, ці потоки віяловидно розливались на значно ширшому просторі; тому швидкість течії поступово зменшувалась, і в зв'язку з цим відбувалось часткове випадання річних наносів, до складу яких входить чимало грубших часток (пісок). Дріб-

<sup>1)</sup> На питанні ярусності суглинків Доно-Вороньської низини ми зупинимось нижче.

ніші пілуваті та мулисті частки з водними потоками потрапляли в басейн р. Бітюга, де поступово осідали, бо тут водні потоки розливались на ще ширших просторах і через це швидкість течії значно зменшувалась. Окрім того, тут (басейн р. Бітюга, як і інших рік Доно-Воронезької низини) створювались умови застоювання вод у зв'язку з підпружуванням їх Калачевською височиною (Воронезька кристалічна брила). Отже Доно-Воронезька низина на південь від басейну р. Цни була територією, де широко розливались водні потоки, які текли поволі, а місцями й застоювались. Швидші течії локалізувались по долинах річної системи низини, як р.р. Бітюг, Воронеж, Дон та ін. Тому в цих долинах нагромаджувались піщані відклади (по р.р. Воронежу, Дону, Бітюгу та ін.), а пілуваті та мулисті наноси випадали на міжрічних рівнинах і стали пізніше субстратом для утворення сучасних лесовидних суглинків.

Таким чином, ми приходимо до висновку, що лесовидні суглинки Доно-Воронезької низини утворились у результаті відмулювання потоками льодовикових вод піщаних, пілуватих та мулистих часток. Потоки льодовикових вод, що текли на південь по р. Цни, значну частину піску (донні наноси) залишили в самій долині р. Цни. Частина піску разом з пілуватими та мулистими частками осіла у вигляді наносу (в значній мірі донного) в межах басейну р. Цни (до вододільної лінії з ріками Бітюгом та іншими). В межі басейну р. Бітюг потрапляли майже виключно пілуваті та мулисті („суспензовані“, 36) наноси, а більш грубозерністі (головно донні) наноси залишались у межах басейну р. Цни.

Міркуючи так само, ми приходимо до ширших висновків, а саме: значна мулистість лесовидних суглинків Доно-Воронезької низини, особливо на південь від вододільної лінії басейнів р.р. Воронежа й Оки, є результат своєрідних умов відмулювання наносів льодовиковими потоками. В межі Доно-Воронезької низини потрапляли головно „суспензовані“ наноси (пілуваті та мулисті частки) в той час, як донні наноси (піскуваті частки) залишались в основному в межах сучасного басейну р. Оки.

У відмінності умов відмулювання Доно-Воронезької та Дніпровської низини ми вбачаємо і причину різниці в механічному складі лесів Дніпровської низини (легкі пілуваті суглинки) і лесовидних суглинків (важкі мулисті суглинки) Доно-Воронезької низини.

Надморенна серія лесовидних відкладів Доно-Воронезької низини складається не менше як з двох ярусів лесовидних важких суглинків [Москвітін, 31, Глінка]. За даними Туміна [40] надморенна серія (район ст. Чакіно) складається з трьох ярусів важких суглинків (глин), розмежованих двома копальними ґрунтами; окрім того, на валунних супісках (морена) Тумін зустрів третій копальний ґрунт. Глибини копальних ґрунтів Тумін подає такі: для першого копального ґрунту 5 м, для другого 9 м, для третього 17 м. За даними механічного складу [40] перший ярус лесовидних суглинків (0—4 м) має глинистих часток <sup>1)</sup> 70—80%; другий (4—8 м) — 60—70% і третій (8—11 м) знову 70—80%; отже середній ярус лесовидних суглинків за даними аналізів має глинистих часток трохи менше, ніж перший і третій. Цікаво відзначити також, що до 11 м ідуть суглинки (глини) без піску (піску 1% і менше), а від 11 до 17 м суглинки мають значну кількість піску — до 20% — при наявності глинистих часток 70—80%. Беручи на увагу вказівку В. І. Крокоса (він установив у південно-західній частині Донецького льодовикового язика триярусну суглинисту серію; 25), можна вважати, що надморенна суглиниста серія Доно-Воронезької низини аналогічна надморенній ярусній серії Дніпровської низини, яка встановлена вже давно рядом дослідників (Крокос, Чирвінський, Різниченко, Лічков; 24, 23, 42).

<sup>1)</sup> Механічні частки розміром менші від 0,01 мм.



Утворення надморенної серії лесовидних суглинків Доно-Воронезької низини, на нашу думку, очевидно, однотипне, тобто кожний ярус лесовидних надморенних суглинків утворювався за схемою, накресленою нами вище для горішнього чи першого ярусу. Утворення кожного з ярусів лесовидних суглинків, очевидно, слід зв'язувати з тою чи тою льодовиковою добою (чи стадіями льодовика), а копальні ґрунти, що розчленовують надморенну серію лесовидних суглинків на два чи на три яруси, є свідками міжльодовикових і міжстадіальних епох, під час яких відбувалися ґрунтоутворні процеси і утворення ґрунтів (копальних).

Таким чином, утворення надморенних лесовидних відкладів, що розчленовуються копальними ґрунтами, зв'язане з льодовиковими й міжльодовиковими епохами післядніпровського (післяріського) часу [оршицьке (вюрмське) зледеніння та його фази]. Розчленувати надморенну серію і зв'язати її з відповідними льодовиковими подіями (фазами вюрмського зледеніння) покищо не можна через брак відповідного фактичного матеріалу.

