

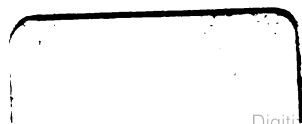
UC-NRLF



B 3 925 991



EARTH
SCIENCES
LIBRARY



100

*Vseukraïnska akademiia nauk
Miscellaneous*

ЗБІРНИК

EXCHANGE
MAY 27 1933

ПАМ'ЯТІ АКАДЕМІКА

ПАВЛА АПОЛОНОВИЧА

ТУТКОВСЬКОГО



*I
Zbïrnik pam'iatî akademika
Pavla Apolonovicha
Tutkov-s'kogo*

Академія наук УРСР, Київ



ВСЕУКРАЇНСЬКА
АКАДЕМІЯ НАУК
КИЇВ МСМХХП

Збірник пам'яті акад. П. А. Тутковського

ALL UKRAINIAN ACADEMY OF SCIENCES

SYMPOSIUM

EDITED AS A MEMORIAL
TO THE LATE ACADEMICIAN

P. A. TUTKOWSKY

VOL I

К. І. В. 1955

ВСЕУКРАЇНСЬКА АКАДЕМІЯ НАУК

ЗБІРНИК
ПАМ'ЯТІ АКАДЕМІКА
ПАВЛА АПОЛОНОВИЧА
ТУТКОВСЬКОГО

ТОМ I

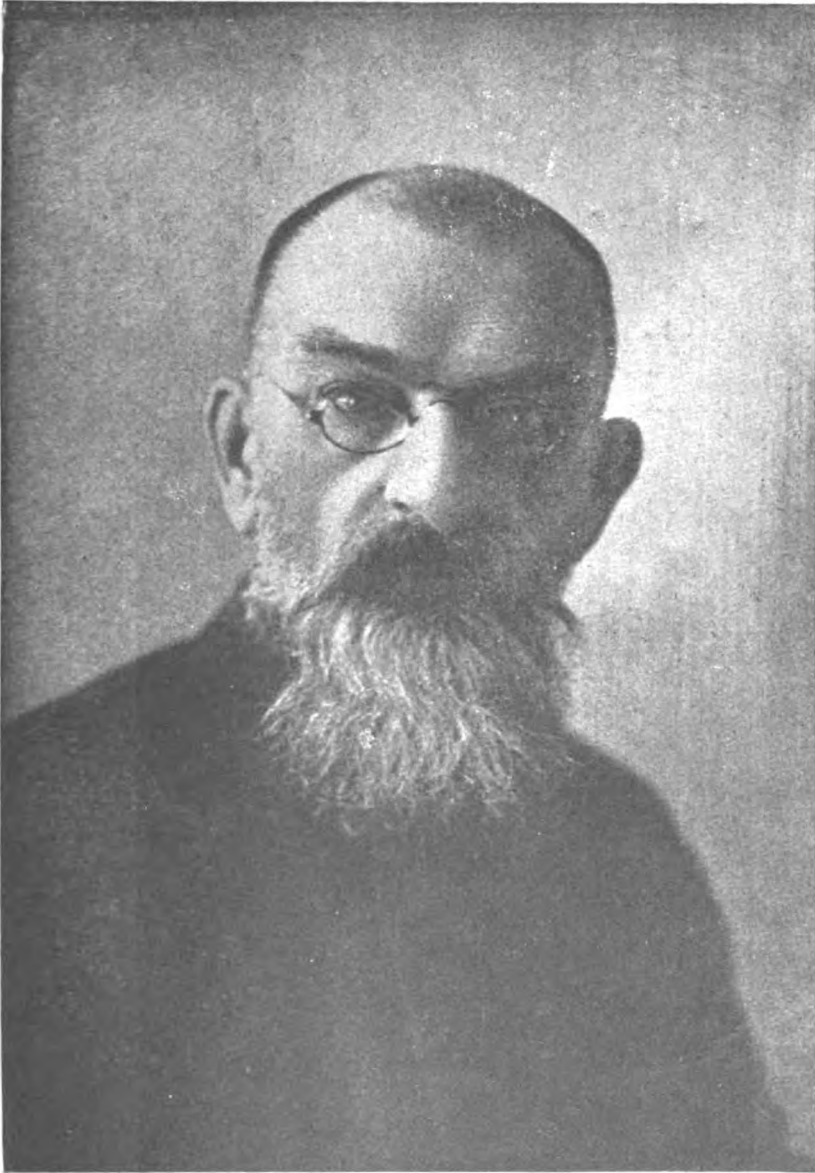
У КИЄВІ — МСМXXXII

Бібліографічний опис цього видання
вміщено в „Літопису Українського Друку”,
„Картковому репертуарі” й інших покаж-
чиках Української Книжкової Палати

Відпов. редактори: **акад. В. В. Різниченко**
І. Г. Підоплічка
Літредактор Г. А. Коваленко-Коломацький
Техредактор С. М. Скомський
Коректор Є. І. Біганівська

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

Київ. Облліт № 232.
З друкарні Всеукраїнської Академії Наук. Київ. Печерське (Цитаделя 9).
Зам. № 503 — 1000.



Академік П. А. Тутковський (P. A. Tutkowsky)
1858—1930



QE696
A55
v.1

EARTH
SCIENCES
LIBRARY

ВІД КОМІСІЇ ВИУЧУВАННЯ ЧЕТВЕРТИННОГО ПЕРІОДУ НА УКРАЇНІ ПРИ КАТЕДРІ ДИНАМІЧНОЇ ГЕОЛОГІЇ ВУАН

Матеріяли до „Збірника пам'яті акад. П. А. Тутковського“ зібрані були ще за життя небіжчика і мали становити присвячений його 70-річному ювілеєві збірник. Однак через смерть ювілянта, що сталася невдовзі, надрукувати ювілейний збірник не довелося.

Доповнивши деякими статтями зібрані матеріали, Четвертинна Комісія ВУАН взяла на себе справу видання збірника, який укомплектовано в два томи. Перший том містить роботи радянських і закордонних учених, що стосуються четвертинної геології; другий том, крім одної статті А. Н. Криштофовича, містить роботи з четвертинної палеонтології.

Про життя і діяльність акад. П. А. Тутковського простору статтю написав акад. В. В. Різниченко.

Це обшире видання потребувало великої підготовчої роботи, яку й перевели за керівництвом акад. В. В. Різниченка, Г. В. Закревська, О. К. Каптаренко та І. Г. Підоплічка.

Чужоземний текст зредагував П. Е. Мейер.

Не можна не згадати тої величезної праці та уваги, що її віддав цьому виданню і не забував про нього навіть під час смертельної хвороби, небіжчик акад. В. В. Різниченко.

FROM THE QUATERNARY RESEARCH COMMISSION AT THE CHAIR
FOR DYNAMICAL GEOLOGY OF VUAN.

The contributions to the „Symposium edited as a Memorial to the late Academician P. A. Tutkowsky“ gathered during the life of the deceased were intended to constitute a book of homage in honour of his 70-th anniversary. The untimely passing away of P. A. Tutkowsky prevented the realization of this plan.

The Quaternary Commission of the Academy of Sciences undertook publishing this book after having completed it by some more articles. The Symposium consists of two volumes. The first contains works by Soviet and foreign scientists relating to quaternary geology; the second, except for the article by A. N. Kryshstofovitch, contains papers on quaternary paleontology.

An extensive article dealing with the life and the activities of P. A. Tutkowsky belongs to the pen of Academician W. W. Resnitschenko.

The vast preparatory work which the edition of this voluminous work involved was carried out by H. W. Zakrewska, O. K. Kaptarenko and I. G. Pilyuplitshka, under the auspices of Academician W. W. Resnitschenko. The foreign text was revised by P. E. Meyer.

We cannot refrain from pointing out all the indefatigable labour and long attention which the late Academician W. W. Resnitschenko gave to the publication of this book, remembering it even during his illness to the very last days of his life.

В СЕУКРАЇНСЬКА АКАДЕМІЯ НАУК

Збірник пам'яті академіка П. А. Тутковського
Т. I. 1931

UKRAINIAN ACADEMY OF SCIENCES

Symposium edited as a Memorial to the Late Academician P. A. Tutkowsky
Vol. I. 1931

В. В. РІЗНИЧЕНКО (Київ)

АКАДЕМІК ПАВЛО ТУТКОВСЬКИЙ

(Огляд його наукової діяльності)

Ш. W. RESNITSCHENKO (Kyjiw)

AKADEMIKER PAUL TUTKOWSKY

(Übersicht seiner Wissenschaftlichen Tätigkeit)

Глибокий вчений, що його славне ім'я, оточене відповідною учтою, добре відоме серед широких наукових кіл Союзу Радянських Соціалістичних Республік і закордону; людина вправного розуму, який створив надзвичайно плідні гіпотези й теорії, що спричинилися до поступу всесвітньої науки; невтомний, завзятий працівник, що своїми різносторонніми дослідженнями й довгою низкою капітальних праць, переважно з терену України, збагатив наші знання майже з усіх галузів геологічних і географічних наук; чудовий і впертий організатор, що всупереч усіх перешкод утворив ряд поважних наукових установ, — П. А. Тутковський був одночасно справжнім радянським ученим і видатним громадським діячем, що своїм провірним розумом і чуттям трудівника міг збагнути всю велич того могутнього соціального зрушення й переломового процесу, який почав розгортатися перед його очима наслідком великої пролетарської революції на неоглядних просторах сучасного Союзу Радянських Соціалістичних Республік.

Наслідком усього того і в той самий час він, надхненний промовець і блискучий популяризатор, у своїх численних лекціях, доповідях, промовах, нескінченному ряді популярних брошур, нарисів, газетних і журнальних розвідок і заміток завжди вів перед у широку науково-культурну пропаганду, несучи світло знання й реальні здобутки науки в робітничі маси, поширюючи їх природничо-матеріалістичний світогляд, гартуючи розумову зброю отієї класи, що має запровадити соціалістичний лад на землі.

П. А. Тутковський народився 1 березня (17 лютого ст. ст.) 1858 року в м. Львовці на Київщині. Середню освіту здобув у Житомирській гімназії. Року 1876 він вступив на природничий відділ Київського університету. Року 1878 його виключено на рік з університету за участь у студентському заколоті.

Перебуваючи на третьому курсі університету, він року 1881 видав першу свою самостійну наукову розвідку: „К вопросу о соотношении чисел элементов ограничения кристаллических форм“. Курс університету закінчив року 1882. Тоді ж таки його обрано від факультету на стипендіята для готування на професора з геології, але затверджено на цій посаді тільки через рік. Роки 1884—1895 він був за консерватора мінералогічного та геологічного кабінету Київського університету. Роки 1896—1904 він був за вчителя природознавства, географії та фізики по середніх школах у Києві. Роки 1904—1913 він був за інспектора, а потім за директора народніх шкіл на Волині. Року 1911 П. А. Тутковського за ініціативою професорів Д. Н. Анучіна та А. П. Павлова допущено, зважаючи на поважність його наукових праць, одразу до захисту дисертації на ступінь доктора, поминаючи магістерську ступінь. Дисертацію на тему „Ископаемые пустыни северного полушария“ він блискуче захистив при Московському Університеті, одержавши від Фізично-математичного факультету ступінь доктора географії. Того ж таки року 1911 Казанський університет вшанував П. А. Тутковського за всі його праці з мінералогії, палеонтології та загальної геології, присудивши ступінь доктора мінералогії та геогнозії *honoris causa*. Року 1913 Київський університет обрав його на приват-доцента, а р. 1914 він одержав катедру професора географії при цьому університеті. З року 1917, після реорганізації Київського університету на Інститут Народньої Освіти, П. А. Тутковський почав викладати лекції українською мовою; визволення з кайданів царського режиму української мови, цього знаряддя до розвитку робітничих мас України, було одним із поважних здобутків революції.

Велика пролетарська революція перетворила колишню Російську імперію — „тюрму народів“ — на вільний Союз Радянських Соціалістичних Республік, відкривши необмежені можливості до розгортання науки в Союзі, а зокрема й на Україні. Це спричинилося до постановня Всеукраїнської Академії Наук, у перший склад якої вступив один із перших її організаторів П. Тутковський, як дійсний член її. Згодом його обрано на голову Фізично-математичного відділу Академії, а року 1929, після реорганізації і поширення складу Академії, його знову переобрано на голову того ж таки відділу.

П. Тутковський був основоположник Українського науково-дослідного геологічного інституту та Національного геологічного музею УСРР при ВУАН.

Року 1928 Білоруська Академія Наук обрала його на свого дійсного члена.

Невсипуща енергія і невичерпана творча наукова діяльність П. Тутковського за останнього „академічного“ періоду його життя розгорнулася у всій своїй могутності. Навіть смертельна хвороба, що прикувала його до ліжка сливе на цілий рік, довго не могла зломити остаточно тієї енергії і тільки смерть, що сталася 3 червня 1930 року, поклала усьому край.

Після академіка П. Тутковського залишилася багатюща наукова спадщина, що довгі роки правитиме здоровим джерелом до розгортання радянської науки на Україні і в Союзі в різних галузях геології та географії.

Ось ті галузі названих наук, де виявилася наукова продукція П. Тутковського: мінералогія, петрографія, геохімія, палеонтологія, описова й регіо-

вальна геологія, динамічна геологія, четвертинні поклади та питання четвертинного періоду, геоморфологія, фізична географія, гідрогеологія, корисні копалини, геологічна фотографія та фотограмометрія, геологічна та географічна бібліографія, українська геологічна та географічна термінологія, природне районування.

З галузі петрографії він перший описав мікроскопічний склад гранітів на Київщині, зазначивши наявність оптичних аномалій у польових скалинцях та кварцах, а також наявність у цій породі мікрокліну і рогової світні, з'ясувавши значення цього явища. Він також уперше (ще року 1884) мікроскопічно дослідив пісковики на Канівщині, виявивши наявність у них вамбакових спікуль, опалу тощо.

В обсягу палеонтології П. Тутковський проклав цілком нові шляхи до з'ясування таємниць геологічної будови території України та суміжних країв, виробивши і застосувавши на ділі методи мікропалеонтологічного дослідження.

Україна на великих просторах визначається поширенням пухких, піскуватих та глинястих порід, що в них часто зовсім бракує макроскопічних скам'янілостей. Рівнинний великою мірою рельєф не сприяє постанню великих природних відслонень, і, щоб з'ясувати підземну будову на більших глибинах, треба братися до свердлування, а це не сприяє збереженню макроскопічних скам'янілостей, хоч де вони й є, і не дає достатнього матеріалу до палеонтологічних висновків.

Такі властивості геологічної будови України навернули П. Тутковського до думки удатися до дослідження копальних мікрофавн. За 1884—1895 рр. він зібрав кошову вичерпливу збірку закордонної літератури, що стосується до цього питання, цілком самостійно опрацював методикку дослідів у такій галузі науки, що нею ніхто не цікавився в колишній Росії, і впертою працею в трудній, зовсім не розробленій галузі науки виявив геологічний вік та властивості тих покладів на Волині, Дніпропетровщині, Київщині, Поділлі, Полтавщині, Таврії, Чернігівщині, що їх до того часу звичайно вважали за німі, і цим показав відкритий шлях до вивчення геологічних покладів на Україні взагалі. З цієї галузі він надрукував 23 поважних оригінальних праці. „Киевское Общество Естествоиспытателей“, що в ньому за члена був П. Тутковський, за праці його з бібліографії форамініфер одержало в подарунок від членів Лондонського музею Артура Сміта Вудварда та Чарлза Деві Шернборна книгу „A Catalogue of British fossil Vertebrata“ (London, 1890, 8°, XXXV + 396 pp.) з написом подяки за послугу, що її зробив для науки Тутковський своєю працею з бібліографії форамініфер: „To the Киевск. Обществ. Естест. in grateful acknowledgement of the service rendered to science by the publication of Tutkowski's „Bibliography of the Foraminifera“. Про це голова „Киевск. Об-ва Естествоиспытателей“ доповів на чергових зборах 3 грудня 1903 р. Точна назва цієї праці П. Тутковського така: „Библиографический указатель литературы по ископаемым и ныне живущим фораминиферам за 1889—1898 годы“ (Зап. К. О. Е., 1899 г., т. XVI, вып. I, стор. 137—240).

В галузі вивчення гідрогеології України П. Тутковський зробив багато. До цієї галузі стосується 21 наукова праця його. В них він подає

й загальне змалювання підземних вод України, і висвітлює окремі питання фактів та явища, пов'язані з їх роботою.

Особливий інтерес з теоретичного і практичного погляду являють відкриті від нього карстові явища та самобутні артезійські джерела на Волині. Не менш інтересні й важливі для життя, — його праці про дослідження підземних вод у Києві. Об'єднавши в певну систему факти, здобуті при збудуванні свердлових колодязів у різних місцевостях України, в с. Перещепині на Полтавщині, в мм. Брянську та Києві, а також порівнявши петрографічний склад юрських покладів з інших свердловин та з відслонень Хутора Михайлівського на Чернігівщині і з району канівських дислокацій на Київщині, П. Тутковський прийшов до висновку, що в надрах району м. Києва, а також чималой частини Полтавщини й Чернігівщини геологічні поклади на певній глибині повинні складатися з юрських глин і уложених під ними водомісних пісків. Узагальнивши здобуті факти, він стверджував, що вода з цих пісків у багатьох пунктах Києва буде вилитися із свердловин самотужки, а в нижчих пунктах, як от на Подолі, вона повинна бити догори на певну височінь водограями. Він передбачав також і пересічну глибину уложення в Києві цього могутнього під'юрського артезійського позему. У спеціальній доповідній записці з цього приводу, поданій року 1895 до Київського товариства водопостачання, він пропонував разом із проектом свердловин на під'юрську воду новий плян постачання для київського водогону, що до того часу живився дуже забрудненими водами Дніпра. Проте чимало ще часу минуло, поки думка про артезійське водопостачання Києва могла прищепитися. П. Тутковський розвинув у пресі, в ряді науково-популярних і наукових розвідок, широку кампанію за злагодження тут такого водопостачання. Пізніше артезійську воду з під'юрських шарів таки здобуто, і наукові передбачення П. Тутковського з цього приводу блискуче ствердилися. В основу перших робіт на під'юрський позем, за свідченням гідротехніка С. Кокліка, що близько стояв коло цієї справи, „без сумніву лягли дані Тутковського“.

Викликане таким чином до життя артезійське водопостачання Києва мало наслідком припинення страшних пошестей черевного тифу та холери, що лютували раніше, особливо серед пролетарської робітничої людности цього великого міста, цього „культурного Донбасу“, при тому єдиного з-поміж усіх великих міст Європи, що обслуговується артезійськими водами.

Корисним копалинам присвячено 11 праць П. Тутковського. В них він розглядає такі корисні та коштовні підземні скарби України, як каолін в Полошок на Чернігівщині, берил із гранітів на Київщині, анамезит на Волині, мрамур, бурштин, торфи, дуже давні червоні та рожеві овруцькі пісковики та тісно поєднані з ними рожеві лупаки, що їх визначено тепер, як пірофілітові; ці породи треба вважати за дуже гарне личківне та орнаментне каміння. Особливо важливі праці П. Тутковського про будівельні матеріали на Київщині та будівельне каміння на Луччині на Волині.

До техніки й методики геологічних дослідів стосується 4 інтересні праці П. Тутковського, спеціально присвячені геологічній фотографії та фототрагометрії.

З динамічної геології налічуємо 8 праць його; серед них особливо треба згадати такі, як відкриття Пелчанської дисльокації девонських покладів на Волині, праця про згаслі вулкани на Україні, праця, що в ній він опрацював гіпотезу про механізм постання верстованих вулканів. Про цю гіпотезу проф. І. Мушкетов кавав: „Гіпотеза Тутковського, не маючи в собі нічого непевного, обґрунтована краще, ніж багато інших, а тому заслуговує на цілковиту увагу, тим більше, що вона пояснює усі типи вулканічних вибухів“.

Численні праці П. Тутковського (до 33-х) присвячено регіональній геології. В них він викладає наслідки своїх польових дослідів та відкриттів, що стосуються до різних покладів на великих просторах території УСРР, і переважно на Волині, українському та білоруському Поліссі і Київщині. Численні нові, і навіть несподівані, здобуті від нього факти оздоблюють наслідки довголітніх наукових мандрівок цього вченого-дослідника. Він встановив північно-західню, північну та північно-східню межу виходів порід української кристалічної смуги, численні нові відслонення третинних пісковиків, мергелів, крейди, кристалічних лупаків та мармурів, різних інтрузивних та ефузивних порід, докладно описав кряжі овруцького пісковика, відкривши кілька нових кряжів цієї інтересної породи; подав докладний геологічний опис на підставі власних дослідів вповодж інтересної Києво-Ковельської залізниці, що будувалася; уложив за даними наукової літератури і власних дослідів у двох чималих томах геологічний опис території колишньої Менської губернії (БСРР). Але найповажнішу працю з регіональної геології, що містить у собі величезний фактичний матеріал, понад 150 аркушів друку, П. Тутковський упорядив, працюючи коло геологічного опису 16-го аркуша 10-верстової геологічної карти європейської частини СРСР. Геологічне здійснення цього аркуша він зробив докладно за 3-верстовим масштабом. Цю роботу П. Тутковський виконав за завданнями Геологічного комітету, її він переробив і відповідно пристосував до друку вже в „академічному“ періоді свого життя, витративши на це багато праці. Але Геологічний комітет (тепер — ГГРУ) ще й досі не спромігся видати цього капітального труда.

Найбільше своїх праць П. Тутковський присвятив четвертинним покладам та питанням четвертинного періоду. Цих праць налічуємо в нього 37.

П. Тутковського по правді треба визнавати за основоположника сучасної четвертинної геології на Україні. Відомо, яке величезне значення для України, цього давнього хліборобського краю, мають четвертинні поклади, як ґрунтоутвірні породи, якого значення набувають ці поклади тепер, у період соціалістичної перебудови та індустріалізації сільського господарства. Проте до не дуже давніх ще часів геологи занадто мало уваги приділяли дослідженню цих покладів, вважаючи їх за „наноси“, що в місцях особливого їх поширення тільки заважають з'ясувати справжню геологічну будову земної кори, а такі частини України з майже виключною перевагою виходів четвертинних покладів, як Полісся, вважаючи за край лісів і боліт, де геологові нема чого робити. До робіт П. Тутковського Полісся залишалось в геологічній літературі майже білою плямою.

Коли в роках 1904 — 1913 доля закинула П. Тутковського на Волинське Полісся, він, не зважаючи на тяжкі обставини для наукової праці,

широко та могутньо розгорнув тут свої здібності талановитого вченого-дослідника. Під подихом його творчого генія прокинулися й заговорили до того часу німі для науки пуші й нетрі поліських лісів, пісків та боліт.

Особливо багато, за свідченням проф. В. Ласкарева, зробив П. Тутковський для вивчення четвертинних покладів на північній Волині. Він зібрав силу-силенну фактів для вивчення четвертинних покладів узагалі — передльодовикових, льодовикових, польодовикових, лесу тощо; він дав влучні пояснення до походження, характеру та обставин уложення цих витворів, подав цілком нове, своєрідне освітлення в обсяг багатьох явищ геологічної історії за четвертинної доби та синтезував свої спостереження в яскраві, навчальні картини; він з'ясував різні особливості колишньої льодовикової поволоки, як от грубість, рельєф тощо, — подав тлумачення їх у зв'язку з історією тієї поволоки.

Він довів, що на Волині є два типи основних морен — київський із перевагою північних наметнів та овруцький з великою кількістю кремінних наметнів; описав кінцеві морени, ози, друмлиновий краєвид та з'ясував його походження; встановив наявність великого безнаметневого краю, що тягнеться між меридіанами м. Володимирця Луцького та мч. Лугини Овруцького повіту далеко на північ і відповідає аналогічному краю — driftless area в штаті Вісконсін Північної Америки, що той край описали Чемберлен і Салісбурі. П. Тутковський з'ясував особливості цього своєрідного в межах вледеніння краю і висловив свої думки про причини його постань; він опрацював гіпотезу про причини великого плейстоценового зледеніння, поставивши їх у зв'язок з тектонічними подіями на півночі. Своїми працями з обсягу плейстоценового зледеніння на Україні П. Тутковський здобув собі ім'я одного з найвидатніших та своєрідних гляціалістів. Але і в інших галузях четвертинної геології він зробив не менше. У великій спеціальній роботі він описав потрітні давні озера в північній смузі Волині; збудував нову гіпотезу походження неолітичної культури, висловивши гадку, що думка взятися до шліфування зброї і знаряддя виникла в первісній людини польодовикової доби із спостереження над еоловою обробкою каміння в природі.

Під час дослідчих робіт на Волині у П. Тутковського виникла його знаменита струнка теорія еолового походження лесу, цієї найкориснішої копалини УСРР, що на ній утворилися родючі українські чорноземлі. За цією теорією, над просторами великого плейстоценового льодовика повинен був утворитися майже постійний барометричний максимум, а наслідки того — велетенський малорухливий антициклон; від осередку його походили невиводні сухі вітри — фени льодовикової доби. Фени ці мали напрям до периферії льодовика; вплив їх поширювався далеко за межі периферії. Коли льодовик відсутня на північ, коли почали згасати явища льодовикової доби, велика крижана пустеля залишала по собі натомість цілковиту кам'яну, глинясту та піскову пустелю, що стала тоді за арену ще чинних сухих льодовикових фенів; арена ця дедалі поширювалася і являла зону розвіювання, звідки фени розносили пил далеко на південь. Зоні розвіювання відповідала багато ширша зона навіювання і відкладання лесу. Закінчує свою працю П. Тутковський висновком, блискучим і щодо глибини теоретичної синтетичної думки, і щодо

художньо-поетичної правди, — висновком, що являє яскравий зразок діяннн законів діалектики в природі.

Розповівши про те, як за часів великого зледеніння крижана пустеля опанувала широкі простори, як вона породила моренову і як із цієї моренової пустелі під впливом еолових чинників постали найродючіші лесові степи, П. Тутковський свою теоретичну будову завершує такими словами: „із хаосу льодів і каміння виникли квітчасті степи й лани, з крижаного царства смерті народилося нове, могутнє життя...“

У цих кількох художніх штрихах геніяльної думки вченого змальовується вся істота грізних подій останнього періоду з життя Землі, що наслідки їх мають незліченне значення в розвитку та напрямі людської культури на терені України, також Європи взагалі та навіть усїєї північної півкулі...

Видатні вчені з різних країв, як от: І. В. Мушкетов, А. І. Воейков, Н. М. Сибірцев, Н. А. Соколов, П. А. Православлев, А. П. Нечаев, В. Д. Ласкарев, А. І. Набокiх, Джемс Гейкі, Ральф Тарр, В. Лозинський, Іоганн Вальтер, Е. Кайзер і багато інших приєдналися у своїх поглядах до цієї теорії. Вона, на думку І. В. Мушкетова, пояснює постання європейського лесу простіше і природніше, ніж яка інша і, цілком погоджуючись із спостереженими фактами, розв'язуючи разом із тим цілий ряд питань, з'ясовуючи діяльність еолових чинників при різних обставинах, — без сумніву заслуговує на цілковиту увагу та на дальше опрацювання.

Багато уваги П. Тутковський присвятив у своїх працях витворам польодовиківної доби, а саме: давнім барханам і дюнам, гранчастим наметням, свідкам, розсипищам гєстрокутнього каміння, пустельному засмаленню. На ці ознаки колишніх пустель у межах України вперше звернув увагу П. Тутковський, він перший з'ясував їх таємниче значення та ролі в динамічній геології краю за четвертинної доби.

На величезних наукових матеріалах, що їх зібрав за багато років П. Тутковський на Поліссі, викопалася й виросла його славетна праця про копальні пустелі північної півкулі Землі. Про неї А. І. Воейков свідчить, як про талановиту та надзвичайну працю. Вона дала змогу П. Тутковському захистити дисертацію безпосередньо на ступінь доктора. Славнозвісний учений Західньої Європи Іоганн Вальтер, пишучи посвяту в своїй книзі, що він її надіслав П. Тутковському в подарунок, проти його прізвища додає: „dem ausgezeichneten Wüstenkenner vom Verf.“.

Дальше синтезування наслідків вивчання четвертинних покладів України укладається у П. Тутковського в яскраві картини краєвидів України у зв'язку з її природою і населенням. Цій галузі він присвятив 4 свої праці. З них найповажніша та найвикінченіша — це „Природна районізація України“. В цих картинах автор підноситься до вищих верховин знання, коли якась окрема спеціальна наука (в даному разі геологія), комплексуючись у гармонійному зв'язку з іншими галузями знання, вкупі з ними спричиняється до освітлення одного з найскладніших проявів творчих сил природи — людського життя, різних культур і індустрій і, відслонюючи кравчок запони, що ховає від нас справжню суть її законів, сприяє накресленню правдивих шляхів до вселюдської майбутности.

У праці про природну районізацію України П. Тутковський переважно з'ясовує, як чотири основні типи витворів четвертинної доби на Україні — основні морени, чільні морени, зандрові поклади та породи лесової серії, — розкладаючись зонально, впливають на краввиди, умови орографічні, гідрографічні, ґрунтові та на обставини людського життя в різних відповідних тим витворам зонах і ділянках території УСРР.

До праць деякою мірою синтетичного порядку належать 7 чималих праць П. Тутковського з геоморфології, що стосуються переважно до систем різних річок на Волині.

Велику і дуже цінну роботу виконав також П. Тутковський в обсягу природничої бібліографії. Крім виданих уже показників літератури з геології та фізичної географії центрального й полудневого Полісся; з громадської медицини, гігієни й санітарії, з бальнеології, курортів та народної медицини на Україні; з мапознавства України; з сільсько-господарської бібліографії України; з головнішої літератури про підземні води на Україні та почасти на суміжних просторах у зв'язку з геологічною літературою взагалі (цю останню працю упорядковано спільно з акад. Є. Оппоковим), а також крім вичерпних реєстрів літератури, доданих до більшості численних праць його, він виготовив ще десятки тисяч карток із бібліографією з різних галузів природознавства на Україні.

Зваживши на все те, що ми тут розповіли про дослідчу й наукову роботу П. Тутковського, зовсім не дивно читати твердження В. І. Вернадського, висловлене вже давно, про цього вченого, як про найкращого знавця неорганічної природи України.

Мусимо згадати ще одну надзвичайно важливу працю П. Тутковського, — це уложеній від нього словник геологічної термінології (матеріал до української термінології мінералогічної та геологічної), що містить у собі понад 4200 карток. У своїх висновках з цієї праці він, між іншим, вказує на багатство української народної мови спеціальними термінами в даній галузі, на їх влучність, різноманітність відтінків, на гнучкість і цілковиту придатність мови до найкращого обслуговування геологічних та географічних наук. Це твердження має велике значення, коли зважити на те, що розвій науки взагалі поруч інших чинників великою мірою залежить од того чи того рівня розвитку кожної даної мови, коли взяти також на увагу конечну вимогу нашого радянського соціалістичного будівництва, щоб наука, розвиваючись природною мовою даної трудящої людности, захопила в зону свого творчого впливу всю масу цієї людности, а не була б зняряддям тільки окремої упривілейованої верстви громадянства, як то є в буржуазних державах.

Для популяризації науки серед широких кіл трудящої людности П. Тутковський виконав також колосальну роботу. Досить сказати, що самих зареєстрованих популярних його нарисів, розвідок, заміток, газетних розправ тощо ми налічуємо до 1158.

Доводиться з великим шанобливим подивом зупинитися перед невичерпною силою творчої енергії цієї людини, енергії, що не залишала його до кінця.

Останню (передсмертну) працю П. Тутковського доповідано в засіданні Фізично-математичного відділу Всеукраїнської Академії Наук 21 травня

1930 року. Це — „Узбережжя ріки Південного Случа (геологічний та геоморфологічний опис)“. Її він закінчував уже в стані смертельної хвороби, що поклала його в домовину.

Можна цілком переконано сказати, що академік Павло Тутковський скінчив своє життя із зброєю в руках на славній варті радянської науки.

* * *

Ein hervorragender Gelehrter, dessen Name in weiten gelehrten Kreisen sowohl innerhalb der Grenzen der Union der Sozialistischen Räte-Republiken wie auch ausserhalb derselben wohlbekannt ist und verehrt wird; ein Mann von durchdringendem Geist, der Schöpfer ungemein fruchtbarer Hypothesen und Theorien, die den Fortschritt der Gesamtwissenschaft förderten, ein unermüdlicher, beharrlicher Arbeiter, welcher durch seine vielseitigen Forschungen und durch eine Reihe grundlegender, vornehmlich das Gebiet der Ukraine betreffender Arbeiten unser Wissen in fast allen Disziplinen der Geologie und Geographie bereicherte; ein ausgezeichnete und energischer Organisator, der alle Hindernisse zu beseitigen und eine Anzahl wichtiger wissenschaftlicher Institutionen ins Leben zu rufen wusste:— dies alles war P. Tutkowsky, dabei ein echter Gelehrter der Sowjet Union und hervorragender Arbeiter im öffentlichen Leben, welcher mit seinem weitgehendem Verstand und dem Gefühl der Arbeitsfreudigkeit die ganze Tragweite der mächtigen sozialen Bewegung und des Umschwunges zu fassen vermochte, der sich vor seinen Blicken, als Folge der grossen proletarischen Revolution, auf den unermesslichen Weiten der gegenwärtigen Union der Sozialistischen Sowjetrepubliken entfaltete.

Dementsprechend führte er gleichzeitig, als begeisterter Redner und glänzender Popularisator, in zahlreichen Vorlesungen, Vorträgen, Reden, in einer ausserordentlich grossen Menge populärer Broschüren, Skizzen, Zeitungs- und Journalartikel und Notizen stets eine weitgehende wissenschaftlich-kulturelle Propaganda durch, indem er die Leuchte des Wissens und die realen Ergebnisse der Wissenschaft unter den Arbeitermassen verbreitete und ihre naturalistisch-materialistische Weltanschauung erweiterte und die dialektische Ausüstung dieser Klasse verstärkte, welche dazu berufen ist, die sozialistische Weltordnung einzuführen.

P. A. Tutkowsky wurde am 1 März (17 Febr. a. St.) 1858 in der Stadt Lipowetz, im Kyjiwer Gouv., geboren. Seine Mittelschul-Bildung genoss er im Shitomirschen Gymnasium. Im J. 1876 bezog er die naturwissenschaftliche Fakultät der Kyjiwer Universität und wurde 1878 auf ein Jahr aus der Universität ausgeschlossen, wegen Teilnahme an studentischen Unruhen. 1881, als er sich auf dem dritten Kursus der Universität befand, veröffentlichte er seine erste wissenschaftliche Arbeit: „Zur Frage der Wechselbeziehung der Zahl der Elemente der Begrenzung der kristallinischen Formen“. Die Universität absolvierte er i. J. 1882 und wurde alsbald von der Fakultät zum Stipendiaten behufs Ausbildung für den Lehrstuhl der Geologie erwählt, jedoch erst ein Jahr darauf als solcher bestätigt. Von 1884 — 1895 war er Konservator des mineralogischen und geologischen Kabinetts der Kyjiwer Universität. In den Jahren 1896 — 1904 fungierte

er als Lehrer der Naturwissenschaften, Geographie und Physik an Mittelschulen Kyjiws und 1904—1913 sukzessive als Inspektor und Direktor der Volksschulen in Wolhynien. Auf Veranlassung der Professoren D. N. Anutschin und A. P. Pawlow wurde er 1911, in Anbetracht der Bedeutung seiner wissenschaftlichen Arbeiten, unmittelbar zur Verteidigung einer Dissertation zur Erlangung der Doktorwürde zugelassen, und übersprang damit den Magistergrad. Er verteidigte glänzend an der Moskauer Universität seine Dissertation unter dem Titel „Fossile Wüsten der nördlichen Halbkugel“ und erhielt von der physiko-mathematischen Fakultät die Würde eines Doktors der Geographie. In demselben Jahre erteilte die Kasansche Universität P. A. Tutkowsky, in Berücksichtigung aller seiner Arbeiten auf dem Gebiete der Mineralogie, Paläontologie und allgemeinen Geologie, die Würde eines Doktors der Mineralogie und Geologie honoris causa. Im J. 1913 erwählte die Kyjiwer Universität ihn zum Privat-Dozenten und 1914 erhielt er den Lehrstuhl eines Professors der Geographie an dieser Universität. Vom Jahre 1917 an, nach der Reorganisation der Kyjiwer Universität zu dem Institut für Volksbildung begann P. A. Tutkowsky seine Vorlesungen in ukrainischer Sprache zu halten; die Befreiung der ukrainischen Sprache, dieses Rüstzeuges für die Aufklärung der Arbeitermassen der Ukraine, von den Fesseln des zarischen Regimes, war eine der wichtigen Errungenschaften der Revolution.

Die grosse proletarische Revolution wandelte das ehemalige Russische Reich — „den Kerker der Völker“ — in die freie Union der sozialistischen Räterepubliken um und eröffnete dem Ausbau der Wissenschaft in dieser Union speziell auch in der Ukraine unbegrenzte Möglichkeiten. Dies geschah kurz vor der Begründung der Ukrainischen Akademie der Wissenschaften; und zum ersten Bestand derselben zählte als einer ihrer ersten Organisatoren P. Tutkowsky. Einige Zeit darauf wurde er zum Vorsitzenden der physiko-mathematischen Abteilung der Akademie gewählt und i. J. 1929, nach der Reorganisation und der Erweiterung des Bestandes der Akademie, zum Vorsitzenden derselben Abteilung wiedergewählt.

P. Tutkowsky war der Begründer des Ukrainischen wissenschaftlichen Geologischen Forschungs-Instituts, sowie des Nationalen Geologischen Museums der Ukrainischen sozialistischen Räte-Republik an der Ukrainischen Akademie der Wissenschaften.

Im J. 1928 erwählte ihn die Weissrussische Akademie der Wissenschaften zu ihrem wirklichen Mitgliede.

Die unermüdliche Energie und die unerschöpfliche fruchtbare wissenschaftliche Tätigkeit P. Tutkowskys entfaltete sich in der letzten „akademischen“ Periode seines Lebens in ihrer ganzen Macht. Selbst die Todeskrankheit, die ihn beinahe ein ganzes Jahr lang ans Bett fesselte, konnte diese Energie nicht gänzlich brechen, und erst der am 3 Juni 1930 erfolgte Tod machte allem ein Ende.

Akademiker P. Tutkowsky hat ein reiches wissenschaftliches Erbe hinterlassen, welches noch viele Jahre ein gesunder Urquell für die Entwicklung der Sowjet-Wissenschaft in der Ukraine und der Union auf verschiedenen Gebieten der Geologie und Geographie sein wird.

In nachstehenden Zweigen der oben genannten Wissenschaften betätigte sich die wissenschaftliche Produktivität P. Tutkowskys: in der Mineralogie, der Pet-

rographie, der Geochemie, der Paläontologie, der deskriptiven und regionalen Geologie, der dynamischen Geologie; in Fragen der quartären Ablagerungen, und der Quartärperiode, der Geomorphologie, physikalischen Geographie, der Hydrogeologie, der nützlichen Erze, der geologischen Photographie und Photographometrie, der geologischen und geographischen Bibliographie, der ukrainischen geologischen und geographischen Terminologie, der naturhistorischen Rayonierung.

Im Bereich der Petrographie war er es, der erstmalig die mikroskopische Zusammensetzung der Granite im Kyjiwer Gebiet beschrieb und das Vorhandensein optischer Anomalien in den Feldspaten und Quarzen und das von Mikroklin und Hornblende in diesem Gestein feststellte, sowie die Bedeutung dieser Erscheinung aufklärte. Auch war er gleichfalls der erste, der (schon i. J. 1884) mikroskopisch die Sandsteine aus dem Kanewer Gebiet untersuchte und in ihnen das Vorhandensein von Opal u.s.f. ermittelte.

Im Bereich der Paläontologie schuf P. Tutkowsky durchaus neue Bahnen zur Ergründung der Geheimnisse des geologischen Aufbaues des Territoriums der Ukraine und ihrer Nachbarländer, indem er Methoden der mikropaläontologischen Forschung ausarbeitete und auch tatsächlich anwandte.

Die Ukraine zeichnet sich in weiter Ausdehnung durch die Verbreitung lockerer sandiger und toniger Formationen aus, in denen mikroskopische Petrefakten oft gänzlich fehlen. Das vorherrschende ebene Relief ist der Entstehung grösser, natürlicher Entblössungen nicht förderlich und um den unterirdischen Bau in grossen Tiefen zu erforschen, müssen Bohrungen vorgenommen werden; dies begünstigt nicht die Präservierung von makroskopischen Versteinerungen, wo sie auch sein mögen, und es ergibt sich kein genügendes Material für paläontologische Schlussfolgerungen.

Diese Besonderheiten des geologischen Baues der Ukraine veranlassten P. Tutkowsky sich der Erforschung der fossilen Mikrofaunen zu widmen. In den Jahren 1884—1895 brachte er eine wertvolle erschöpfende Sammlung der ausländischen, diese Frage behandelnden Literatur zustande, arbeitete vollkommen selbständig eine Methode für Untersuchungen in diesem Wissenszweig aus, für den sich in dem vormaligen Russland niemand interessierte und ermittelte durch unermüdlige Arbeit in einer so schwierigen, noch gänzlich unbearbeiteten Disziplin des Wissens das geologische Alter und die Beschaffenheit der Ablagerungen Wolhyniens, sowie in den Gebieten von Dnipropetrowsk, Kyjiw, Poltawa, Tschernigow, in Podolien, Taurien, welchen man bisher gewöhnlich keine Bedeutung beilegte, und erschloss damit den Weg zur Erforschung der geologischen Ablagerungen der Ukraine überhaupt. Diesbezüglich veröffentlichte Tutkowsky 23 bedeutende Original-Arbeiten. Der Kyjiwer Naturforschergesellschaft, deren Mitglied P. Tutkowsky war, wurde für die von letzterem verfasste Bibliographie der Foraminiferen von den Mitgliedern des Londoner Museums Arthur Smith Woodward und Charles Chernborn, das Buch: „A Catalogue of British Fossil Vertebrata“, (London 1890, XXXV + 396 pp.) dargebracht, mit einer schriftlichen Widmung, die eine Danksagung enthielt für die Verdienste Tutkowskys um die Wissenschaft, als Autor der Bibliographie der Foraminiferen. Diese Aufschrift lautete, wie dies der Vorsitzende der Kyjiwer Naturforschergesellschaft in der Sitzung vom 3. Dezember 1903 eröffnete, folgendermassen: „To the Kiev

Society of Naturalists, in grateful acknowledgement of the service rendered to science by the publication of Tutkowskij's Bibliography of the Foraminifera". Die Arbeit Tutkowskys war betitelt: Bibliographischer Wegweiser durch die Literatur betreffend fossile und heute lebende Foraminiferen für die Jahre 1889—1898. Mitteilungen 1899. B. XVI. Lief. L. S. 137—240.

Auch in Bezug auf das Studium der Hydrogeologie der Ukraine, hat P. Tutkowsky viel geleistet; hierher zählen 21 seiner wissenschaftlichen Arbeiten, in denen ein Gesamtbild der Grundwässer der Ukraine gegeben wird und einzelne Tatsachen und Erscheinungen klargelegt sind, die mit der Arbeit dieser Wässer zusammenhängen.

Von ganz besonderem Interesse in theoretischer und praktischer Hinsicht ist das von ihm in Wolhynien entdeckte Karst-Phänomen, sowie eigenartige artesische Quellen. Nicht weniger interessant und wichtig für die Praxis sind seine Arbeiten zur Erforschung der Grundwässer Kyjiws. Tutkowsky brachte die beim Bau von Bohrbrunnen an verschiedenen Stellen der Ukraine, so z. B. in dem Dorfe Pereschčepiny (Gouv. Poltawa) und in den Städten Brjansk und Kiew gewonnenen Befunde in ein harmonisches System, verglich die petrographische Zusammensetzung der Jura-Ablagerungen von anderen Bohrungen und von Entblössungen im Chutor Michailowskij (Gouv. Tschernigow) und vom Bereich der Kanewer Dislokationen (Gouv. Kyjiw) und gelangte so zur Schlussfolgerung, dass im Erdinnern der Kiewer Region, sowie eines grossen Teils der Gebiete von Poltawa und Tschernigow die geologischen Ablagerungen in einer bestimmten Tiefe aus jurassischen Tonen und ihnen untergelagerten wasserreichen Sanden bestehen müssen. Diese Befunde verallgemeinernd, behauptete er, dass das Wasser aus diesen Sandschichten an vielen Stellen Kyjiws spontan aus Bohrlöchern sich ergiessen, während es auf dem Podol (niedrig gelegener Stadtteil Kyjiws) in Fontänen bis zu einer bestimmten Höhe steigen werde. Er sah auch die durchschnittliche Tiefe der Lagerung dieses mächtigen subjurassischen artesischen Horizonts vorher. In einer speziellen diesbezüglichen, 1895 an die Kyjiwer Gesellschaft für Wasserversorgung gerichteten Denkschrift schlug er mitsamt einem Projekt von Bohrungen nach subjurassischen Wässern, einen neuen Wasserversorgungsplan für die Kyjiwer Wasserleitung vor, die bisher das äusserst verunreinigte Wasser des Dnjepr benutzte. Es verfloss jedoch viel Zeit ehe der Gedanke einer artesischen Wasserversorgung Kyjiws Anerkennung fand. P. Tutkowsky setzte in der Presse, in einer Reihe wissenschaftlicher und populärwissenschaftlicher Schriften eine lebhafte Kampagne ins Werk für die Verwirklichung einer solchen Wasserversorgung. In der Folgezeit wurde denn auch tatsächlich das artesische Wasser aus den subjurassischen Schichten gewonnen, und die diesbezüglichen wissenschaftlichen Prognosen Tutkowskys bestätigten sich glänzend. Grundlegend für die ersten Arbeiten am subjurassischen Horizont waren, wie dies der mit dieser Angelegenheit gut vertraute Hydrotechniker S. K o l i k bezeugt, ohne allem Zweifel die Feststellungen Tutkowskys.

Die auf diese Weise ins Leben gerufene artesische Wasserversorgung Kyjiws hatte ein Aufhören der schrecklichen Abdominal-Typhus- und Cholera-Epidemien zur Folge, die vorher besonders unter der proletarischen Arbeiterbevölkerung dieser grossen Stadt, dieses „kulturellen Donbas“ gewütet hatten. Es ist dies

übrigens die einzige Grosstadt Europas, die eine artesische Wasserversorgung besitzt.

Den nützlichen Fossilien der Ukraine sind 11 Arbeiten Tutkowskys gewidmet. In denselben werden solch nützliche und wertvolle unterirdische Schätze der Ukraine behandelt, wie Kaolin von Poloschki im Gebiet von Tschernigow, Beryll von den Graniten im Kyjiwer Gebiet, Anamesit in Wolhynien, Marmor, Bernstein, Torfe, die uralten roten und rosafarbenen Sandsteine von Owruutsch und die mit ihnen in nahem Konnex stehenden, jetzt als pyrophilitisch erkannten, rosafarbenen Schiefer; dieses Gestein ist besonders für Ornamente und Verzierungen geeignet. Hervorragend wertvoll sind die Arbeiten Tutkowskys über Baumaterialien im Kyjiwer Gebiet und Baustein von Lutschin in Wolhynien.

Die Technik und Methodik der geologischen Forschung behandeln 4 interessante Arbeiten P. Tutkowskys, die speziell die geologische Photographie und Photogrammetrie betreffen.

Zur dynamischen Geologie zählen 8 seiner Arbeiten; von diesen verdienen besondere Erwähnung solche, wie z. B. die Entdeckung der Peltshanischen Dislokation der devonischen Ablagerungen in Wolhynien, die Arbeit über die erloschenen Vulkane in der Ukraine, und diejenige, betreffend die Hypothese von dem Mechanismus der Entstehung von Schichtvulkanen. Über diese Hypothese hat sich Prof. J. Muschketow so ausgesprochen: „Tutkowskys Hypothese enthält nichts Ungewisses, und ist besser begründet, als viele andere; sie verdient daher durchaus unsere Aufmerksamkeit, umsomehr als sie alle Typen der vulkanischen Ausbrüche erklärt“.

Zahlreiche Arbeiten P. Tutkowskys (gegen 33) sind der regionalen Geologie gewidmet. In ihnen berichtet er über die Resultate seiner Felduntersuchungen und Entdeckungen, welche sich auf verschiedene Ablagerungen des weiten Areals der Ukraine beziehen, und zwar in der Hauptsache in Wolhynien, dem ukrainischen und weissrussischen Polessje (Wald- und Sumpfigeend) und im Kyjiwer Gebiet, über neue und überraschende Befunde, welche die Ergebnisse der langjährigen wissenschaftlichen Wanderungen dieses Gelehrten und Forschers sind. Er bestimmte die nord-westliche, nördliche und nord-östliche Grenze der Ausläufer des Gesteins des ukrainischen kristallinen Streifens; ferner zahlreiche neue Entblössungen tertiärer Sandsteine, Mergel, Kreide, kristallinischer Schiefer und Marmor, verschiedenen Intrusiv und Offusiv-Gesteins. Eingehend ist von ihm der Grat des Owruzker Sandsteins beschrieben und einige neue Grate dieses interessanten Gesteins entdeckt worden. Er gab eine genaue geologische Beschreibung der damals im Bau begriffenen Kyjiw-Kowel Eisenbahn und zwar auf Grund eigener Untersuchungen. Er verfasste, sich stützend auf die einschlägige Literatur und eigene Forschungen, in 2 umfangreichen Bänden, eine geologische Beschreibung des Areals des ehem. Minsker Gouvernements. Seine wichtigste Arbeit ist jedoch eine auf dem Gebiet der regionalen Geologie, welche ein enormes Material auf 150 Druckbogen enthält, nämlich seine geologische Beschreibung des 16-ten Bogens der zehnerstigen geologischen Karte des Europäischen Russlands. Die geologische Aufnahme dieses Bogens hat er in dreierstigem Mastabe ausgeführt. Diese Arbeit unternahm Tutkowsky auf Veranlassung des Geologischen Komitees. Er hat sie umgearbeitet und zur Druck vorbereitet in

der „akademischen“ Periode seines Lebens, was viel Zeit in Anspruch nahm. Bis jetzt hat jedoch das Geologische Komitee nicht die Möglichkeit gehabt, diese grundlegende Arbeit zu veröffentlichen.

Die Mehrzahl der Arbeiten P. Tutkowskys und zwar 37¹ an der Zahl, sind den quartären Ablagerungen und Fragen der Quartärperiode gewidmet und muss P. Tutkowsky in der Tat als Begründer der zeitgenössischen quartären Geologie der Ukraine gelten. Bekannt genug ist die grosse Bedeutung der quartären Ablagerungen, als bodenbildender Formationen für die Ukraine, dieses alte Kornland, insbesondere heute zur Zeit des sozialistischen Umbaues und der Industrialisierung der Landwirtschaft.

Der Erforschung dieser Ablagerungen haben selbst in der jüngsten Vergangenheit die Geologen nur zu wenig Beachtung geschenkt, weil sie dieselben für Alluvium hielten, das an den Stellen seiner grössten Verbreitung der Ergründung des wirklichen geologischen Baues der Erdkruste bloss hinderlich sei. Die Gegenden der Ukraine, in denen die Ausgehenden der quartären Ablagerungen vorherrschen, wie das Polessje, wurden für Bereiche von Wäldern und Sümpfen gehalten, wo die Geologen nichts zu tun hätten. Vor den Arbeiten P. Tutkowskys war das Polessje in der geologischen Literatur ein unbeschriebenes Blatt.

Als P. Tutkowsky in den Jahren 1904—1913 nach dem Polessje von Wolhynien verschlugen wurde, entfalteten sich dort in ausgiebigem Masse seine Forschungsfähigkeiten eines talentvollen Gelehrten trotz der hier obwaltenden schwierigen Verhältnisse für eine wissenschaftliche Tätigkeit.

Unter dem lebendigem Odem seines schöpferischen Genies erwachten und redeten die bis dahin stummen Urwälder und Schluchten des Polessje, dessen Sandflächen und Sümpfe.

Dem Erachten Prof. W. Laskarews nach hat P. Tutkowsky besonders viel für die Erforschung der quartären Ablagerungen im nördlichen Wolhynien geleistet. Er hat hier ein enormes Material zur Erforschung der quartären Ablagerungen nämlich der praeglazialen, der glazialen und postglazialen; des Lösses u. s. f. gesammelt, in zutreffender Weise die Entstehung, den Charakter und die Umstände der Ablagerung dieser Formationen erklärt, indem er vielen Erscheinungen der geologischen Geschichte der Quartärperiode eine ganz neue, eigenartige Beleuchtung gab und seine Beobachtungen in einem farben- und lehrreichen Bilde konzentrierte. Er legte manche Besonderheiten der einstigen Eisbedeckung, z. B. ihre Mächtigkeit und ihren Relief u. s. w. klar, im Konnex mit der Geschichte derselben.

Er bewies das Vorhandensein zweier Typen von Grundmoränen in Wolhynien, nämlich des Kyjiwer, bei dem die nördlichen Geschiebe vorherrschen und des Owrutscher mit vielen Feuersteingeschieben; er beschrieb Endmoränen, As, Drumlins, Endmoränenlandschaften und ihre Entstehung, ermittelte die Existenz einer grossen geschiebefreien Gegend, die sich zwischen den Längengraden der Städte Wladimiretz im Lutzkschen und Lugin im Owrutschen Kreise erstreckt, sowie die der „driftless area“, einer Gegend im Staate Wiskonsin in Nord-Amerika entsprechend, die von Chamberlin und Salisbury beschrieben worden ist. P. Tutkowsky deutete die Besonderheiten dieses eigenartigen Gebietes innerhalb der Vereisungsgrenzen und äusserte seine Ansichten über die Ursachen

seiner Erscheinung. Er arbeitete eine Hypothese betreffs der Ursachen der grossen Pleistozän-Vereisung aus, sie mit tektonischen Vorgängen im Norden in Zusammenhang bringend. Durch seine Arbeiten auf dem Gebiet der Pleistozänvereisung in der Ukraine erwarb P. Tutkowsky sich den Ruf eines des hervorragendsten und originellsten Glazialisten. Aber auch auf den sonstigen Gebieten der quartären Geologie hat er nicht wenig geleistet.

In einer grossen Monographie beschrieb er die posttertiären Altlandseen Nord-Wolhyniens; er stellte eine neue Hypothese hinsichtlich der Entstehung der neolithischen Kultur auf, wobei er die Meinung vertrat, dass der Gedanke sich Waffen und Gerät zu schleifen beim Urmenschen der Postglazialzeit infolge von Beobachtung der äolischen Bearbeitung von Steinen in der Natur hervorgerufen wurde. Zur Zeit der Forschungsarbeiten Tutkowskys in Wolhynien entstand seine berühmte harmonische Theorie der äolischen Entstehung des Lösses, dieses so nützlichen Bodenschatzes der U. S. R. R. auf dem sich der fruchtbare ukrainische Schernosjom gebildet hat. Dieser Theorie zufolge, musste sich auf der Ausdehnung des grossen Pleistozängletschers ein beinahe ständiges barometrisches Maximum bilden und dementsprechend ein riesiger, wenig beweglicher Antizyklon, dessen Zentrum ununterbrochen trockene Winde, — die Föhne der Eiszeit, — in der Richtung zur Peripherie des Gletschers ausgingen. Ihr Einfluss erstreckte sich weit über die Grenzen der Peripherie hinaus. Als der Gletscher nach Norden rückte und die Erscheinungen der Eiszeit zu verschwinden begannen, liess die grosse Eiswüste an ihrer Stelle eine vollkommene Stein-Ton-, und Sandwüste zurück, die dann zur Arena der noch wirksamen trockenen, eisigen Föhne wurde; dieser Arena, die sich im Laufe der Zeit mehr und mehr erweiterte und eine Zone des Abwehens bildete, aus welcher die Föhne den Staub weit nach Süden transportierten. Der Abwehungszone entsprach eine noch umfangreichere Zone, welche der Löss hineingeweht und abgesetzt wurde. P. Tutkowsky beendete seine Arbeit mit einer Schlussfolgerung, die glänzend ist, sowohl hinsichtlich der Tiefe des theoretischen, synthetischen Gedankens, als auch der künstlerisch-poetischen Wahrheit, einer Schlussfolgerung, die ein beredtes Beispiel für die Anwendung der Gesetze der Dialektik in der Natur ist.

P. Tutkowsky schildert, wie in der Zeit der grossen Vergletscherung die Eiswüste sich grosser Bereiche bemächtigte, wie sie Moränen schuf, und wie aus dieser Moränenwüste unter dem Einfluss äolischer Faktoren die fruchtbaren Lösssteppen entstanden, und beendet seinen theoretischen Aufbau mit folgenden Worten:

„Aus dem Chaos von Eis und Stein entstanden blühende Steppen und Felder, das eisige Reich des Todes brachte neues, mächtiges Leben hervor.“

In diesen wenigen schönen Worten gibt der geniale Gedanke des Gelehrten den ganzen Inhalt der furchtbaren Vorgänge wieder, die sich in der letzten Periode des Lebens der Erde abspielten, und die einen so unermesslichen Einfluss auf die Entwicklung und Richtung der menschlichen Kultur ausübten, sowohl in dem Gebiete der Ukraine wie auch in Europa überhaupt, ja sogar auf der ganzen nördlichen Halbkugel.

Hervorragende Gelehrte verschiedener Länder, wie I. W. Muschketow, I. I. Wojeikow, N. M. Sibirzew, N. A. Sokolow, P. A. Prawowlawlew, A. P. Netschajew, W. D. Laskarew, A. I. Nabokich,

E. Kayser Ralph Tarr, W. Losinsky, Johannes Walther, James Geyki u. a. stimmten dieser Theorie bei. Dieselbe erklärt, der Meinung I. W. Muschketows zufolge, die Entstehung des europäischen Lösses einfacher und natürlicher, als alle anderen Theorien und stimmt durchaus mit den beobachteten Tatsachen überein; sie löst eine Reihe von Fragen, indem sie die Wirksamkeit der äolischen Faktoren unter verschiedenen Verhältnissen erklärt und verdient ohne Zweifel eingehende Beachtung und weitere Bearbeitung.

Viel Aufmerksamkeit widmete Tutkowsky in seinen Arbeiten den Erscheinungen der postglazialen Epoche, nämlich den alten Barchanen und Dünen, den abgeschliffenen Geschieben, den Zeugen, dem Schwarzen Überzug in der Westukraine „Witwentracht“ u. s. f.

Auf diese Kennzeichen der einstigen Wüsten innerhalb der Ukraine machte P. Tutkowsky erstmalig aufmerksam. Er war auch der erste, der ihre geographisch-naturwissenschaftliche Bedeutung und Rolle für die dynamische Geologie dieses Landes in der Quartärperiode erklärte.

Unter Zugrundelegung des enormen, im Laufe vieler Jahre im Polessje gesammelten wissenschaftlichen Materials schuf er seine bekannte Arbeit über die eiszeitlichen Wüsten der nördlichen Halbkugel der Erde. A. I. Wojeikow nennt sie eine talentvolle und ungewöhnliche Arbeit. Sie gab P. Tutkowsky die Möglichkeit, eine Dissertation direkt zur Erlangung der Doktorwürde zu verteidigen. Der bekannte westeuropäische Gelehrte Johannes Walther versah sein Bureau, als er P. Tutkowsky überreichte mit folgender Widmung: „Dem ausgezeichneten Wüstenkenner von J. Walther“.

Die Ergebnisse seiner Forschungen auf dem Gebiete der quartären Ablagerungen fasste P. Tutkowsky in einer farbenreichen Schilderung der Landschaften der Ukraine mit ihrer Natur und Bevölkerung zusammen. Diesen Gegenstand hat er in vier seiner Arbeiten behandelt. Die wichtigste und vollständigste darunter ist — „Die natürliche Rayonierung der Ukraine“. In diesen Schilderungen steigt der Verfasser zu den Höhen des Wissens empor, besonders dann, wenn die spezielle Wissenschaft (hier die Geologie) sich in harmonischem Zusammenhang mit anderen Wissenszweigen ergänzt und gemeinsam mit ihnen mitwirkt an der Ergründung einer der kompliziertesten Äusserungen der schöpferischen Kräfte der Natur — des menschlichen Lebens, verschiedener Kulturen und Instinkte, wenn sie einen Zipfel des Vorhanges aufhebt, der vor uns den wirklichen Sinn ihrer Gesetze verbirgt, um beizutragen zur Aufzeichnung richtiger Wege zur Zukunft der Menschheit.

In seiner Arbeit über die natürliche Rayonierung der Ukraine lässt sich P. Tutkowsky hauptsächlich darüber aus, wie die 4 Typen der Erzeugnisse der Quartärperiode in der Ukraine — die Grundmoränen, die Stirn- und Endmoränen, die Sandr-Ablagerungen und die Formationen der Lösserie, sich zonal verteilen auf die Landschaft, die orographischen, hydrographischen und Lebensverhältnisse der Menschen, in den verschiedenen, diesen Bildungen entsprechenden Zonen und Teilen des Territoriums der Ukraine, sich auswirkten.

Zu den Arbeiten gewissermassen synthetischer Ordnung gehören 7 recht grosse Abhandlungen P. Tutkowskys zur Geomorphologie, die vornehmlich verschiedene Flussgebiete Wolhyniens behandeln.

Eine grosse und sehr wertvolle Arbeit führte P. Tutkowsky auf dem Gebiete der naturwissenschaftlichen Bibliographie aus. Abgesehen von den schon früher edierten Literaturverzeichnissen, betreffend die Geologie und physikalische Geographie des zentralen und südlichen Polessje, die soziale Medizin, Higiene und das Sanitätswesen, die Balneologie, die Kurorte und die Volksmedizin in der Ukraine, die Kartographie und landwirtschaftliche Bibliographie der Ukraine, die wichtigste Literatur über die Grundwässer derselben und z. T. der angrenzenden Gebiete, im Konnex mit der geologischen Literatur überhaupt (letztere Arbeit ist im Verein mit dem Akademiker E. Opokow zusammengestellt), sowie ausser erschöpfenden Literaturverzeichnissen, die den meisten seiner zahlreichen Arbeiten beigegeben sind, hat er noch viele Tausende Karten für eine Bibliographie verschiedener Gebiete der Naturwissenschaften in der Ukraine angefertigt.

Noch eine äusserst wichtige Arbeit P. Tutkowskys sei hier erwähnt, nämlich das von ihm zusammengestellte Wörterbuch der geologischen Terminologie (Materialien zur ukrainischen mineralogischen und geologischen Terminologie), welches über 4200 Karten enthält. In den Schlussfolgerungen, die er aus dieser Arbeit zieht, weist er u. a. auf den Reichtum der ukrainischen Volkssprache an speziellen Ausdrücken für dieses Gebiet hin; auf ihre Zweckmässigkeit und Reichhaltigkeit an Nüancierungen, auf ihre Biogsamkeit, sowie auf die Eignung dieser Sprache für die geologischen und geographischen Wissenschaften. Diese Behauptung hat einen grossen Wert, insofern man in Betracht zieht, dass die Entwicklung einer Wissenschaft neben anderen Faktoren in hohem Masse von dem Grade der Verbreitung der betreffenden Sprache abhängt und dass die Hauptforderung unseres sowjetischen, sozialistischen Aufbaues darin besteht, dass die Wissenschaft sich in der Muttersprache des betreffenden werktätigen Volkes entwickelt und die ganze Masse des Volkes in den Bereich seines schöpferischen Einflusses zieht und nicht nur ein Werkzeug in den Händen einer privilegierten Schicht der Bevölkerung ist, wie das in den Bourgeoisie-Staaten der Fall ist.

Um die Wissenschaft in weiten Schichten der werktätigen Bevölkerung zu popularisieren, hat P. Tutkowsky ebenfalls eine kolossale Arbeit geleistet. Es genügt darauf hinzuweisen, dass die Anzahl seiner registrierten, populären Skizzen, Untersuchungen, Notizen und Zeitungsartikel sich auf 1158 beläuft.

Man muss sich mit ehrfurchtsvoller Bewunderung beugen vor der unerschöpflichen Kraft der schöpferischen Energie dieses Mannes, einer Energie, die ihn bis zu seinem Tode nicht verliess.

Die letzte, vor dem Tode ausgeführte Arbeit P. Tutkowskys wurde der physiko-mathematischen Abteilung der Ukrainischen Akademie der Wissenschaften in der Sitzung vom 21. Mai 1930 vorgetragen. Sie ist betitelt: „Das Ufergebiet des südlichen Slutsch. Eine geologische und geomorphologische Beschreibung“. Er beendete sie während der Krankheit, die ihn ins Grab führte.

Es lässt sich mit voller Ueberzeugung behaupten, dass der Akademiker P. Tutkowsky mit den Waffen in der Hand von dem ehrenvollen Posten eines Vertreters der Sowjetwissenschaft aus dem Leben geschieden ist.

ВСЕУКРАЇНСЬКА АКАДЕМІЯ НАУК

Збірник пам'яті академіка П. А. Тутковського
Т. I. 1931

UKRAINIAN ACADEMY OF SCIENCES

Symposium edited as a Memorial to the Late Academician P. A. Tutkowsky
Vol. I. 1931

О. П. СНО (Київ)

БІБЛІОГРАФІЧНИЙ СПИС ДРУКОВАНИХ ПРАЦЬ АКАДЕМІКА П. А. ТУТКОВСЬКОГО

О. P. SNO (Kyjiw)

BIBLIOGRAPHISCHES VERZEICHNIS DER VERÖFFENTLICHTEN ARBEITEN DES AKADEMIKERS P. A. TUTKOWSKY

1881

1. К вопросу о соотношении числа элементов ограничения кристаллических форм. — Киев. 1881 г. 4°. 16 стр. и 2 таблицы рис. (автограф).

1883

2. Химический анализ каолина из села Полошек, Глуховского уезда, Черниговской губернии. — Записки Киевск. Общ. Естеств. 1883 г., т. VII, вып. 1, стр. 29 — 30, 61, 190.

1884

3. О стронцианите и целестине в России. — Записки Киевск. Отдел. И. Русск. Технич. Общ. 1884 г., т. XIV, стр. 1 — 2.

1886

4. Заметка о фауне пестрых глин с Чаплинки, Киевской губернии. С 2 таблицами рисунков. — Записки Киев. Общ. Естеств. 1886 г., т. VIII, вып. 1, стр. 173 — 183.

5. Отчет о геологических экскурсиях, произведенных в 1884 году. (Микроскопическое исследование третичных песчанников Киевской губернии). — Записки Киев. Общ. Естеств. 1886 г., т. VIII, вып. 1, протокол засед. за 1885 г., стр. XXXVII — XLI и XCIII — XCIV.

1887

6. О фауне пестрых глин с Чаплинки, Киевск. губернии. — Записки Киев. Общ. Естеств. 1887 г., т. VIII, вып. 2, протокол засед. за 1886 год, стр. III и LXXXI. — (Реф. Mogoziowicz. Wszelchwiat 1886, t. V, p. 446).

7. Отчет о геологических исследованиях летом 1885 г. в Радомысльском уезде Киевской губернии. — Записки Киев. Общ. Естеств. 1887 г., т. VIII, вып. 2, протокол засед. за 1886 г., стр. XXVIII — XXIX и LXXXI.

8. О фораминиферах буровой скважины в Киеве. — Записки Киев. Общ. Естеств. 1887 г., т. VIII, вып. 2, протокол засед. за 1886 г., стр. XLV — XLVI и LXXXI.

9. Фораминиферы из третичных и меловых отложений Киева. Статья 1-я. С 5 таблицами. — Записки Киев. Общ. Естеств. 1887 г., т. VIII, вып. 2, стр. 345 — 360, табл. III — VII. — (Реф. *Bullet. d. l. Soc. Belge d. Géol., d'Hydrol. et d. Paléont.* 1887, t. I, proc. verb., p. 195).

10. Кристаллофизическое изучение авоцимола. С 2 черт. — Записки Киев. Общ. Естеств. 1887 г., т. VIII, вып. 2, стр. 439 — 442.

1888

11. О кристаллической форме авоцимола и некоторых других авосоединений. — Записки Киев. Общ. Естеств. 1888 г., т. IX, проток. засед. за 1887 г., стр. I — IV и СХХI.

12. Фораминиферы голубоватой глины из буровой скважины на Подоле в Киеве. — Записки Киев. Общ. Естеств. 1888 г., т. IX, проток. засед. за 1887 г., стр. XLIV — XLV и СХХII.

13. Несколько слов по поводу критики г. Никитина. — Записки Киев. Общ. Естеств. 1888 года, т. IX, проток. засед. за 1887 г., стр. LXXI — LXXVI и СХХII.

14. Отчет о геологических исследованиях 1886 года в Киевской губернии. (Микроскопическое исследование гранитов Киевской губернии). — Записки Киев. Общ. Естеств. 1888 года, т. IX, проток. засед. за 1887 г., стр. XCII — CII и СХХII.

15. Фораминиферы из третичных и меловых отложений Киева. Статья II. С 9 таблицами. — Записки Киев. Общ. Естеств. 1888 года, т. IX, стр. 1 — 65, табл. I — IX. — (Реф. *N. Jahrb. f. Mineral., Geol. u. Palaeont.* 1889, Bd. I, pp. 510 — 511).

1889

16. О кристаллах берилла из гранитов Киевской губернии. — Записки Киев. Общ. Естеств. 1889 года, т. X, прот. засед. за 1888 год, стр. CV.

1890

17. Фораминиферы из Керченского неогена. — Записки Киев. Общ. Естеств. 1890 г., т. XI, вып. 1, проток. засед. за 1889 г., стр. LXXIII и XCIII.

1892

18. Геологический характер микрофауны Киевской спондиловой глины. — Записки Киев. Общ. Естеств. 1892 г., т. XII, вып. 2, проток. засед. за 1891 г., стр. XXIII — XXX и LXXVI.

19. О микрофауне некоторых третичных осадков Волынской губернии. — Записки Киев. Общ. Естеств. 1892 г., т. XII, вып. 2, проток. засед. за 1891 г., стр. XXXV — XXXVIII и LXXVI.

20. Ряд библиографических обзоров русской литературы по минералогии, геологии и палеонтологии на немецком языке в журнале *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Palaeontologie* (Berlin) за 1885 — 1891 годы.

21. Следы дислокации у поселка Каменярня в Дубенском уезде Волынской губернии. — Записки Киев. Общ. Естеств. 1892 г., т. XII, вып. 2, проток. засед. за 1891 год, стр. XXXVIII и LXXVI. — (Реф. В. Д. Ласкарева. *Известия Геолог. Комит.* 1904 г., т. XXIII, стр. 438 — 439).

22. Полезные ископаемые юго-зап. края. — Календ. Фабрициуса на 1892 год, стр. 169—176.

23. Об ископаемой микрофауне Градижского мергеля. — Материалы к оценке земель Полтавской губ., издав. под ред. проф. В. В. Докучаева, вып. 15, Кременчугский уезд, В. И. Вернадского, 1892 г., стр. 31—33.

1893

24. Артезианские воды Киева и юго-зап. края и их значение. — *Земледелец*, 1893, № 7, 8 и 9.

25. Овраги и борьба с ними. — Календарь Фабрициуса на 1893 г., стр. 119 — 131.

1894

26. Дополнение к микрофауне спондилового яруса. О микрофауне Градижского мергеля. Полтавской губ. — Зап. Киев. Общ. Естеств. 1894 г., т. XIII, проток. засед. 1892 г., стр. XVII — XXV и LX. — (Реф. E. Koken. *N. Jahrb. f. Miner., Geol. u. Palaeont.* 1899, Bd. II, pp. 3 u. 450).

27. К вопросу о механизме образования слоистых вулканов. — Записки Киев. Общ. Естеств. 1894 года, т. XIII, стр. 165 — 208 — (Реф. И. В. Мушкетов. *Физическая геология*, изд. 2-ое 1899 г., т. I, стр. 535 — 537).

28. Основные черты геологии Киева. — Календарь Фабрициуса на 1894 г., стр. 134 — 141.

29. О геологическом характере микрофауны некоторых третичных отложений Подольской губ. С 1-ой таблицей рис. — Записки Киев. Общ. Естеств. 1894 г., т. XIII, проток. засед. за 1892 год, стр. VI — XIII и LX, табл. А. — (Реф. E. Koken. Neues Jahrb. f. Miner., Geol. u. Palaeont. 1899, Bd. II, pp. 3 u. 450).

1895

30. Бьющие артезианские фонтаны в Киеве. — Киев. Слово, 1895 г., № 2591.

31. О механизме образования слоистых вулканов. — Дневник IX съезда русск. естествоисп. и врачей в Москве 1894 — 1895 г., № 10, стр. 4 — 5.

32. О геологической фотографии и фотограмметрии. — Записки Киев. Общ. Естеств. 1895 г., т. XIV, вып. I, стр. 175 — 224, с 3 черт. в тексте. — (Реф. Ежегодн. по Геол. и Минер. России 1897 г., т. I, отд. II, стр. 379. — К. Кейльбак, Практическая геология, русский перевод. Москва, 1903 г., стр. 17 — 21).

1896

33. Демонстрация некоторых геологических фотографий из экскурсии 1894 г. — Записки Киев. Общ. Естеств., 1896 г., т. XV, вып. 2, проток. засед. за 1895 г., стр. IV — V и LI.

34. О двух новых буровых скважинах. — Записки Киев. Общ. Естеств. 1896 г., т. XV, вып. 2, проток. засед. за 1895 г., стр. VII — XII и LI.

35. Об олигоценовых окаменелостях с. Мандриковки, Екатеринославской губернии. — Записки Киев. Общ. Естеств. 1896 г., т. XV, вып. 2, проток. засед. за 1895 г., стр. XXI — XXII и LI.

36. О геологической фотографии и фотограмметрии. — Записки Киев. Общ. Естеств. 1896 г., т. XV, вып. I, стр. IV и LXXXI. — (Реф. „Практическая геология“ Кейльбака. Ст. 18 — 21).

37. Фотограмметрическое решение одной из проблем стратиграфии. — Записки Киев. Общ. Естеств. 1896 г., т. XV, вып. I, стр. LIII и LXXXI.

38. Материалы к вопросу о водоснабжении города Бердичева. Вып. I. — Киев. 1896 г., 8°. 50 стр.

1897

39. О колодце Киевского казенного винного склада. — Киев. 1897 г., 16°. 17 стр.

40. К геологии Луцкого уезда, Волынской губернии. I. О послетретичном мергеле с. Кульчица. — Ежегодн. по Геол. и Минер. России 1897 г., т. II, отд. I, стр. 1 — 8.

41. К геологии Луцкого уезда, Волынской губернии. II. Об озерном и субавральном лессе Луцкого уезда. — Ежегодн. по Геол. и Минер. России 1897 года, т. II, отд. I, стр. 51 — 63. — (Реф. Естествозн. и Геогр. 1897 г., № 4, стр. 107. — В. Doss. N. Jahrb. f. Miner., Geol. u. Palaeont. 1900, Bd. I, Heft 2, p. 298. — Łozński. Kosmos 1902, z. 5 — 6, pp. 267 — 268).

1898

42. Последовательность ископаемых микрофаун южной России. — Ежегодн. по Геол. и Минер. России 1898 г., т. III, отд. I, стр. 76 — 78. — (Реф. Н. Каракаш. Там же, 1904 — 1905 года, т. VII, отд. III, стр. 13 и 38).

43. Артезианские воды, бурение и водоснабжение. Обзор русской литературы за 1896 год. — Ежегодн. по Геол. и Минер. России 1898 г., т. III, отд. III, стр. 93 — 128.

44. О последовательности ископаемых микрофаун южной России. — Дневн. X съезда русск. естествоисп. в Киеве 1898 г., № 3 — 4, стр. 89 — 90.