Накреслена вище схема утворення Доно-Воронезької низини її ґрунтоутворних порід добре погоджується з генезисом і особливостями її ґрунтового вкриття.

Ураховуючи наведену вище схему розвитку Доно-Воронезької низини та утворення ґрунтоутворних порід, а також особливості ґрунтового вкриття, спробуємо накреслити схему розвитку ґрунтів.

Початок формування сучасних ґрунтів Доно-Воронезької низини належить до кінця утворення останнього ярусу лесовидних суглинків, які знову таки утворилися в останню фазу оршицького (вюрмського) зледеніння (W II). Отже ґрунти Доно-Воронезької низини щодо часу виникнення й дальшого розвитку слід уважати за післявюрмські.

Формування ґрунтів відбувалося на величезних малостічних і безстічних рівнинах, які лише потім поступово розчленовувались, але ще й до останнього часу зберегли на міжріччях вододілах плоскі („первинні“) форми рельєфу. Мала розчленованість рельєфу і особливо плоскі форми вододілів свідчать про те, що від часу формування ґрунтів процеси поверхневих змивів їх грали зовсім незначну роль. Сучасні вододільні ґрунти (чорноземи) Доно-Воронезької низини, утворившись ще на початку постгляціалу, існували протягом усього наступного часу, проходячи певні фази та стадії свого розвитку.

ґрунти Доно-Воронезької низини формувались в умовах малостічних і безстічних, часто озеровидних рівнин. В таких умовах протягом першої фази розвитку ґрунтів утворювані в результаті ґрунтоутворення та звітрювання солі залишалися довгий час на місці свого утворення і лише поступово у вигляді ґрунтових розчинів зносились поверхневими водами до більш знижених елементів рельєфу, де й скупчувались, створюючи умови для розвитку солончакових і солончакуватих процесів ґрунтоутворення. Дуже поступово солі потрапляли до ґрунтових вод, що збільшувало соленість їх.

Накреслені вище гідрологічні умови розвитку ґрунтів та солевий режим їх спричинилися до значного поширення (в першу фазу ґрунтоутворення) процесів засолення ґрунтів низини. Засолені ґрунти при відповідних наступних кліматичних та гідрологічних змінах у зв'язку з розвитком рельєфу проходили певні стадії розсолоння (за схемою: солончакові → солонцеві → осолоділі ґрунти).

ґрунти низини в першу фазу ґрунтоутворення розвивалися в умовах луково-степової рослинності, але через особливості цієї фази ґрунтоутворення при накопченні значної кількості солей і перерозподілу їх по елементах мікрорельєфу, а також при наявності озеровидних басейнів, поряд з луково-степовою рослинністю значну роль грала рослинність болотяно-солончакова.

Цю першу фазу ґрунтотворення можна умовно назвати чорноземно-солончакуватою. Вона в умовах Доно-Воронезької низини була дуже затяжна і тривала до атлантичного періоду, а також протягом значної частини атлантичного періоду.

В кліматичних умовах атлантичного періоду (вогкий і теплий) ґрунти у наслідок поступового виносу солей у депресії, а звідти в ґрунтові води, а також у наслідок пониження рівня ґрунтових вод через збільшення розчленування низини поступово розсолювались. На кінець атлантичного періоду, очевидно, відбулося значне розсолення чорноземів і утворення в комплексі з розсоленими (осолоділими) чорноземами солонцюватих чорноземів і солонців, залежно від мікрорельєфу. Під час дальшої зміни кліматичних умов (суббореальний період) у бік сухості й континентальності процеси розсолення значною мірою припинились<sup>1)</sup> і лише в наступний субатлантичний період (вогкий і холодний) настали умови розсолення (осолодіння) солонцюватих чорноземів та солонців, які на цей час були зв'язані головно з блюдцями і взагалі з депресіями. Процес осолодіння дійшов найбільшого ступеня розвитку в північній частині Доно-Воронезької низини в зв'язку з вогкішими кліматичними умовами цієї частини, а найменше розвивалися вони в південній частині Доно-Воронезької низини, оскільки тут кліматичні умови більш посушливі, ніж у частині північній. Таким чином, ґрунти Доно-Воронезької низини в зв'язку з особливостями геологічного розвитку низини переживали затяжну чорноземно-солончакову фазу, що спричинилося до утворення в наступному розвитку ґрунтів солонцюватих чорноземів та солонців, зв'язаних головно з блюдцями, де скупчувались (акумуляувались) солі. Наступні процеси осолодіння перетворили найбільш засолені ґрунти в солоді, а солонцюваті чорноземи—в осолоділі.

У зв'язку з розвитком процесів осолодіння і в кліматичними змінами змінюються й рослинні формації: солонцово-степова та луково-степова рослинність замінюється лісовою, через що процеси осолодіння перетворюються в процеси спідзолування. В північній частині Доно-Воронезької низини, де процеси осолодіння відбулися раніше, значно більш розвинені й процеси спідзолення.