45. Из геологии Луцкого уезда, Волынской губернии. — Дневн. X съезда русск. естествоисп. в Киеве 1898 г., № 10, вып. 1, стр. 377.

1899

46. Второе дополнение к микрофауне спондилювого яруса. Микрофауна спондилювой глины из Черниговской губернии. (Буровая скважина на станции Бобровице). — Записки Киев. Общ. Естеств. 1899 г., т. XVI, вып. 2, проток. засед. за 1897 год, стр. XXV — XXVIII и CLXIX. — (Реф. Н. И. Андрусов. Ежегодн. по Геол. и Минер. России 1903 — 1904 г., т. VI, отд. III, стр. 6. — Geolog. Centralbl. 1902, Bd. II, p. 115).

47. К геологии Луцкого уезда, Волынской губернии. — Записки Киев. Общ. Естеств. 1899 г., т. XVI, вып. 1, проток. засед. за 1896 г., стр. XVIII — XXV и LVII.
48. О некоторых новых колодцах в Киеве. 1. Колодезь Киевского казенного винного склада № 1 — 2. Поглощающий колодезь в театре домостроительного общества. — Записки Киев. Общ. Естеств. 1899 г., т. XVI, вып. 2, проток. засед. за 1897 год, стр. XLII — LXXXV и CLXIX. — (Реф. Н. И. Андрусов. Ежегодн. по Геол. и Минер. России 1903 — 1904 г., т. VI, отд. III, стр. 6. — Geolog. Centralbl. 1902, Bd. II, p. 43, № 131).
49. Фораминиферы из буровой скважины в с. Денисовке, Лубенского уезда Полтавской губ. — Записки Киев. Общ. Естеств. 1899 года, т. XVI, вып. 2, проток. засед. за 1897 год, стр. LXXXIX — XCIV и CLXIX. — (Реф. Н. И. Андрусов. Ежегодн. по Геол. и Минер. России 1903 — 1904 г., т. VI, отд. III, стр. 6. — Geolog. Centralbl. 1902, Bd. II, pp. 122 — 123, № 354).
50. Еще о некоторых новых колодцах в Киеве. (О буровом колодезе Киевского казенного винного склада № 2 и о буровых скважинах на заводе Карбоник в Киеве). — Записки Киев. Общ. Естеств. 1899 г., т. XVI, вып. 2, проток. засед. за 1897 г., стр. XCVI — CXIX и CLXIX. — (Реф. Geolog. Centralbl. 1902, Bd. II, p. 237, № 650).
51. Новое глубокое бурение в Киевской губернии. (Трошинская буровая скважина). — Записки Киев. Общ. Естеств. 1899 г., т. XVI, вып. 2, проток. засед. за 1897 г., стр. CXIX — CXXIV и CLXIX — CLXX. — (Реф. Geolog. Centralbl. 1902, Bd. II, p. 44, № 132).
52. Фораминиферы из меловых отложений Люблинской губернии. — Записки Киев. Общ. Естеств. 1899 г., т. XVI, вып. 2, проток. засед. за 1897 г., стр. CXXI — CXLIII и CLXX. — (Ref. Geolog. Centralbl. 1902, Bd. II, p. 122, № 353. — Н. Каракаш, Ежегодн. по Геол. и Минер. России 1904 — 1905 г., т. VII, отд. 3, стр. 12 — 13 и 37 — 38).
53. Библиографический указатель литературы по ископаемым и ныне живущим фораминиферам за 1889 — 1898 годы. — Записки Киев. Общ. Естеств. 1899 г., т. XVI, вып. 1, стр. 137 — 240. — (Реф. К. Gliinka. Geolog. Centralbl. 1901, Bd. I, p. 26, № 81 и 1902, Bd. II, p. 31, № 95. — Schellwien. N. Jahrb. f. Min., Geol. u. Paleont. 1902, Bd. I, Heft 1, p. 154. — Отрыв. A. S. Woodward and C. D. Sherborn. Записки Киевск. Общ. Естеств. 1905 г., т. XIX, проток. засед. 1903 г., стр. LXVI).
54. Несколько слов о Киевской спондиловой глине и апатитовых песках. — Записки Киев. Общ. Естеств. 1899 г., т. XVI, вып. 2, проток. засед. за 1897 г., стр. CXLIII — CLII и CLXX. — (Реф. Н. И. Андрусов. Ежегодн. по Геол. и Минер. России 1903 — 1904 г., т. VI, отд. III, стр. 6. — Geolog. Centralbl. 1902, Bd. II, p. 105, № 307).
55. К вопросу о способе образования лесса. — Землеведение 1899 г., кн. I — II, стр. 213 — 311. — (Реф. И. В. Мушкетов. Физическая география, изд. 2-е, т. II, 1904 г., стр. 144 — 146. — А. И. Воейков. Известия И. Русск. Географ. Общ. 1900 г. — Естественн. и Геогр. 1899 г., № 9, стр. 78 — 80. — Православлев П. Материалы к познанию нижневожжских Каспийских отложений, часть 1, 1908 г., стр. 427. — Нечаев А. Картины родины. Спб., 1905 г., стр. 97 — 101. — J. Geikie. The Scottish Geograph. Magazine 1900, March, pp. 171 — 174. — R. Tarr. Bullet. of the American Geograph. Society 1899, vol. XXXI, № 5, pp. 477 — 479. — V. d. W. Bullet. d. I. Soc. Belge d. Geol., d'Hydrol. et d. Paleont. 1900, t. XIV, pp. 180 — 181. — Globus 1900, Mai, № 18, p. 295. — Geolog. Centralbl. 1901, Bd. I, pp. 405 — 409, № 1283. — Lozinski W. Archiwum Naukowe, Lwów, 1905, t. I, z. 2, pp. 127 — 129. — Idem. Sprawozd. Komm. Fiz. Akad. Um. Krakow, 1908, pp. 3 — 50. — Idem. Kosmos 1902, t. XXVII, z. 5 — 6, pp. 267 — 268. — J. Walther. Geschichte d. Erde u. d. Lebens. 1908, pp. 508 u. 517).
56. Полесские „окна“. — Землеведение 1899 г., кн. IV, стр. 29 — 82, с картой. — (Реф. В. Д. Ласкарев. Известия Геолог. Комит. 1904 г., т. XXIII, стр. 348 и 448).
57. К геологии Луцкого уезда, Волынской губ. — Ежегод. по Геол. и Минер. России 1899 г., т. III, отд. I, стр. 110 — 118. — (Реф. Каракаш Н. Там же, т. IV, отд. III, стр. 12 и 37).
58. О лессе Луцкого уезда. — Записки Киев. Общ. Естеств. 1899 г., т. XVI, вып. 2, проток. засед. за 1897 г., стр. XIII — XX и CLXIX. — (Реф. Geolog. Centralbl. 1902, Bd. II, p. 247, № 665).
59. Несколько замечаний о ледниковой эпохе. — Ежегодн. по Геол. и Минер. России 1899 г., т. III, отд. I, стр. 151 — 157. — (Реф. E. Geinitz und F. Frech. Lethaea geognostica, III Theil, 1904, Bd. 2, pp. 45 — 46).

60. Быть или не быть артезианскому водоснабжению Киева. — Киев. 1900 г., 16°, 22 стр. — (Реф. Geolog. Centralbl. 1902, Bd. II, p. 237, № 649).

61. Пирамидальные валуны в южном Полесье. — Известия Геологич. Комит. 1900 г., т. XIX, стр. 363 — 406, с таблицей. — (Реф. Журн. Опыт. Агрон. 1901 г., № 5, стр. 653. — F. Loewinson — Lessing. Geolog. Centralbl. 1901, Bd. I, p. 597, № 1927).

62. О геологических исследованиях 1900—1901 гг. вдоль Киево-Ковельской железной дороги. — Ежегодн. до Геол. и Минер. России 1901—1902 г., т. V, отд. I, стр. 122 — 126.

1901

63. Палеогеновый мергель Луцкого уезда. — Записки Киев. Общ. Естеств. 1901 г., т. XVII, вып. I, проток. засед. за 1898 г., стр. XI — XXX и LXXXIX. — (Реф. Н. И. Андрусов. Ежегодн. по Геол. и Минер. России 1903—1904 г., т. VI, отд. III, стр. 8. — Niedzwiedzki. Kosmos 1902, t. XXVII, z. 2—4, p. 165. — Geolog. Centralbl. 1902, Bd. II, p. 53, № 156).

64. Предварительный отчет о геологических исследованиях вдоль строящейся железной дороги Киев — Ковель. — Известия Геологич. Комит. 1901 г., т. XX, стр. 143 — 150.

65. Фораминиферы из сарматских отложений Кременецкого уезда, Волынской губернии. — Записки Киев. Общ. Естеств. 1901 г., т. XVII, вып. 1, проток. засед. за 1898 г., стр. XXXIX — XLVII и LXXXIX — XC. — (Реф. Н. И. Андрусов. Ежегодн. по Геол. и Минер. России 1903—1904 г., т. VI, отд. III, стр. 29 — 30. — Geolog. Centralbl. 1902, Bd. II, pp. 90 — 91, № 258).

66. Озеро Святязь и народные предания о нем. — Киев. Старина 1901 г., т. LXXII, стр. 144 — 150. — (Реф. Geolog. Centralbl. 1902, Bd. II, pp. 699 — 700, № 2100).

67. Новые буровые скважины в Черниговской губернии. (С. Холмы и с. Корюковка). — Записки Киев. Общ. Естеств. 1901 г., т. XVII, вып. 1, проток. засед. за 1898 г., стр. LXVI — LXXIII и XC. — (Ref. Geolog. Centralbl. 1902, Bd. II, p. 702, № 2105).

68. Очерк послетретичных отложений Владимир-Волынского и юго-западной части Ковельского уездов Волынской губернии. — Ежегодн. по Геол. и Минер. России 1901 г., т. IV, отд. I, стр. 103 — 109. — (Реф. Geolog. Centralbl. 1902, Bd. II, p. 105, № 309 и 1903, Bd. III, p. 46, № 150).

69. Sur les foraminifères de la marne à Spondilus de Kiev. — Bullet. d. l. Soc. Belge d. Geol. d'Hydrolog. et d. Paléont. 1901, t. XII (1898), pp. 9 — 21. — (Реф. Ваагена. Waagen. Neues Jahrbuch 1903, Bd. I, H. 2, p. 327).

1902

70. Несколько замечаний о ледниковом периоде. — Записки Киев. Общ. Естеств. 1902 г., т. XVII, вып. 2, проток. засед. за 1899 г., стр. II и LVII.

71. Конечные морены, валунные полосы и озы в южном Полесье. С картой. — Записки Киев. Общ. Естеств. 1902 года, т. XVII, вып. 2, стр. 353 — 460. — (Реф. Geolog. Centralbl. 1901, Bd. I, pp. 755 — 757, № 2458. — Lozinski. Kosmos 1902, t. XXVII, z. 5 — 6, pp. 267 — 268. — Lomnicki. Kosmos 1904, t. XXIX, z. 4 — 8, p. 356. — Friedrichsen, Peterm. Mitth. 1905, H. 7, p. 119).

72. Вопросы палеогеографии. — Записки Киев. Общ. Естеств. 1902 г., т. XVII, вып. 2, проток. засед. за 1900 год, стр. I и XXIV.

73. Череп *Bos latifrons* из Радомысльского уезда, Киевской губернии. — Ежегодн. по Геол. и Минер. России 1902 — 1903 г., т. VI, отд. I, стр. 59 — 62, с 1 рис. в тексте. — (Реф. Geolog. Centralbl. 1905, Bd. V, p. 460, № 1315).

74. Геологические исследования вдоль строящейся Киево-Ковельской железной дороги. — Известия Геологич. Комит. 1902 г., т. XXI, стр. 325 — 486, с 4 рис. в тексте и 1 таблицей. — (Реф. Ежегодн. по Геол. и Минер. России 1902 г., т. V, отд. I, стр. 122 — 126. — Geolog. Centralbl. 1904, Bd. V, p. 402, № 1155).

75. О послетретичных отложениях Владимир-Волынского и Ковельского уездов Волынской губернии. — Записки Киев. Общ. Естеств. 1902 г., т. XVII, вып. 2, проток. засед. за 1900 год, стр. III и XXIV — XXV.

76. О пирамидальных валунах в южном Полесье. — Записки Киев. Общ. Естеств. 1902 года, т. XVII, вып. 2, проток. засед. за 1900 г., стр. VI и XXV.

1903

77. Краткий предварительный отчет о геологических исследованиях на площади 16-го листа в 1902 году. — Известия Геологич. Комит. 1903 г., т. XXII, стр. 234 — 241.
78. Юго-западная часть 16-го листа общей 10-верстной карты Европейской России. Предварительный отчет. Известия Геологич. Комитета 1903 г., т. XXII, стр. 437 — 531, табл. VII.
79. Краткий предварительный отчет о геологических исследованиях на площади 16-го листа, 10-верстной карты Европейской России за 1903 год. — Известия Геологич. Комит. 1904 года, т. XXIII, стр. 6 — 9.
80. Воспоминания об И. В. Мушкетове. — Ежегодн. по Геол. и Минер. России 1903 — 1904 г., т. VI, отд. I, стр. 43 — 45.

1904

81. Кочечные морены в южном Полесье. — Записки Киев. Общ. Естеств. 1904 г., т. XVIII, проток. засед. за 1901 год, стр. XVIII и XLII.
82. Пирамидальные валуны в Киевской губернии. — Записки Киев. Общ. Естеств. 1904 г., т. XVIII, проток. засед. за 1901 г., стр. XXXI и XLII.
83. Песчаные озы в Киевской и Воынской губерниях. — Записки Киев. Общ. Естеств. 1904 г., т. XVIII, годичный отчет за 1901 г., стр. XLII — XLIII.
84. К. М. Феофилактов, как профессор. — Записки Киев. Общ. Естеств. 1904 г., т. XVIII, проток. засед. за 1901 год, стр. IX и 1905 г., т. XIX, стр. 99 — 106.

1905

85. *Bos latifrons* из Радомысльского уезда. — Записки Киев. Общ. Естеств. 1905 г., т. XIX, проток. засед. за 1902 год, стр. I и LXXIX.
86. Полесская безвалунная область, ее особенности и причины ее возникновения. — Записки Киев. Общ. Естеств. 1905 г., т. XIX, проток. засед. за 1902 г., стр. IX — X и LXXVIII. — (Реф. Geolog. Centralbl. 1903, Bd. III, pp. 586 — 587, № 2070).
- 86-а. Ископаемая микрофауна юго-восточной части Донской Области. Изв. Геол. Ком. 1903, т. XXII, стр. 387 — 418 (в статье Соколова М. А.).
87. Новые выходы третичных песчаников в южном Полесье. — Записки Киев. Общ. Естеств. 1925 г., т. XIX, вып. 1, проток. за 1902 г., стр. XXVII и LXXVIII — LXXIX.
88. Выходы анамезита в Воынской губернии. — Записки Киев. Общ. Естеств. 1905 г., т. XIX, вып. 1, прот. засед. за 1902 г., стр. LXVII и LXXIX.
89. О меловых отложениях южного Полесья. — Записки Киев. Общ. Естеств. 1905 г., т. XIX, проток. засед. за 1903 г., стр. XXXV и LXXXVI.
90. Краткий предварительный отчет о геологических исследованиях на площади 16-го листа 10-верстной карты Европейской России за 1904 год. — Известия Геологич. Комит. 1905 года, т. XXIV, стр. 7 — 15.
91. Проф. К. М. Феофилактов. Введение в геологическое описание Киевской губернии. Краткий исторический очерк геологических исследований г. Киева и Киевской губернии. По черновым материалам автора обработал П. Тутковский. — Записки Киев. Общ. Естеств. 1905 г., т. XIX, стр. 19 — 49.

1906

92. Краткий предварительный отчет о геологических исследованиях на площади 16-го листа 10-верстной карты Европейской России за 1905 год. — Известия Геологич. Комит. 1906 года, т. XXV, стр. 7 — 14.
93. Так называемый Брагинский метеорит. — Ежегодн. по Геол. и Минер. России 1906 г., т. VIII, отд. I, стр. 213 — 214. Реф. Иванова. Ежег. по Геол. и Минер. России 1911 г., т. XIII, стр. 111 — 114.

1907

94. Краткий предварительный отчет о геологических исследованиях на площади 16-го листа 10-верстной карты Европейской России за 1906 год. — Известия Геологич. Комит. 1907 года, т. XXVI, стр. 29 — 44.

1909

95. Ископаемые пустыни северного полушария. — Землеведение 1909 г., кн. I — IV, приложение, со многими рисунки в тексте, 373 стр., 8°, 2 карты. (Реф. и ред.: А. И. Воейков. *Метеоролог. Вест.* 1910, ст. 254 — 256 и 1911 г., № 5 — 6., ст. 176 и № 7 — 8, ст. 273 — 274. — Богачев В. — *Труды Ботан. Сада Юрьев. Унив.* 1912, т. XIII, в. 2, ст. 142 — 148. — *Geolog. Centralbl.* 1910, Bd. XV, № 326.

1910

96. Краткий гидрографический очерк центрального и южного Полесья. — *Труды Общ. Исследоват. Волинии* 1910 года, т. II, стр. 67 — 141, 2 таблицы чертежей. — (Реф. *Geolog. Centralbl.* 1910, Bd. XIV, p. 144, № 390).

97. Зональность ландшафтов и почв в Волинской губ. — *Труды Общ. Исследоват. Волинии* 1910 года, т. II, стр. 143 — 163. 1 карта. (Реф. Коссович. *Журн. Опытн. Агрон.* 1911 г., в. 3, ст. 364 — 366. *Geolog. Centralbl.* 1910, Bd. XIV, № 1041, p. 403).

97-а. То же. Почвоведение 1910, № 3, стр. 235 — 253, 1 карта.

98. Библиографический обзор литературы по геологии и физической географии центрального и южного Полесья. — *Записки Киев. Общ. Естеств.* 1910 г., т. XXI, стр. 33 — 238.

1911

99. Орографический очерк центрального и южного Полесья. — *Землеведение* 1911 г., приложение с 9 чертежами. Стр. 108. Реф. M. Friedrichsen. *Peterm. Mitth.* 1912, H. 10, p. 228.

100. Карстовые явления и самобытные артезианские ключи в Волинской губернии. Статья I. Провалы почвы на Полесской железной дороге. С XVII табл. чертежей. — *Труды Общ. Исслед. Волинии* 1911 г., т. IV, стр. 1 — 127, с 17 черт. Реф. *Geolog. Centralblatt.* 1911, Bd. XV, № 765.

101. Ряд рефератов русских работ по минералогии, геологии, палеонтологии и гидрологии на немецком языке в журнале *Geologisches Centralblatt (Berlin)* за 1901 — 1910 годы и в Ежегоднике по Геол. и Минер. России 1898 года, т. II, отд. IV, стр. 44.

1912

102. Язык смерти. *Труды Общ. Исслед. Волинии*, 1911 г., т. VI, стр. 1 — 7. (Реф. А. Ч. *Природа*, 1912 г., № 4, стр. 579 — 580).

103. Исчезнувшие пустыни северного полушария. (Вступительная речь на докторском диспуте П. А. Тукковского в Московск. Университете, 19 апр. 1911 г.). — Там же, стр. 9 — 18.

104. Янтарь в Волинской губернии. — Там же, стр. 19 — 58.

105. Побережье реки Норина в Овручском уезде. (Геологическое и географическое описание). — Там же, стр. 59 — 220, с 37 рис. картами и профилями на 25 табл. (Реф. *Почвоведение.* 1912, № 4, стр. 117).

106. Das postglaziale Klima in Europa und Nord-Amerika, die postglazialen Wüsten und die Zösbildung. — *Comptes Rendus du XI Congrès Géolog. Internat.* 1911, Stockholm, pp. 359 — 369. — (Реф. Kauser E. *Lehrbuch der allgemeinen Geologie*, 1923, B. II, s. 347).

107. Карстовые явления и самобытные артезианские ключи в Волинской губернии. — Статья II. *Труды Общ. Исслед. Волинии*, 1912 г., т. VIII, стр. 77 — 125.

108. Месторождения строительных камней в Луцком уезде, Волинской губернии. *Тр. Общ. Исслед. Волинии*, 1912 г., т. IX, стр. 1 — 336.

109. Послетретичные озера в северной полосе Волинской губернии. *Тр. Общ. Исслед. Волинии*, 1912, т. X, стр. 1 — 282, 7 табл., 1 карта.

1913

110. Из геологии г. Житомира. Разрез долины р. Тетерева. — *Тр. Общ. Исслед. Волинии*, 1913 г., т. VII, стр. 1 — 16, 1 таблица.

111. Заметка о базальте и третичных песчаниках Луцкого уезда. Там же, стр. 101 — 113.

112. Геологический очерк Ровенского уезда, Волинской губернии. — Предварительный отчет Воляшскому ведомству о почвенных исследованиях. *Труды Общ. Исслед. Волинии*, 1913 г., приложение к т. VII, стр. 14 — 22.

113. К вопросу о водоснабжении г. Луцка артезианской водой. — Отчет о деятельности Общ. Исслед. Волинии, 1913 — 1915 г., стр. 70.

1914

114. Артезианский колодезь в м. Тучине Волынской губ. Ровенского уезда. — Труды Геолог. Комитета, новая серия, 1914 г., вып. 77, стр. 283 — 284.
115. Задачи и пределы географии. — Вступительная лекция. — Киев. Универс. Известия, 1914 г., март, стр. 23.

1915

116. Геологический очерк Луцкого уезда, Волынской губ. — Предварительный отчет Волынской губ. Земской Управе о почвенно-геологических исследованиях Волынской губ., проведенных летом 1914 г. — Киев, 1915 г., 8°, 10 стр.
117. Геологический очерк Васильковского и Уманского уездов Киевской губ. — Материалы по исследованию почв и грунтов Киев. губ., вып. 2, 1915 г., стр. 1 — 22.
118. Географические причины нашествий варваров. (Актовая речь, произнесенная в Университете Св. Владимира 25 янв. 1915 г.). — Киев. Универс. Известия, 1915, июль, стр. 1 — 40.
119. Географические причины нашествий варваров. Землеведение, 1915 г., кн. I — II, стр. 1 — 18.
120. О некоторых неправильных географических терминах. — Землеведение, 1915 г., кн. I — II, стр. 54 — 57.
121. Древнейшая добывающая промышленность на Волыни. (Разработка горных пород Овручского уезда в каменном веке и на заре русской истории, в IX — XI веках). — Труды Общ. Исслед. Волыни, 1915 г., т. XI, стр. 167 — 198.
122. Побережье реки Лывы. (Географическое и геологическое описание). — Тр. Общ. Исслед. Волыни, 1915 г., т. XIII, стр. 13 — 77.
123. Антропогеографические впады по Волыни. I. Плотность населения, людность и размеры поселений по физ.-географ. зонам Волынской губ. — Там же, стр. 79 — 128, 2 табл. чертеж.
124. Геологический очерк юго-западного края. — Отчет о деятельности Общ. Исслед. Волыни в Волын. центр. музея за 1913 год. — Житомир, 1915 г., стр. LXX.
125. Новый край Овручского песчаника. — Там же, стр. LXXIX — LXXX.
126. К вопросу о водоснабжении г. Луцка. — Там же, стр. LXXXVIII — LXXXIX.
127. О валунных отложениях сев.-вост. части Овручского уезда. — Там же, стр. XC — XCI.
128. Последлениковские барханы северо-восточной части Овручского уезда. — Там же, стр. XCI.
129. О разведках в с. Полице и близ с. Журавичей Луцк. уезда. — Там же, стр. XCII.
130. О месторождениях фосфоритов в Минской губ. — Минский Земский Вестник, 1915 г.
131. О некоторых торфяниках Минской губ. — Там же.

1916

132. Карта — справочник строительных материалов по западному фронту. Лист 16 и прилагающие части 7 и 30 листов. (Луцк — Ковель — Пинск — Овруч). Изд. Комитета Военно-технич. Помощи. Петроград, 1916 г., 8°, стр. 1 — 31.
133. Карта — справочник строительных материалов по западному фронту. Листы 30 и 31. (Мозырь — Киев — Тараща). Изд. Комитета Военно-технич. Помощи. Петроград, 1916 г., 8°, стр. 1 — 19.
134. Геологический очерк Владимир-Волынского уезда Волынской губ. — Предварительный Отчет Волын. Губерн. Земскому Собранию о почвенно-геологических исследованиях Волынской губ. Житомир, 1916 г., стр. 29 — 37.
135. Геологический очерк Ковельского уезда Волынской губернии. Там же, стр. 37 — 44.
136. Геологический очерк Овручского уезда Волынской губернии. Там же, стр. 44 — 59.
137. Предварительный отчет об исследовании образцов, добытых из буровых скважин по р. Птичи, Бобруйского и Игуменского уездов Минской губ. — Материалы по исследованию рек и речных долин Полесья, издав. под ред. Е. Оппокова. Киев. 1916 г. Вып. I, стр. 49 — 82.
138. Более глубокие буровые скважины по соседству с бассейном р. Птичи. — Там же, стр. 83 — 88.
139. Предварительный отчет по исследованию образцов, добытых из буровых скважин в побережье р. Брагинки. — Там же, стр. 234 — 244.
140. Геологический очерк Минской губ. Изд. Минск. Губ. Земства. Киев. 1916 г. Вып. 1, 8°, стр. 1 — 343.

141. Географическая экскурсия на озера Баскунчак и Эльтон. — Землеведение, 1916 г., кн. 3 — 4, стр. 42 — 75, 7 рис.
142. Безвозвратно гибнущие минеральные богатства России. — Рудный Вестник, 1916 г., № 4, стр. 184 — 185.
143. Отчет о географической экскурсии со студентами на озера Баскунчак и Эльтон в 1916 году. Киев. Универ. Известия. 1916 г., июль, стр. 1 — 32, 2 табл., 4 рис.
144. О происхождении неолитической культуры. — Русск. Антроп. Журнал, 1916 г.

1917

145. Месторождения торфа в Минской и Волынской губерниях с геологической точки зрения. — Записки по свеклосахарной промышленности и тепловой технике. Изд. Киев. Отдела Русск. Технич. Общества, 1917 г., январь-март, стр. 1 — 19.

1918-1919

146. Отзыв о диссертации В. Дубянского „К петрографии Эльбруса“. — (По поручению физико-математического факультета). — Киев. Универ. Извест. 1918 г., № 3 — 4, ч. оффид., стр. 10 — 13.
147. Бібліографічний список літератури по громадській медицині, гігієні, санітарії, по бальнеології, курортам та народній медицині України. — Збірник Мед. Секції Укр. Наук. Тов. в Києві 1918 р. Кн. IV, стр. 109 — 133.
148. Згадлі вулкани України. — Звідомлення Української Акад. Наук за 1918 — 1919 рр. стр. LXXII — LXXVIII.
- 148-а. Згадлі вулкани України. — Вісник Природознавства, 1921 р., вип. I, стр. 16 — 20.
149. Від Єгипту до України. — Вісті Природн. Секції Укр. Наук. Товар. 1918 — 1919 рр., т. I, ч. 2, ст. 48 — 52.
150. У справі геологічної термінології. — Вісті Природн. Секції Укр. Наук. Товар. 1918 — 1919 рр., т. I, ч. 2, ст. 78.
151. Друмлиновий кравид на Україні. — Вісті Природн. Секції Укр. Наук. Товар. 1918 — 1919 рр., т. I, ч. 3 — 4, ст. 83 — 88.

1921

152. Нова гіпотеза про походження неолітичної культури. — Збірн. Укр. Наук. Товар. на пам'ять Х. К. Вовка. 1921 р., ст. 62 — 68.

1922

153. Природна районізація України. (Генетична класифікація і розподіл фізично-географічних кравидів України на підставі геологічної їх еволюції). — Матер. для районія України. 1922 р., т. I, ст. 1 — 79 з мапою і 12 малюн.
154. Про походження неолітичної культури. — Наука на Україні. 1922 р. № 3, ст. 17 — 25.

1923

155. Артезійське зрошення, як могутній засіб боротьби з посухою на Україні, і умови його практичного здійснення. — Вісник С. Госп. Науки, 1923 р., т. II, стр. 252 — 256.
156. Gelsisuren im ukrainischen Polessie. — Zeitschr. der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 1923.
157. Слди колишніх гейзерів в українському Поліссі. Наук. Зап. Київськ. Наук. Коміт. 1923, вип. 1, ст. 1 — 6.
158. Словник геологічної термінології. Київ, 1923 р., 8°, 211 ст.
159. Велетонські казани на Україні. — Записки Фіз.-Матем. Відділу Всеукр. Акад. Наук. 1923 р., т. I, вип. 1, ст. 23 — 30, з малюнками.
160. Славечансько-Овруцький кряж та узбережжя ріки Славечни. — Геологічний та геоморфологічний опис. — Тр. Фіз.-Матем. Відділу Всеукр. Акад. Наук. 1923 р., т. I, вип. 1, ст. 1 — 72.
161. Die Entstehungsweise der neolithischen Kultur (Geologisch erklärt). — Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 1923, B. 75, № 11—12, ст. 215 — 217.
162. Минуле, сучасне і майбутнє українських пісків. — Вісник Сільсько-Госп. Науки, 1923 р., т. II, ст. 7—12.

163. Нариси досягнень української науки за часи революції. (Досягнення в царині геології та мінералогії). — Вісник Сільсько-Госп. науки, т. II, вип. 7—9, Харків — Київ, 1924 р., ст. 14—23.

164. Здобутки природничого обслідування України за останні десять років (1914—1924). — Україна (Науковий тримісячник українознавства). Держ. Видавн. України. Київ, 1924 р. Кн. 1—2, стор. 111—120.

1925

165. Геологические исследования на территории бывшей Минской губ. — Издание Госплана Б. С. С. Р. Часть II. Витебск, 1925 г., стр. 1—362.

166. Нові свердловини на Київщині. — Наукові Записки. Орган Київ. Наук. Досл. Катедри. Т. III, в. 1, Київ, 1925, ст. 28—53.

167. М'яколовицький кряж Овруцького пісковика. (Геологічний і геоморфологічний опис). Там же, ст. 54—57.

168. Нові геологічні спостереження на Овруччині. Там же, ст. 58—65.

169. Поліське велике озеро „Князь“. Там же, ст. 69—81.

170. Родовища залізної руди та керамічних матеріалів в Листинському районі на Овруччині. Труды Фіз.-Матем. Відділу Всеукр. Акад. Наук. Т. I, в. 7, Київ, 1925 р., ст. 1—50.

171. Узбережжя ріки Жерева. (Геологічний та геоморфологічний опис). Тр. Фіз.-Матем. Відділу Всеукр. Акад. Наук. Т. I, в. 9, Київ, 1925 р., ст. 1—43.

172. Узбережжя ріки Уборти. (Геолог. і геоморф. опис.). Труды Фіз.-Матем. Відділу Українск. Акад. Наук. Т. I, вип. 4, Київ, 1925 р., ст. 1—222 + 6.

173. Копальні мікрофауни України, їх геологічна вага і методи їх дослідження. — Част. 1. Труды Фіз.-Матем. Відділу Укр. Акад. Наук. Т. I, вип. 8, Київ, 1925 р., ст. 1—24, XLII таб.

174. Тутковський П. А. акад. і Симинський К. К. Кам'яні будівельні матеріали Київщини. Труды Фіз.-Мат. Відділу. Т. I, вип. 6, Київ, 1925 р., ст. 1—112.

1926

175. Узбережжя ріки Вуза (у середній його течії). — Наукові Записки. Орган Київських Наук. Дослід. Катедр. Т. III, вип. 2, Київ, 1926 р., ст. 100—159.

176. Причини так званих „наступів Азійських варварів“ на Європу. — Первісне громадянство та його пережитки на Україні. Науковий щорічник за редакцією К. Грушевської. Держ. Видавн. України. Київ, 1926 р., вип. 3, ст. 3—28.

177. Передісторична природа Києва. (Геологічне минуле території Києва за четвертинного періоду). — Київ та його околиці в історії і пам'ятках. Українська Академія Наук. Історична секція. (Т. XXII Записок Іст. Секції). Держ. Видавн. України, Київ, 1926 р., ст. 25—32.

178. Путеводитель экскурсии по Волини, Київ, 1926, ст. 1—24 с таблицами.

Статті в „Енциклопедическом Словаре“ Брокгауза та Бфрона

з геології; гідрології, фізичної географії та статистики півд.-зах. краю й Басарабії (понад 380 статей). Ширши в них:

- | | | |
|--------------------------|------------------------|--------------------------|
| 1. Днепр. | 12. Карпаты. | 23. Липоведский уезд. |
| 2. Днестр. | 13. Кияля. | 24. Литин. |
| 3. Имаил. | 14. Кишинев. | 25. Литинский уезд. |
| 4. Измаильский уезд. | 15. Кишиневский уезд. | 26. Овручский уезд. |
| 5. Иква. | 16. Киевская губерния. | 27. Оконск. |
| 6. Ирпень. | 17. Киев. | 28. Подольская губерния. |
| 7. Ирша. | 18. Киевский уезд. | 29. Припять. |
| 8. Кагул. | 19. Коростышев. | 30. Проскуров. |
| 9. Кам.-Подольский уезд. | 20. Летичев. | 31. Проскуровский уезд. |
| 10. Каменный Брод. | 21. Летичевский уезд. | 32. Прут. |
| 11. Каневский уезд. | 22. Липовед. | 33. Птичь. |

- | | | |
|-------------------------|------------------------------|----------------------------------|
| 34. Радомысль. | 50. Старокопстантинов. уезд. | 66. Уборть. |
| 35. Радомысльский уезд. | 51. Ствига. | 67. Уж р. |
| 36. Ровно. | 52. Стоход. | 68. Умань. |
| 37. Ровенский уезд. | 53. Струмень. | 69. Уманский уезд. |
| 38. Россь. | 54. Стубла. | 70. Ушица р. |
| 39. Свислочь. | 55. Стырь. | 71. Цна р. |
| 40. Свитявь оз. | 56. Тараща. | 72. Черкассы. |
| 41. Синюха р. | 57. Таращанский уезд. | 73. Черкасский уезд. |
| 42. Сквир. | 58. Тетерев р. | 74. Чигирин. |
| 43. Сквирский уезд. | 59. Тикич Гнилой. | 75. Чигиринский уезд. |
| 44. Случь Южная. | 60. Тикич Горный. | 76. Шепетовка. |
| 45. Случь Северная. | 61. Трактмиров. | 77. Ягорлык р. |
| 46. Смотрич р. | 62. Трехкрайники. | 78. Ялпих оз. |
| 47. Сороки. | 63. Турия. | 79. Ямполь. |
| 48. Сорокский уезд. | 64. Тур оз. | 80. Ямпольский уезд. |
| 49. Старокопстантинов. | 65. Тясьмин. | 81. Ямпольские пороги
и друг. |

Наукові повідомлення й замітки

з геології, мінералогії, палеонтології, гідрології, метеорології, ґрунтознавства й фізичної географії півд.-зах. краю в газеті „Киевское Слово“ за 1891 — 1900 рр. Головніші з них:

1. Петрографический музей-выставка в Киеве (проект). № 1884.
2. Лабрадоры юго-западного края. № 1886.
3. Минеральные богатства юго-западного края (губерний Киевской, Волынской, Подольской, Черниговской и Полтавской). №№ 1894, 1896 и 1898.
4. Работы почвенной экспедиции проф. В. В. Докучаева. № 1922.
5. Гидрологические разведки в с. Монастырище, Киевской губ. № 1923.
6. Еще о работах экспедиции проф. Докучаева. №№ 1925 и 1927.
7. О работах западной экспедиции для осушения болот. № 1932.
8. Кустарная добыча глины в Сквирском уезде, Киевской губернии. № 1936.
9. Об экспедиции ген. Жилинского. № 1940.
10. Проект петрографического музея в Киеве. № 1942.
11. Минеральное топливо в юго-зап. крае. №№ 1952 и 1953.
12. Работы западной экспедиции по осушению болот. №№ 1955 и 1956.
13. О геологической карте Европейской России. № 1958.
14. Буровая скважина в усадьбе г. Хрякова в Киеве. № 1998.
15. К осушению Полесья. № 1998.
16. Артезианская скважина в г. Василькове. № 2000.
17. Буровые скважины в Лознянском и Черноминском сахарных заводах. № 2010.
18. Артезианские воды юго-западного края. №№ 2024, 2025 и 2028.
19. Работы по осушению Полесья. № 2044.
20. Осушение Черниговских болот. № 2080.
21. Геологические причины осеннего бездорожья в юго-западном крае. № 2099.
22. К вопросу об артезианских колодцах в Киеве. № 2146.
23. Бурение артезианских скважин в Киеве. № 2181.
24. Об артезианских колодцах в Киеве. № 2202.
25. О землетрясениях на юге России. № 2202.
26. Почвенный комитет и его задачи. № 2202, 2203 и 2206.
27. Артезианский колодезь на скотобойнях в Киеве. № 2213.
28. Бурение артезианского колодца в Василькове. № 2222.
29. Артезианский колодезь в с. Черномине. № 2243.
30. Кавальвадия в с. Дарьевке, Киевской губернии. № 2250.

31. Петрографический музей в Киеве. № 2265.
32. Кустарный гончарный промысел в юго-западном крае. № 2271, 2273 и 2274.
33. Об артезианских колодцах в Киеве. № 2284.
34. Артезианский колодезь в Брянске. № 2295.
35. Бурение артезианского колодца в Каменец-Подольске. № 2321.
36. Дренаж усадьбы второй гимназии в Киеве и почвенные воды. № 2337.
37. Артезианский колодезь в с. Ловнах. № 2337.
38. Артезианский колодезь в г. Каменец-Подольске. №№ 2341 и 2350.
39. Артезианский колодезь на артиллерийском полигоне в Киеве. № 2376.
40. Киевские оползни и борьба с ними. №№ 2378 и 2382.
41. Бурение на полигоне в Киеве. № 2385.
42. О Берестовецком базальте. № 2413.
43. Буроугольные залежи в юго-западном крае. № 2416.
44. Артезианские колодцы в Киеве. № 2423.
45. Артезианский колодезь в Каменец-Подольске. № 2425.
46. К вопросу об артезианских колодцах в Киеве. № 2429.
47. О Берестовецком вулкане. № 2430.
48. Артезианское бурение на скотобойнях в Киеве. № 2437.
49. Артезианское водоснабжение Киева. №№ 2466 и 2468.
50. Значение геологических исследований при постройке железных дорог. № 2489.
51. Артезианский колодезь в Гомеле. № 2510.
52. Орографический и геологический очерк юго-западного края. №№ 2520 и 2636.
53. Артезианский колодезь на мельнице Блиндера в Киеве. № 2542.
54. Минеральное топливо в юго-западном крае. № 2558.
55. Бьющие артезианские фонтаны в Киеве. № 2591.
56. Артезианский колодезь на скотобойнях в Киеве. № 2602.
57. Артезианское бурение на полигоне в Киеве. № 2607.
58. Киевские оползни и борьба с ними. № 2611.
59. Геологические причины сырости домов в некоторых участках г. Киева. № 2633.
60. Буровые скважины в Войтовецко-Левашевском и Скроморшском сах. заводах. № 2635.
61. Артезианский колодезь на полигоне в Киеве. № 2658.
62. Артезианский колодезь в с. Таганче, Киевской губ. № 2695.
63. Петрографический музей в Ботаническом саду в Киеве. № 2766.
64. К вопросу об артезианском водоснабжении Киева. № 2774.
65. О водоснабжении г. Бердичева. №№ 2786 и 2790.
66. Водоснабжение г. Умань. № 2805.
67. Укрепление Киевских гор. № 2838.
68. Артезианское бурение в м. Степанцах, Киевской губ. № 2883.
69. Бурение в усадьбе Киевского водопроводного общества. №№ 2904, 2905.
70. Артезианский колодезь в м. Степанцах, Каневского уезда. №№ 2905 и 2911.
71. Колодезь Киевского казенного винного склада. № 2945.
72. Артезианское бурение в Василькове. № 2946.
73. Еще об „артезианской воде“ в г. Бердичеве. № 2969.
74. Колодезь казенного винного склада в г. Звенигородке. № 2971.
75. К водоснабжению Бердичева так назыв. „артезианской“ водой. №№ 2972 и 2973.
76. К бурению в усадьбе водопроводного общества в г. Киеве. № 2983.
77. По поводу водоснабжения г. Бердичева. № 2983.
78. Артезианский колодезь в Каменец-Подольске. № 2991.
79. О водоснабжении г. Житомира. № 3000.
80. Предстоящая катастрофа в Киеве (оползни). № 3008.
81. Сооружение колодца для казенного винного склада в Бердичеве. № 3008.
82. Об артезианском водоснабжении Киева. № 3008.
83. Артезианская катастрофа в Брянске и ее виновники. №№ 3010 и 3012.
84. К осушению Полесья. № 3016.
85. Результаты осушения Полесья. № 3018.

86. Колодезь казенного винного склада в Бердичеве. № 3029.
87. К артезианскому водоснабжению Киева. № 3033.
88. Грозная гибель прекрасного дела. (По поводу скважин г. Войслава). № 3034.
89. Рот могилу. (По поводу скважин г. Войслава). № 3037.
90. К бурению в усадьбе водопроводного общества в Киеве. № 3039.
91. Неотложный вопрос. (По поводу артезианского водоснабжения Киева.) № 3040.
92. К гибели артезианских колодцев. № 3043.
93. Здравый смысл хоронят. (По поводу работ г. Войслава). № 3047.
94. Обвал в саду купеческого клуба в Киеве. № 3049.
95. Киевские оползни и борьба с ними. № 3049.
96. По поводу артезианских колодцев водопроводного общества в Киеве. № 3056.
97. К водоснабжению казенного винного склада в Киеве. № 3059.
98. К водоснабжению г. Житомира. № 3060.
99. Артезианский колодезь в Каменец-Подольске. № 3068.
100. Самобытный артезианский ключ в Волынской губернии. № 3075.
101. Водоснабжение г. Житомира. № 3076.
102. Анализ артезианской воды в Киеве. № 3077.
103. Водоснабжение Бердичева. № 3079.
104. К водоснабжению Киева. №№ 3079 и 3080.
105. Водоснабжение г. Черкасс. №№ 3083 и 3084.
106. О водоснабжении г. Житомира. № 3103.
107. Брянская катастрофа. № 3117.
108. По поводу водоснабжения Бердичева. № 3165.
109. Водоснабжение г. Черкасс. № 3199.
110. Новый артезианский колодезь в Киеве. № 3217.
111. Завод Шленкера и водоснабжение Бердичева. № 3222.
112. Артезианское водоснабжение Киева. № 3232.
113. Артезианский колодезь на заводе Карбоник в Киеве. №№ 3247 и 3248.
114. К артезианскому водоснабжению Киева. №№ 3270, 3274 и 3329.
115. Артезианское бурение на заводе Карбоник в Киеве. №№ 3350 и 3351.
116. По поводу водоснабжения Киева. № 3382.
117. Артезианский колодезь в Каменец-Подольске. № 3431.
118. Водоснабжение Бердичева. № 3449.
119. Об артезианских водах Киева. № 3464.
120. К вопросу об артезианском водоснабжении Киева. № 3469.
121. Начало конца. (По поводу оползней Киевск. гор, угрожающих артез. колодцам). № 3490.
122. К вопросу о пресловутом „артезианском“ водоснабжении Бердичева. № 3492.
123. О некоторых новых колодцах в Киеве. № 3520.
124. Колодезь казенного винного склада в Киеве. №№ 3528 и 3529.
125. Еще о некоторых новых колодцах в Киеве. № 3575.
126. К водоснабжению Бердичева. № 3749.
127. Об артезианском водоснабжении Киева. №№ 3840 и 3877.
128. Еще об артезианском водоснабжении Киева. № 4364.
129. По вопросу об артезианском водоснабжении Киева. № 4355.

Статті педагогічні й популярні

1. Описательная минералогия. С приложением очерка кристаллохимии и кристаллогении. Сокращенный перевод руководства К. Науманна. — Киев. 1880 года. 4°. 104 стр. и 20 таблиц рисунков. (Литограф.).

2. Минералогия. Физиография минералов в синоптических таблицах. Вып. I и II. Киев. 1888 — 1889 г. 8°. 200 стр. и 5 таблиц чертежей. Изд. по постановлению физико-математического факультета И. Университета св. Владимира на средства Университета. — (Рец. Русск. Геолог. Библиот. за 1888 год, стр. 90. — Педагогич. Сборн. 1889 г., № 8. — Русск. Мысль 1889 г.,

- № 3. — Новое Время 1889 г., № 4686. — Сел. Хоа. 1889 г., № 13. — Земледелие 1889 г., стр. 82. — И. В. Мушкетов. Краткий курс петрографии. Спб. 1895 г., стр. 179.
3. Юго-западный край. Популярные естественно-исторические и географические очерки. Вып. I. — Киев. 1893 г. 8°. 178 стр., 2 табл., 2 рис. в тексте. (Ученым Комитетом Министерства Народного Просвещения одобрен для фундаментальных и ученических старшего возраста библиотек мужских и женских средне-учебных заведений и рекомендован для означенных библиотек сих заведений в Юго-западном крае). — (Рец. Ежегодн. по Геол. и Минер. России 1895 г., т. I, отд. II, стр. 387. — А. Р. Естествозн. и Геогр. 1896 г., № 8, стр. 863 — 864).
4. Юго-западный край. Популярные естественно-исторические и географические очерки. Вып. II. — Киев. 1895 г. 8°. 56 стр.
5. Киевский мамонт. Народное чтение. Изд. Киев. Комм. народн. чтений. — Киев. 1893 г. 8°. 13 стр. с 2 рис.
6. Заметки по курсу естественной истории. Дополнения к учебнику А. Я. Герда. — Киев. 1892 г. 8°. 49 стр. (с рис.). (Литограф.).
7. О значении преподавания естествоведения в женских средних учебных заведениях. (Актовая речь). — Киев. 1897 г. 16°. 22 стр.
8. О преподавании географии в высших учебных заведениях Бельгии. — Землеведение. 1898 г., кн. III — IV, стр. 148 — 161.
9. Берестовецкий вулкан. — Киев. Старина 1895 г., №№ 7 — 8, стр. 67 — 84.
10. Медоборские горы. — Календ. Подольской еп. на 1896 г., стр. 152 — 158.
11. Самобытный артезианский ключ в Волынской губернии. — Волынь 1896 г., № 173.
12. Берестовецкий вулкан (отрывки). — Пособие для устройства научн. чтений проф. Н. Ф. Сумцова. Харьков. 1896 года, стр. 87 — 91.

Популярні наукові нариси в журналі „Наука и Жизнь“
(Москва, за 1891 — 1894 рр.).

13. Об утилизации солнечной энергии. 1891 г., № 35, стр. 550 — 552.
14. К вопросу о будущем земного шара. 1891 г., № 38, стр. 594 — 596 и № 39, стр. 610 — 612.
15. Экскурсионная фотографическая камера. 1892 г., № 37, стр. 586.
16. Буря на острове св. Маврикия. 1892 г., № 37, стр. 586.
17. О микрофотографии. 1892 г., № 39, стр. 620.
18. Происхождение коралловых построек (новейшие теории). 1892 г., № 40, стр. 628.
19. Земная кора и ее изучение. 1893 г., № 19, стр. 298 — 299.
20. История карандаша. 1893 г., № 29, стр. 456 — 459.
21. Катастрофа в Пиле. 1893 г., № 30, стр. 471 — 472.
22. Утилизация фабричных отбросов. 1893 г., № 31, стр. 486 — 487.
23. Идеалы заводского контроля. 1893 г., № 32, стр. 503 — 504.
24. Кременецкие горы. 1893 г., № 33, стр. 516 — 518.
25. По поводу IX съезда естествоиспытателей. 1893 г., № 37, стр. 578 — 580.
26. Культ лесов. 1893 г., № 33, стр. 594 — 595 и № 39, стр. 612 — 614.
27. Применение метеорологии к сельскому хозяйству. 1893 г., № 40, стр. 635 — 636.
28. Вокруг света. 1893 г., № 41, стр. 655.
29. Будущность русских рек. 1893 г., № 42, стр. 667 — 668.
30. Геологич. исследование по линии Сибирской жел. дороги. 1893 г., № 42, стр. 570.
31. К сведению фотографов-туристов. 1893 г., №№ 35 — 36, стр. 635.
32. Борьба за существование внутри организмов. 1893 г., № 44, стр. 690 — 692.
33. Утилизация печных газов. 1893 г., № 47, стр. 738 — 740.
34. Лунный мир. 1893 г., № 48, стр. 754 — 756.
35. Домашние микробы и их культура. 1894 г., № 1, стр. 131 — 133.
36. Сила безконечно малых и олигодинамические явления. 1894 г., № 9, стр. 142 — 143.
37. Трактемировские тайны. 1894 г., № 13, стр. 188 — 200 и № 14, стр. 211 — 214.
38. Тайны жизни и протоплазма. 1894 г., №№ 17 — 18, стр. 279 — 280.
39. Новости в технике передвижения. 1894 г., № 22, стр. 342 — 344.
40. Настоящее и будущее в технике светильного газа. 1894 г., №№ 31 — 32, стр. 576 — 577.
41. Землетрясения на юге России. 1894 г., №№ 31 — 32, стр. 581 — 583.
42. Берестовецкий вулкан. 1894 г., №№ 33 — 34, стр. 600 — 602 и друг.

Популярні наукові статті в газеті „Киевское Слово“
за 1891—1896 та 1900 рр.

43. Утилизация солнечной энергии. № 1203.
44. Будущее земан. № 1305.
45. Волынское хмелеводство № 1865.
46. Из поездок по Подолии. (Фосфоритовые копи). № 1880.
47. Метеорология и сельское хозяйство. № 1897.
48. Новые правила подземных выработок. № 1904.
49. Идеалы заводских лабораторий. № 1907.
50. Торфяное дело. № 1910.
51. Кременецкие горы. №№ 1914 и 1917.
52. В защиту птиц. № 1933.
53. Кругосветные путешествия прежде и теперь. № 1936.
54. Утилизация заводских отходов. № 1941.
55. Катастрофа в Пиле. № 1951.
56. IX съезд русских естествоиспытателей в Москве. №№ 1963 и 1966.
57. Судьбы русской библиографии. № 1973.
58. Русские реки. № 1974.
59. О школьных экскурсиях. № 1989.
60. Съезд лесоводов в Киеве. № 1992.
61. Экономическое положение лесного хозяйства. № 1995.
62. К борьбе с пожарами. № 1996.
63. Карандаш. №№ 1960 и 1961.
64. Нужды лесного хозяйства. № 2001.
65. Летние колонии для детей. № 1918.
66. Положение нашего книжного дела. № 2019.
67. Геологические исследования вдоль Сибирской жел. дор. № 1967.
68. Эскизы из заводского мира. № 1983.
69. Вопрос об учебниках в нашей школе. № 2040.
70. Идеальная прислуга. № 1978.
71. О народных чтениях и их значении. №№ 2058 и 2059.
72. Дешевое очищение воды. № 1995.
73. Культ лесов прежде и теперь. №№ 1998 и 2000.
74. Блуждающие огни. №№ 2009 и 2010.
75. Горная промышленность. № 2064.
76. Борьба за существование по Мечникову. № 2071.
77. Рациональная борьба с зародышами нищенства. № 2087.
78. Техническая разделка лесов. № 2093.
79. Наши сельско-хозяйственные школы. №№ 2131 и 2133.
80. Детские игрушки и их педагогическое значение. № 2136.
81. Рыбоводство и рыболовство в Ю.-Э. крае. № 2149.
82. Юбилей барометра. № 2042.
83. Электричество в Киеве. № 2058.
84. Проблема мертвого светила. № 2078.
85. Ноябрьские ночи (метеориты). №№ 2082 и 2084.
86. Сила бесконечно малых в природе. № 2095.
87. Верблюды в России. № 2101.
88. Морской „вечный жид“. № 2106.
89. Травемировские тайны. №№ 2119, 2121 и 2122.
90. Джон Тиндалль. № 2109.
91. Коляда и колядование. Предания, легенды и обряды. №№ 2140 и 2141.
92. Экскурсии в Полесье. №№ 2149 и 2160.
93. Юбилей проф. Феофилактова. № 2164.
94. Наши домашние микробы. № 2166.
95. Съезд русских деятелей по водным путям. № 2174.

96. О задачах зоологического сада в Киеве. №№ 2184 и 2185.
97. Попытки возрождения астрологии. № 2192
98. Сельское водоснабжение. № 2189.
99. Наша кустарная промышленность. №№ 2197, 2198 и 2199.
100. По окраинам Полесья. №№ 2219 и 2240.
101. Юбилей Киев. Общ. Естествоиспытателей. № 2224.
102. Московский склад кустарных изделий. № 2215.
103. Проект местного музея в Киеве. № 2219.
104. Тайны жизни и протоплазма. № 2234.
105. О посадке и разведении деревьев. № 2230.
106. Некролог проф. Шмальгаузена. № 2240.
107. Пасхальные обычаи и поверья. № 2249.
108. Землетрясение в Греции. № 2256.
109. Новости в технике передвижения. № 2270.
110. Волыньское хмелеводство. №№ 2240 и 2241.
111. Берестовецкий вулкан. № 2294.
112. Настоящее и будущее светильного газа. № 2310
113. Новости дезинфекции. № 2326.
114. Шелководство в России. №№ 2260 и 2262.
115. Пульмановский городок. № 2341.
116. Будущность электричества в Киеве. № 2362.
117. Молочные продукты и молочное дело. №№ 2300 и 2301.
118. Отхожие промыслы в Киевской губ. №№ 2320 и 2322.
119. Дома трудолюбия в Киеве. № 2328.
120. Местный музей и его задачи. № 2329.
121. Уличные библиотеки для народа. № 2335.
122. Продовольственное дело в Ю.-В. крае. № 2346.
123. К вопросу о народных школах. № 2357.
124. Сельско-хозяйственные машины. № 2354.
125. Школа сахароварения. № 2361.
126. К съезду естествоиспытателей в Киеве. № 2378.
127. Судьбы Царского сада в Киеве. № 2382.
128. Проблема воздушных кораблей. № 2388.
129. К юбилею Киевского общества естествоиспытателей. №№ 2416, 2430 и 2432.
130. Народные просветительные средства в Киеве. № 2389.
131. Разнообразие культур в сельском хозяйстве. № 2408.
132. Запросы жизни в школе. №№ 2417 и 2418.
133. О школьных буфетах. № 2444.
134. Народное образование и литературная собственность. № 2473.
135. Жертвы трамвая. № 2472.
136. Русское устрицеводство. № 2465.
137. К съезду естествоиспытателей в Киеве. № 2468.
138. Вопросы дня в школьном мире. № 2493.
139. Женские сельско-хозяйственные школы. № 2496.
140. Зима и морозы в славянских народных поверьях. № 2499.
141. Образовательные экскурсии. № 2505.
142. Мукомольное дело в Ю.-В. крае. № 2522.
143. Царский сад в Киеве. № 2551.
144. Культура лекарственных растений. № 2555.
145. Крестьянское хозяйство. № 2564.
146. Сельские потребительные лавки. № 2568.
147. Рациональная оценка земельных угодий. № 2571.
148. Бюро нужды. № 2575.
149. Что преподавать в народных школах. № 2579.
150. Женский труд. № 2582.

151. К борьбе с пожарами. № 2586.
152. Сельско-хозяйственные увлечения. № 2592.
153. Плантации свекловицы. № 2603.
154. Курорты и санатории Ю.-З. края. № 2618.
155. Бобры на Днестре. № 2608.
156. Разчистка Днепровских порогов. № 2625.
157. Садоводство в народной школе. № 2630.
158. Летние колонии для детей. № 2634.
159. Трудный выбор. № 2639.
160. Кумысная легенда. № 2662.
161. Сельские водохранилища. № 2670.
162. Народные развлечения в Петербурге. № 2676.
163. Пожары и борьба с ними. № 2691.
164. По воздуху к полюсу. № 2693.
165. Покушения на Царский сад. № 2694.
166. Обязательное народное обучение. № 2701.
167. Сельские пожары. № 2715.
168. Рыболовное дело в Ю.-З. крае. № 2722.
169. Местный музей в Киеве. № 2729.
170. Сельско-хозяйственное образование. № 2734.
171. Одна из школьных язв. № 2747.
172. Некролог проф. Авенариуса. № 2749.
173. Успехи лесоразведения в России. № 2751.
174. Предупреждение нищеты. № 2755.
175. Средние технические училища. № 2762.
176. Телесное наказание. № 2765.
177. Киевская народная аудитория. № 2780.
178. Фотография и дарвинизм. № 2795.
179. К удешевлению топлива в Киеве. № 2799.
180. Общественное приращение и земство. №№ 2805 и 2807.
181. Солнце и микробы. № 2813.
182. Новости в технике передвижения. № 2833.
183. Забытые сокровища (университетские музеи). № 2857.
184. Задачи общественного приращения. № 2861.
185. О деятельности Киевского общества грамотности. № 2872.
186. Летание по воздуху. № 2873.
187. О лучах Рентгена. № 2880.
188. Публичные курсы общества естествоиспытателей. № 2879.
189. Практичность или призвание? № 2892.
190. Ближайшие задачи лесного хозяйства в России. № 2908.
191. Перспективы кустарной промышленности. № 2914.
192. Хлебные залежи. № 2918.
193. Новые пути в сельском хозяйстве. № 2922.
194. Дешевые распродажи. № 2957.
195. Киевские дома трудолюбия. № 2978.
196. Нужды заводской гигиены в Ю.-З. крае. № 2998.
197. К вопросу о народной книжной торговле. № 3049.
198. Некролог В. С. Курбанова. № 3059.
199. Основные вопросы педагогического дела. № 3066.
200. К благоустройству городов. № 3068.
201. Ледяное царство. №№ 4652 и 4665 и друг.

Популярно-наукові статті по різних журналах.

202. Українські легенди про озеро Світязь. — Киев. Старина, 1901 р., т. LXXII, ст. 148 — 150.
203. О школьных музеях на Волини. — Известия Волин. Губ. Земства, 1913, № 29.
204. К вопросу об урегулировании р. Случи. — Там же, № 23.
205. Отсталость Волини. — Там же, № 24.
206. Волинь в архейскую эру. — Отчет о деятельности Общества Иссл. Волини за 1913 г., стр. XCV — XCVI.
207. О школьных музеях. — Минский Земский Вестник, 1915.
208. Об утилизации богатств нашего края. — Киев. Мысль, 1916, 7 окт., № 279.
209. Областной украинский естеств.-историч. и сельск.-хозяйств. музей в Киеве. — Киев. Мысль, 1917, № 109.
210. Новый способ добывания электрической энергии в Киеве. — Киев. Мысль, 1917, № 212.
211. Проект программы географии Украины для средних учебных заведений. — Краткая программа курса географии Украины для старших классов средних учебных заведений. — Программа географии Украины для преподавателей средних учебных заведений. (Материалы к вопросу о преподавании предметов украиноведения в учебных заведениях. — Изд. Киев. Учб. Округа. Киев, 1918, стр. 33 — 34).
212. Завдання і діяльність природо-історичного відділу Міністерства Земельних Справ. — Вістн. Народи. Мін. Зем. Справ, 1918, № 2, ст. 23 — 25.
213. Вивчення української природи. — Вістн. Нар. Мін. Зем. Справ, 1918, № 3, ст. 38 — 39.
214. Український янтар (бурштин). — Київ, 1918, 16°, 14 ст.
215. Підземні води України. — Київ, 1918, 16°, 32 ст.
216. Підземні води України, вид. 2. — Павлоград, 1922, 16°, 32 ст.
217. Музейна справа на Україні. — Доклад на 1-му з'їзді природників на Україні 3 серпня 1918 р. — Вістн. Природн. Секції Укр. Наук. Тов. у Києві, 1918 — 1919 рр., т. I, додаток, ст. 4 і 13.
218. Бібліографічна справа на Україні. — Там же, ст. 5 і 13.
219. Геологічні забутки природи України. — Там же, ст. 5 і 14.
220. Про білий вугіль на Україні. — Вістн. Природн. Секції Укр. Наук. Тов. в Києві, 1918 — 1919, т. I, ч. 1, ст. 4 — 15.
221. Шкільна мапа України. (Складена й виконана Картографічним Бюро під загальною науковою редакцією проф. П. Тутковського). — Мірило 40 в. в англ. дюйми. Київ, 1918, 1 арк.
222. Земна кора. — Всеукр. Кооп. Видавн. Союз. Вип. 8, Київ, 1919, 16°, ст. 1 — 16.
223. Олівець. (Нарис з історії культури). Київ, 1919, 16°, ст. 16.
224. Нариси з природи України. — Вип. 1, Київ, 1920, 16°, 187 ст. і 7 малюнк.
225. Природні багатства України. — Вісті Київ. Губ. Вик. Ком., 1921, № 88(333), 27 лютого.
226. Природні багатства України. — Пролет. Правда, 1923, № 162.
227. До боротьби з голодом. (Кустарне використання мінерального угноєння на Україні). Вісті Київ. Губ. Вик. Ком., 1921, №№ 218 — 221.
228. Ще до боротьби з голодом. (Кустарне угноєння селянських ланів торфом і його рисні наслідки). Там же, 1921, №№ 252 — 253.
229. Природні засоби для Кустарного (хатнього) ганчарства та керамічної промисловості на Україні. — Там же, 1921, №№ 195 — 197.
230. Нові гадуви кустарної (хатньої) промисловості на Україні на підставі її мінеральних багатств. — Більшовик, 1921, № 401.
231. Белый уголь на Украине. — Журнал „Советское Строительство“, 1921, № 1.
232. Геологія на допомозі селянству та робітництву. — Наука на Украине, 1922, № 4, ст. 17 — 19.
233. Кавказька красуня Азалія на Україні, її минуле, сучасне та майбутність. — Наука на Украине, 1922, № 4, ст. 143 — 150.
234. Перспективи артезианського зрошення на Украине. — Пролет. Правда, 1923, № 16(431).
235. Тіні забутих предків. — Більшовик, 1923, № 216.
236. Пекуча потреба геології на Україні. — Укр. Геол. Вісті, 1923, вип. 1, ст. 10 — 11.
237. Як повстала наша земля. Київ, 1923, 8°, 55 ст. з малюнк.

238. Как произошла наша земля. Київ, 1923, 8°, 60 ст. з рис.

239. З подорожів по Київщині. 1. Пішки по середньому узбережжю Тетерева. 2. Коро-
стишів та його околиці. — „Червоний Шлях“ (місячник), Харків, 1923, № 4—5, ст. 140—159.

240. З подорожів по Київщині. 3. Трахтемирівські тавмниці. „Червоний Шлях“, Харків,
1923, № 6—7, ст. 136—145.

241. Катастрофи у всесвіті й на землі, їх природа, ймовірність та передбачення. Бібліотека
Книгоспілки. Серія наук. популярної літератури, № 81, Київ, 1924, ст. 1—47.

242. Дещо з старих книжок про Київ і Україну (подорожі Блязіуса і Петцольда). — Україна
(Наук. тримісячник українознавства). — Держ. Вид. України, Київ, 1924, кн. 3, ст. 98—103.

243. Краєвиди України в зв'язку з її природою і людністю. — Вид-во „Червоний Шлях“,
Київ, 1924, ст. 1—136 + 7 ст. малюю.

244. Всесоюзний з'їзд геологів у Києві. — Вісті ВУЦВК. — „Культура і Побут“, Харків, 1926,
№ 27, ст. 4—6.

245. Прекрасні мрії та дійсність радянського будівництва. (Про Дніпрельстан). — „Життя
й Революція“ (журнал). Держ. Видавн. Укр., 1927, № 3, ст. 352—356.

246. Загальне землезнаство. Підручник для вищих шкіл і для самоосвіти. — Держ. Вид.
України, Київ, 1927, ст. I—XI, 1—496 + 148 мал. і 1 мапа.

247. Тутковський П. А. і Полонський Х. М. Мінералогія і геологія. (Для сільсько-господ.
інститутів). — Держ. Вид. України, 1926, ст. 1—227 + I—IV.

Статті технічні

1. Статистический обзор производства на свеклосахарных и рафинадных заводах России
за кампанию 1881—1882 г. — Записки Киев. Отд. И. Русск. Технич. Общ. 1882 г., т. XII,
стр. 200—215.

2. Ряд обзоров специальной иностранной литературы по химической технологии за 1882—
1896 годы (свыше 700 статей) в Записках Киев. Отдел. И. Русск. Технич. Общ. (томы XII—XXVI).

UKRAINIAN ACADEMY OF SCIENCES

**Symposium edited as a Memorial to the Late Academician P. A. Tutkowsky
Vol. I. 1931**

Г. ГАМС (Інсбрук)

**ПРО ДЕЯКІ СПІВВІДНОШЕННЯ Й ВИЗНАЧЕННЯ ВІКУ В ЧЕТВЕР-
ТИННІЙ ДОБІ ПІВНІЧНОЇ, СХІДНОЇ ТА СЕРЕДНЬОЇ ЄВРОПИ**

H. GAMS (Innsbruck)

**UEBER EINIGE KORRELATIONEN UND ALTERSBESTIMMUNGEN IM
NORD-, OST- UND MITTELEUROPÄISCHEN QUARTÄR**

In den letzten Jahren sind mehrere Uebersichten über die Gliederung des Quartärs erschienen, so von Depéret, Osborn und Reeds, A. P. Pavlow u. a. Einen wesentlichen Fortschritt brachte 1924 die Strahlungskurve von Milankovič, welche im Gegensatz zu den früheren astronomischen Berechnungen von Adhémar und Croll bis zu Pilgrim in der Quartärgeologie allgemeine Beachtung gefunden hat. Während Koeppe, Soergel, Beurlen, Grammann, Eberl u. a. in ihr den Schlüssel für die absolute Chronologie des Quartärs gefunden zu haben glauben, wird ihre Anwendbarkeit von andern wie Klute, Leverett und Woldstedt, dem wir die vollständigste unter den neuen Uebersichten verdanken, bestritten oder doch angezweifelt. Tatsächlich können die untereinander stark divergierenden Versuche der vorerwähnten Autoren zur Einpassung der Quartärperioden in die Strahlungskurve und damit zur Korrelation aller Diluvialerscheinungen der Erde noch keineswegs als definitiv gelten, wie u. a. Shirmunskij, Szafer und auch der Verfasser in einer grösseren, im Druck befindlichen Uebersicht gezeigt haben.

Im Folgenden greife ich einige besonders auch in Osteuropa umstrittene Fragen heraus und suche sie mit Hilfe der Ergebnisse, welche besonders auch die paläobotanischen und mikrostratigraphischen Untersuchungen der letzten Jahre gezeigt haben, einer Lösung zuzuführen.

1. Das Alter der Niederrhein-, Elster-, Dnjepr- und Don-Vereisung und die Grenze zwischen Pliozän und Pleistozän.

Kein Diluvialgebiet der Erde ist stratigraphisch so genau durchgearbeitet als das baltische. Im Alpengebiet sind die Altersbeziehungen zwischen den einzelnen Moränen, Schottern, Seeablagerungen u. s. w. sehr viel weniger leicht zu

übersehen, und die Skepsis, welche viele holländische, norddeutsche, dänische, polnische und russische Forscher gegenüber den vielfachen Versuchen zeigen, die einzelnen nordischen Vereisungen mit den von Penck und Brueckner im Alpengebiet festgelegten zu parallelisieren, ist durchaus berechtigt.

Einige Autoren, darunter van Baren, Grahmann und Pavlow, nehmen an, dass die maximale Ausdehnung der nordischen Vereisung zweimal erreicht worden sei. Da ähnliches im Alpengebiet für die im Nordosten maximale Mindeleiszeit und die im Westen maximale Risseiszeit konstatiert worden ist, liegt die Parallelisierung der I. nordischen mit der Mindel- und der II. mit der Risseiszeit sehr nahe. Diesen m. E. voreiligen Stimmen stehen andere gegenüber, welche die grösste Ausdehnung des baltischen Gletschers einer einzigen und zwar meist der Risseiszeit zuschreiben. Hierher gehören die meisten holländischen und polnischen Quartärgeologen, unter den ukrainischen z. B. Krokos, welcher im Schachtprofil von Iwanowka innerhalb der Dnjeprzunge nur eine einzige Moräne fand, welche dem zweitobersten unter den 4 Schwarzerdehorizonten entspricht. Shirmunskij gelangt im Gegensatz zu Mirtschink, Pavlow, Nikitin u. a. zu dem Ergebnis, dass den älteren alpinen Vereisungen entsprechende Bildungen in Osteuropa nur in extraglazialen Fazies vorhanden sind. In Polen haben Limanowsky und Kulczynski die allerdings heute kaum noch aufrechtzuhaltende Hypothese vertreten, dass die grösste polnische Eiszeit der Würmeiszeit der Alpen entspreche.

Bei all diesen Parallelisierungsversuchen ist m. E. eine Frage viel zu sehr vernachlässigt worden, nämlich die nach dem paläontologischen Charakter der Mindeleiszeit und des Mindel-Riss-Interglazials, mit welchem diejenigen Forscher, welche die erste maximale Ausdehnung des nordischen Gletschers (Elbe- oder Elstereiszeit) mit der Mindeleiszeit parallelisieren, naturgemäss das „I. nordische Interglazial“ gleichsetzen müssen.

Soviel ist nach den Untersuchungen von Penck und Brueckner, Heim, Eberl u. a. vollkommen sicher, dass das Mindel-Riss-Interglazial der Alpen nach der Stärke der Erosions- und Verwitterungsvorgänge von sehr viel längerer Dauer als die folgenden Interglaziale gewesen sein muss. Nach Köppens, Soergels und Eberls Einreihung in die Strahlungskurve würde seine Dauer 196 000 Jahre, fast soviel als die ganze seither verstrichene Zeit (234 000 Jahre) betragen. Dem gegenüber steht die auffallende Tatsache, dass wir aus dem Alpengebiet keine sicher quartären Faunen und Floren kennen, welche mit Sicherheit zwischen die Deckenschotter- und die jüngeren Eiszeiten eingereiht werden können, und weiter, dass die heute allgemein in das ältere Interglazial gestellten fossilführenden Ablagerungen, wie in den Alpen die Höttinger Breccie, an deren Fuss ich diese Zeilen schreibe, im Zwischeneisgebiet der Cannstatter Sauerwaserskalk, im baltischen Vereisungsgebiet die älteren Interglaziale von Norfolk, Jütland (nach Jessen und Milthers) und das berühmte von Lichwin, wo schon Bogoljubow nur 10 000 Jahresschichten gezählt hat, auf sehr viel kürzere Zeiten mit durchaus gemässigtem Klimat schliessen lassen. Jessen und Milthers, die hiehergehörige Ablagerungen in Dänemark und Nordwestdeutschland besonders gründlich untersucht haben, konnten keinerlei Anhaltspunkte dafür finden, dass dieses Interglazial länger oder wärmer gewesen sei als das folgende.

Zu diesem Dilemma kommt das weitere, dass die bekannten Ablagerungen von Tegelen, Cromer usw., die nach ihren pflanzlichen und tierischen Fossilien von so hervorragenden Paläontologen wie Cl. Reid und E. DuBois als zweifellos pliozän bezeichnet werden, über Bildungen von nach Geikie, Fliegel, Stoller u. a. zweifellos fluvioglazialen Ursprung liegen und dass zahlreiche pliozäne Floren und Faunen, von der Pontischen Stufe angefangen, die z. B. bei Odessa Treibeisblöcke enthält, Spuren starker Abkühlung erkennen lassen.

Derartige Beobachtungen haben schon lange in England (J. Geikie), Frankreich (Depéret, Falsan, Chantre), Italien (Stoppani), der Schweiz (z. B. Schardt), Deutschland (z. B. Rothpletz), Oesterreich (z. B. J. Bayer) und auch in Russland (z. B. Pavlow) zur Datierung der Deckenschotter als pliozän, bzw. zur Annahme pliozäner Eiszeiten geführt. Dieser Annahme sind Penck, Holst u. a. mit der Begründung entgegengetreten, dass die Grenze zwischen Plioizän und Pleistozän nur mit einer so einschneidenden Veränderung wie der ersten stärkeren Vergletscherung Mitteleuropas gezogen werden könne.

Tatsächlich lässt sich aber diese geographische Formulierung mit der üblichen paläontologischen, nach welcher in Europa alle Mastodon, Hipparion, Taxodium, Magnolia usw. führenden Ablagerungen noch dem Tertiär zugeschrieben werden müssen, nicht oder nur mit der ganz gezwungenen Annahme in Einklang bringen, dass eben im Alpengebiet, in welchem die Günz- und Mindel-Eiszeiten als Deckenschottereiszeiten festgelegt worden sind, die zugehörigen quartären Faunen und Floren ganz zerstört oder noch nicht entdeckt worden seien.

Der vorerwähnte Umstand, dass alle sicher quartären, d. h. vorwiegend aus noch in Europa lebenden Gattungen und Arten bestehenden Faunen und Floren in Ablagerungen liegen, denen kaum eine längere Ablagerungszeit als 10 000 bis 20 000 Jahre zugeschrieben werden kann, und über nur wenig verwitterten Glazialbildungen, deren Gleichaltrigkeit mit dem jüngeren Deckenschotter in keinem Fall erwiesen oder auch nur wahrscheinlich ist, zwingt, meines Erachtens dazu, besonders wenn wir der Strahlungskurve einen wenn auch nur angenäherten Genauigkeitsgrad zuerkennen, die I. Risseiszeit und die gleichaltrige Elstereiszeit als erste pleistozäne Eiszeit anzuerkennen und alle früheren ins Plioizän zu stellen. Dass wir aus Nordeuropa keine sicher pliozänen Vereisungen kennen, wogegen mindestens die jüngeren Deckenschotter der Alpen sicher mit Moränen in Zusammenhang stehen, ist keineswegs verwunderlich, da ja die Orogenese der Alpen im Gegensatz zu derjenigen der nordeuropäischen Gebirge das ganze Tertiär hindurch angedauert hat.

Die vielen Geologen und Geographen paradox scheinende Annahme pliozäner Eiszeiten löst alle vorgenannten Dilemmata in einfachster Weise. Zugleich erklärt sie, warum so viele Geologen der Länder mit reicher entwickeltem Plioizän (z. B. England, Ungarn, Wiener Becken) geneigt sind, das Plioizän auf Kosten des Pleistozäns auszudehnen und die Zahl der Eiszeiten möglichst einzuschränken. So werden in Ungarn nur zwei glaziale Löss unterschieden. Besonders gilt das auch von Bayers „Biglazialismus“, der ja längst zu einem Polyglazialismus geworden ist, ebenso wie heute allgemein mehrere Riss- und Würm-Eiszeiten unterschieden werden.

Das „I. norddeutsche Interglazial“ und die mit diesem höchst wahrscheinlich gleichaltrigen Ablagerungen von Cromer in England, Hamernia in Polen, Odessa sowie bei Moskau, Lichwin an der Oka, Cannstatt, Hötting usw. sind somit zwischen Riss I (untere Moränen von Woronesh, Tschernigow, Jaroslaw usw.) und Mammutlehm von Cannstatt, Liegendmoräne der Höttinger Breccie usw.) und Riss II anzusetzen, welches Interglazial nach der Strahlungskurve 39 000 Jahre umfasst. Von den für dieses Interglaziale vorgeschlagenen Namen (Cromerien, Tyrolien, Sandomirien usw.) gebührt dem erstgenannten schon aus mnemotechnischen Gründen der Vorzug.