Рівнинний, мало розчленований і мало стічний рельєф Доно-Воронезької низини, особливо в першу фазу розвитку ґрунтів, зумовлював застоювання вод не тільки поверхневих, а й ґрунтових. Цьому сприяла також мала водопроникливість ґрунтотворних порід через їх важкий механічний склад, а також само неглибоке залягання мало проникливої морени й копальних ґрунтів. Через слабкий рух ґрунтових вод вони залягали високо і рівень їх був більш-менш постійний. Такі умови тривалого ґрунтового звогчення позначаються й на сучасних ґрунтах тим, що на них розвиток культур зазнає менше впливу затяжних посушливих періодів, ніж на чорноземах Середньоросійської височини при однакових умовах агротехніки. Вплив тривалого ґрунтового звогчення особливо велику роль грав у першу фазу розвитку ґрунтів (чорноземно-солончакувату), що спричинилося до буйного розвитку луково-солончакувато-степової рослинності, яка, відмираючи, давала значну кількість органічних речовин, тобто матеріалу для утворення гумусу.

## Висновки

1. Так звана Тамбовська чи Тамбово-Воронезька низина являє собою давню долину р. Воронежа—Дона, через що вважаємо за правильніше називати її Тамбово-Воронезькою низиною.

<sup>1)</sup> Можливо, що в суббореальний період розвиток процесів засолення нарастив, але вважаємо, що це питання, як і взагалі питання впливу суббореального кліматичного періоду на розвиток ґрунтів взагалі і зокрема на розвиток ґрунтів Доно-Воронезької низини, потребує дальшого спеціального вивчення й висвітлення.

вати її Доно-Воронезькою. За дніпровського (доріського) часу басейн Верхньої Волги був складовою частиною басейну р. Воронежа (Мірчинк).

2. Доно-Воронезька низина на заході відмежовується (Дублянський) корінним правим берегом р. Воронежа й Дона; східна межа низини проходить приблизно по лінії Бондарі — Розказово — ст. Байчурово. На півночі низина виходить за межі Воронезької області (в басейн р. Оки), а на півдні межує приблизно на широті залізничної станції Ліски з Калачевською висщиною.

3. Талі води дніпровського (ріського) зледеніння спричинилися до прорізування біля Казані проходу в Нижню Волгу (Мазарович, Мірчинк). Цим проходом спрямувались у Нижню Волгу води басейну Верхньої Волги, що до дніпровського (ріського) зледеніння текли долиною Воронеж—Дон (Мірчинк). Таким чином, р. Воронеж була „обезголовена“ і тому вона своїм сучасним розміром зовсім не відповідає тій величезній давній долині, що супроводить її.

4. За наступних зледенень (вюрм I і II) талі льодовикові води в зв'язку з підпружуванням їх вузьким проходом долини р. Волги (біля Казані) спрямувались у південному напрямі по давній долині р. Воронежа і несли з собою піскувато-мулисті річні наноси, відкладаючи їх при відповідних умовах.

5. Надморенні лесовидні суглинки Доно-Воронезької низини утворились у результаті відмулювання й відкладання пилюватих та мулистих наносів, принесених сюди талими льодовиковими водами. Копальні ґрунти, що розчленовують надморенну серію лесовидних суглинків на два й на три яруси, являють собою утвори міжльодовикових і міжстадіальних епох, коли відбувались процеси ґрунтоутворення.

6. Ґрунти (і рослинність) Доно-Воронезької низини мають цілий ряд особливостей, що відрізняють їх від ґрунтів (і рослинності) Середньоросійської височини. Чорноземи Доно-Воронезької низини належать до найбагатших чорноземів щодо запасів органічних речовин (гумусу). В них сполучається великий процент гумусу (до 10% і більше) з великою грубиною гумусових горизонтів (до 100 см і більше). В комплексі з чорноземами на Доно-Воронезькій низині поширені ґрунти солонцевого типу ґрунтоутворення (солоді, осолоділі та солонцюваті чорноземи й солонці). В північній частині Доно-Воронезької низини поширені в комплексі з чорноземами переважно солоді й осолоділі чорноземи. Часто солоді та осолоділі чорноземи зазнавали вторинних процесів спідзолювання. В середній частині, крім солодей та осолоділих чорноземів, зустрічаються чорноземи й солонцюваті, а в південній частині Доно-Воронезької низини, крім того, поширені й солонці. Таким чином, у характері розвитку процесів осолодіння колись солонцюватих чорноземів та солонців (Доно-Воронезької низини) спостерігається явище, аналогічне тому, яке встановив для дніпровської низини Гедройц.

7. Сучасні особливості ґрунтів Доно-Воронезької низини можна пояснити особливостями розвитку цих ґрунтів у зв'язку з особливостями утворення низини й ґрунтоутворних порід, а також з наступним поступовим розвитком рельєфу низини.

8. В межах Доно-Воронезької низини початок формування ґрунтів належить до польодовикової доби.

Перша фаза розвитку ґрунтів Доно-Воронезької низини проходила в умовах рівнинного слабо розчленованого малостічного (озеровидного) рельєфу, в зв'язку з чим солі, що були в самих ґрунтоутворних породах, а також утворювані в наслідок розвитку процесів ґрунтоутворення й звітрювання, накопчувались у значній кількості, особливо по депресіях (блюдця, загальні пониження), і створювали умови для розвитку солончакуватих процесів ґрунтоутворення; цьому сприяло також неглибоке залягання ґрунтових вод і мала їх рухливість. Ця чорноземно-солончакувата фаза розвитку ґрунтів в умовах Доно-Воронезької низини була дуже затяжною.