2. Das Alter der Lüneburger, Fläming-, Südposener und Moskauer Moräne und der diluvialen Transgressionen in Nordeuropa.

Zu den umstrittensten Fragen der europäischen Quartärstratigraphie gehören die Altersstellung einer Moränendecke, welche sicher zwischen denen der grössten und denen der letzten Eiszeit liegt. Auf ihr Vorhandensein hat zuerst 1896 Muehlberg in der Nordschweiz aufmerksam gemacht, wo sich ihm später Bloesch, Heim, Jeannet u. a., am Schwäbischen Alpenrand z. B. M. Schmidt und Soergel angeschlossen haben. In Nordwestdeutschland ist diese Moräne vor allem im Gebiet der Lüneburger Heide von Stoller u. a. festgestellt worden, östlich der Elbe als Flämingmoräne, in Ostdeutschland als Südposener Moräne oder Moräne der Wartheeiszeit, in Polen als L₁ oder Varsovien I, in Mittelrussland als die obere Moräne der Umgebung von Moskau Q_{1m}, welche Mirtschin und Jakovlew nur für eine Rückzugsmoräne der vorletzten oder Risseiszeit halten, wogegen sie Shirmunskij und Rosanow der Würmeiszeit zuweisen. Genau dieselben Meinungsverschiedenheiten bestehen bezüglich der Lüneburger und Flämingmoränen unter den norddeutschen und dänischen Quartärgeologen (Stoller, Gripp, Gagel, Wolff, Woldstedt, Milthers usw.) Dass alle diese Moränen dem gleichen Eisvorstoss (Lüneburger Eisvorstoss Stollers 1914, Wartheeiszeit Woldstedts 1927) angehören, hat wohl zuerst 1928 Bubnoff ausgesprochen.

Von besonderer Bedeutung ist dieser offensichtlich nur kurzdauernde Eisvorstoss deswegen, weil er zwei in ihrer Altersstellung auch noch umstrittene Interglaziale trennt, die ich 1923 als das Rabutzer und das Rixdorfer Interglazial bezeichnet habe, welche Namen Woldstedt 1927 annahm (vom Rixdorfer Interglazial sprach bereits 1922 Pavlow).

Dass das „letzte Interglazial“ vieler Autoren in Wirklichkeit deren zwei umfasst, ist ausser Norddeutschland (Weber, Gagel, Beurlen u. a.) und Thüringen (Wuest, Soergel u. a.) besonders klar in Dänemark durch Jessen und Milthers, in Polen durch Szafer, der 1928 Masovien I und Masovien II unterscheidet, und in der Nordschweiz durch Jeannet gezeigt worden. Während dieser den grössten Teil der Schweizer Schieferkohlen und der liegenden Seeablagerungen in das in 2 Interglaziale zerlegte „grosse Interglazial“ Heims und vor die „grösste“ oder Risseiszeit versetzen wollte, hält Penck mit guten Gründen an der Ansicht fest, dass es sich nur um 2 Abschnitte des Riss-Würm-Interglazials handle.

Dass das seiner Altersstellung nach lange umstrittene Eem-Meer sicher jünger als die Saaleeiszeit, aber älter als die Wartheeiszeit ist, wie in Holland längst

angenommen wird, hat Nordmann endgiltig bewiesen. Wenn aber die dänischen Geologen heute das Eemmeer ins „letzte“ und die Lüneburger Kieselgur ins „vorletzte“ Interglazial stellen, so kann das aus folgenden Gründen nicht richtig sein:

In Jütland und Schleswig-Holstein fallen die Endmoränen des Lüneburger Vorstosses wie der letzteiszeitlichen Vorstösse derart zusammen, dass innerhalb dieser Moränen jüngere terrestrische und limnische Interglaziale, wie wir sie aus den Umgebungen von Berlin und Warschau kennen, gar nicht zu erwarten sind. Ausserhalb dieser Endmoränen umfassen aber die von Jessen und Milthers mit mustergiltiger Genauigkeit untersuchten Beckenprofile von Herning, Brörup Hotel usw. in Wirklichkeit 2 durch einen deutlichen Eisvorstoss, der offenbar dem Lüneburger entspricht, geschiedene Interglaziale, von denen nur das ältere mit dem Eemmeer, das jüngere aber mit der Skaerumhedeserie gleichgesetzt werden kann. Da die Lüneburger Kieselgur zweifellos jünger als die Saaleeiszeit, aber älter als der Lüneburger Eisvorstoss ist, kann sie nur, wie mir auch Stoller bestätigt, dem Rabutz-Eem-Interglazial angehören. Ihre Gleichsetzung mit dem älteren nordischen Interglazial durch Jessen und Milthers führt auch paläontologisch zu unlösbaren Widersprüchen. So fehlt die Hainbuche (*Carpinus*) in den sicher dem I. Interglazial angehörigen Paludinschichten von Berlin (nach Stoller und Heck) und in dem gleichaltrigen Interglazial von Harreskov (nach Jessen) ganz und ist in demjenigen von Starup nur in sehr geringer Menge vertreten, wogegen sie im Rabutzer Interglazial vom Gouv. Smolensk durch ganz Polen und Norddeutschland bis in die Lüneburger Heide höhere Prozentzahlen erreicht als bisher irgendwo in anderen Interglazialen und auch im Postglazial gefunden worden sind. (In Mittelrussland kehrt sich das Verhältnis um: im älteren Interglazial von Lichwin ist die Hagebuche stark vertreten, scheint dagegen dem jüngeren von Troizkoje zu fehlen). Die Waldentwicklung der Lüneburger Heide deckt sich nach den vorbildlichen Pollenanalysen Jessens und Gistls völlig mit der von Weber in Rabutz und von Jessen in Brörup, Norrböling usw. festgestellten, nicht aber mit der von Stoller und Heck untersuchten der Berliner Paludinschichten, die ich auch aus diesem Grund für älter halten muss.

Die interglazialen Yoldia-Schichten, welche vom Weissen Meer über die Umgebung von Leningrad bis ins Gebiet der Weichselmündung bekannt sind, wo sie, obgleich sie nach Beurlen sicher jünger als die Eemschichten sind, bisher als altdiluvial galten, entsprechen ebenso wie diejenigen von Vendsyssel und Skaerumhede in Nordjütland dem Rückzug des Lüneburger-Warthe-Eisvorstosses, genau so wie die spätglazialen Yoldia- oder Portlandia-Tone dem Eisrückzug von den gotiglazialen und finiglazialen Endmoränen Fennoskandiens.

Im Mittelmeergebiet entspricht dem Eemien das Tyrhenien, im pontisch-kaspischen Gebiet das Atelien, nicht aber, wie Pavlow annahm, der wohl ins Cromerien gehörige Schotter von Tiraspol (Tyrasien).

Wenn die „boreale Transgression“ in Nordrussland, wie Licharew und Kulik gefunden haben, 2 interglaziale Transgressionen umfasst, so könnten diese sehr wohl dem Eemien und der vorgenannten Eismeertransgression entsprechen. Die in Norddeutschland wiederholt, zuletzt von Beurlen, in Russland z. B. von Pavlow und Licharew vertretene Ansicht, dass die erste dieser

Transgressionen dem Mindel-Riss-Interglazial entspreche, kann durch den Nachweis Nordmanns und die vorstehenden Ausführungen als widerlegt gelten.

Wenn die Strahlungskurve von Milanković zu Recht besteht, kann das Rabutzer oder Eem-Interglazial nur zwischen III b und IV- α und das Rixdorfer oder Skaerumheder nur zwischen IV- α und IV-a eingereiht werden, sodass der Lüneburg-Moskauer Eisvorstoss, der am besten als gesonderte Eiszeit betrachtet wird, vor ca. 140 000 Jahren anzusetzen ist. Für das Rabutzer Interglazial, das längste und wärmste, ergibt sich dann eine Dauer von weniger als 40 000, für das kühle Rixdorfer von weniger als 20 000 Jahren. Das stimmt mit den Jahres-schichtenzählungen Giesenhagens, Gistls und Dewalls an der Lüneburger Kieselgur, die 8 000 bis 12 000 Jahre ergaben, und derjenigen Sukatschews, der in Troitzkoje gegen 8 500 zählte, befriedigend überein. Dass das nur von einem dünnen, dem Moskauer Eisvorstoss zuzuschreibende Interglazial von Troitzkoje jünger als das von 8—10 m Moräne bedeckte der Donvereisung von Lichwin ist, sollte selbstverständlich sein, sei aber nochmals betont, da diese Ablagerungen noch 1925 von Doktorowsky für gleichaltrig erklärt worden sind.

3. Die Gliederung des Spätglazials und der Beginn der postglazialen Wärmezeit.

Ueber die Rückzugs- und Vorstossphasen der letzten Eiszeit herrscht in Nordost-europa im Gegensatz zu Fennoskandia und zu einem grossen Teil des Alpenrands noch immer grosse Unklarheit. Die von Mirtschink zuletzt 1928 gezogenen Grenzlinien der Würmvergletscherung, des Bühlstadiums und der gotiglazialen und finiglazialen Rückzugsstadien sind äusserst unsicher. Shirmunskij (1929, S. 25) wirft Mirtschink vor, dass er die Vergletscherungsgrenzen völlig willkürlich gezogen habe, unter Ausserachtlassung der Arbeiten der polnischen Geologen und der Arbeit Shirmunskijs über die Quartärbildungen des westlichen Gebiets. Aehnliche Vorwürfe sind auch von dänischer Seite gegen die Moränenverbindungen De Geers auf den dänischen Inseln und in Norddeutschland erhoben worden.

Auf keinen Fall können die grossen baltischen Endmoränen Norddeutschlands wie es z. B. De Geer in seinen Arbeiten von 1925 und 1926 getan hat, ohne weiteres mit den gotiglazialen verbunden werden, wogegen ich es ebenso wie z. B. Bubnoff und Shirmunskij für sehr wahrscheinlich halte, dass die samländischen, kurischen und litauischen Endmoränen sowie die das Ilmenbecken umsäumenden wirklich den älteren gotiglazialen entsprechen.

Näheres hierüber und die neueren Untersuchungsergebnisse über die gotiglazialen und finiglazialen Vorläufer der Ostsee habe ich in der Internationalen Revue der Hydrographie 1929 mitgeteilt. Inzwischen sind weitere Beiträge vor allen von Munthe und Sauramo erschienen. Dieser weist auch Munthes letzten Versuch, die Grenze des finiglazialen Yoldiameers in Finnland zu erhöhen und damit eine Verbindung mit dem Eismeer als möglich hinzustellen, als irrtümlich nach. Beide Autoren kommen bezüglich des Alters der finiglazialen oder fennoskandischen Endmoränen zu wesentlich höheren Zahlen als De Geer, welcher nunmehr Sauramos Konnektierung der finischen mit den schwedischen Warwenprofilen ausdrücklich als richtig anerkennt.

Leider sind die Beziehungen zwischen den goti- und finiglazialen Endmoränen und den zugehörigen Stadien der Ostsee (Baltischer Eissees usw.) und den präborealen Waldphasen, wie sie vor allem L. v. Post und Lundqvist auf Gotland, Öland und dem südschwedischen Festland ermittelt haben, noch immer recht unbestimmt, und noch unsicherer sind die Verbindungen mit den übrigen Ostseeländern.

Immerhin beginnt sich heute wenigstens die präboreale Vegetationsgeschichte auch in Mittel- und Osteuropa immer deutlicher abzuzeichnen. *Picea*, *Betula*, *Alnus*, *Corylus* und besonders *Hippophae*, welcher Strauch an scheinend erst in der letzten Eiszeit Europa erreicht hat, weisen in der präborealen Föhrenzeit charakteristische Vorkommnisse auf. Die Birkenföhrenzeit des Schuwalowomoors bei Leningrad, in welcher nur vereinzelt Fichte und Erle auftreten, entspricht zweifellos der subarktischen Phase X der Gotlandskala und kann nie und nimmer als boreal oder gar atlantisch gedeutet werden, wie es Gerassimow noch 1930 versucht hat. Jakovlew, der die liegenden Sande früher dem „2 Ancylysee“ zugeschrieben hatte, schreibt sie nunmehr ebenso wie Ramsay, Sauramo und Thomson einem letzten Stadium des baltischen Eissees zu. Die boreale Ancylysgrenze liegt im ganzen russischen Baltikum unter der Litorinagrenze. Damit wird die einzige geologische Begründung für Gerassimows Datierungen, wie Thomson 1930 ausführt, hinfällig und diese „hängen vollständig in der Luft“. Die von ihm als subarktisch bezeichnete Fichtenzone I ist ihrer Verbreitung nach wohl älter als v. Posts arktische Zone XI und könnte vielleicht der dänischen Allerödschwankung und ähnlichen Interstadialen in Mitteleuropa entsprechen.

Sauramo lässt die subarktische Periode bereits mit dem Eisstand am I. Salpausselkä um 9000 v. Chr. schliessen und schreibt dem nach dem Eisrückzug von II. Salpausselkä um 8500 v. Chr. einbrechenden Yoldiameer eine Dauer von nur etwa 320 Jahren zu, der finiglazialen Zeit bis zum Verschwinden des Gletschers aus Finnland eine solche von etwa 1800 Jahren, wogegen Munthe einen zweimaligen Einbruch des Yoldiameers vor etwa 11600 und 10900 Jahren annimmt.

Auf jeden Fall setzen erhebliche Temperatursteigerungen schon mit dem Eisrückzug vom I. und II. Salpausselkä ein, und die Zeit des Yoldiameeres kann somit nicht mehr als arktisch, ja nach Sauramo nicht einmal mehr als subarktisch gelten, sondern bezeichnet bereits den Uebergang zum borealen Abschnitt der postglazialen Wärmezeit (Zone IX der Gotlandskala). De Geers Zuweisung des Azilien zum Gotiglazial und des Beinalters zum Finiglazial ist sicher unrichtig, sondern beide Kulturstufen sind boreal. Das Postglazial erst mit dem Ausbruch des jämtländischen Stausees (nach Sandegren 1915 und Booberg 1930 um 5900 v. Chr., nach De Geer 1922 und Sandegren 1924 um 6800 v. Chr.) beginnen zu lassen, in welcher Zeit Finnland längst eisfrei war (Zone VIII der Gotlandskala), wie es nach De Geers Vorgang immer noch vielfach üblich ist, muss als widersinnig abgelehnt werden. So spricht L. von Post lieber von der postarktischen als von der postglazialen Zeit. Immer mehr Forscher neigen zu der Ansicht, dass schon diese boreale Zone VIII mit ihrem über einen grossen Teil von Europa nachweisbaren Haselmaximum und

der maximalen Ausbreitung von *Phragmites*, *Cladium*, *Carex pseudocyperus*, *Najas flexilis* usw. dem postglazialen Wärmemaximum entspricht. Ebenso ist auch das Rabutzer Wärmemaximum durch einen starken Haselgipfel und reichliches Vorkommen von *Brasenia* und anderen wärmeliebenden Wasserpflanzen ausgezeichnet.

Die früher auch vom Verfasser vertretene Ansicht, dass das Wärmemaximum erst ins Subboreal falle, wird heute hauptsächlich von Gerassimow verteidigt. Seine Behauptung, dass die Atlantische Periode in Russland nicht nur feuchter, sondern auch kälter als die subboreale gewesen sei, beruht auf einer, wie Thomson schlagend nachweist, gänzlich unhaltbaren Datierung, indem sein „Subboreal“ den weitaus grössten Teil der postglazialen Wärmezeit umfasst. Auch sein Versuch, das einen grossen Teil der subarktischen, für atlantisch gehaltenen Moorschichten Mittelrusslands aufbauende *Sphagnum fuscum* als Beweis für ein relativ feuchtes Klima zu verwenden, ist gänzlich misslungen.

Wenn wir den Höhepunkt der Wärmezeit, wie es heute immer allgemeiner geschieht, nicht mit der maximalen Ausbreitung der relativ langsam wandernden edeln Laubbäume, sondern mit derjenigen der Hasel und der noch rascher wandernden Sumpf- und Wasserpflanzen zusammenfallen lassen, so müssen wir den Beginn der Wärmezeit nicht nur früher als Gerassimow, sondern auch früher als De Geer und die meisten westeuropäischen Quartärforscher ansetzen.

In Betracht kommt m. E. nur der definitive Eisrückzug von den Salpausselkä in Finnland und den Raen in Norwegen, denen in den Alpen höchst wahrscheinlich die Gschnitzmoränen (und vielleicht auch noch die Daunmoränen) entsprechen, also nicht die Litorinazeit und auch nicht der Höhepunkt der Ancyluszeit, sondern deren Beginn („Eoancylus“) und die vorangehende, zu Unrecht als hocharktisch geltende Yoldiazeit.

ANGEFÜHRTE LITERATUR — ЦИТОВАНА ЛИТЕРАТУРА

- Baren J. van. On the correlation between the fluvial deposits of the Lower-Rhine and the Lower-Meuse in the Netherlands and the glacial phenomena in the Alps and Scandinavia. Mededeel. Landbouw — hoogeschool Wageningen 1922.
- Bayer J. Der Mensch im Eiszeitalter. Leipzig. 1927.
- Beurlen K. Diluvialstratigraphie und Diluvialtektonik. Fortschr. d. Geol. u. Paläontol. 6, 1927.
- Bogoljubow N. N. Боголюбов Н. Н. О фазах межледниковой эпохи в Московской губернии. Ежегодн. по геологии и минерал. Росс. 9. 1907-8.
- Booberg G. Gisselasmyren. Norrländskt Handbibl. 12. 1930.
- Bubnoff S. v. Die Verbreitung der Eiszeit und die Grossgliederung Europas. Die Naturwissenschaften H. 49. 1928.
- Depéret Ch. Essai de coordination chronologique générale des temps quaternaires. C. R. Acad. Paris 166—171, 1918—19.0
- Dewall H. W. v. Geologisch-biologische Studie über die Kieselgur lager der Lüneburger Heide. Jahrb. Preuss. Geol. Landesanst. 1928.
- Жирмунский А. М. О границе плиоцена и постплиоцена. Геол. Вест. 6. 1928.
- Жирмунский А. М. К вопросу о границах оледенений на русской равнине. Бюлл. Ком. по изуч. четверт. пер. 1. 1929.
- Dokturovsky W. S. Доктуровский В. С. Ueber die Stratigraphie der russischen Torfmoore. Geol. Fören. Förh. 47. 1925.
- Dokturovsky W. S. Доктуровский В. С. Die interglaziale Flora in Russland. Ibid. 51, 1929.
- Eberl B. Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande. Augsburg. 1930.
- Gagel C. Die Beweise für eine mehrfache Vereisung Norddeutschlands in diluvialer Zeit Geol. Rundschau 4, 1913.

- Gams H. Die Geschichte der Ostsee. Intern. Rev. d. Hydrobiol. u. Hydrogr. 22, 1929.
- Gams H. Die Bedeutung der Paläobotanik und Mikrostratigraphie für die Gliederung des mittel-, nord- und osteuropäischen Diluviums. Zeitschr. f. Gletscherk. 1930.
- Geer G. de. Förhistoriska tidsbestämningar. Ymer. 1925.
- Geer G. de. On the solar curve as dating the ice Age. Geogr. Annaler 8, 1926.
- Gerassimow D. A. Герасимов Д. А. Изменения климата и история лесов Тверской губ. в послеледниковую эпоху по данным изучения торфяных болот. Изв. Гл. Бот. Сада. 25, 1926.
- Gerassimow D. A. On the age of the Russian peat-bogs. Geol. Fören. Förh. 52. 1930.
- Giesenhagen K. Kieselgur als Zeitmass für eine Interglazialzeit. Zeitschr. f. Gletscherk. 14, 1925.
- Gistl R. Die letzte Interglazialzeit der Lüneberger Heide pollenanalytisch betrachtet. Bot. Archiv. 21. 1928.
- Grahmann R. Über die Ausdehnung der Vereisungen Norddeutschlands und ihre Einordnung in die Strahlungskurve. Ber. Sächs. Akad. 80, 1928.
- Gripp K. Ueber die äusserste Grenze der letzten Vereisung in Nordwest-Deutschland. Mitt. Geogr. Ges. Hamburg 36, 1924.
- Heck H. L. Zur Fossilführung der Berliner Paludinschichten, ihrer Beschaffenheit und Verwitterung. Jahrb. Preuss. Geol. Landesanst. 1930.
- Holst N. Le commencement et la fin de la période glaciaire. L' Anthropologie. 21, 1913.
- Jeannet A. Les charbons feuilletés de la vallée de la Linth entre les lacs de Zurich et de Ybalenstadt. Beitr. z. Geol. d. Schweiz. geotechn. Ser. 8, 1923.
- Jessen K. and Milthers V. Stratigraphical and paleontological studies of interglacial fresh-water deposits in Jutland and Northwest Germany. Danmarks Geol. Unders II 48, 1928.
- Klute F. Können Polverschiebungen und die Strahlungskurve von M. Milankovitch die letzte Vereisung erklären? Ber. Oberhess. Ges. f. Nat. u. Heilk. Giessen 13, 1929.
- Köppen W. u. Wegener A. Die Klimate der geologischen Vorzeit. Berlin, 1924.
- Крокос В. І. Лес і фосильні ґрунти південно-західної України. Сільсько-госп. Наук. Ком. Укр. Харків, 1924.
- Крокос В. И. Материалы к характеристике почвогрунтов. Журнал Научно-исслед. Кафедры в Одессе. 1, 1924.
- Kulczynski St. Das boreale und arktisch-alpine Element in der mittel-europäischen Flora Bull. Acad. Polon. (1923) 1924.
- Кулик Н. А., Лаврова М. А. и др. О бореальной трансгрессии. Бюлл. Ком. по изуч. четв. пер. 1, 1929.
- Limanowski M. Les argiles à varves de Chelmo et la stratigraphie du diluvium de la Basse-Vistule. Sprawozd. Polsk. Inst. Geol. 1922.
- Lundqvist G. Studier i Ölands myrmarker. Sver. Geol. Unders. C 353, 1929.
- Milanković s. Köppen u. Wegener.
- Мирчинк Г. Ф. Послетретичные отложения Черниговской губернии и их отношение к аналогичным отложениям Европейской России. Вест. Моск. Горной Акад. 2, 1923 и Мем. Геол. Отд. Общ. Люб. Естеств., Антроп. и Этнографии, 4, 1925.
- Мирчинк Г. Ф. О количестве оледенений русской равнины. Природа. 1928.
- Muehlberg, F. Tabellarische Uebersicht der glacialen Bildungen im Aargau. Mitt. Aargau naturf. Ges. 2, 1896.
- Munthe H. Nagra till den fennoskandiska geokronologien och isavsmältningen knutna fragor. Sver. Geol. Unders. C 358, 1929.
- Никитин П. А. О после ледниковых изменениях растительности и климата на территории Воронежской губернии. Дневник всег. съезда ботан. в Ленингр. в янв. 1928 г.
- Nordmann V. La position stratigraphique des dépôts d'Eem. Danm. Geol. Unders, II 47, 1928.
- Osborn H. F. and Reeds Ch. A. Old and new standards of pleistocene division in relation to the prehistory of man in Europe. Bull. Geol. Soc. Amer. 33, 1922.
- Pavlov A. P. Павлов А. П. Epoques glaciaires et interglaciaires de l'Europe et leur rapport à l'histoire de l'homme fossile. Бюл. Моск. Общ. исп. прир. 31, 1922.
- Pavlov A. P. Павлов А. П. Неогеновые в послетретичные отложения Южной и Восточной Европы. Мем. Геол. Отдел. Общ. Люб. Естеств., Антроп. и Этногр. 5, 1925.

- Penck A. Ablagerungen und Schichtstörungen der letzten Interglazialzeit in den nördlichen Alpen. Sitzungsber. Preuss. Akad. d. Wiss. 20, 1922.
- Penck A. Die Eiszeit in den bayerischen Hochalpen. Ebenda. 1925.
- Post L. v. Svea Älvs geologiska tidsställning. Sver. Geol. Unders. C 347, 1928.
- Reid Cl. and E. M. The pliocene floras of the dutch-prussian border. Mededeel v. d. Rijksopsp. v. delfstoffen 6, 1915.
- Розанов А. Н. Границы оледенений в Центральной Области. Бюлл. Ком. по изуч. четь. пер. I. 1929.
- Sandegren R. Ragundatraktens postglaciala utvecklingshistria enligt den subfossila florans vittnesbörd. Sver. Geol. Unders. 1915, 2. Aufl. 1924.
- Sauramo M. The quaternary Geology of Finland. Bull. Comm. Geol. Finl. 86. 1929.
- Sauramo M. Till fragan om Yoldiagränsen och isrecessionen i Finland. Geol. Fören. Forh. 52, 1930.
- Soergel W. Löss, Eiszeiten und paläolitische Kulturen. Jena 1919.
- Soergel W. Die Gliederung und absolute Zeitrechnung des Eiszeitalters, Fortschr. d. Geol. u. Paläontol. 13, 1925.
- Stoller J. Geologischer Führer durch die Lüneburger Heide. Braunschwig. 1918.
- Stoller J. Die Pflanzenwelt des Quartärs. in Potonie/ Gothan: Lehrbuch der Paläobotanik, Berlin, 1921.
- Szafer W. Entwurf einer Stratigraphie des polnischen Diluviums auf floristischer Grundlage. Rocznik Polsk. Towarz. Geol. 5, 1928.
- Szafer W. Discussion of the communications on the diluvial epoch of Poland. Ibid. 6, 1930.
- Thomson P. W. Kritische Bemerkungen über die Datierungen der waldgeschichtlichen Perioden in Russland von Gerasimow. Geol. Fören. Förh. 52, 1930.
- Weber C. A. Die Pflanzenwelt des Rabutzer Beckentons und ihre Entwicklung unter Bezugnahme auf Klima und geologische Vorgänge. Engl. Bot. Jahrb. 54, 1917.
- Woldstedt P. Ueber die Ausdehnung der letzten Vereisung in Norddeutschland. Sitzungsber. Preuss. Geol. Landesanst. 1927.
- Woldstedt P. Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Diluviums. Stuttgart 1929.
- Wuest E. Untersuchungen über das Pliozän und das älteste Pleistozän Thüringens. Abhandl. Naturf. Ges. Halle 23. 1901.
- Яковлев С. А. Наносы и рельеф города Ленинграда. Изв. Научно-мелиор. Инст. 1925-26.

РЕЗЮМЕ.

У праці подано головніші висновки надрукованого в „Zeitschrift für Gletscherkunde“ огляду дотеперішніх мікростратиграфічних дослідів над дилувієм середньої, північної та східньої Європи.

Щодо нідерляндського, ельстерського, заальського, дніпровського та донського зледеніння, то автор приходить до тих самих висновків, що й Жирмунський, а саме, що всі вони відповідають ріським льодовиковим добам Альпів і що, принаймні в Східній Європі, еквіваленти гюнцської та міндельської льодовикової доби в Альпах виявлені тільки в передльодових пліоценових фаціях. Перша північна міжльодовикова доба, що до неї належать, наприклад, поклади Кромера, Фебен, Гамернії, Одінцова та Ліхвіна і що її найкраще було б звати Кромерською, за своїм ерозійним та седиментаційним діянням значно коротша, ніж „велика міжльодовикова доба“ між мінделем та рісом, що з неї в обсязі Альпів невідомі певно встановлені представники четвертинної фауни і тому її слід поставити між першою та другою ріською добами, що цілком погоджується також із відкритою Міланковичем кривою промінювання. Межу між пліоценом та плейстоценом можна визначити не географічно, а тільки палеонтологічно, і до того найкраще аж на початку першої ріської льодови-

кової доби, так що всі на сипнорінякові льодові доби та міндельсько-ріську міжльодовикову добу слід зачислити ще до пліоцену.

Тонка моренова поволока, що простягається від околиць Москви аж до Луненбурзького степу, що з певністю залягає між моренами найбільших та останніх зледенінь і що її зачисляли то до перших, то до других,— найкраще розглядати як продукт окремої льодовикової доби, що її вперше встановив у Швейцарії Мюльберг та що пізніше Вольдштедт назвав вартською льодовиковою добою. Вона ділить рісько-вюрмську міжльодовикову добу в ширшім розумінні на дві нерівні частини: довшу й теплішу рабуцьку або емійську міжльодовикову добу і холоднішу рікдорфську або скарумгедерську міжльодовикову добу, що на неї, правдоподібно, припадає також остання бореальна трансгресія та останнє сполучення між Білим морем та Балтицьким.

Датування стадій відступу останнього зледеніння в Східній Європі залишає багати ще багато; зокрема зовсім нестійке датування післяльодовикових періодів, що його запропонував Д. А. Герасімов. Післяльодовикова тепла доба починається значно раніше, ніж це приймають він та Де-Геєр, а саме вже з відступом балтицького льодовика від феноскандінавських кінцевих морен, десь близько 8.500 років перед нашою ерою.

UKRAINIAN ACADEMY OF SCIENCES

Symposium edited as a Memorial to the Late Academician P. A. Tutkowsky
Vol. I. 1931

М. І. ДМИТРИЄВ (Харків)

ФОРМИ ПОВЕРХНІ УКРАЇНИ, ВИТВОРЕНІ БЕЗПОСЕРЕДНЬО
ЛЬОДОВИКОМ

M. I. DMITRIEW (Charkiw)

DIE OBERFLÄCHENFORMEN DER UKRAINE WIE SIE UNMITTELBAR
DURCH DEN GLETSCHER GEBILDET WORDEN SIND

Льодовикова поволока максимального зледеніння (ріського), вдираючись до меж України (16, див. мапу) величезним язиком (Дніпровим), нанесла з собою силу-силенну матеріалу, — глини, піску, жорстви та наметнів, — і відклала його, переважно, як основну морену.

Грубина морени, як це видно з наведених у літературі даних, звичайно сягає 2—3 м, але подекуди вона буде тонша за 2 м, а іноді значно грубіша й сягає понад 5 м.

Моренова поволока утворює, головню, моренові рівнини, але морена виступає безпосередньо на поверхню та оповолікується самим ґрунтом розмірно рідко й на невеликих просторах, звичайно ж її вкриває товща лесу або пісків.

Відкриті моренові рівнини трапляються на захід від Дніпра, у правобережному Поліссі, — по верхів'ях рр. Ірпеня, Здвижу, на вододілі між рр. Тетеревом та Іршею, у верхів'ях р. Вужа та на вододілі між Тетеревом і Вужем; на сході від Дніпра на лівобережному Поліссі — у північній частині межиріччя Дніпра та Десни, на межиріччі Десни й Сейма, у басейнах рр. Івота й Єсмані, допливі Десни, і на захід від Десни, у басейні Ревни.

Крім моренових рівнин, моренові поклади Дніпрового льодовикового язика утворюють ще й інші форми поверхні. Вельми поширений донедавна погляд, що моренова поволока Дніпрового зледеніння відзначається одноманітністю форм, треба відкинути, бо щораз більше з'ясовується, що форми її досить різноманітні. Досліди останніх років показали це цілком певно.

Спочатку розглянемо кінцево-моренові витвори. На заході від Дніпра кінцеві морени, виявлені в рельєфі, трапляються у кількох місцях. Г. В. Закаревська описала кінцеві морени, що лежать між Прип'яттю та долішньою течією р. Вужа. Тут кінцево-моренове пасмо, що має назву кам'яне пасмо, стелеться між Чистоголівкою та Чорнобилем на протязі близько 16 км, під-

носячись на 60 м пересічно над околицьною місцевістю. Кінцева морена в рельєфі найбільш виявлена між Чистогалівкою та Лелевим. Схили її вкрито рясно наметнями. У західній частині пасма над нею підносяться три окремі горби — гора Бульного, Вітрянова гора та гора Кондратова. Найвищий горб — Вітрянова гора — сягає 15 м відносно височини. На заході від Чистогалівки пасмо простягається на Буряківку та навколо неї утворює ряд окремих горбів, що сягають 6—10 м заввишки. Кінцево-моренове пасмо має чимало відног, що йдуть по різних напрямках. Окрім цього головного пасма, є ще й інші, короткі пасма горбів, що переплітаються між собою частково оповолочені пісками, частково жорствою та наметнями (17, с. 66—68; 18, с. 38—40).

Д. Н. Соболе в виявив кінцеву морену у верхів'ях р. Вересні (доплив Вужа) між Андріївкою та Лазами¹⁾.

Уздовж краю східно-поліського язика П. А. Тутковський викрив у районі Лугин кінцево-моренові пасма, добре виявлені в рельєфі. Одно пасмо простягається на захід від Тіснівки поблизу межі моренових покладів. Довжина його близько 2,5 км, широчина при основі 250 м, широчина на гребені — 100 м, відносна височина — 18 м. По схилах та на гребені спостерігається велике скупчення наметнів. Друге пасмо стелеться правим берегом р. Коїївки, на південь від с. Глухового. Довжина цього пасма близько 2,5 км, широчина при основі сягає 300 м у східній частині та 200 м — у західній, на гребені — не сягає понад 70 м; відносна височина 12,5 м. Сила наметнів вкриває гребінь і схили пасма (55, с. 452; 50, с. 43; 53, с. 27, 29; 52, див. мапу). Крім того, П. А. Тутковський спостерігав уздовж лівого берега р. Норина, на південь і південний схід від Веледників, пасмо горбів, що „своїм багатством на наметні та своєю формою мають характер кінцево-моренових нагромаджень“ (54, с. 77—78).

Г. В. Закревська теж спостерігала на правім березі р. Норина пасмо горбів, складених з моренового суглинку, переповненого наметнями; це пасмо простяглося від с. Гуничі до с. Дрогина на протязі близько 12 км. За її словами, пасмо це нагадує пасмо коло Веледників (18, с. 24). Як видно, воно теж становить собою кінцево-мореновий поклад.

В. Д. Ласкарев виявив поблизу с. Дівочки, у верхів'ях р. Бистрівки, рештки зруйнованих кінцевих морен, що становлять пасмо горбів, що тягнуться в північно-східнім напрямку і складені з наметневого суглинку, де трапляються подекуди грубезні наметні (до 180 см у діам.). Такі самі пасма горбів спостерігав В. Д. Ласкарев і біля сіл Осинове й Слобідки, але ці пасма, на його думку, мабуть будуть не кінцево-моренові витвори, а наслідок ерозії (23, с. 676).

На північний схід від с. Слобідки, між Модилевим і Горбилевим, Е. Ф. Люткевич відкрив кінцево-моренове пасмо, у рельєфі виразно виявлене: зветься воно Дівич-Гора. З орографічного погляду це пасмо поділяється на дві частини: підніжжя його з пологісними схилами і висока банювата частина з крутішими схилами, що де-не-де доходять 45°. Сила наметнів укриває верх пасма. Пасмо розчленовується на декілька круглобоких горбів,

¹⁾ Доповідь на засіданні Харківської наук.-дослідч. катедри геології.

що з них найбільший має близько 1 км завширшки й сягає 25 м відносно височини. Нижчі пасма, сполучені з високим на спільному підніжжі, простягаються спочатку на схід, а потім на східно-південний схід на протязі близько 4 км (31, с. 136—138).

У верхів'ях р. Унави, допливу Ірпеня, та Каменки, допливу Росі, поблизу межі моренових покладів В. І. Крокос виявив пасма й горби, що десь найпевніше становлять теж кінцево-моренові поклади. Одно пасмо на 3—4 км завдовжки, положене на півночі від с. Вербова, має форму серпа, орієнтованого з NW на SO. Воно складене з буравого моренового піскуватого суглинку. На південь від цього пасма стоять два стрімкі горби—один між Брівками та Гаранками, другий між Єреськами та Лебединцями. Діаметр кожного з горбів—менш як 0,5 км. На верховинах горбів залягає піскуватий наметневий суглинок. Пасмо й горби підносяться над околицьною місцевістю на 21—42 м (20, с. 60). Друге пасмо лежить біля с. Попельні поблизу залізничної ст. Попельня. Воно простяглося з SW на NO ніби плавко вигнута дуга, і на ній випинаються окремі горби, що залишилися після денудації. Височина пасма близько 17 м (21, с. 76).

Потім того, П. А. Тутковський зазначив кінцеву морену біля ст. Кожанки (51, с. 8), а В. І. Лучицький установив наявність кінцевої морени на південний схід від ст. Кожанки, біля с. Половецького (30, с. 17).

Г. Г. Махов викрив рештки зруйнованих кінцевих морен уздовж правого берега р. Тясмина в Голов'ятині та в Чубівці, а також у верхів'ях р. Кальшахи (доплив В'язли) у Плискачівці (32, с. 18).

Далі на південь та півд. схід, аж до крайньої межі поширення моренових покладів, кінцево-моренових витворів, виявлених у рельєфі, ніхто покищо не вказує.

На лівобережній Україні відоме тільки одно виявлене в рельєфі кінцево-моренове скупчення, що має назву гора Калитва. Вона лежить на правім березі Орелі, за 22 км від Дніпра. Уперше А. Р. Ферхмін визнав її за кінцеву морену на тій підставі, що наметневий суглинок тут сягає чималої глибини (8—10 саж.), що, крім наметневого суглинку, на горі залягають також наметневі піски й трапляється дуже багато наметнів, які мають подекуди 45—60 см у діаметрі, і що це найпівденніший пункт кол. Полтавської губ., куди сягало зледеніння (57, с. 73—74). Року 1926 Л. І. Карякін докладно дослідив Калитву. Він теж помічав тут наметневі суглинки та наметневі піски. За його даними, потужність наметневих суглинків сягає 2 м, цебто потужність значно менша, ніж зазначає А. Р. Ферхмін. Наметні—різних розмірів, від невеликих до дуже великих (2,5 м на 1,5 м). Надто велика глибина наметневого суглинку в А. Р. Ферхміна виходить, очевидно, через те, що він з'єднував позем і наметневі суглинки і підморенові зелені суглинки, що їх Л. І. Карякін цілком слушно вирізняє в самостійний позем, уложений між мореною та пісками, що складають основу гори. Л. І. Карякін також дійшов до висновку, що гора Калитва це буде кінцева морена скупчення, але, відмінно від А. Р. Ферхміна, вважає її, oprіч того, й за морену натиску (19, с. 3—13).

Хоч на Лівобережжі ніхто ще не виявив у рельєфі кінцевих морен, крім гори Калитви, проте є дані, які показують, що тут льодовик залишив їх

більш, ніж на Правобережжі; і, якщо вони не виявляються тепер у рельєфі, то це тому, що під час вюрмської льодовикової епохи їх вельми поруйновано, а лесова поволока цілком поховала їхні рештки.

Уже А. В. Гуров зазначив, що наметні в кол. Полтавській губ. розподілено нерівномірно, що по окремих місцях помітно значні скупчення наметнів, складених концентричними смугами, і в їх проміжках наметні трапляються розмірно нерясно. За його спостереженнями, „наметні утворюють надто значні скупчення... біля м. Кобеляк, потім біля Плоського, Демидівки, Решетилівки, Голтви й Манжолії. Така ж сама смуга наметневої жорстви йде від Злодіївки до В'язівки, потім у Хитцях, Позняках та Курінці“. На думку А. В. Гурова, „такі концентричні смуги, рясні на наметні, аналогічні тим мореновим валам, що скупчувались на краю льодовика, що відступав на північ“ (12, с. 829).

На це вказує також і Д. Н. Соболев, зазначивши, що А. В. Гуров загалом цілком правильно з'ясував геоморфологічну природу цієї зони (47, с. 4).

На думку А. В. Гурова, льодовик, пересуваючись Дніпровою долиною, виявляв руйнівну чинність у середній своїй частині, а з периферії нагромаджував матеріал, тому „прилегла до самого Дніпра площа Полтавської губ. позбавлена північних наметнів, що їх скупчення тягнуться смугою рівнобіжно з долиною Дніпровою, і тільки біля Кобеляк та Манжолії, де малася бути кінцева морена, ця смуга наближається до Дніпра“ (12, с. 807).

У вузькій смузі, прилеглій до Дніпра, наметнів немає; немає їх тут не через те, що льодовик тут чинив руйну, бож під час відступання він мусів був відкладати морену. Брак наметнів пояснюється тим, що морена за вюрмської льодовикової епохи була розмита.

Щоб з'ясувати, чи справді існують такі смуги скупчення наметнів і чи простягаються вони рівнобіжно з долиною Дніпровою, як згадує А. В. Гуров, розгляньмо наведені в літературі дані щодо моренових покладів Лівобережжя.

У басейні Ворскли значний розвиток моренових покладів спостерігаємо по правім березі Ворскли, в районі між Перегонівкою та Лещинівкою. Так, наприклад: між Перегонівкою та Сокилками наметневий суглинок має grubини від 6 до 7,5 м з наметнями 60 см у діаметрі (57, с. 56), у Кобеляках — наметневий суглинок 8,5 м завгрубшки, наметні до 30 см у діам. Тут, на думку А. В. Гурова, „мусіла бути кінцева морена“ (12, с. 188, 807). У Біликах потужність морени близько 6,4 м, наметні до 71 см і більшого діаметру (57, с. 42—43).

У басейні Псла можна теж вирівнити райони, де моренові поклади відзначаються значно більшою, проти інших місць, потужністю і мають у собі багато наметнів, іноді вельми великих.

У долішній течії Псла значний розвиток наметневих покладів можна спостерігати на правім березі Псла від Омельника до Голтви. Біля Омельника В. І. Вернадський спостерігав наметневу глину до 6,4 м завгрубшки з наметнями часом великих розмірів. На північ відсіль у Демидівці наметнева глина 5,3 м завгрубшки, а ще північніш — біля Ламаного — 3,1 м. Наметні сягають 39 см у діаметрі (8, с. 49, 50, 58). У Манжолії скупчення наметнів,

за словами А. В. Гурова, нагадує кінцеві морени. Трапляються наметні до 2 м у діаметрі. На думку А. В. Гурова, тут малася бути кінцева морена (12, с. 231, 807, 836).

Потому, величезні наметні подибуємо на правім березі Псла між Багачкою та Злодіївкою. Тут А. В. Гуров бачив наметні з малообтертими краями та кутами, до 2 м у діаметрі (12, с. 750).

Далі, вище — Пслom треба відзначити ще район Гадяча, де П. Я. Армашевський спостерігав мореновий суглинок; потужність його до 5 м з наметнями до 1 м у діаметрі (2, с. 90).

Потім скупчення величезних наметнів спостерігаємо в районі Решетилівки на правім березі р. Грузької Голтви. Тут, як зазначає А. С. Георгієвський, потужність моренової глини сягає 6,4 м (9, с. 41).

За словами А. В. Гурова, у балці Трав'яній за 4 км від Решетилівки трапляються наметні на 1,4—2,1 м у діам., а в балці Глибокій за 7 км від Решетилівки і за 1 км від х. Коп'яки здибаються наметні на 2,1 м і навіть на 3,2 м у діам. (12, с. 235, 746).

За моїми дослідями, у балках Трав'яній та Глибокій справді трапляються величезні наметні. На дні балки трав'яної, на березі струмка, в садибі селянина Ребрика, видно три наметні:

- 1) Червоного граніту, довжина — 124 см, широчина — 84 см.
- 2) Червоного граніту, довжина 115 см, широчина — 70 см.
- 3) Червоного граніту, довжина — 74 см, широчина — 57 см.

Що наметні лежать у воді і почасти, вкриті землею, то виміряти їх точніше було годі. Тим то справжній розмір наметнів буде, мабуть, значно більший від зазначеного. Недалеко звідти лежить ще один наметень, але його цілком завалило землею. За словами селянина, що відкопував цього наметня, довжина його не менш як 2 м.

У балці Глибокій біля х. Капки, у горішній частині лівого скилу балки, можна бачити чотири шматки розірваного динамітом наметня сірого граніту. Куски наметня замело землею і, за словами селян, що відкопували наметня, видно самі тільки невеликі частки їх, тим часом два куски мають по 1,5 м завдовжки. Недалеко відсіль селянин Коп'як знайшов наметня червоного граніту 93 см завдовжки, 50 см завширшки, 46 см заввишки. Наметень лежить у нього на подвір'ї в х. Глибокому.

На північний схід від х. Глибокого в балці Новоселівці, на дні балки лежать наметень червоного граніту; довжина його — 117 см, широчина — 63 см, обвід — 3 м.

Понад Сулою моренові поклади розвинені більш ніж понад Пслom та Ворсклою. Щодо потужности моренових покладів та кількості наметнів, а також розмірами їх особливо вирізняється район між В'язівком, Лохвицею й Курінцем. Грубина морени тут сягає звичайно від 4 до 6 м (2, с. 34—35, 46—48, 52, 68, 70; 12, с. 119), у Тишках — 11 м (2, с. 51), а в Курінці навіть 14 м (22, с. 107, 209). Величезне скупчення наметнів спостерігається у Лубнях, Хитцях, Тишках (2, с. 35, 51, 54), Позняках і Курінці (12, с. 461, 761). Мені довелося спостерігати велике скупчення дуже грубих наметнів (на один більше метрів у діаметрі) в яру між Тишками і В'язівком. Найбільші

наметні трапляються у В'язівку — до 3 м у діаметрі (58, с. 3), між В'язівком Тернами — від 1,4 до 2,1 м у діаметрі, в Тернах — до 2,1 м у діаметрі, в Юзківцях на Сулиці — 1,4 м у діам., у Хитцях — близько 2 м у діам., у Повняках — до 1,4 м у діам. (12, с. 343, 345, 410, 412, 463), у Курінці — 50 на 90 см.

Від Лохвиці до р. Олави моренові поклади значно менш розвинені; від р. Олави до р. Терна знов помітно значний їхній розвиток. Найбільшої потужності сягає морена на р. Олаві у Гаврилівці — 10 м, Кропивницях — 6 м, Ведмежому — 6 м; понад р. Великий Ромен у В. Бубнях — 11 м, Калинівці — 9,7 м; понад Сулою у Ромні — 6 м (2, с. 28 — 29, 39, 61 — 63; 10, с. 9; 12, с. 433). Винятково велика потужність наметневих покладів — у Костянтинівці на Сулі, де вона сягає, як зазначає П. Я. Армашевський, 20 метрів (2, с. 26). Треба, проте, мати на увазі, що грубина власне морени тут менша, бо долішня частина товщі порід (мулуватий наметневий суглинок П. Я. Армашевського), де лежать наметні, мабуть становить чи не флювіогляціяльні поклади. Велике скупчення наметнів, подекуди значних, спостерігається в х. Світа на р. Олаві, в х. Анцибора, у Бесідівці на р. Смілі та в Костянтинівці на Сулі (12, с. 758 — 759; 10, с. 12; 2, с. 26 — 39). В цьому останньому пункті трапляються вельми грубі наметні. Н. Борис як помічав тут наметні від 0,28 до 0,56 куб. метрів і більші (7, с. 158), а А. В. Гуров бачив наметні 3,2 м у діаметрі (12, с. 760). Цілком винятковий своїм розміром наметень відшукав я на правім березі Сули, між Ольшаною та Недригайловим на південний схід від х. Маслакова. Наметень цей має 12 м в обводі, довжина його 435 см, широчина — 250 см (14, с. 13 — 15).

На сході від р. Терна понад Сулою наметневі поклади мало розвинені. Грубина морени тут, за моїми спостереженнями, не сягає понад 1 — 2 м, великих наметнів не трапляється, але вздовж середньої течії р. Сулки, лівого допливу Сули, і поміж Сулкою та Сулою знов спостерігається значний їх розвиток. Надто ж велике скупчення наметнів у Штепівці. П. Я. Армашевський спостерігав тут наметневий суглинок і в ньому вельми великі наметні. Він бачив у саду Данилова наметень червоного грубозернястого граніту, що був завбільшки близько 1,5 куб. метри (2, с. 25)¹⁾. Описаного від П. Я. Армашевського відслонення мені не довелося побачити, бо в той час, коли я робив там свої досліді, воно вже не існувало; але в саду Данилова я бачив і виміряв шість великих наметнів, викопаних в одному яру.

- 1) Червоного грубозернястого граніту, обвід — 4 м, довжина — 125 см, височина — 68 см.
- 2) Темносірого граніту, плескатий, у формі плити, обвід — 486 см, довжина — 150 см, широчина — 130 см, височина — 35 см.
- 3) Червоного дрібнозернястого граніту — 257 см в обводі.
- 4) Червоного грубозернястого граніту — 225 см в обводі.
- 5) Сірого граніту — 167 см в обводі.
- 6) Червоного грубозернястого граніту — 114 см в обводі.

¹⁾ Цей наметень лежить нині на кладовищі, на могилі Данилова.

На сході від Штепівки я спостерігав велике скупчення наметнів у Голубівці та поблизу Печища. У Печищі також трапляються вельми великі наметні. Під час оранки селяни іноді натрапляють на них (15, с. 19—20).

Понад річкою Удаєм великі скупчення наметнів, а поміж ними спостерігаються й дуже великі; вони трапляються на просторі між Прилуками та Вовками. Н. Борис як спостерігав коло Прилук наметні до 1,8 м у діаметрі (7, с. 158). За даними В. К. Агафонова, у містечку Турубаровщині, коло Прилук, наметнева глина на 8,5 м завгрубшки має силу наметнів, подекуди до 71 см у діам., а в с. Вовках морена, маючи grubини 6,4—8,5 м, має в собі наметні до 1 м у діам. (1, с. 19—20). П. А. Тутковський у цих скупченнях наметнів коло Прилук вбачає ознаки кінцевих морен (56, с. 34).

Понад Сеймом на скупчення величезних наметнів указує П. Я. Армашевський в Олександрівці, на північному заході від ст. Путивль (2, с. 22).

У басейні Десни величезне скупчення наметнів спостерігав П. Я. Армашевський понад правим берегом річки Десни в Новгороді-Сіверському (3, с. 105—106) і понад правим берегом Снова в Старих Боровичах. У цьому останньому пункті наметні сягають іноді до 3 м у діам. (3, с. 141—142).

З наведених даних видно, що моренові поклади на Лівобережжі розподілені нерівномірно, що місцями справді можна спостерігати скупчення наметнів, що складають смуги, але не рівнобіжні з долиною Дніпровою, як вважав А. В. Гуров, а лежать перпендикулярно, і це річ природна, бож чоло льодовика лежало перпендикулярно до долини Дніпрової, а не рівнобіжно з нею. Ці скупчення наметнів природніш буде розглядати як сліди зруйнованих, а через це й невиявлених у рельєфі кінцево-моренових витворів.

Можна намітити дві довгі смуги. Одна простягається вздовж межі моренових покладів, почавшись від гори Калитви, що становить кінцеву морену, виявлену в рельєфі, до Печища у верхів'ях Сули. Скупчення наметнів уздовж цієї смуги є в районі Кобеляки-Білики понад правим берегом Ворскли, по околицях Решетилівки понад правим берегом р. Грузької Голтви, по околицях Гадяча й у районі Штепівка-Печище. Цю смугу можна простежити вздовж краю Дніпрового льодовикового язика й поза межами України. Тут скупчення наметнів та морена великої потужности (16 м) спостерігається в Урусі на правім березі Сейма (60, с. 20—21). Крім того, скупчення величезних наметнів спостерігається на правім березі Неруси в районі Чернь—Красная Слобідка (46, с. 55).

Друга смуга простяглася рівнобіжно з першою. Уздовж цієї смуги є скупчення наметнів понад правим берегом Псла в районі Омельник—Манжолія; понад правим берегом Сули між В'язівком, Курінцем та Лохвицею і між р. Олавою та р. Терном; понад лівим берегом Сейма в Олександрівці і понад правим берегом Десни в Новгород-Сіверському. Поза межами України продовження цієї смуги становить виразно виявлене в рельєфі кінцево-моренове пасмо, що простяглося на просторі близько 60 км від Мосточної до Паніківців (35, с. 220).

Між двома цими смугами скупчення наметнів, які становлять, мабуть, рештки кінцевих морен, що утворилися уздовж краю льодовикового під час його зупинки, — моренові поклади утворюють моренові рівнини.

На захід від другої смуги, моренові поклади так само утворюють моренові рівнини. Тільки понад Удаєм, між Прилуками та Вовками, та понад правим берегом Сожу біля Старих Боровичів є сліди кінцево-моренових витворів, у рельєфі не виявлених.

Отже, на підставі викладеного, мені здається, не буде помилки, якщо вважати за розбіжний з дійсністю, хоч і панівний досі, той погляд, що Дніпрове зледеніння не залишило на своїй периферії кінцевих морен скупчення. На захід від Дніпра ми маємо цілу низку кінцевих морен, виявлених у рельєфі; на схід від нього льодовик залишив кінцевих морен значно більше, але тільки деякі з них (гора Калитва, кінцеві морени між Мосточною та Паніківцями) збереглися дотепер і виявляються в рельєфі; звичайно ж вони остільки зруйновані та поховані під лесом, що ми знаходимо самі тільки сліди їхні. А проте, й сліди ці подекуди такі виразні, що не викликають сумніву.

Опріч розглянутих форм рельєфу (моренові рівнини, кінцеві морени), моренові поклади в межах України складаються ще в одну характерну форму — мореновий краєвид. Цей краєвид часто й густо трапляється в Київському Поліссі. П. А. Тутковський спостерігав його вздовж узбережжя р. Жерева біля Красноволоки, навколо Бобрів, коло Степанівки, в околицях Макаківки, коло Рудні Лугинської Нижчої, у с. Болуснах та в його околицях, біля Полча, нижче від Полча по обох берегах р. Жерева, по берегах Тростеця, Круглика, Кринички й Коніївки (53, с. 21, 23 — 24, 26 — 28, 30 — 32). За даними Е. Ф. Люткевича, мореновий краєвид добре виявився на просторі між рр. Іршею, Тетеревою і Бистрівкою коло Малина, Ворсівки, Мірчі, Радомишля, Борщової, Чайківки та Ляхової (31, с. 135). Д. Н. Соболев спостерігав його у верхів'ях рр. Вересні й Болотяної в районі Андріївка — Залешани — Помидорівка, потім на північному заході від Народичів, на лівім березі Вужа і на північний схід від Коростишева, на лівім березі Тетерева. Вказівку В. І. Крокоса, що мореновий краєвид є в районі сіл Біла та Озерщина по лівім боці р. Вабли, допливу Здвижевого (21, с. 78), він не стверджує¹⁾.

Крім Полісся, мореновий краєвид на Правобережжі зазначають дослідники ще тільки но в Шевченківській окрузі. Д. Н. Соболев спостерігав його по багатьох місцях північної частини району Канівських дисльокацій. За його словами, „місцевість обабіч прямого шляху з Канева до Гамарні (долучивши й околиці Шевченкової могили) становить краєвиди, що не поступаються перед Віленськими“. „Особливо типовий і виразистий горбисто-мореновий краєвид розлігся на північ від селища Хмельна, а почасти й ближче до Канева“ (49, с. 34). Б. Л. Лічков помічав скупчення характеристичних горбів, складених з наметневого суглинку, у долині р. Вільшанки, між Млієвом та Хлистуівкою (28, с. 73; 29, с. 14).

Певні вказівки на існування моренового краєвиду на Лівобережжі знаходимо в К. Д. Глінки. За його словами, на вододілі між Сулою та Удаєм, околиці х. Гамаля і перша половина дороги з цього хутора до Харківців „значною мірою становлять мореновий краєвид“ (11, с. 17). Крім того, Д. Н. Соболев спостерігав на дні однієї з балок, що перетинають південно-західній

¹⁾ Доповідь у Харківській наук.-досл. кафедрі геології.

кил гори Пивихи, чимало округлих горбів, „що утворюють картину, що єльми нагадує горбистий мореновий краєвид“, але він вважає за можливе і те, що цей краєвид утворила ерозія. Дуже подібні до моренового краєвиду форми є також в околицях Костобобра, але Г. Ф. Мірчинк, що робив там дослідження вважає, що вони постали завдяки розмиванню, а не як наслідок діяльності льодовика (33, с. 67).

Чинність Дніпрового льодовика виявилася, проте, не в самому тільки загромадженні принесеного льодовиком із півночі матеріалу, але також і в ерозії. Тим то ми здібаємо на Україні форми рельєфу, що постали не тільки завдяки скупчувальній роботі льодовика, але ще й з причин його ерозійної чинності.

Вказівки на те, що Дніпровий льодовик справляв вплив на своє підложжя, трапляються в роботах цілого шереха дослідників. Ще К. М. Феофілактів відзначив, що по відслоненнях берегової кручі р. Удаю, між Гонцями й Духовою, та в Курінці межа поміж наметневим суглинком і підлежними породами теж дуже нерівна, що горішня поверхня порід, що підстеляють морену, частенько зформована в глибочнні й широкі жолобуваті й мішкуваті западини, заповнені наметневим суглинком (59, с. 12 — 15). К. М. Феофілактів неправильно витлумачив спостережене явище, вважаючи, що вглиблення у підлежних наметневному суглинкові породах утворилися в наслідок розмиву горішньої їхньої поверхні (59, с. 23).

Спостереження К. М. Феофілактова ствердив А. В. Гуров, теж зазначивши, що у відслоненнях між Гонцями та Духовою „стик між наметневою верствою та підлежним глинястим мергелем нерівний, з мішкуватими вглибленнями, заповненими наметневим суглинком та наметневим піском“. Такі ж самі мішкуваті вглиблення в солодководних мергелях, що підлежні морені та що лежать зчаста скісно й заповнені наметневими покладами, А. В. Гуров спостерігав і по інших місцях: у Курінці на Удаї, в Лубнях, Хитцях на Сулі та в Манжолії на Пслі. До того ж сливе завжди помітно „знівечення та скрученість“ верств мергелю. Відмінно від К. М. Феофілактова, А. В. Гуров правильно висвітлив ці явища, вважаючи їх за наслідок „стиральної та виорної роботи криги“ (12, с. 455 — 456, 778, 814).

С. К. Богушевський відзначає, що в кол. Гадяцькому повіті в деяких пунктах „горішні поземи солодководного мергелю мають явні ознаки механічного чину льодовикової маси: вони бувають то поземо зрізані, а то під кутом до позему; подекуди ж ділянки солодководного мергелю залучені до маси суто наметневих покладів“ (5, с. 48). У кол. Переяславському повіті, за його словами, „в долішніх частинах наметневої глини частенько трапляються окремі ділянки або гвізда білих кварцових пісків та жовтаво-сірих дрібнозернистих суглинків“. На його думку, вони потрапили до льодовика з спідніших порід під час руху криги (6, с. 29).

Б. К. Полєнов, дослідивши кол. Хорольський повіт, указує, що, хоч піднаметневі мергелі й відокремлює якнайчіткіша межа від повищого наметневого суглинку, „проте частенько (долішня частина р. Хоролу) у наметневному суглинку трапляються неправильні куски мергелів, що їхні горішні поземи видаються до того ніби покрученими“ (37, с. 28).

А. С. Георгієвський спостерігав у кол. Полтавському повіті, по ярах поблизу Прокопівки, на правім березі Грузької Голтви, в наметневих глинах «чималі гнізда й неправильно вигнуті смуги шоколядних та перістих глин» (9, с. 25).

За словами В. І. Вернадського, в кол. Кременчуцькому повіті понад правим берегом Псла, біля Ламаного, наметнева глина має неправильні вприски піскові й чималі вприски солодководного мергелю. Біля Меломанівки, на правім березі Дніпра, межа поміж мореною та підлежним тонковерстуватим мергелем — неправильна, при чім верстуватість мергелю в горішніх частинах вельми порушена; подекуди утворюються кишені, куди дістається морена. Він приписує ці явища чинності льодовика (8, с. 48, 50).

П. А. Тутковський повідомляє, що в обсязі східньо-поліського язика, в районі кінцевих морен біля Глухової та Тіснівки, передльодовикові піски й суглинки, що уложені під мореною, вельми зібгані (55, с. 452). Такі самі зібгані піски спостерігав він у районі р. Тетерева на 167-й версті від Києва по Києво-Ковельськ. зал., але щодо цього пункту постає сумнів, бо Д. Н. Соколов, що робив тут досліди, не стверджує цього спостереження П. А. Тутковського ¹⁾.

Про вплив льодовика на своє підложжя говорить теж і Г. Ф. Мірчинк, що дослідив кол. Чернігівську губ. За його словами, на вододілі між Десною та Сеймом з Клеванню, Десною та Ваблею — скрізь видно зібгання, скрученість, роздрібнення простелених попід мореною порід, а також втиснення в них наметнів та окремих ділянок морени (34, с. 22).

А проте, не вважаючи на оці численні вказівки про вплив Дніпрового льодовика на своє підложжя, цим фактам донедавна надавали вельми мало ваги. Деякі дослідники (П. Я. Армашевський і В. І. Крокос) висловлювали навіть думку, що ерозійна чинність льодовика була мізерна (2, с. 221; 22, с. 207). І тільки останнього часу погляди на це питання ґрунтовно змінюються, бо виразно з'ясовується, що Дніпровий льодовик у долин і Дніпра, в межах України, робив величезну руїницьку роботу. Сліди льодовикового та навального чину тут вельми яскраві. Їх помітно по багатьох місцях понад правим берегом Дніпра, а по деяких пунктах і понад лівим берегом. Уперше на це вказав Д. Н. Соколов. Він, ґрунтуючись спершу на самих тільки дослідах В. В. Різниченка в Канівському районі, висловив думку, що Канівські дисльокції, дисльокції Мошногір'я та гори Пивихи не ендегенного походження, але постали як наслідок навального чину льодовика, тобто це суть глядіо дисльокції. Виходячи з цього, він вважає, що Канівські височини, Мошногірське пасмо й гора Пивиха становлять морени натиску (48, с. 195 — 206, 209 — 210). Ці висновки Д. Н. Соколов потім ствердив і поважно уґрунтував на підставі власних дослідів (49, с. 33 — 42). Висновки Д. Н. Соколова ствердив і Б. Л. Лічков, що детально досліджував район гори Пивихи та Городище-Цвітківський район (25, с. 14; 26, с. 31; 28, с. 72, 73; 29, с. 14, 34 — 35). Проте В. В. Різниченко рішуче заперечує думку Д. Н. Соколова й доводить, що дисльокції Канівського району й Мошногір'я постали зав-

¹⁾ Доповідь у Харківській науково-дослідчій кафедрі геології.

дяки ендогенним процесам, а не в причин чинности льодовика, хоч сам він указує на безсумнівні ознаки зібгання порід льодовиком (38, с. 1—9; 39, с. 1—32; 41, с. 65—67; 42, с. 26—36; 43, с. 58—70; 44, с. 18—20; 45, с. 93—112).

Умови для навального чину льодовика вздовж долини середнього Дніпра були аж надто сприятливі. Північний схил української кристалічної смуги в обсязі середнього Дніпра, як відзначив Д. Н. Соболев (49, с. 19—20), утворює низку піднесених виступів, що між ними існують затокуваті зниження. Цей рельєф північного схилу смуги позначився на характері уложення вздовж неї морських осадових порід. Вони лежать тут не позома, а ледве підносяться й знижуються відповідно до нерівностей кристалічного підложжя. Дніпро, пересовуючись у наслідок бічної ерозії в західнім напрямі, ще за дольодовикових часів досяг північного краю кристалічної смуги й попрямував уздовж неї. Природна річ, що річка, спрепарувавши узбіччя смуги, пішла за її обрисами. У затокуватих зниженнях схилу смуги, виповнених осадовими породами, що легше розмивалися, ніж кристалічні породи, корито річки збочило на захід, а на кінцях піднесених відног уступилося на схід. У наслідок цього ріка утворила низку луковин, відповідних до затокуватих знижень на схилі смуги. Ці прастарі луковини Дніпрові дуже чітко виявлені нині в рельєфі і становлять западини, що їхнє дно вкривають піски. Луковини ці будуть такі: між Крюковим та Табурищем, Табурищем та Новогеоргіївським, величезна луковина між Новогеоргіївським та Мошногір'ям; уздовж краю цієї луковини виразно позначаються три менших — між Колонтаєвим та Чигирином, Чигирином та Новоселицею, Бузуковим та Мошногір'ям. Далі гарно виявлена луковина між Будищем та Пекарями, що в її середині лежить Ольшанська низина; значно менша, але теж гарно виявлена луковина між Каневом та Селищем, нарешті, є великі гарно виявлені луковини між Манастирком та Ватичевим і між Ватичевим та Києвом.

З-поміж перелічених луковин найхарактеристичніші луковини між Пекарями та Будищем, Будищем та Бузуковим, Табурищем та Крюковим. Постання їх цілком зрозуміле. Жадного сумніву немає, що вони становлять прастарі меандри Дніпрові. Немає достатніх підстав, щоб їхнє утворення в'ясовувати скидами та вважати, що ті улоговини, що їх вони обмежують, становили грабени, як це припускає В. В. Різниченко (38, с. 9) для Вільшанської улоговини, що її обмежує луковина між Пекарями та Будищем.

За даними бурових свердловин у Трощині, Байбузах, Переяславі та Озерищі, що їх подає В. В. Різниченко (45, с. 95), долішня поверхня юри лежить у Трощині та Байбузах на абсолютному рівні — 22 м, у Переяславі — на 82 м, в Озерищі — на 61 м. Ці числа показують, що долішня поверхня юри лежить у Трощині та Байбузах на одному рівні, нормальному для уложення юри по краю кристалічної смуги. У бік північно-українського басейну долішня поверхня юри знижується. Це зниження таке незначне, що в Озерищі, відлеглому на 19 км на схід від Трощина, долішня поверхня юри залягає тільки на 39 м нижче, як у Трощині. Очевидно, що юрські породи тут ідуть за положистим схилом кристалічної смуги й жадної скидової улоговини і в районі Озерища, як гадає В. В. Різниченко (42, с. 26), теж немає, що вже й відзначив Д. Н. Соболев (48, с. 205; 49, с. 43).

Бурові свердловини в Переяславі та в Озерищі показують, що підложжя четвертинних покладів лежить тут на великій глибині. У Переяславі вони нижче від рівня Дніпрового на 69,9 м, при чім на самому споді залягає морена на 22 м grubини (48, с. 204). За даними, що їх мені ласкаво подала Г. В. За к р е в с ь к а, бурова свердловина, заложена на дні Дніпровому, коло Черкас, пройшла 7 м пісків і 38 м флювіогляціяльних покладів з наметнями. Спідня поверхня флювіогляціяльних покладів лежить на розмитих батських глинах. Також глибоко спускаються четвертинні поклади й на заході від Черкас, вже в районі Черкаської тераси, але на сході від Черкас лівим берегом Дніпровим спідня поверхня четвертинних покладів раптово підноситься й лежить уже не на юрських глинах, а на канівському поверсі.

Наведені дані вказують, що долина Днірова, до того як її посів льодовик, була сильно поглиблена. З наступанням льодовикової епохи (ріської) кількість води у Дніпрі, завдяки сильному звогченню клімату, значно збільшилася. Ерозійні процеси гостро збільшилися. Дніпро взявся випростовувати та поглибшувати своє корито, вганяючись спершу у відкладені ним передніше напливи, а потім і в первісні породи. Можливо, що льодовик, виповнюючи долину Дніпрову, подекуди поглибив її ще більше. Льодовиковим жолобленням тільки й можна пояснити таке явище, що в районі Переяслава й Озерища спідня поверхня четвертинних покладів лежить глибше, як у районі Черкас.

Запорожнивши долину Дніпрову, льодовик почав насуватися на правий берег ріки. Тут він, як гадає Д. Н. Соболев, ламаючи перешкоди з боку високого берега в Канівському районі, зсунув горішню товщу порід максимальної потужности на 130 м, підніс її догори, зібгав і нагромадив на Правобережжя (48, с. 205—206; 49, с. 33, 39). На думку Д. Н. Соболева, навальний чин льодовика надто великий був під час його відступання, коли він, звільнивши кристалічну смугу, довго ще виповнював затоки та діяв далі на своє підложжя, натискав на берег і подекуди нагромаджував морени натиску (49, с. 33).

З поглядом, що Д. Н. Соболев його висловлює, не можна не погодитися. Умови для навального чину льодовика були тут, як ми бачимо, аж надто сприятливі. Льодовик натрапив на своїм шляху на високий стрімкий берег з глибоко врізаними в ньому затоками; природна річ, що він мусів, побоюючи цю перешкоду, справляти дужу руїницьку роботу. Надто велика була руїницька робота льодовика по затоках, де маси криги були обмежені в русі. Тут льодовик, як величезний плуг, виорював та волік нагору відірвані породи.

В. В. Різниченко, заперечуючи Д. Н. Соболеву, зазначає, що цифра, яку останній подає для характеристики потужности зібганих порід (близько 100 м), помилкова, бо він, вираховуючи grubину порід, що лежать нижче четвертинних, взяв сажені за метри; що справді потужність зібганої товщі до бату близько 200 м і, коли взяти до уваги, що зібгано ще й горішню частину бату, то матимемо цифру ще більшу (45, с. 94). На думку В. В. Різниченка, якби Д. Н. Соболев не допустився був такої помилки, то це відбилось би на його дальших теоретичних побудованнях.

В. В. Різниченко обчислює потужність зібганої товщі на підставі свого ідеального профіля всіх порід, що трапляються в районі Канівських

дислокацій (40, с. 73). Але Д. Н. Соболев цілком слушно вказав, що ідеальний профіль В. В. Різниченка нереальний, що товща порід, обрехована за цим профілем, не існує в природі ані тепер, ані в момент утворення Канівських дислокацій, бож породи, що лежать вище над юрою, надто сильно розмиті (49, с. 38). Справді, В. В. Різниченко сам зазначає, „що в жадному пункті цілого району якоюсь мірою повної серії покладів немає“. „Значлива товща (до 85—90 метрів потужности) ряду поверхів розвинених тут покладів третинної системи по багатьох місцях денудована до решти“. Подекуди „тут не тільки поверхня юрських глин має на собі ознаки розмиву, ба й усі поклади крейдової системи цілком позносило, і тільки нерясні, мізерні свідки на поближчих ділянках нагадують за їхню колишню тут наявність“ (42, с. 20—21).

Чи ж можна в такому разі визначати грубину товщі порід, що лежать між батом та мореною, на 200 м. Звісно, має рацію Д. Н. Соболев, кажучи, що, коли зважити на цей величезний розмив порід, положених понад батом, то товща порід Канівського району від келовею до морени „перед їх зміняттям не доходила—й то може досить багато не доходила—100 метрів, і, навіть, як рахувати, що значна частина бату увійшла в зміняття, то все ж таки мое попереднє твердження, що цифру 130 м мабуть треба вважати за максимальну для товщі змінятої системи й тепер зберігає свою силу“ (49, с. 39).

Факт участі в зібганні самої но невеличкої товщі порід, почавши від горішнього бату, править за найважливіший доказ екзодинамічної природи Канівських дислокацій. Коли б вони постали завдяки ендогенним силам, то так неглибоко положені під'юрські породи (у Трошині під'юрські породи лежать на глибині 130,2 м від поверхні, у Байбузах—на глибині 114,2 м), через інтенсивність дислокацій та значну широчину зібганої зони, мусіли б хоч зрідка виходити на поверхню; а проте, цього не спостерігаємо.

З цього погляду особливо цікавим видається Корсунсько-Городищенський район, що лежить на північний захід і на південь від Вільшанської улоговини. Тут на кристалічну смугу насунуті породи юри, сеноману, канівського та бучацького поверхів. Довжина цих насувів, за словами В. В. Різниченка, подекуди сягає не менш як 10 км (43, с. 66—67). На думку Д. Н. Соболева, щоб пояснити ці явища з орогенних процесів, довелось б припустити насунання країв геосинкліналі більш ніж на 10 км, а це витворило б на краю смуги справжні гори (49, с. 42). У кожному разі, не дається ніяк зрозуміти, яким чином за таких величезних насувів, коли б вони постали в наслідок ендогенних процесів, не насунуло б на край смуги й неглибоко уложені під'юрські породи. Тільки допустивши, що насуви сталися в наслідок навального чину льодовика, можна зрозуміти участь у них такої малопотужної товщі порід. Цікаво, що сам В. В. Різниченко зазначає, що в Корсунсько-Городищенському районі є певні ознаки зібгання порід від льодовика. І, проте, він все ж вважає, що найбільші порушення у наверствованні порід цього району сталися в наслідок чинности ендогенних сил, а льодовик заподіяв тільки поверхневе зібгання порід (43, с. 67—68).

Завдяки навальному чину льодовика, понад правим берегом Дніпровим від Трактемирова до Табурища постала ціла низка морен натиску. Щонай-

більша з них простяглася у вигляді дуги від Трактемирівського виступу на півночі до Пекарів та до Михайлівки на півдні. Дуга ця найбільш угнута в районі Тростянця, між Каневом та Селищем. За описом Д. Н. Соболева це „висока досить вузька дуга, з типовими формами горбастого моренового краєвиду на гребені, своїм внутрішнім, крутішим краєм у районі тростянецького амфітеатру оточує рештки півкруглої, подібної до басейну вдавленості з хвилястою поверхнею, що має похил від периферії до внутрішнього краю. Вадом надвірнього краю дуга пологістим схилом спадає до плескатодонної передружньої долини Росави“. Знижування відбувається не повільно, а хвилями, і підвищення смуги чергується зі зниженнями. Широчина дуги на південний захід від Канева, у напрямку на Гамарню, близько 9 км, а на південний захід від Костянця, в напрямі на Степанці, близько 5 км (49, с. 35).

На південь від Канівського району явища навального чину широко розвинені на периферії Вільшанської улоговини в Корсунсько-Городищенському й Городище-Орловецькому районах і в Мошногір'ї. У Корсунсько-Городищенському районі, як уже згадувано, на кристалічну смугу льодовик насунув і зібгав породи юрські, крейдові, бучацького та канівського поверхів. Подекуди й четвертинні підморенові піски беруть участь у зібганні. За словами В. В. Різниченка, іноді „насунуті поклади перетерті та перем'яті так безладно та примхливо, що добачити якусь закономірність в їх взаємному розпологові буває надзвичайно трудно, а то й цілком неможливо“ (43, с. 67). У Городище-Орловецькому районі, за спостереженнями Б. А. Лічкова, наметневі суглинки утворюють фалди й зібгання, що в них беруть участь і спідніші породи. До морени примішано юрські сферосидерити та піски канівського поверху, що їх понаносило сюди з Канівського району. Перісті глини льодовик вижолобив аж до Орлівця (28, с. 73; 29, с. 14).

Мошногірське пасмо, що тягнеться з північного сходу на північний захід на 25,8 км, при пересічній широчині 3 — 4 км, підноситься понад суміжними з ним низинами — Вільшанською та Ірдинською, — на 80 — 100 м. Вищі точки, за даними В. В. Різниченка, сягають 202 м. У східній частині пасма, за дослідженнями В. В. Різниченка, породи юрські, крейдові та палеоценові високо попідносились над рівнем Дніпровим (від 25 до 80 й більш метрів) і мають вельми порушене наверстовання. Подекуди можна спостерегти насиви на четвертинні піски (43, с. 59). Одно слово — ті самі явища, що й у Канівському та Корсунсько-Городищенському районах.

В. В. Різниченко стверджує, що в східній частині Мошногір'я морени немає, де-не-де трапляються самі по наметні кристалічних порід, що між ними знайшли одного наметня чималих розмірів (0,87 м у діаметрі). Це твердження видається, проте, недосить обґрунтованим. Сам автор каже, що в цій частині Мошногір'я значніших відслонень немає, а хоч вони й трапляються, то вельми невиразні. А коли так, то не можна й стверджувати, що тут морени немає. Дуже можливо, що коли б трапилися значні відслонення, то з'явилася б і морена. Справді бо, у південно-західній частині пасма, де подібуються в діючих ярах добрі відслонення, там зчаста відслонюється й морена. Тут таки ж спостерігається зібгання підморенових порід і витворення дрібного пофалдування в наслідок льодовикового тиску. Подекуди льодовик одірвав і пересунув,

шматки палеогенових та крейдових порід (43, с. 59—60). Коли б у східній частині Мошногір'я морени справді не було, то це аніяк не свідчило б за те, що її тут ніколи не існувало, бо, за умовами рельєфу, її легко могло й розмити. У кожному разі відсутність тепер морени в північно-східній частині Мошногір'я, коли б це справді було так, ані трохи не говорило б проти існування тут гляціодисльокацій, як це, очевидно, припускає В. В. Різниченко.

На північному сході від Городище-Орловецького району, як зазначено вище, Г. Г. Махов відшукав кінцеві морени понад правим берегом Тясмина. На жаль, він не говорить про те, чи є там сліди навального чину льодовика, що, як на даний район, дуже ймовірно.