9. З поступовим розвитком рельєфу та розвитком ґрунтів солі були поволі вилуговані на більш підвищених елементах рельєфу, а солончакуваті чорноземи й солончаки, розташовані головню по більш знижених елементах рельєфу, поступово перетворились у солонцюваті ґрунти та солонці, що знову таки зазнали процесів осолодіння. В північній частині низини, де умови звогчення найбільші і процеси осолодіння досягли найбільшого ступеня (а місцями вони вже перетворились у процеси спідзолювання поруч із зміною рослинного вкриття). В середній частині низини й особливо в південній частині осолодіння, в зв'язку з більш посушливими умовами цих частин низини, розвивались повільніше. Тому тут поряд з осолоділими чорноземами й солодами поширені солонцюваті чорноземи, а більш на південь навіть і солонці.

10. Ураховуючи особливості ґрунтового вкриття Доно-Воронезької низини і характер розвитку цих ґрунтів, що були зумовлені характером розвитку самої низини та її ґрунтоутворних порід, вважаємо за потрібне виділяти ґрунти Доно-Воронезької низини в окрему провінцію чи ґрунтовий ряд.

11. Нашу спробу підійти до розв'язання питання генезису ґрунтів Доно-Воронезької низини, а також накреслену нами схему утворення Доно-Воронезької низини слід уважати лише за робочі припущення, які наступними роботами будуть уточнені.

#### ЛІТЕРАТУРА

1. Алексин В. В. Растительный покров степей ЦЧО, 1926.
2. Алексин В. В. Центральнo-черноземные степи, 1934.
3. Вирский А. А. Очерк геоморфологии Окско-Донского междуречья между верховьями р.р. Лесного и Польного Воронежа и Верды и р.р. Ламка и Сосновка, Землеведение, в. 3, 1935.
4. Гвоздецкий В. М. Двоязно залесення лісостепової зони Східної Європи, Четверт. період, № 11, 1936.
5. Гвоздецкий В. М. Доно-Воронезская низина и вопросы районирования почв зоны свеклосеяния (рукопис).
6. Гедройц К. К. Осолоднение почв, 1926.
7. Гедройц К. К. Главнейшие особенности почвообразовательного процесса Днепровской низины. Статья в кн. Боловахио І. Г., Ґрунти району Дніпровського льодовикового язика, 1930.
8. Гедройц К. К. К вопросу об естествен.-истор. районе Носовской с.-х. станции. в. 40, 1926.
9. Глинка К. Д. О ледниковых и послеледниковых образованиях и ґрунтовых водах Каменной степи Бобровского у. Воронежской губ., Труды С.-Петербургского о-ва естествоиспыт., Отделение геол. и минерал., т. XXII, в. 2, 1893.
10. Глинка К. Д. Геология и почвы Воронежской губ., 1921.
11. Греков М. А. Характеристика свеклосеяния ЦЧО, урожайность и агротехника основных культур (рукопис).
12. Гроссет Г. Некоторые соображения относительно генезиса растительности и почв лесостепи Восточной Европы, Землеведение, № 4, 1933.
13. Денисов П. С. Почвы Воронежской и Курской областей и их отношение к агротехнике, 1935.
14. Денисов П. С. (редактор). Агротехническая карта Воронежской и Курской областей, 1935.
15. Докучаев В. В. Русский чернозем, 1883.
16. Дубянский А. А. Новые данные в геологии Воронежской губ., 1926.
17. Дубянский А. А. Подземные воды Воронежа, 1933.
18. Дубянский А. А. Итоги изучения геологии Воронежской и Курской областей за 10 лет (1924—1934 г.г.), Зап. Воронеж. сельскохоз. ин-та, т. I (XVI), 1935.
19. Заморій П. К. Геоморфология і четвертинні поклади межиріччя Ворскла—Орчик—Берегова в їх середній течії, Четверт. період, в. 8, 1935.
20. Канивец И. И., Самбуров В. И., Клеопов Ю. Д. и др. Почвы в районе свеклосеяния, 1936.
21. Канивец И. И. Почвы зоны свеклосеяния СССР (рукопис).
22. Келлер Б. А. (редактор). Степи ЦЧО, 1931.
23. Крокос В. І. З-хверстоге геологічне здійсання в Лубенсько-Миргородському районі. Бюл. Укр. район. геол.-розв. управи, № 3—4, 1929.