Далі на північний схід сліди навального чину льодовика є уздовж краю луковини між Новогеоргіївським та Табурищем. У Табурищі, на виступі, складеному з кристалічних порід, Д. Н. Соболев спостерігав зібгання палеогенових порід і витворення місцевої морени (49, с. 45). Думитрашко та Каманін констатували тут наявність відшибнів київського мергелю в четвертинних пісках. Вони пояснюють це явище тим, що льодовик, видираючись вгору на плято з запорожненої ним Новогеоргіївсько-Табурищівської улоговини, потяг за собою київський мергель, уложений нижче від рівня Дніпрового, і, зібгавши четвертинні піски, що ними він пересувався, втиснув їх у мергель (49, с. 45). Ті самі дослідники відзначають, що в найугнутішій частині луковини біля Скобіївки, на плято простягся на протязі 3 км вал, одмітний своєю формою від інших частин плято; можливо, що цей вал становить морену натиску. Як гадає Д. Н. Соболев, це думка правдоподібна, але він не вважається вважати її за цілком доведену, хоч і відзначає, що поверхня горбовини у цьому місці становить картину, що нагадує горбистий мореновий краєвид (49, с. 45).

Ще далі, на південний схід, уздовж краю Табурище-Крюківської луковини явища навального чину льодовика відзначив, як згадувано вище, В. І. Вернадський. Дуже ймовірно, що ці явища є й по інших місцях цієї прекрасно виявленої прастарої меандри Днірової, але покищо їх ніхто ще не викрив.

Таким чином ми бачимо, що вздовж правого берега Дніпра від Трактемирова до Крюкова, по багатьох місцях явища навального чину льодовика мають буйний розвиток. Найсильніше руїницька чинність льодовика проявилася в Канівському районі та в районі Вільшанської улоговини. У напрямі на південний схід навальна чинність льодовика повільно слабшала. Мабуть це залежить від зменшення потужности льодовика в цьому напрямі.

Таким чином виходить довгий ланцюг маргінально-льодовикових витворів, що простягся понад правим берегом Дніпра від Трактемирова до Табурища, приєднавшись до другої смуги невиявлених у рельєфі кінцево-моренових витворів Лівобережжя. На північ від Трактемирова продовженням цього ланцюга будуть кінцеві морени, що простяглися правим берегом Прип'яті, між Чорнобилем та Бураківкою, а за межами України, — кінцеві морени Мозирського узбережжя Прип'яті, що їх недавно вказала Г. В. Закревська (18, с. 42).

Так зарисовується ланцюг маргінально-льодовикових витворів, що простягся через величезні простори льодовикового району України й що добре

виявився поза її межами у суміжних місцевостях. Він позначає межу Дніпрового льодовика під час зупинки його в процесі відступання.

На лівім березі Дніпровому теж є морени натиску. Їх ми знаємо поки що дві — гору Пивиху та гору Калитву.

Гора Пивиха становить рештки первісного берега, що зацілів від розмивання та що підноситься над третьою терасою між Градизьким та Максимівкою. Гора витяглася з NNW на SSO. Довжина її близько 3,5 км, широчина близько 1 км, максимальна височина — 170,3 м, височина понад заплавою Дніпровою — 102,2 м. Вона стрімко уривається до Дніпра; на північний схід і південний схід положисто знижується. Третя тераса обхоплює гору з півночі, сходу та з південного сходу. Уздовж південно-західного схилу, оберненого до Дніпра, теж збереглися подекуди шматочки цієї тераси, закопуючи в балки, що попрорізували схил та утворили їхнє положисте дно.

За даними Б. Л. Лічкова, перекрої показують таку будову гори: на самому споді залягає київський мергель, підносячись над рівнем Дніпровим у центральній найпідвищеній частині гори — на 25 м, а в північно-західній частині Градизького — на 7,7 м. Горішня поверхня мергелю дуже нерівна й становить виступи та вглиблення, що показують на розмив його. На київський мергель налягають білі, тонковерстуваті піски з домішаною рінною фосфоритами й зубами акул; вгорі вони переходять у піски з *Paludina diluviana*. Грубина пісків сягає кількох метрів. У північно-західній частині гори піски ці надзвичайно інтенсивно зібгані й дисльоквані, при чім дисльоквані „вкривають неагідне уложення цих пісків і київського мергелю, їм підлежного. У жадному відслоненні не видно, щоб долішній, цєбто київський мергель, брав участь у фалдуванні порід, що його вкривають“. Над білими пісками лежить мергель (горішній мергель), що зокола нагадує долішній мергель, але відзначається силою скалків кварцу та наявністю наметнів у його горішній частині. Потужність мергелю доходить 10 м і більш, подекуди вона менша, а часом мергелю й зовсім немає. Мергель вкриває морена, грубини верстви вельми мінлива (сягає до 20 м). Найпотужніша вона в північно-східній частині гори, поблизу її піднесеної середньої частини. У північно-західній частині гори потужність морени не перевищує 10 м, а на самій горі вона коливається в межах від 1,07 до 3,21 м. Межа між мореною та пониженням мергелем вельми нерівна, але чітка. Можна спостерегти, як морена захоплює шматки мергелю та пониження пісків. Вище над мореною йде лес, що його ділить на два поземи похований ґрунт (26, с. 1—32).

Правильне пояснення спостережених на Пивисі явищ дав уперше Д. Н. Соколов, спочатку на підставі самих літературних даних, висловивши думку, що дисльокванії Пивихи становлять гляціодисльокванії (48, с. 210). Згодом він після особистих дослідів ствердив правильність висловленого передніше погляду (49, с. 25—32).

Докладні досліди Б. Л. Лічкова цілком ствердили висновки Д. Н. Соколова і нехибно довели гляціальну природу дисльокваній Пивихи. Надто цікавий, констатований від Б. Л. Лічкова факт, що горішній і долішній мергелі району „Перекинутого Верху“¹⁾ відрізняються один від одного, але

¹⁾ „Перекинутий Верх“ — це ізольована вершина — горб на Пивисі.

воднораз горішній мергель Перекинутого Верху й долішній мергель крайньої NNW частини Градизького та хутора Гусиного цілком тотожні. На цій підставі Б. Л. Лічков робить висновок, що льодовик одірвав Перекинутий Верх від долішнього мергелю в північно західній частині Градизького й на-сунув його на гору. Ледве чи можна б і знайти якое інше пояснення цього явища.

Тільки навальною чинністю льодовика, що здіймався пісками вгору, ле-жавши на долішньому мергелі, і можна пояснити інтенсивну дисльокваність цих пісків, тим часом як у долішньому мергелі жадних ознак порушеного наверствования, як зазначає Д. Н. Соколев, немає (49, с. 29). Видима річ, що коли б дисльоканції постали в наслідок ендегенних процесів, то й до-лішній мергель був би теж дисльокований. За навальну тут чинність льодо-вика говорить також захоплення мореною шматків горішнього мергелю й по-нижчих пісків.

Хоч Б. Л. Лічков доходить певного висновку, що дисльоканції порід, по-ложених вище над долішнім мергелем становлять гляціодисльоканції, а проте він гадає, що долішній київський мергель утворює антикліналю тектонічного походження, тобто він пристає на думку, що її вперше висловив у невиразній формі Н. А. Соколов (49-а, с. 210), і виразно згодом зформулювали А. К. Алексеев та В. І. Крокос (1-а, с. 228). А проте, Д. Н. Соколев указує, що жадної антикліналі київський мергель не витворює й що похила його поверхня постала в наслідок знесення. На його погляд, по тому, як льодовикову природу дисльоканцій Пивихи певно з'ясовано, немже ніякої під-стави вважати, що піднесення київського мергелю має тектонічне похо-дження. Піднесення київського мергелю на Пивисі Д. Н. Соколев пояснює так, що гора стоїть на лінії, що видається за продовження на північ Ново-георгіївського виступу кристалічних порід (49, с. 29, 32). А втім, можли-вість такого пояснення допускає й Б. Л. Лічков (26, с. 7).

Гора Калитва стоїть на третій терасі Дніпровій, на правім березі Орелі за 22 км від Дніпра. Вона становить горбовину, витягнену з NO на SW, і сягає 147,5 м абсолютної височини: в півночі гора підноситься над третьою терасою Дніпровою на 34 м, на південь стрімко уривається до надлукової тераси Орелі на 80,9 м.

Щонайдавніші породи, відслонені на горі, як видно з перекроїв, описаних у Л. І. Карякіна (19, с. 3 — 13), будуть блакитнава глина, схожа з київською, та темнозелений суглинок з глянконітом, що вельми нагадує харківську поро-ду. Вище за ці породи лежать верствуваті, грубо-, середньо- і дрібнозер-нясті піски білого, жовтого, жовто-гарячого й бурого кольору. Далі йдуть зеленаві, сірі й блакитнаві суглинки. Зеленаві й блакитнаві суглинки мають кристали гіпсу. Суглинки вкриває морена, понад нею лежить лес та лесу-ваті суглинки. Піски й повищі суглинки інтенсивно дисльоквані, зібгані й зсунені в напрямку на південний схід.

Л. І. Карякін вважає, що палеоген на горі не виходить (19, с. 12). Та-кої самої думки й Д. Н. Соколев (49, с. 33). Погодитися з цим аніяк не можна, бо темнозелений суглинок з глянконітом, що дуже нагадує хар-ківську породу і блакитнаву глину, схожу з київською, передовсім можна

зачислити саме до палеогену. Л. І. Карякін і Д. Н. Соболев вважають ці породи за терасові поклади, але на це немає достатніх підстав, навпаки, перекрій XXIV, описаний у Л. І. Карякіна (19, с. 10—11), говорить за те, що вони становлять первісні породи. В основі цього перекрою залягає блакитнаво-зелена глина з розмитою поверхнею. На розмитій поверхні глини залягає лесуватий суглинок, а подекуди й білі піски. Отже, тут помітно теж саме явище, що й на Пивисі, де на розмитій поверхні довшнього мергелю лежать білі піски.

Ледве чи в рація вважати всі суглинки, уложені між пісками та мореною, за тотожні із звичайними підмореновими солодководними суглинками, як це робить Л. І. Карякін (19, с. 12). Зеленаві й блакитнаві суглинки з кристалами гіпсу, очевидно, становлять породу відмінну своїм походженням від звичайних підморенових суглинків. Природніш було б ніби віставити їх з горішніми мергелями Пивихи. За це промовляє наявність у них кристалів гіпсу і, взагалі, схожість з київським мергелем.

Л. І. Карякін хоч і доходить висновку, що гора Калитва становить морену натиску, але цілком не торкається питання про те, які ж саме були тут умови рельєфу перед наступанням льодовика, тим то залишається нез'ясованим, як уявляє він собі утворення цієї морени натиску. Д. Н. Соболев каже, що йому видається неясним, чи існував і тут острівний горб, що спричинив утворення морени натиску (49, с. 33). Мені здається, що навряд чи можна сумніватися в існуванні, до наступання льодовикового, ерозійної гірки на місці гори Калитви. Якби льодовик під час свого руху не натрапив би був на перешкоду у вигляді гірки, що її він мав опанувати, то морена натиску не могла б і постати. На існування такої гірки певно вказує й наявність під білими пісками блакитнаво-зелених глин з розмитою поверхнею. Відкривши ці глини, як видно, угнався в край цієї гірки, що становить ядро Калитви¹⁾.

Отже, на Калитві спостерігаємо ту саму картину, що й на Пивисі. Пересуваючись з північного заходу, льодовик натрапив на ерозійну гірку, що підносилася понад третьою терасою й стояла на перешкоді його руху. Тиск льодовика відірвав тонку верству первісних порід і насунув їх на гірку, при чім дислюкувалися й насунені породи, і понижчі піски.

Явища навального натиску льодовикового спостерігаються також на Ісачківському горбі, що височиться серед широкої річкової долини коло збігу Сули, Удая і Сулиці. Ісачківський горб становить овальну високість, витягнену з NW на SO, розширену в північно-західній частині і звужену в південно-східній. Горб має довжини близько 3,7 км, широчина — близько 1,6 км, абсолютна височина його — 128 м, височина над дном долини — 28 м. В середині горба залягає, у вигляді дайків, діабаз.

Явища навального натиску льодовикового на Ісачківському горбі уперше відзначив А. В. Гуров. Він вказує, що в західній частині каменярні, біля кладовища наметнева верства, що залягає частенько на діабазовому конгломераті, має в собі невеличкі гнізда і великі партії червоної чіпкої глини,

¹⁾ Треба мати на увазі, що будова внутрішньої частини Калитви покищо не відома.

що стоять подекуди похило і мають іноді уламки діабазу. На думку А. В. Гурова, льодовик одірвав партії й гнізда червоних глин від верстви перистих глин, що прилягає до північного схилу горба, та насунув їх на горб. Окрім того, він відзначає, що сливе всюди, де помітно діабазовий конгломерат, горішня частина має, вкупі з шматками діабазу, кристалічні наметні, гнізда червоної глини. Цю горішню частину конгломерату А. В. Гуров вважає за місцеву морену. На основі своїх дослідів він доходить висновку, що „насуваючись з півночі, крижана поволока обробила горб, надавши йому форми баранячого лоба з положистим північним схилом та стрімким, урвистим південним схилом“ (12, с. 385, 390, 399 — 401, 402 — 403).

Ф. Ю. Левінсон-Лесінг теж спостерігав на одному з випнутих рогів стрімкого північно-східнього схилу діабазового горба невелику місцеву морену, утворену із зв'язаних якимсь глинястим або суглинковим речовинам більш-менш великих і дрібних уламків діабазу, де вгорі домішуються наметнячки сторонніх порід (24, с. 24).

Спостереження А. В. Гурова вазнали критики від П. Я. Армашевського, що, на підставі своїх дослідів, дійшов цілком інших висновків. На його думку, немає підстав говорити за оброблення діабазового масиву спіральною чинністю льодовика, бо, поперше, цей масив у переважній частині його поверхні захищали від льодовикового чину верстви червоно-бурої глини та солодководного суглинку; подруге, у наметневому суглинку не трапляється жадних матеріалів, що показували б на те, що дно морена утворилася за кошт діабазового масиву; потрете, ерозійна чинність льодовика в наших місцевостях загалом видається сумнівною. А що в червоно-бурій глині знайшли шматки діабазу, то П. Я. Армашевський з'ясовує, що їх захопила глина, сповзаючи з якихсь своїх ділянок по поверхні звірілого діабазу (2, с. 45, 50). Заперечує існування на Ісачківському горбі хоч будь-якої місцевої морени і В. І. Вернадський (36, с. 5).

З поглядами П. Я. Армашевського та В. І. Вернадського погодитися аж ніяк не можна. Що льодовик оброблював скелі діабазу в тих місцевостях, де вони перед наступанням льодовиковим були відслонені, а також, що місцеві морени є на Ісачківському горбі, — це річ, безперечно, безсумнівна, в чому пересвідчитись мені довелося особисто, відвідавши цей горб. У каменярні, у північно-західньому розі горба (урочище Малярха) я спостерігав у двох місцях (на вході до каменярні ліворуч і на північному боці каменярні) червоняво-буру морену, де, окрім наметнів кристалічних порід, траплялися ріжкуваті шматки діабазу. Це явище можна з'ясувати, звісно, тільки тим, що льодовик, пересуваючись діабазом, відривав від нього шматки та долучав їх до своєї морени, значить, тут перед нами типова місцева морена.

Вельми переконливий доказ того, що льодовик оброблював скелі діабазові, подають перекрої в льоху в Козубівці. Льох викопано у діабазі та в наляжній на ньому морені. Долішня частина стін льоху складається з діабазу, а горішня та стеля — з морени. Отже, тут можна добре спостерігати налягання морени на діабаз. Межа діабазу та морени показується надзвичайно рівною, діабаз ніби ножем зрізано. Очевидно, пересуваючись діабазом,

льодовик згладив усі його нерівності. Як видно з перекроїв, виступ діабазу має тут форму баранячого лоба.

Мені здається слушним також і висновок А. В. Гурова про те, що шоколядні глини ¹⁾, що виявляються в каменярні коло кладовища, пробувають у вторинному уложенні, і що їх виніс на горб льодовик. Глини ці не становлять суцільної поволоки, а трапляються тільки по окремих місцях. У відслоненні, на північному боці каменярні, коло кладовища, дуже добре видно, як ці глини, поземо уложені на діабазовій брекчії, виклинуються в східньому напрямку. В яру, коло кладовища, видно, що шоколядна глина, уложена на породах, що супроводять діабаз, швидко виклинується на північ та на південь. Безпосереднє уложення глини на супровідних діабазові породах говорить за те, що вони не лежать *in situ*. Якби вони лежали в первинному уложенні, то між ними і супровідними діабазові породами повинні б ще лежати піски полтавського поверху. Про ненормальне уложення цих глин говорить також зауваження І. Морозевича, що в одному з перекроїв каменярні коло кладовища ²⁾ вони лежать вище тонковерстуватих солодководних суглинків (36, с. 6). Нормально вони мусіли б лежати нижче від них. Надто цікавий випадок ненормального уложення цих глин я спостерігав на східньому боці каменярні коло кладовища. Тут підноситься діабазова скеля височиною близько 12 м. На північному боці скелі на діабаз налягає рожево-біласта або пухка або густа вапняна маса з тонкими (1—3 см) поверстками та куснями білого кристалічного вапняку та звітрілого діабазу. Вище лежить шоколядна глина з мергелевими зростками завгрубшки від 15 до 60 см. Глина залягає не поземо, а підноситься вгору в південному напрямку та виклинується. На глину, на північному боці відслонення, налягає напівпухка порода завгрубшки 1,5 м, складена з дрібних гострих круглястих шматочків звітрілого діабазу, що їх зцементовує речовина зеленаво-жовтого кольору. На північному боці відслонення на глині лежить морена. Отже, тут помітно вклинювання шоколядної глини в супровідні діабазові породи.

На південь від діабазової скелі видно отакий перекрій: на самій горі, з лівого боку, що прилягає до діабазу, лежить та сама порода, що налягає на шоколядну глину на північному боці діабазової скелі. Грубина її — близько 0,5 м. У південному напрямі вона виклинується в морену. Безпосередньо попід цією породою, ліворуч, лежить верства шоколядної глини від 10 до 50 см грубини, виклинуючись як у північному, так і в південному напрямках, і залягаючи не поземо, а похило на південь, через що між південним краєм верстви глини і породою, що налягає безпосередньо на північний її край, утворюється простір, куди вклинується морена. Поблизу південного краю виклинуваної верстви глини, до морени залучено два кусні цієї глини. Нижче від шоколядної глини лежить рожево-біласта, подекуди жовта або зеленаво пухка маса в шматками звітрілого діабазу. На правім боці відслонення, почавши звідти, де виклинується шоколядна глина, на цю верству налягає безпосередньо морена. В одному місці вона глибоко врізується в неї,

¹⁾ А. В. Гуров називає ці глини червоні, а П. Я. Армашевський червоно-бурі.

²⁾ Тепер це відслонення не існує.



Мапа території України, що її поверхня зазнала безпосереднього впливу льодовика.
 (Маштаб 1 : 2 520 000)

Karte des Gebiets der Ukraine dessen Oberfläche der unmittelbaren Einwirkung des Gletschers ausgesetzt war.

віби мішкувата віднога. Це відслонення, мені здається, цілком певно визначає, що ненормальне уложення шоколядної глини поміж супровідних діябові порід буде наслідком навального натиску льодовика. Це льодовик утиснув глину в ці породи.

Потужність морени на Ісачківському горбі чимала й сягає в північно-західній його частині 6 м. У північно-східній частині горба потужність морени буде менша. На наметні морена не рясна. Розмір наметнів звичайно незначний — від 2 до 10 см у діам. Подекуди трапляються і значніші наметні, що доходять 20 й більш см у діаметрі. Тільки в двох ярах трапилися великі гранітні наметні розміром: 60 × 37 см, 60 × 30 см і 75 × 50 см. Скрізь спостерігається тільки один мореновий позем. Вказівка А. В. Гурова на наявність тут двох наметневих поземів безперечно неправдива.

На існування морен натиску на Лівобережжі вказує теж і Л. С. Берг. За його словами, на південь від ст. Ямполь, кол. Глухівського повіту, лежить горб, складений на поверхні з жовтих наметневих пісків, що, десь певно, належить до типу морен натиску (4, с. 3). В обсязі виходів твердих кристалічних порід у правобережному Поліссі льодовик виявив ерозійну чинність, вгладжуючи випнуті частини цих порід і виробляючи такі характерні для льодовикового краєвиду форми, як бансваті горби та баранячі лоби. Ці форми скель надто часто трапляються уздовж горішньої течії Вужа.

З виложеного тут видно, що Дніпровий льодовик виявив чинність у межах України, головню, вгладжуванням рельєфу. Відкладаючи основну морену, що запорожнювала вглиблення, льодовик витворив просторі моренові рівнини. А проте, льодовикова чинність допомагала також і утворенню нерівностей. У тих місцях, де мореновий матеріал скупчувався у вигляді горбів і валів, а також там, де льодовик натрапляв на перешкоди у своїм русі та перемагав їх, нагромаджуючи морени натиску, там рельєф набув хвилястого характеру.

ЛІТЕРАТУРА — LITERATUR

1. Агафонов, В. Прилуцкий уезд. Материалы к оценке земель Полтавской губ., 1892, в. XI.

1-а. Алексеев, А. и Крокос, В. О геологическом строении горы Пивихи, Кременчугского уезда, Полтавской губ. Записки Общ. Сел. Хоз. Юж. Росс., 1919, т. 88—89, кв. I.

2. Армашевский, П. Общая геологическая карта России. Лист 46. Труды Геол. Ком. 1903, т. XV, № 1.

3. Армашевский, П. Геологический очерк Черниговской губ. Зап. Киев. Общ. Ест., 1883, т. VII, в. I.

4. Берг, Л. Обще-географические работы в Черниговской губ. Краткий предв. отч. о физико-географических наблюдениях в Суражском, Глинском, Стародубском и Глуховском уездах Черниговской губ. в 1912 году. Приложение к докладам Упр. Губ. Зем. Соб. 48 очер. сес. 1913 г. Отдельный оттиск.

5. Богусhevский, С. Гадячский уезд. Материалы к оценке земель Полтавской губ. 1891, в. VI.

6. Богусhevский, С. Переяславский уезд. Материалы к оценке земель Полтавской губ. 1892, в. XIII.

7. Борисяк, Н. О стратиграфических отношениях почв в Харьковской и прилежащей к ней губерниях. Сборник материалов, относящихся до геологии южной России. Харьков, 1867.

8. Вернадский, И. Кременчугский уезд. Материалы к оценке земель Полтавской губ., 1892, в. XV.
9. Георгиевский, А. Полтавский уезд. Материалы к оценке земель Полтавской губ., 1890, в. I.
10. Глинка, К. Роменский уезд. Материалы к оценке земель Полтавской губ., 1891, в. VI.
11. Глинка, К. Лохвицкий уезд. Материалы к оценке земель Полтавской губ., 1892, в. XII.
12. Гуров, А. Геологическое описание Полтавской губ. Харьков, 1888.
13. Дмитриев, Н. Ледниковые отложения Харьковской губ. Наука на Украине. 1922, № 4.
14. Дмитриев, Н. К следам ледникового периода в Харьковской губ. Бюллетени Харьк. Общ. Люб. Прир. 1915, № 5. Отдельный оттиск.
15. Дмитриев, Н. К морфологии ледникового района Слободской Украины. Труды Хар. Тов. Дослід. Прир. 1927, т. 51, в. 2.
16. Дмитрів, М. Межа розповсюдження наметнів Дніпровського язика Скандинаво-Руської льодовикової поволоки. Записки Україн. Н.-Д. Інституту Географ. та Картограф., 1928, в. I.
17. Эзревська, Г. Кінцеві морени Київщини. Наукові записки. Орган Київської Науково-Досл. Катедри, т. III, в. I.
18. Закровська, Г. Геологічні досліді на північно-східній частині Волинського Полісся та на півночі Київщини. Відбитка з т. II Трудів Укр. Наук.-Досл. Геолог. Інст.
19. Карякин, Л. О геологическом строении горы Калитвы. Труды Хар. Тов. Дослід. Прир. 1921, т. 51, в. 2.
20. Крокос, В. Четвертинні поклади деяких місць Правобережної України. Матеріали дослідження ґрунтів України. 1928, в. II.
21. Крокос, В. О ледниковых отложениях северо-западной части Киевской губ. Коллективные опыты в Киевской губ. 1911—1912, ч. 1, Киев, 1913.
22. Крокос, В. Матеріали до характеристики четвертинних покладів східньої та південної України. Матеріали дослідження ґрунтів України. 1927, в. 5.
23. Ласкарев, В. Общая геологическая карта России. Лист 17. Труды Геол. Ком. 1914, нов. сер., в. 77.
24. Левинсон-Лессинг. Лубенский уезд. Материалы к оценке земель Полтавской губ. 1889, в. 2.
25. Личков, Б. Отчет о работах 1924 — 1925. Вісник Укр. Від. Геол. Ком. 1926, в. 7.
26. Личков, Б. К геологии горы Пивихи на Днестре. Изв. Укр. Отд. Геол. Ком. 1926, в. 9.
27. Личков, Б. Отчет о работе по съемке 32-го листа Изв. Укр. Отд. Геол. Ком. 1927, в. 10.
28. Личков, Б. К вопросу о террасах Днестра (статья вторая). Вісник Укр. Від. Геол. Ком. 1928, в. 11.
29. Личков, Б. О террасах Днестра и Припяти. Материалы по общей и прикладной геологии. 1928, в. 9.
30. Лучидский, В. Отчет о работах 1924 — 1925 г. Вісник Укр. Від. Геол. Ком. 1926, в. 7.
31. Люткевич, Э. Характер и пределы распространения ледниковых отложений в Радомыльском уезде Киевской губ. Зап. Новорос. Общ. Естеств., т. 37.
32. Махов, Г. Районизация Украины на основе характера ее почвогрунтов. Сельскохозяйств. опытное дело. 1924, № 4.
33. Мирчинк, Г. Послетретичные отложения Черниговской губ. и их отношение к аналогичным отложениям Европейской России. Гл. 1 и 2. Приложение № 1 к журналу Вестник Моск. Горн. Акад. 1923 г.
34. Мирчинк, Г. То же. Гл. 3—9. Мемуары Геол. Отд. Общ. Люб. Ест., Антр. и Этн. 1925, в. 4.
35. Мирчинк, Г. Отчет о геологических исследованиях в западной половине 45-го листа входящей в пределы Брянской губ. Отчет о состоянии и деятельности Геол. Ком. в 1925 г. Изв. Геол. Ком. 1926, т. 45, № 4.
36. Морозевич, И. Строение Исачковского холма. Труды Геол. Ком.
37. Поленов, Б. Хорольский уезд. Материалы к оценке земель Полтавской губ. 1890, в. III.

38. Різниченко, В. Природа Канівських дислокацій. Вісн. Укр. Геол. Ком. 1924, в. 3. Окрем. відб.
39. Різниченко, В. Геологічний нарис околиць Шевченкової могили під Каневом. Матеріали до геології України. 1924, в. 1.
40. Різниченко, В. Головніші родовища жорнових пісковців на Україні. Вісник Укр. Від. Геол. Ком. 1924, в. 4.
41. Різниченко, В. До четвертинної історії району Канівських дислокацій. Вісник Укр. Геол. Ком. 1924, в. 5.
42. Різниченко, В. В горах и кручах Каневской дислокации. Киев, 1926.
43. Різниченко, В. На окраїнах Канівської дислокації. Вісник Укр. Геол. Ком. 1927, в. 10.
44. Різниченко, В. Геологічні досліді літом 1925 р. Відчит про стан та діяльність Укр. Від. Геол. Ком. 1926, в. 7.
45. Різниченко, В. Про Канівську „морену натиску“ та її аналоги в Польщі. Вісник Укр. Від. Геол. Ком. 1928, в. II.
46. Румницький, М. и Фрейберг, И. Почвы водосбора верхнего течения р. Десны. Материалы к оценке земель Орловской губ. 1910.
47. Соболев, Д. По поводу работы Б. А. Личкова. „К вопросу о террасах Днепра (статья вторая)“. Извест. Укр. Отд. Геол. Ком. 1928, в. II.
48. Соболев, Д. Природа Каневских дислокаций. Бюллетень Моск. Общ. Исп. Прир.-Отдел. Геол. 1926, т. IV (3—4).
49. Соболев, Д. Геоморфологічні спостереження на середньому Подніпрі. Матеріали дослідження ґрунтів України. 1928, в. II.
- 49-а. Соколов, Н. Нижнетретичные отложения Южной России. Тр. Геол. Ком. 1893, т. IX, № 2.
50. Тутковский, П. Краткий отчет о геологических исследованиях в 1906 г. Изв. Геол. Ком. 1907, т. XXVI.
51. Тутковский, П. Геологический очерк Васильковского и Уманского уездов Киев. губ. Материалы по исследованию почв и грунтов Киевской губ. 1915, в. 2.
52. Тутковский, П. Зональность ландшафтов и почв в Волинской губ. Почвоведение. 1910, № 3.
53. Тутковский, П. Узбережжя ріки Жерева. Всеукраїнська Акад. Наук. Труды Фізико-Мат. Від. 1925, т. I, в. 6.
54. Тутковский, П. Побережье р. Норина в Овруч. уез. Тр. Общ. Иссл. Волини. 1911, т. VI.
55. Тутковский, П. Геологические исследования вдоль строящейся Киево-Ковельской жел. дор. Изв. Геол. Ком. 1902, т. 21, в. XIII.
56. Тутковский, П. Природня районізація України. Мат. до районізації України. 1922, т. I.
57. Ферхмин, А. Кобылянский уезд. Матер. к оценке земель Полтавской г. 1891, в. VIII.
58. Феофилактов, К. Некоторые данные о дилuviальных образованиях в Лубенском уез. Труды Общ. Исп. Прир. при Хар. Унив. 1875, т. IX.
59. Феофилактов, К. Геологические исследования в Лубенском уез. 1879.
60. Чирвинский, П. Геологическое строение правобережной полосы по р. Сейму в пределах Курской г. Ч. I. Зап. Киев. Общ. Ест. 1909, т. XXI, в. I.

ZUSAMMENFASSUNG

Die Tätigkeit des Dniproglatschers zeigte sich sowohl in der Akkumulation des von Norden her transportierten Materials, als auch in der Glazialerosion. Daher begegnen wir in dem ehemals vergletscherten Gebiete der Ukraine Oberflächenformen, die ihre Entstehung nicht nur der akkumulativen, sondern auch der erosiven Tätigkeit des Gletschers verdanken.

Als Grundform der Oberfläche, durch aufschüttende Tätigkeit des Gletschers gebildet, erscheint die Moränenebene; die Moräne zeigt sich jedoch an der Oberfläche selten und in geringer Ausdehnung; gewöhnlich ist sie mit Löss oder Sand überdeckt.

Ausser den Moränenebenen treffen wir im Bereiche des Glazialgebietes der Ukraine noch andere, durch Moränenablagerungen gebildete Oberflächenformen: die Moränenlandschaft und die Endmoränen. Der Moränenlandschaft begegnen wir im rechtsufrigen Polissje recht häufig, im übrigen Gebiete selten. Endmoränen, die im Gelände hervortreten, finden sich fast ausschliesslich rechts vom Dnipro. In der linksufrigen Dniproebene sind solche Bildungen mit Ausnahme des Berges Kalytwa bisher unbekannt; aber hier finden wir örtliche Anhäufungen von Geschieben, die am natürlichsten als Spuren von zerstörten, unter Löss verborgenen und indessen im Gelände nicht hervortretenden Endmoränenbildungen aufgefasst werden können.

Es gibt zwei lange Zonen, längs deren diese Geschiebeanhäufungen sich verteilen. Die erste verläuft längs der Grenze der Moränenablagerungen, beginnt am Berge Kalytwa und erstreckt sich bis Petschystsche, im Quellengebiet des Flusses Ssula. Im Bereiche dieser Zone finden sich Geschiebeanhäufungen am rechten Ufer der Worskla zwischen Kobyljaki und Bilyky, am rechten Ufer der Hrusjka Holtwa in der Umgebung von Reschetyliwka, am rechten Ufer des Pssiol, in der Gegend von Hadjatsch, in der Umgebung von Schtepiwka und Petschystsche am Mittellauf der Ssulka, sowie zwischen der Ssulka und Ssula.

Die zweite Zone zieht sich parallel der ersten hin. Geschiebeanhäufungen sind in dieser Zone verzeichnet worden: am rechten Ufer des Pssiol im Gebiete Omelnyk — Manscholiija, am rechten Ufer der Ssula zwischen Wjasiwok, Kurenjok und Lochwyzja, sowie zwischen den Bächen Olawa und Tern, am linken Ufer des Ssejm in Aleksandriwka (NW von Putywel) und am rechten Ufer der Dessna in Nowhorod — Ssiwersjk. Ausserhalb der Grenzen der Ukraine liegt in der Verlängerung dieser im Gelände nicht hervortretenden Kette von Endmoränenbildungen ein im Gelände scharf hervortretender Endmoränenzug, der sich beinahe 60 km weit von Mostotschna bis Panikowzy hinzieht.

Spuren der erosiven Tätigkeit des Dniproglatschers zeigen sich an vielen Stellen des Glazialgebietes der Ukraine, aber besonders deutlich treten sie längs des Dniprotales auf. Die Stauwirkungen des Gletschers sind besonders an der rechten Seite des Dnipro in der Umgebung von Kaniw und an der Peripherie des Olshaner Landgesenkes entwickelt. Gegen SO werden sie allmählich schwächer.

Aus dieser Tätigkeit des Gletschers resultiert eine Kette von marginalglazialen Bildungen, die durch Stauwirkungen entstanden sind. Diese Kette zieht sich längs des rechten Dniproufers von Trachtemyriw bis Taburyschtsche hin und schliesst sich an die zweite Kette der im Gelände nicht hervortretenden Endmoränenbildungen des linken Dniproufers an. Im Norden von Trachtemyriw erscheinen als Verlängerung dieser Kette die Endmoränen am rechten Prypjatufer zwischen Tschornobyl und Burakiwka und ausserhalb der Grenzen der Ukraine die Endmoränen am Prypjatufer bei Mosyr.

Es ergibt sich somit eine Kette von marginalglazialen Bildungen, welche in grosser Ausdehnung durch das Glazialgebiet der Ukraine verläuft und ausserhalb ihrer Grenzen, in benachbarten Gebieten distinkt hervortritt. Diese Kette bezeichnet die Grenze des Dniproglatschers zur Zeit seines Stillstands beim Rückzug.

UKRAINIAN ACADEMY OF SCIENCES

Symposium edited as a Memorial to the Late Academician P. A. Tutkowsky
Vol. I. 1931

ДЮБУА (Страсбург)

ПРИРОДА ТА ПОХОДЖЕННЯ СУГЛИНКІВ ФРАНЦІЇ

DUBOIS (Strasbourg)

NATURE ET ORIGINE DES LIMONS FRANÇAIS

Je ne m'occuperai dans la présente note que des limons ou formations limoneuses de la partie de la France située au Nord de la ligne Nantes, Orléans, Amiens et prendrai des exemples surtout en Flandre, Picardie, Normandie, Bretagne, Ile-de-France, Champagne, Ardenne, Lorraine, Alsace.

Les limons y sont souvent épais de plusieurs mètres et cachent une grande partie des autres formations géologiques.

Le manteau limoneux est particulièrement continu en Flandre; aussi ce fut le géologue lillois, Ladrèze (1890), qui, en France, tenta le premier essai méthodique de classement stratigraphique des limons. Sa classification, qui retint longtemps l'attention des géologues, était d'ailleurs prématurée en raison de l'état peu avancé des études stratigraphiques relatives à l'ensemble des terrains post-pliocènes. Par la suite il a été beaucoup écrit sur les limons français, et la bibliographie des travaux relatifs à ces roches prendrait une place très considérable. Je ne veux présenter ici que les conclusions qui se dégagent des travaux les plus récents sur la classification et l'origine des limons.

1 — *Limons éluviaux*

Il y a lieu de ranger dans cette catégorie un grand nombre de limons dont la nature dépend uniquement de celle de leur substratum direct. Ils en dérivent directement par altération sur place ou parfois après un déplacement ou remaniement sensible sur place.

Rentrent dans cette catégorie les limons suivants:

A.—Limon brun ou brun-rouge ou roux, argilo-sableux, avec ou sans silex, résultant de la décalcification de roches calcaires sous-jacentes à une roche calcaire pouvant être elle-même un limon). Ce sont tout ou partie des limons nommés: limon rouge ou brun des plateaux, argile brune ou rouge à silex, limon rouge, rougeaut, terre à briques. Certains de ces limons sont des lehm qui sont effectivement à classer ici, car ils résultent, pour la plupart, de l'altération sur place de limons plus ou moins calcaires et notamment d'argiles

sous-jacents; tels sont le limon rouge fendillé, la terre à brique de Ladrèe le „lihm“ des cultivateurs flamands.

B. — Limons panachés, argilo-sableux, avec ou sans cailloux résultant de l'altération de roches pauvres en calcaire. Ils sont généralement moins uniformément bruns que les limons précédents et fréquemment gris ou gris-verdâtre avec panachures rousses. Je citerai à titre d'exemple: les limons panachés ou bariolés gris roux, très argileux, dérivés de l'argile des Flandres yprésiennes; les limons fauves, argilo-sableux, dérivés de l'Yprésien supérieur argilo-sableux des collines flamandes; — les limons argileux gris-pâle et roux dérivés des calcaires-meuliérisés couronnant les collines et plateaux parisiens; — les limons très argileux gris-verdâtre ou gris roux de la gaize vraconnienne de l'Argonne; les limons argilo-sableux roux, dérivés des grès à tuffeau éocènes (grès argileux à opale) des bassins flamand et parisien; — les limons grossiers très sableux, bariolés, dérivés de couches argilo-sableuses éocènes des mêmes régions; — les limons grossiers très sableux, roux, dérivés des sables et galets des pruches monastiriennes de Picardie (Dubois, 1924, p. 176); — les limons panachés, dérivés des schistes paléozoïques du massif ardennais et, plus particulièrement les limons argileux avec blocs de quartzites, esquilles de schistes, dérivés des schistes, quartzites et des quartzophyllades cambriens, et nommés localement „agaize“ ou „agaize“.