24. Крокос В. И. Четвертинні поклади Лубенщини, Вісник Укр. район. геол.-розвідк. праці, № 14, 1930.
25. Крокос В. И. Стратиграфия четвертинных отложений юго-западной части Донского ледникового языка, Докл. АН СССР, т. IV, № 4—5, 1935.
26. Лепікаш А. А. Геологічна карта четвертинних покладів УРСР в масштабі 1 : 1000000, Вісн. АН УСРР, № 8—10, 1935.
27. Личков Б. А. О строении речных долин Украины, 1931.
28. Личков Б. А. Об эпигенетических движениях на русской равнине, Тр. геоморфол. ин-та, в. 10, 1934.
29. Мазарович А. Н. Про характер та вік найголовніших типів потретинних покладів оду російської рівнини, Зб. пам'яті акад. Тутковського, т. I, 1932.
30. Москвитин А. И. Разрезы четвертинных отложений в двух скважинах восточной части ЦЧО и в Мордовской обл. (в пределах б Тамбовской губ.), Вестник ВГРО, № 1—2, 1932.
31. Москвитин А. И. К вопросу о возрасте почв черноземной полосы Европейской части Союза (по поводу работ Г. М. Тумина и Н. Н. Соколова), Бюл. Москов. о-ва испыт. природы, Отд. геол., т. XIII (3), 1935.
32. Мирчинк Г. Ф. Эпигенетические колебания европейской части СССР в течение четвертичного периода, Тр. II междунар. конферен. по изуч. Четв. периода Европы, в. II, 1933.
33. Мирчинк Г. Ф. Четвертичная история долины р. Волги выше Мологи. „Труды комиссии по изучению четвертичного периода“, IV, в. 2, 1935.
34. Павлов А. П. О рельефе равнин и его изменениях под влиянием работы подземных поверхностных вод, „Землеведение“, кн. III—IV, 1894.
35. Панков А. М. Опыт исследования почвенного комплекса в области мощного чернозема (почвы Тамбовской с.-х. опытной станции), „Труды почвенного Института им. Докучаева“, в. 3—4, 1930.
36. Поляков Б. В. Исследование стока взвешенных и донных наносов. 1935.
37. Попов Т. И. Происхождение и развитие осинового куста. „Труды Докучаевского почв. ком.“, в. 2, 1914.
38. Соколов Н. Н. О возрасте и эволюции почв в связи с возрастом материнских пород и рельефа. „Труды Почвенного Института“, в. 6, 1932.
39. Тумин Г. М. Почвы южной половины Тамбовской губ. „Ежегодник по геологии минералог. России“, т. XV, в. I.
40. Тумин Г. М. Почвы Тамбовской губ., ч. I, 1915; ч. II, 1916.
41. Тумин Г. М. Ледниковый покров и черноземная зона Европейской территории СССР.
42. Чирвинський В. М. Про найдавніші лівобережні тераси Дніпра на ділянці між Ізюмом та Золотоношею. „Четвертинний період“, в. 3, 1932.
43. Феоктистов В. Орография и климат Тамбовской губернии. „Журнал Мин. вн. дел“, № 11, 1859.
44. Шурьгин А. П. Почвенно-агрохимическая характеристика 16 свекловичных МТС вопросы агропочвенного районирования зоны свеклосейния Курской и Воронежской областей. „Записки Воронежского с.-х. Института“, т. I (XVI), 1935.
45. Почвенно-агрохимическая карта ЦЧО в масштабе 1 : 500000, составленная Комплексной бригадой Воронежской областной станции химизации в 1934 году (рукопись).
46. Почвенно-агрохимические карты свеклосовхозов Воронежского свеклотреста (им. Сталина, Михайловский, Пугачовский, Ударник, Партизан и др.), составленные комплексной бригадой лаборатории агропочвоведения ВНИС в масштабе 1 : 25000 в 1934 и 1935 гг. (рукописи)

## К вопросу о возрасте и развитии почв Доно-Воронежской низины в связи с ее геоморфогенезисом

В. М. Гвоздецкий

### РЕЗЮМЕ

Автор отмечает своеобразность почвенного покрова Доно-Воронежской низины и указывает на неудачные попытки некоторых почвоведов и геоботаников объединять почвенные и геоботанические районы Доно-Воронежской низины с таковыми Среднерусской возвышенности.

На основании личных наблюдений и проработки материалов, собранных бригадами почвоведов (1933, 1934, 1935 гг.), а также на основании проработки соответствующих литературных источников автор дает краткую характеристику Доно-Воронежской низины (рельеф, почвообразующие породы, почвенный покров и пр.) и приводит свои соображения об образовании низины

и покрывающих ее лессовидных суглинках, о времени образования почв низины и дальнейшее их развитие.

Основные выводы работы сводятся к следующему:

1. Так называемая „Тамбовская“ или „Тамбово-Воронежская“ низина является древней, доднепровской (дорисской) долиной Воронежа—Дона, а поэтому автор считает более правильным называть ее Доно-Воронежская низина.

2. Доно-Воронежская низина на Западе ограничена коренным правым берегом р. р. Воронежа и Дона; восточная граница низины проходит приблизительно по линии Бондари, Рассказово, ст. Байчурово (Дубянский). На севере низина выходит за пределы Воронежской области (в бассейн р. Оки), а на юге она на широте ст. Лиски ограничена Калачевской возвышенностью. Абсолютные высоты низины — 150—180 м, а относительные (над уровнем р. р. Воронежа и Дона) — 70—100 м.

3. В доднепровское (дорисское) время бассейн Верхней Волги был составной частью бассейна реки Воронежа—Дона<sup>1)</sup>. Талые воды днепровского (дорисского) оледенения прорезали (около Казани) проход в Нижнюю Волгу (Мирчинка, Мазаарович). По этому проходу в дальнейшем направились в Нижнюю Волгу воды бассейна Верхней Волги, которые в доднепровское (дорисское) время текли по долине р. Воронежа—Дона. Таким образом, р. Воронеж была „обезглавлена“ и поэтому современная р. Воронеж по своей величине совершенно не соответствует размерам сопровождающей ее древней долины.

4. Во время последующего оледенения (вюрм I и II) талые ледниковые воды в связи с подпруживанием их узким проходом долины р. Волги (у Казани) устремлялись в южном направлении по древней долине р. Воронежа—Дона, неся с собой и откладывая по пути песчано-илистые речные наносы.

5. Надморенные лессовидные отложения Доно-Воронежской низины образовались в результате отмучивания и отложения пылеватых и илистых наносов, принесенных талыми ледниковыми водами. Ископаемые почвы, расчленяющие надморенную серию лессовидных суглинков на два и три яруса являются образованиями межледниковых и межстадиальных эпох, во время которых имело место развитие процессов почвообразования.

6. Почвы (и растительность) Доно-Воронежской низины имеют целый ряд особенностей, отличающих их от почв (и растительности) Среднерусской возвышенности. Черноземы Доно-Воронежской низины по запасам органических веществ (общее количество гумуса) относятся к наиболее богатым черноземам. В них сочетается высокий процент гумуса (до 10% и больше) с большой мощностью гумусных горизонтов (до 100 и больше сантиметров). В комплексе с черноземами на Доно-Воронежской низине (в противоположность Среднерусской возвышенности) распространены почвы солонцового типа почвообразования (солоди, осолоделые и солонцеватые черноземы и солонцы). В северной части Доно-Воронежской низины в комплексе с черноземами встречаются главным образом солоди и осолоделые черноземы (часто здесь наблюдается вторичное развитие процессов оподзоливания). В средней части низины, кроме солодей и осолоделых черноземов, встречаются в заметном количестве солонцеватые черноземы, а в южной части низины появляются, кроме того, и солонцы, т. е. в характере развития процессов осолодевания прежде солонцеватых черноземов и солонцов наблюдается явление, аналогичное Днепровской низине (Гедройц).

7. Современные особенности почв Доно-Воронежской низины можно объяснить особенностями формирования и развития этих почв в условиях низины (древней речной долины).

<sup>1)</sup> В этом отношении взгляды автора совпадают с выводами Мирчинка.

8. В пределах Доно-Воронежской низины начало формирования почв носится к началу послеледникового времени.

Первая фаза развития почв проходила в условиях равнинного слабо-расчлененного, слабо-сточного (озерного) рельефа; в связи с этим соли, заключенные в самих почвообразующих породах и образовывавшиеся в результате развития процессов почвообразования и выветривания, накапливались в большом количестве, особенно по депрессиях (блюдца, общие бессточные понижения), где в силу этого развивались солончаковатые процессы почвообразования; этому способствовало также неглубокое залегание грунтовых вод и малая подвижность их. Первая, черноземно-солончаковатая фаза развития почв в условиях Доно-Воронежской низины была весьма длительной.

9. С постепенным развитием рельефа и развитием почв происходило выщелачивание солей на более повышенных элементах рельефа, а солончаковатые черноземы и солончаки, располагавшиеся главным образом на более пониженных элементах рельефа, постепенно превращались в солонцеватые черноземы и солонцы, которые в свою очередь в дальнейшем подвергались процессам осолодения. В северной части низины, где условия увлажнения наиболее благоприятны, процессы осолодения достигли наибольшей степени выщелачивания (местами в связи со сменой растительного покрова они уже заменены процессами оподзоливания). В средней части низины и особенно в южной ее части, в связи с более засушливыми климатическими условиями, развитие процессов осолодения протекало менее интенсивно; поэтому здесь сохранились до настоящего времени солонцеватые черноземы и солонцы.

10. Учитывая особенности почвенного покрова Доно-Воронежской низины характер развития этих почв, что было обусловлено характером образования и развития самой низины и покрывающих ее почвообразующих пород, автор считает необходимым выделить почвы Доно-Воронежской низины в особую провинцию или почвенный ряд.

## the Age and Development of the Soils of the Don Voronezh Lowland in Connection with its Geomorphogenesis

*V. M. Gvozdetzky*

### SUMMARY

The author points out the singularity of the soil cover of the Don-Voronezh land and notes the unsuccessful attempts on the part of certain soil experts and geobotanists to connect the soil and geobotanical districts of the Don-Voronezh lowland with those of the Central Russian elevation.

On the basis of personal observations and a study of data obtained by reports of soil experts from 1933 to 1935 inclusively, and on the basis of a study of literary sources on this subject, the author gives a brief characterization of the Don-Voronezh lowlands (relief, soil-forming rocks, soil cover etc.). He then presents his opinion on the formation of the lowland with its cover of chestnut-like loams, the period of formation of the lowland soils and their subsequent development.

The principal conclusions of this study are:

1. The so-called „Tambov“ or „Tambov-Voronezh“ lowland is the old pre-Riss (pre-Riss) valley of the Voronezh-Don Rivers and the author therefore considers it more proper to call it the Don-Voronezh lowland.
2. The Don-Voronezh lowland is bounded on the west by the original right bank of the Voronezh and Don Rivers; the eastern boundary of the lowland corresponds approximately to a line connecting Bondar, Rasskazovo, and the

Baychurovo (Dubiansky) railway station. On the north, the lowland passes beyond the border of Voronezh Region (up to the Oka River basin); on the south, it is bounded by the Kalacheyev elevation at the latitude of the Lisky railway station. The lowland has an absolute altitude of 150—180 m. and a relative altitude of 70—100 m. above the levels of the Don and Voronezh Rivers.

3. In pre-Dnieper (pre-Riss) times, the Upper Volga basin was an integral part of the Voronezh-Don basin <sup>1)</sup>. The thawing waters of the Dnieper (Riss) glaciation cut a passage (near Kazan) into the lower Volga (Mirchink, Mazarovich). Later on, the waters of the Upper Volga basin, which had flowed through the Voronezh-Don Rivers valley during pre-Dnieper (pre-Riss) times began to flow through this passage. In this fashion, the Voronezh River was „decapitated“ and, consequently, the size of the present Voronezh River does not correspond to the dimensions of its ancient valley.

4. During the succeeding glaciation (Würm I and II) the thawing glacier waters, being crammed by the narrow passage of the Volga River plain (at Kazan) were turned southward through the old Voronezh-Don valley, carrying and depositing on their way, sandy-silty fluvial sediments.

5. The supermorainic loess-like deposits of the Don-Voronezh lowland were formed as the result of elutriation and depositing of sedimental and silty alluvial deposits, carried by the thawing glacier waters. The fossil soils dividing the super-morainic series of loess-like loams into two or three stages, are formations of the interglacial and interstadial epoch; in which times, the development of soil-forming processes took place.

6. The soils (and vegetation) of the Don-Voronezh lowland show a number of peculiarities distinguishing them from the soils (and vegetation) of the Central Russian elevation. The chernozems (black soils) of the Don-Voronezh lowland can, by their stores of organic matter (total amount of humus), be considered as belonging to the richest chernozems. They combine a high proportion (10% and higher) of humus with a considerable thickness of humus layers (up to 100 cm. and higher). In the Don-Voronezh lowland (in contrast to the Central Russian elevation) soils of a solonetz type of soil formation are found in combination with chernozems (solods, solodized and solonetzous chernozem and solonets). In the northern part of the Don-Voronezh lowland, chernozems are found combined chiefly with solods and solodized chernozems (a secondary development of podsolization processes is frequently observed here). In the central portion of the lowland, a considerable quantity of solonetz chernozems are met with in addition to solods and solodized chernozems. In the southern portion we have in addition to these soils, solonets; i. e., in the course of the solodization process, first appear solonets and solonets-like chernozems — a phenomenon analogous to that of the Dnieper lowland (Gedroiz).

7. The present peculiarities of the Don-Voronezh lowland soils can be explained by the specific features of the formation and development of these soils under lowland conditions (the ancient river valley).

8. Within the limits of the Don-Voronezh lowland, the formation of the soils began in post-glacial times.

The first phase of soil development took place under conditions of a weakly dissected, poorly-drained (lacustrine) plain relief; as a consequence of this, the salts contained in the soil-forming rocks and liberated as a result of the development of soil-forming and weathering processes, accumulated in large quantities—especially in depressions (shallow depressions „bluitse“, undrained depressions), where as a result there developed solonchak soil forming processes. This was furthered by the superficial position of the ground waters and their

<sup>1)</sup> In this respect the author's view agree with Mirchink's conclusion.



lack of motion. The first chernozem-solonchak phase of soil development under the conditions of the Don-Voronezh lowland was very protracted.

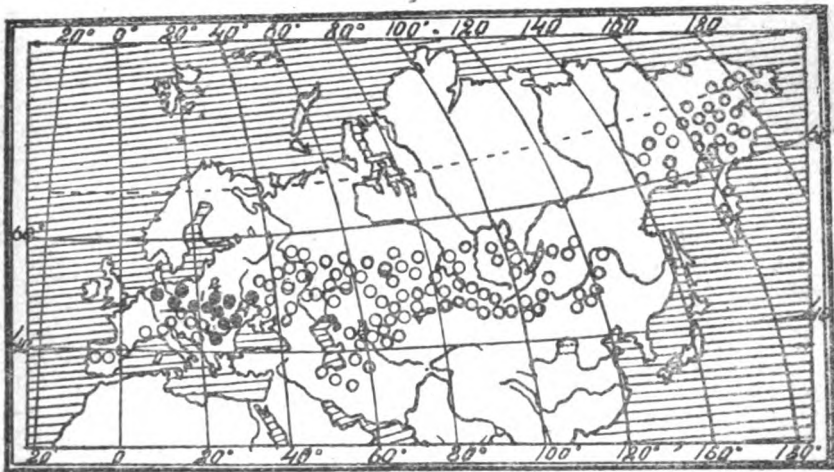
9. With the gradual development of the relief and of the soils, the salts were washed out of the more elevated elements of the relief; but the solonchak chernozems and solonchaks, being situated on the less elevated elements of the relief were gradually transformed into solonetsous chernozems and solonets. The latter, in their turn, later underwent processes of solodization. In the northern portion of the lowland where moisture conditions were most favourable, the solodization processes attained the greatest degree of development (in some localities, as a consequence of a change of vegetative cover, they are already being displaced by podsolization processes). In the central region of the lowland and especially in the southern region the development of solodization processes, because of a more arid climate, took a less intensive course; consequently solonets-chernozems and solonets have been preserved here into the present.

10. Taking into consideration the peculiarities of the soil cover of the Don-Voronezh lowland and the character of the development of these soils, conditioned by the character of the formation and development of the lowland itself and of the soil forming rocks covering it, the author considers, it necessary to allot the Don-Voronezh lowland soils a special province or soil-series.

---



Схематична карта минулого (чорні кружочки) і сучасного (світлі круж.) поширення байбаків.



Масштаб  $\frac{1}{1000000}$  6 тис. км

До ст. І. Г. Підоплічки „Нові дані проти теорії про імпедитивність р. Дніпра“ („Четверт. Період“, № 11).



До ст. Г. І. Молявка „Геоморфологія і четвертинні відклади межиріччя Прип'ять—Десна“ („Четверт. Період“, № 11).

## ЗМІСТ

1. В. І. Крокос. Четвертинна серія південно-західної частини Донського льодовикового язика . . . . .	3
2. П. К. Заморій. Про знахідки вулканічного попелу в четвертинних покладах Крим. АРСР, УРСР та Воронезьк. обл. РСФРР . . . . .	33
3. Д. К. Біленко. До питання до відношення морени Дніпровського льодовикового язика до морени Верхнього Дніпра . . . . .	49
4. В. М. Гвоздецький. До питання про вік і розвиток ґрунтів Доно-Воронезької низини в зв'язку з її геоморфогенезом . . . . .	77

---

## CONTENTS

1. W. I. Krokos. The Quaternary Series of the South-Western Portion of the Don Ice-Lobe within the Precincts of the Voronezh-Province . . . . .	24
2. P. K. Zamory. On the Finding of Volcanic Ash in the Quaternary Deposits of the Crimean Autonomous SSR and in the Voronezh Region of the Russian SFSR . . . . .	45
3. D. K. Bilenko. On the Relation of the Moraine of the Dnieper Glacial Tongue to the Moraines of the Upper Dnieper . . . . .	71
4. V. M. Gvozdetsky. On the Age and Development of the Soils of the Don Voronezh Lowland in Connection with its Geomorphogenesis . . . . .	93

Уповнов. Головліту № 3594. Зам. № 865. Вид. № 87. Тир. 800. Ф. пап. 72×110 см. Вага 50,5 кг. П.п. арк. 3<sup>1</sup>/<sub>2</sub>. Друк. 11. Зн. в 1 п.п. арк. 112 тис. Здамо до друкарні 10/VIII 1936 р.  
Підписано до друку 25/XII 1937 р.

**ВИДАВНИЦТВО АКАДЕМІЇ НАУК УРСР**

Київ, вул. Чуднівського № 2

**НА СКЛАДІ ВИДАВНИЦТВА АН УРСР  
Є ТАКА ЛІТЕРАТУРА З ГЕОЛОГІЇ**

**Труди Інституту геології АН УРСР**

- Вип. I **Матеріали до палеонтології і стратиграфії УСРР** (Мельник М., Осауленко П., Бражнікова Н.) (178 с.) . . . . . ц. 7.—
- Вип. II **Безбородько М. І. Петрогенезис і петрогенетична карта кристалічної смуги України** (414 с., 46 мал., карта) . . . . . ц. 20.—
- Вип. III **Закревська Г. В. Геологічний та геоморфологічний нарис Чернігівського Полісся (між рр. Десною та Дніпром)** (186 с., карта) . . . . . ц. 7.—
- Вип. IV **Жуковський К. А. Корисні копалини Чернігівського Полісся** (114 с., карта) . . . . . ц. 8.50
- Вип. V **Закревська Г. В. Elephas Trogontherii Pohl. з правобережжя середнього Дніпра (нижче м. Новогеоргіївська, проти с. Табурина)** (140 с., 45 табл.) . . . . . ц. 10.—
- Вип. VI **Новік К. О. 1. До флористичної характеристики Смолянської системи вугільних шарів. 2. Історичний нарис палеоботанічних досліджень Донецького басейну** (92 с., 6 табл.) . . . . . ц. 4.50
- Вип. VII **Козлов В. С. Визначення водопроникиності порід при проведенні польових гідрогеологічних досліджень (розрахункові формули)** (90 с.) . . . . . ц. 5.—

**Г е о л о г і ч н и й ж у р н а л**

Том I, вип. 1, 2, 3—4. Том II, вип. 1, 2. Том III, вип. 1, 2.

**Ч е т в е р т и н н и й п е р і о д**

№№ 1—2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12.

**Труди Укр. н.-д. геологічного інституту**

т. т. I, II, III, IV, V (в. 1), V (в. 2).

**Корисні копалини України**

Збірник, 1934, сс. 1—240+4 кар. . . . . ц. 6.50

**Журнал Геолого-географічного циклу**

№№ 1—2, 3, 4, 5, 6, 7, 8

---

**ПРИЙМАННЯ ЗАМОВЛЕНЬ ТА ПЕРЕДПЛАТИ**

на всі видання Академії Наук УРСР провадиться в секторі  
поширення Видавництва Академії Наук УРСР  
Київ, вул. Чудновського, 2.

**ПРОДАЖ ВИДАНЬ**

у науковій книгарні Академії Наук УРСР — Київ, вул. Леніна, 12  
і по всіх книгарнях Книгокультторгу, Книгоцентру ОГМЗ  
та Книгозбуту ОНТІ.

---

**Друкарня-літографія Академії Наук УРСР у Києві**









**14 DAY USE**

**RETURN TO DESK FROM WHICH BORROWED**

**EARTH SCIENCES LIBRARY**

This book is due on the last date stamped below, or  
on the date to which renewed.

Renewed books are subject to immediate recall.

~~NOV 6 1991~~


LD 21-40m-1,'68  
(H7452s10)476

General Library  
University of California  
Berkeley

665