C. — Les arènes dérivées de roches cristallines, dans les Vosges principalement, constituent une catégorie très spéciale de limons éluviaux que je ne puis que mentionner.

II — Limons de ruissellement.

Fréquemment les limons doivent leur origine à l'action exclusive du ruissellement sur les pentes. Leurs éléments sont empruntés soit à des limons éluviaux préexistants, — soit directement à des roches meubles dont certains éléments caractéristiques se retrouvent à peine altérés dans le limon: argile, grains de sable, grains de glauconie, microfossiles; ou, si le limon est plus grossier: gros fossiles, silex, concrétions diverses.

Ils sont stratifiés, le plus souvent très grossièrement, sur le mode torrentiel. On peut parfois relever dans ces limons des mélanges complexes des éléments des roches d'origine, parfois des sortes d'inversion stratigraphique. Voici quelques exemples de ces mélanges et inversions:

Limons à St-Aubin, près Etaples (Dépt du Pas-de-Calais) (Dehé et Dubois, 1928).

2. Sable et limon sableux, gravier à granules de craie, silex de la craie, fragments de landéniens, de plaquettes ferrugineuses sparnaciennes, de galets de silex yprésiens, de galets de silex postpliocènes

1. Argile à silex.

Limons à Petit-Phare, Wissant (Dépt du Pas-de-Calais) (Dubois, 1924, p. 183)

4. Limon de rubéfaction du limon précédent.

3. Limon grossier caillouteux (éléments provenant d'une terrasse fluviale voisine avec fossiles crétacés).

2. Limon sableux (éléments wealdiens dominants).

1. Limon grossier argilo-sableux (essentiellement formé de sables et argiles albiens).

Limons entre Guignicourt et Prouvais (Dépt de l'Aisne).

3. Limon sableux avec galets de silex.

2. Limon sableux roux avec petits galets de craie.

1. Limon sableux roux avec fragments de grès et de tuffeau éocènes.

Dans la catégorie des limons de ruissellement rentrent: la plupart des limons panachés argilo-sableux situés sur les pentes ou les terrasses à la base de beaucoup de séries limoneuses. Ils sont surtout bien développés en Picardie, pays de craie couvert de collines témoins éocènes argileuses et sableuses; ces collines ont servi d'aliments pour la formation de limons dont la panachure est d'autant plus marquée que le mélange intime de l'argile et du sable a été moins bien opéré; les teintes rouges très vives se panachent avec des teintes franchement vertes dans certains limons déposés sur le flanc des collines des environs de Douai en Flandre wallonne.

Anticipant sur les considérations relatives aux ergerons et loess, notons que la superposition d'ergerons ou loess à du limon argilo-sableux panaché constitue une sorte d'inversion des roches d'origine: à la base, les limons panachés proviennent du démantèlement des collines éocènes; plus haut, les ergerons ou loess proviennent essentiellement du socle crayeux de ces collines réduites déjà par une érosion préalable.

Les limons de ruissellement roux ou bruns, ou brun noir, abondent sur les pentes; on leur réserve fréquemment le nom de limons de lavage; certains peuvent se produire très rapidement de nos jours encore au cours des pluies violentes, au détriment de limons préexistants. Ils renferment parfois des lits charbonneux dus à des matières organiques entraînées. Ces limons marqués A sur la Carte Géologique de France au 1/80 000 quand ils peuvent être distingués, oblitérent souvent plus ou moins complètement les vallons morts en pays crayeux.

A Achenheim (Alsace), s'observe sur une pente un limon brun de ruissellement contenant une grande quantité de poupées calcaires provenant du loess voisin.

Les grèves crayeuses constituent un aspect très particulier de limons de ruissellement; elles s'observent dans les vallons de pays crayeux où la craie est à nu: en Picardie et surtout en Champagne Pouilleuse. La grève consiste d'une accumulation torrentielle de petits galets de craie, bien roulés; elle est très apte à donner d'autres limons plus fins par décalcification ou remaniement (Dubois, 1927).

Les arènes granitiques peuvent s'accumuler sur les pentes ou dans les vallons par ruissellement, et former un limon grossier où les éléments sont plus ou moins calibrés. On trouve de semblables limons au pied des Vosges granitiques.

III — Limons de solifluction

Au pied des pentes de certaines vallées se sont accumulées des coulées pierreuses ou boueuses qui ne peuvent s'expliquer par la seule action du ruissellement.

Dans les vallées crayeuses de Picardie, la boue crayeuse coulée puis durcie est nommée „Presle“. La presle prend parfois l'aspect d'une véritable craie reconstituée; le plus souvent c'est un mélange plus ou moins complexe de craie et de cailloux.

On peut observer aussi de véritables coulées d'argile à silex ou de cailloutis de terrasse, avec parfois de grosses pierres incluses. L'un des plus remarquables exemples d'une telle formation répondant au „rubble drift“ ou „head“ des géologues anglais (Geikie, 1894; p. 389; Prestwich, 1892) est fourni par la belle coupe de la falaise de Sangatte près Calais (Dubois, 1924): Au pied d'une falaise morte monastirienne, recouvrant une plage suspendue de même âge, gît une épaisse formation de blocs crayeux, de presle, de presle avec cailloutis, de sable rubéfié avec cailloutis, avec des pierres de gros calibre. C'est une coulée de cailloux et de boue très typique, remaniée d'ailleurs à diverses reprises par des ruissellements locaux.

Des formations analogues ont été signalées en Normandie et en Bretagne (Bigot, 1927, 1928; Milon et Dangeard, 1928). Elles comblent des vallées jusqu'à une grande hauteur.

En Lorraine les pentes et dépressions des plateaux calcaires sont plaquées de „grouine“, formée de blocs calcaires et d'argile; on y a trouvé des restes de Marmotte (*Marmota marmota*) et de Mammouth *Elephas primigenius* (Bleicher, 1887, p. 92). Une partie au moins de cette grouine doit être due à la solifluction. Il en est peut-être de même des accumulations de blocs de calcaire oolitique et de sable „diluvien“ signalées par Jacquot (1868) dans le Nord de la Lorraine.

Dans les Vosges les anciennes vallées glaciaires ne montrent que très rarement leur profil en auge primitif, leur pente est presque toujours adoucie par des éboulis pierreux très importants dont beaucoup sont stabilisés actuellement et qui paraissent avoir un âge assez considérable.

En somme on peut envisager toutes les formes de passage entre la coulée boueuse et la coulée pierreuse, et ces coulées lorsqu'elles sont bien caractérisées, ne sont pas phénomènes contemporains.

On ne peut concevoir leur formation que sous un climat plus rigoureux que le climat actuel, sous l'influence de gels et dégels successifs. C'est ce que la plupart des géologues qui ont décrit ces formations ont été amenés à conclure. Milon et Dangeard (1928) l'ont exprimé plus nettement que leurs prédécesseurs en montrant que les coulées pierreuses et boueuses étaient la conséquence de phénomènes de solifluction dans une contrée en état de nivation. Ce que nous savons de la position stratigraphique des grandes masses limoneuses confirme cette manière de voir. A Sangatte notamment la coulée boueuse et pierreuse s'est installée sur une plage suspendue monastirienne interglaciaire entre la régression monastirienne et la transgression flandrienne, c'est-à-dire au cours de la dernière glaciation. Les limons qui en sont immédiatement dérivés ont livré *Elephas primigenius* (Dubois et Pontier, 1926).

Ceci est très général: les masses de presle, les coulées boueuses ou les coulées de pierre, reposent sur des terrasses ou couvrent des pentes séparant les terrasses, ce qui indique nettement leur contemporanéité avec une glaciation. Les cou-

lées boueuses du type presle, en particulier, n'ont pu s'établir que lorsque un état de nivation était suffisamment constant pour provoquer la formation d'un tjäle. Cela a pu se produire à différentes phases d'une glaciation, soit en poussée, soit en maximum, soit en récession.

Les grandes coulées pierreuses des vallées vosgiennes sont évidemment tardi-glaciaires (flandriennes), contemporaines sans doute du début de la dernière récession glaciaire.

IV — Ergerons, loess et limons éoliens

On connaît des loess dans diverses provinces de France. Ce sont des limons finement pulvérulents, doux au toucher, finement sableux, calcaires et contenant des poupées calcaires. Ils n'offrent pas de stratification nette. Ils contiennent des *Pupa*, *Succinea* et *Helix*.

Les loess ont généralement une couleur jaune fauve, pâle et sont souvent ponctués de noir par du manganèse. En général les taches de manganèse sont plus nombreuses et plus visibles dans les loess anciens que dans les loess récents; aussi Ladrière (1890) et Commont (1912) désignaient les loess anciens sous le nom de „limons doux à points noirs“.

En Flandre, en Picardie, on nomme ergeron le limon plus ou moins calcaire qui se trouve sous le lehm superficiel (on nomme fauve et la même roche en Normandie). Dans certains cas cet ergeron offre une stratification torrentielle et contient des cailloux ou de gros grains de calcaire. Dans d'autre cas l'ergeron est finement pulvérulent, doux au toucher, et contient des poupées.

A la suite de Briart, Cornet et Houzeau de Lehaie (1868) et surtout de Ladrière les géologues ont donné au mot ergeron une signification stratigraphique précise et l'ont assimilé au loess récent. Il en est résulté une grande confusion de terminologie d'où est éclose une discussion non encore éteinte sur l'origine du loess.

Il conviendrait à mon avis de nommer ergerons tous les limons stratifiés ou non, qui ne sont pas intimement lehmifiés, c'est-à-dire décalcifiés et rubéfiés, et cela quel que soit leur âge. Ainsi définis tous les ergerons ne sont pas des loess, mais certains sont des loess typiques.

Les ergerons non loessiques ou loessiques sont connus en Artois et en Picardie où Ladrière et Commont les ont décrits avec soin, en Normandie (Bigot 1897, 1928, Guillaume 1923), en Bretagne (Barrois 1897) en Ile-de-France (Ladrière 1890, Laville 1902, Cayeux 1922), en Champagne, ainsi qu'en Alsace où ils sont extrêmement classiques.

Fréquemment, en pays calcaire, on les voit parfois passer latéralement à une presle, boue de solifluction dont ils dérivent manifestement par remaniement proche. L'origine locale de maints ergerons est démontrée en outre par leurs variations lithologiques ou par les variations de composition de leurs poupées.

Certains ergerons sont assez fortement argileux; d'autres contiennent des grains de sable volumineux; l'argile et le sable proviennent du voisinage immédiat. Les poupées des ergerons de Bretagne contiennent des feldspaths et de la biotite. Dans l'Argonne, à Sénuc, près Vouziers, une argile sableuse glauconifère, tenant la place stratigraphique de l'ergeron renferme des poupées de calcaire et

de silice; elle a emprunté ces éléments à la gaize vracconienne voisine. A Orschwiller, en Alsace, contre des roches cristallines, s'appliquent différentes couches d'ergeron blanc mélangé d'éléments grossiers d'arène granitique.

Mais leur éléments peuvent avoir une origine plus lointaine. L'ergeron des environs de Paris (Villejuif) contient des éléments provenant de craie du sud-est du bassin parisien et qui n'ont pu être amenés que par la voie éolienne (Cayeux, 1922).

La participation du vent à la formation de certains ergerons ne peut donc être mise en doute; les ergerons ainsi formés sont des loess typiques et, seuls, méritent le nom de loess. Cette participation ne peut d'ailleurs expliquer à elle seule tous les aspects des ergerons.

On trouve tous les passages entre des ergerons à galets calcaires avec lits de sables et de silex, grossièrement stratifiés, — les ergerons fins, à poupées, bien stratifiés, — les loess à poupées, avec petits lits stratifiés, — les loess à poupées, totalement dépourvus de stratification. Chez les uns et les autres s'observent des canalicules qui paraissent être des trous de racines, des *Pupa*, *Succinea* et *Helix*.

Quoi qu'il en soit, les ergerons et loess ont des positions stratigraphiques identiques: ergerons ou loess anciens d'une part, ergerons ou loess récents d'autre part; et ces positions sont telles que dans l'ensemble les ergerons apparaissent nettement liés aux phénomènes glaciaires. D'importantes précisions ont été fournies sur la position des loess dans les cycles glaciaires en Europe Centrale (Soergel, 1929). En France, où les inlandsis glaciaires n'ont pas sévi il est difficile de préciser cette position. Même en Alsace il en est ainsi, car les relations des loess et des tills locaux ne sont pas nettes.

Toutefois ce problème peut être poussé assez loin quant aux ergerons récents, dans les vallées de fleuves, tels que la Seine, la Somme, le Rhin:

a) ils recouvrent toutes les terrasses, y compris la basse terrasse monastirienne et la pente qui joint cette terrasse à la plaine alluviale flandrienne; ils passent sous les alluvions flandriennes.

b) ils contiennent toujours des *Pupa* et *Succinea*; mollusques continentaux aimant les lieux un peu humides;

c) ils offrent à leur base des sables grossiers ou un gravier qui, en de nombreux points, ont livré une faune de steppe-toundra à *Elephas primigenius*, *Rangifer tarandus*, *Lemmus lemmus*, *Dicrostonyx torquatus henseli*, *Citellus rufescens* (Dubois, 1929).

d) ils renferment quelquefois, dans leur épaisseur même, des éléments de faune steppique;

e) ils sont parfois en relation de continuité avec des couches de presle.

On peut en conséquence concevoir le processus suivant dans la formation des ergerons récents:

1) La région est à l'état de toundra soumise aux phénomènes de nivation un peu avant ou pendant l'extension maximum des glaciers würmiens: Formation de coulée boueuse calcaire (notamment de presle en pays crayeux).

2) La région est à l'état de toundra-steppe lors du début de la récession glaciaire. Climat généralement sec, mais vraisemblablement en été, périodes plu-

vieuses. Ruissellement sur les pentes: Triage des éléments des coulées boueuses et formation de sables graveleux.

3) La région est à l'état de steppe froide lors de la récession glaciaire. Climat généralement sec. Pentes et plateaux secs; humidité dans les vallées. Parfois périodes pluvieuses; d'ailleurs il y a alternances de périodes particulièrement sèches et de périodes légèrement pluvieuses: Formation des ergerons — soit d'ergerons de ruissellement assez grossiers, — soit d'ergerons loessiques sablo-argileux, stratifiés à poupées, par ruissellement faible, — mais surtout de loess, par apport éolien. L'apport éolien peut être proche ou lointain. Localement peuvent se produire au cours de périodes pluvieuses, des reprises du loess éolien et sa transformation en loess stratifié, et cela en un temps suffisamment court pour que la roche garde ses caractères lithologiques propres, sans décalcification ni rubéfaction. Ces formations s'établissent sur les plateaux, les terrasses et les pentes, entre autres sur les pentes reliant la basse terrasse monastirienne et le fond rocheux des vallées encore en creusement.

4) La région est à l'état de prairie avec bouquets forestiers. Climat doux et humide: Lehmification des ergerons; reprise d'ergerons ou de lehms et dépôt sous forme de limons de ruissellement dans les vallées en voie de remblaiement puis remblayées.

Il y a d'ailleurs en différentes parties du Nord de la France, 3 coulées successives d'ergeron ou loess récent: inférieur, moyen, supérieur, possédant chacune un gravier de base parfois un peu lehmifié en surface. Cela est en rapport avec des oscillations glaciaires au cours de la récession. Mais il n'est point question encore d'établir si les venues d'ergerons ou de loess en France sont contemporaines des phases poussées au cours de la récession ou des phases récessives.

Rien ne permet d'affirmer d'ailleurs que les ergerons récents soient partout exactement contemporains, étant donné la complexité des phénomènes qui les ont fait naître; ainsi en Bretagne les limons du type ergeron récent à poupées recouvrent toutes les îles situées à l'intérieur de la courbe de profondeur marine de 25 m. (Barrois 1897); ils sont rares ou absents sur les îles à l'extérieur de cette courbe. Cela tend à indiquer qu'une partie importante des limons de Bretagne s'est formée au début de la régression marine postmonastirienne, c'est-à-dire au cours de la progression glaciaire würmienne.

La succession indiquée plus haut, d'événements ayant présidé à la formation des ergerons et loess récents ne paraît donc pas pouvoir être généralisée d'une manière absolue. Elle ne correspond pas notamment au mode d'établissement de certains ergerons ou loess anciens. Ainsi à Hangenbieten, en Alsace, le loess ancien (limon doux à points noirs) repose sur les sables alluviaux d'une terrasse tyrrhénienne à faune chaude (une moyenne terrasse par conséquent). Au contact, s'observent des alternances de sable fluvial et de loess ancien, ce qui semble indiquer que la première venue du limon est subcontemporaine de la fin du remblaiement de la terrasse, c'est-à-dire bien antérieure au maximum de la glaciation rissienne.

V — *Limons éoliens autres que le loess*

Ils ne sont guère à mentionner qu'au voisinage de la mer: En dehors des dunes maritimes qui pourraient être classées parmi les limons éoliens, il y a lieu

de signaler de nombreux limons éluviaux ou des limons de ruissellement dans lesquels est incorporé du sable littoral. Dans les polders argileux il se forme parfois une petite couche superficielle d'un limon sablo-argileux particulier, par apport éolien de sable littoral. Inversement, à la surface de vieilles dunes fixées au milieu de polders, il y a parfois une couche sablo-argileuse due à l'apport de poussières argileuses enlevées au polder. Ce sont là des dépôts très peu épais d'ailleurs.

BIBLIOGRAPHIE

- Barrois Ch. (1897). Note sur l'extension du limon quaternaire en Bretagne. *Ann. Soc. Géol. Nord.*, t. 26, p. 33—44.
- Bigot A. (1897). Sur les dépôts pleistocènes et actuels du littoral de la Basse-Normandie. *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 115, p. 380.
- (1927). Formations monastiriennes et post-monastiriennes de Basse-Normandie. *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 185, p. 824—825.
- (1928). *Compte-Rendu de la Réunion Extraordinaire (8—13 Septembre 1928)*. *Bull. Soc. Géol. Miner. Bretagne*, t. 7, fasc. spec., p. 92.
- Bleicher G. (1887). *Guide du géologue en Lorraine*, p. 91—93.
- Briart A., Cornet F. et Houzeau de Lehaie (1868). *Rapport sur les découvertes géologiques et archéologiques faites à Spiennes en 1867*. *Soc. Sc. Arts [et Lettres Hainaut (réimprimé en 1872, Mons, 44 p., 2 pl.)*.
- Cayeux L. (1922). Origine éolienne de l'ergon des environs de Paris. *C. R. 13-ème Session Congr. Géol. Intern. Belgique*, p. 1231—1234.
- Commont V. (1912). Comparaison des limons belges et étrangers. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, Liège, t. 39, *Bull.* p. 156—194, 3 fig.
- (1912). Note sur le Quaternaire du Nord de la France, de la vallée du Rhin et de la Belgique. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. 41, p. 12—52, 9 fig.
- (1912). Chronologie et stratigraphie des industries protohistoriques, néolithiques et paléolithiques dans les dépôts holocènes et pleistocènes du Nord de la France et en particulier de la vallée de la Somme. Remarques et comparaison relatives aux loess et aux glaciations. *Congr. Intern. d'Anthr. et d'Arch.-Préhist. C. R. 14-ème Sess. Genève*, p. 239—254, 1 fig.
- Cornet T. (1923). Sur la solifluxion. *Ann. Soc. Géol. Belgique (Liège)*, t. 45, *Bull.*, p. 275—282.
- Dehée R. et Dubois G. (1928). Craie et formations superficielles à St-Aubin près Etaples. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. 53, p. 276—282.
- Douxami H. (1909). Les terrains quaternaires et récents (In *Aperçu géologique du Département du Nord*). *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. 38, p. 249—260, 2 fig.
- Dubois G. (1924). Recherches sur les terrains quaternaires du Nord de la France. *Mém. Soc. Géol. Nord*, t. 8, n° 1, 357 p., 41 fig., 4 pl., 2 t.
- (1926). Coupe d'un bord de terrasse à Lambres (P.-de-C.). *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. 51, p. 195—199, 1 fig.
- (1927). Coupe typique de limons en Champagne Pouilleuse, *Ibid.*, t. 52, p. 210—212, 1 fig.
- (1929). Remarques sur la faune de Voegtlinshofen (Haut-Rhin), *C. R. S. Soc. Géol. France* n° 12, p. 176—177.
- Dubois G. et Pontier G. (1926). Molaire de Mammoth provenant des limons de la falaise de Sangatte. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. 51, p. 171—174, 1 fig., pl. 10.
- Geikie J. (1894). *The Great Ice age*, 3-è ed., London.
- Gosselet J. (1933). Esquisse géologique du Nord de la France. Quaternaire, p. 343—421.
- Guillaume L. (1923). Sur la présence de Gastropodes fossiles dans le loess en Normandie. *Bull. Soc. Linn. Normandie*, 7-è S., vol. 6, p. 56.
- Jacquot E. (1933). Description géologique et minéralogique du département de la Moselle. *Chap. 13*, p. 308—316.
- Ladrière J. (1879). Le terrain quaternaire du Nord. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. 7, p. 11—32, pl. 1.

- Ladrière (1890). Etude stratigraphique du terrain quaternaire du Nord de la France, *Ibid.*, 18 t., p. 93—276, 20 fig., 2 pl.
- Lapparent J. de (1923). Leçons de Pétrographie, p. 308—309.
- Laville A. (1902). Sur le dernier sol paléolithique des environs de Paris, Feuille des Jeunes Natural., 4-e S., 33 a, n° 385.
- Milon Y. et Dangeard L. (1928). Sur l'importance des phénomènes de solifluction en Bretagne pendant le Quaternaire. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 187, p. 136.
- Prestwich J. (1892). The raised beaches and „head“, or rubble drift of the South of England, Quart. Journ. Geol. Soc., vol. 48, p. 263—343, 21 fig., pl. 7 et 8.
- Soergel W. (1919). Löss, Eiszeiten und paläolithische Kulturen. 177 p., 14 fig., 1 tabl.
- Tribolet M. de (1878). Note sur des traces de l'époque glaciaire en Bretagne. Ann. Soc. Géol. Nord, t. 5, p. 100—105.
- Nehring A. (1890). Ueber Tundren und Steppen der Jetzt- und Vorzeit mit besonderer Berücksichtigung ihrer Fauna. 257 p., 1 fig.
- Wright W. (1914). The quaternary ice age. Chap. 10, The Loess, p. 197—220.

РЕЗЮМЕ И ВИСНОВКИ

Суглинки північного краю Франції зачисляємо до категорій такого походження:

1. Елювіальні суглинки, що постали завдяки розкладу порід на місці.

a — вапняні суглинки руді або червоні; суглинки плято; глина з кременем; суглинки, що виникли від розкладу підлеглих глинястих порід (ergerons).

b — невапняні або маловапняні суглинки смугасті.

2. Суглинки намиву, що постали від перероблення елювіальних або інших суглинків, що існували раніше.

a — руді або червоні, що постали з рудих або червоних суглинків.

b — смугасті, що постали з смугастих суглинків.

c — верстуваті глинясті породи (ержерони)

грубі, — що постали з прелу¹⁾ або з лесу; ніжні або лес, що постали з неверстованих прелів, глинястих порід (ержеронів) або з неверстованого лесу.

3. Суглинки соліфлюкції.

a — каменясті потоки.

b — каменясті та грязьові потоки з суглинками, що з них постали.

c — грязьові потоки з суглинками, що з них постали, а саме: крейдяний прел з деривованими ержеронами.

4. Еолові суглинки.

a — типовий лес.

b — суглинки з прибережним піском або з глиняним пороком.

¹⁾ „Прелом“ називають у крейдяних долинах Пікардії грязь, що стекла і затверділа. Прел має іноді вигляд справжньої відтвореної крейди; найчастіше це більше-менше складна сумішка крейди й камінчиків.

В основі постання всіх суглинків лежить розклад порід на місці під впливом атмосферних агентів та особливо під впливом опадів за часів зледенінь. Соліфлюкція за періодів зледеніння особливо спричинилася до роздрібнення порід та до механічного готування елементів суглинків.

Розташування суглинків сталося під окремим комбінованим чи перемешним впливом наміву і еолового переносу.

ВСЕУКРАЇНСЬКА АКАДЕМІЯ НАУК

Збірник пам'яті академіка П. А. Тутковського
Т. I. 1931

UKRAINIAN ACADEMY OF SCIENCES

Symposium edited as a Memorial to the Late Academician P. A. Tutkowsky
Vol. I. 1931

Ж. ДЮБУА (Страсбург)

ЕВСТАТИЧНІ КОЛИВАННЯ РІВНЯ МОРЯ ТА РУХ ЗЕМНОЇ КОРИ ЗА ЧЕТВЕРТИННОГО ПЕРІОДУ

G. DUBOIS (Strasbourg)

OSCILLATIONS EUSTATIQUES DU NIVEAU MARIN ET MOUVEMENTS DE L'ECORCE TERRESTRE PENDANT LA PERIODE QUATERNAIRE

1. Principe de la classification du Quaternaire basée sur les cycles sédimentaires en Europe occidentale et méditerranéenne. La classification du Post Pliocène ou Quaternaire utilisée dans la présente note est basée sur la distinction de cycles sédimentaires successifs de remblaiement, selon le principe posé par Depéret (1918). Cette méthode de classification a été étendue aux terrains holocènes et actuels par G. Dubois (1924).

Le Quaternaire comprend cinq étages: Sicilien, Milazzien, Tyrrhénien, Monastirien, Flandrien dont voici les équivalences avec les âges préhistoriques européens.

	Supérieur	Temps historiques et Contemporains	} Holocène ou Alluvium
5—Flandrien	Moyen	{ Fer Bronze Néolithique	
	Inférieur	Paléolithique récent	} Pleistocène ou Diluvium
4—Monastirien		Paléolithique moyen	
3—Tyrrhénien		Paléolithique ancien	
2—Milazzien			
1—Sicilien			

Les termes Pleistocène et Holocène n'ont plus d'emploi dans la nouvelle classification. Ils avaient entre autres défauts, celui d'opposer des formations de très inégale importance stratigraphique. Notre classification met en évidence le fait que la fin du Paléolithique, le Néolithique, l'âge des métaux, les Temps historiques dans nos contrées, constituent ensemble une époque peu considérable des temps quaternaires.

Chaque étage correspond dans l'Europe occidentale et méditerranéenne, à un cycle sédimentaire, c'est-à-dire à une phase transgressive de la mer puis à une phase régressive. Toutefois le Flandrien, étage encore incomplet, ne correspond qu'à une phase transgressive, la phase régressive étant encore à venir en supposant

que le rythme de transgression et de régression qui s'est manifesté dans le Quaternaire doit continuer.

Durant les phases transgressives, le niveau des lignes de rivage s'élève en même temps que se produit le remblaiement des secteurs inférieurs des vallées sous forme de nappes alluviales, qui plus tard donneront les terrasses monogéniques (Chaput 1924).

Durant les phases régressives le niveau des lignes de rivages s'abaisse, en même temps que les cours d'eau creusent leurs lits dans les secteurs inférieurs des vallées, dégageant ainsi des terrasses monogéniques et n'alluvionnant que dans les points morts des méandres, en y constituant des terrasses polygéniques (Chaput 1924).

2. Oscillations de ligne de rivage. Dans les contrées atlantiques de l'Europe occidentale et sur différents points du rivage méditerranéen, où le sol n'a pas subi de gauchissement très important depuis l'établissement des différentes lignes de rivage et des terrasses correspondantes, les surfaces terminales des remblaiements marins et fluviaux se trouvent aux altitudes voisines de +90 à +100 m., +50 à +60 m., +25 à +30 m., +15 à +20 m., +0.

Analysons les oscillations de la ligne de rivage, c'est-à-dire de la ligne d'intersection de la surface maritime et de la surface continentale sans préjuger du mouvement véritable de l'une ou de l'autre. 1) Après l'établissement du rivage sicilien à l'altitude actuelle +100, le rivage s'est abaissé jusqu'à une altitude inconnue; 2) il s'est relevé jusqu'à l'altitude +50 ou +60 (Milazzien), puis il s'est abaissé jusqu'à une altitude inconnue (régression milazzienne); 3) il s'est relevé jusqu'à l'altitude +30 (Tyrrhénien), puis il s'est abaissé jusqu'à une altitude sans doute assez voisine de 0 (régression tyrrhénienne); 4) il s'est relevé jusqu'à l'altitude +15 à +20 (Monastirien), puis abaissé jusqu'à une altitude voisine de -100 (régression monastirienne ou préflandrienne); 5) il s'est relevé jusqu'à l'altitude voisine de +0 (transgression flandrienne).

Il est remarquable que sur la côte atlantique des États Unis, notamment en Maryland et New-Jersey, on retrouve des lignes de rivages en même nombre, à des altitudes peu différentes, au moins pour les formations les plus récentes.

La correspondance suivante a été proposée (Dubois 1925, p. 876; Antevs 1929, p. 36).¹

5) 0 m.	Mac Henry	Flandrien	0 à 6 m.
4) 12 à 15 m.	Talbot (Cape May)	Monastirien	12 à 20 m.
3) 20 à 55 m.			
(plus généralement 33 m.)	Wicomico (Pensauken)	Tyrrhénien	30 à 35 m.
2) 49 à 67 m.	Sunderland (Bridgeton)	Milazzien	55 à 60 m.
1) 152 m.	Lafayette	Sicilien	95 à 100 m.

D'autre part la submersion terminale flandrienne a été signalée et reconnue en de nombreux points du globe.

3. Correspondance des oscillations de la ligne de rivage et des oscillations glaciaires.—Depéret (1918) a nettement montré que trois terrasses au moins, milazzienne, tyrrhénienne et monastirienne, étaient en relation avec des tills successifs; mais il pensait que chaque grande période de remblaiement correspondait à une avance glaciaire; contrairement à ce

qu'avaient indiqué avant lui divers glaciologistes. La question a été reprise en France, dans le bassin de la Mer du Nord (Dubois 1924) et le bassin méditerranéen (Baulig 1927). Il a été montré très nettement que les avances glaciaires s'étaient produites lors des régressions marines, les reculs glaciaires lors des transgressions marines, conformément aux indications ci-dessous:

5. Flandrien	Transgression marine	Postglaciaire	} Récession glaciaire	} Würmien
		Tardiglaciaire		
4. Monastrien	Régression marine		} Progression glaciaire	} Rissien
	Transgression marine			
3. Tyrrhénien	Régression marine		} Progression glaciaire	} Mindélien
	Transgression marine			
2. Milazzien	Régression marine		} Progression glaciaire	} Interglaciaire
	Transgression marine			
1. Sicilien	Régression marine		} Récession glaciaire	} Günzien
	Transgression marine			

} Préglaicire dans les régions non touchées par la première glaciation

Les relations entre les oscillations principales de la ligne de rivage et les oscillations glaciaires principales sont très remarquables quant au rythme. En particulier la transgression flandrienne depuis l'altitude -90 ou -100 à l'altitude +0, contemporaine de la dernière récession glaciaire würmienne, s'explique simplement par l'augmentation du volume d'eau des océans, due elle-même à la fonte des glaces würmiennes, la tranche d'eau ainsi produite pouvant être épaisse de 93 m. d'après les plus récentes estimations (Antevs 1928, p. 81)

Il est donc légitime d'attribuer aux oscillations rythmées des lignes de rivage quaternaires une nature eustatique (déplacement du niveau marin) et de voir leur cause première dans les oscillations glaciaires.

4. Mouvements épeirogéniques contemporains des oscillations eustatiques du niveau marin.— Mais la position actuelle des différentes lignes de rivage postpliocènes n'est certes pas exclusivement la conséquence des oscillations glaciaires (Dubois 1925, p. 874—878). D'ailleurs si tous les glaciers actuels venaient à fondre, le niveau marin serait susceptible de s'élever de 40 à 60 m. au plus (Antevs 1929, p. 43). Une surrection des grandes masses continentales s'est très certainement produite pour porter, sans déformation sensible, les lignes de rivage à des altitudes d'autant plus élevées qu'elles sont plus anciennes (Dubois 1925, p. 877, 878; Antevs 1929, p. 44—47), sans doute par mécanisme isostatique. Cela est encore plus justifié si l'on prend en considération les hauts niveaux pliocènes.

5. Déformations locales de l'écorce terrestre.— Ces surrections continentales massives, propres aux régions réputées stables du globe terrestre, ont été accompagnées en de nombreux points par des déformations plus ou moins localisées de l'écorce.

A—Déformations de l'écorce dans les régions occupées par les glaces quaternaires.— Dans tous les domaines délaissées par les

**FLANDRIEN DU NORD DE LA FRANCE, DU DANEMARK
ET FINOSCANDIE**

Subdivision		Principaux evenements			Chronologie	
Flandres	Danemark	Suede	Manche Flandre Mer du Nord	Danemark Mers danoises	Suede Baltique	
Flandrien superieur	Post glaciaire		Flandres emergée Flandre submergée	Mia arenaria	+1900	
Flandrien moyen					Mer à Littorina	+700 +300 0 (Chr.)
Flandrien inferieur	Sea glacial	Fini glacial	Doggerbank submergé Pas de Calais submergé	Mer à Tapes	Mer à Littorina	-4000
				Emersion Mer à Luzhaya Immersion	Lac à Ancylus	-5500
	Dernière glaciation Daniglacial	Subglacial		Mer ardique	Lac baltique glaciaire	-7500 -8700
				à Yoldia		-12000
Moraine en	Dernière glaciation (3e glaciation)		Manche et Mer du Nord emergées Ligne de rivage de -100 m	Moraines du Julland	Glacier scandinave - baltique (Dernière glaciation)	-50000

glaces würmiennes, notamment en Amérique du Nord, en Finoscandie, en Ecosse (sur une moindre amplitude), des surrections très intenses se sont produites de manière remarquablement synchrone avec la récession glaciaire. Elles ont été manifestement provoquées par cette récession, par mécanisme isostatique ou élastique.

Une grande partie des émergences et immersions répétées de la région finoscandique peuvent s'expliquer simplement (Ramsay 1924, Dubois 1924) par la seule interférence du phénomène eustatique et du phénomène de surrection postglaciaire. Il en est de même en Amérique du Nord.

Dans ces régions, certains accidents tectoniques très anciens (De Geer 1924) tels que les failles ou flexures finoscandiques, ont joué de manière très intense à la suite de la déglaciation flandrienne qui, en la circonstance, semble avoir eu un rôle déclancheur de phénomènes tectoniques tout prêts à se produire.

Dans les régions réputées stables de l'écorce terrestre, l'histoire du Quaternaire est très simple, pauvre en épisodes. Dans les régions glaciaires, l'histoire du Quaternaire est au contraire très complexe et par conséquent plus intéressante. C'est ce que montre, de façon particulièrement nette, la comparaison du Flandrien de l'Europe occidentale avec celui de la région finoscandique, dont les principaux termes sont présentés dans le tableau ci-joint (voir p. 90).

B—Phénomènes tectoniques proprement dits. — Des phénomènes tectoniques au sens strict du mot, non provoqués par les oscillations glaciaires, se sont manifestés autour du Quaternaire, en particulier dans les régions récemment plissées ou faillées (rivages pacifiques, nombreux points des rivages méditerranéens, région rhénane, régions fortement sismiques en général). En ces points les différentes terrasses marines ou fluviatiles sont à des altitudes nettement différentes de celles amenées par les considérations eustatiques seules. Les couches y sont parfois franchement inclinées et fracturées et leur dislocation tectonique est évidente.

En général, ces phénomènes tectoniques, très intenses encore au début du Quaternaire, le deviennent moins par la suite. Les formations interglaciaires monastiriennes sont parfois disloquées. Les dépôts flandriens sont peu déplacés.

Les déformations locales de l'écorce terrestre se composent également avec les déplacements eustatiques des terrasses marines et fluviatiles, et il est parfois difficile de disjoindre les deux composantes. C'est une oeuvre à laquelle sont attachés actuellement de nombreux géologues.

ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

- Antevs E. (1928). The last glaciation. *Americ. Geogr. Soc. New-York, Res. Ser.*, vol. 17, 292 p. 30 fig., 9 pl.
- (1929). Quaternary marine terraces in non glaciated region and changes of level of sea and land. *Americ. Journ. of Sc.*, vol. 17, p. 36.
- Barrel J. (1915). Factors in movements of the strand line and their results in the pleistocene and postpleistocene. *Americ. Journ. Sc., Ser. 4*, vol. 40, p. 1 — 22.
- Baulig H. (1927). La Crau et la glaciation würmiennne, *Ann. Géogr. Paris*, t. 36, p. 499 — 508, 3 fig.
- Bourlon K. (1927). Diluvialstratigraphie und Diluvialtektonik, Beiträge und Ergebnisse aus Nordostdeutschland. *Fortschr. der Geol. und Paleont. Bd. 6*, H. 18, p. 375 — 385.

- Chaput E. (1924). Deux types de nappes alluviales: terrasses monogéniques et terrasses polygéniques C. R. Ac. Sc., t. 178, p. 2187.
- (1928) (avec la collaboration de G. Dubois). Les terrasses des régions atlantiques françaises. Rapport de la Commission des terrasses pliocènes et pleistocènes, Union géographique internationale, n°2, p. 69 — 94.
- Daly R. (1925). Pleistocene changes of level, Americ. Journ. Sc., Ser. 5, vol. 10, p. 281 — 313.
- De Geer G. (1924). Post-algonkian oscillation of land in Finno-scandia. Geol. Fören. Forh. Stockholm. Bd. 46, p. 316 — 324, pl. 6.
- Depéret Ch. (1918). Essai de coordination chronologique générale des temps quaternaires. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 166.
- Dubois G. (1924). Recherches sur les terrains quaternaires du Nord de la France, Mém. Soc. Géol. Nord. Lille, t. 8, n° 1, 355, p. 41, fig., 4 pl., 2 tabl.
- (1925). Sur la nature des oscillations de type atlantique des lignes de rivages quaternaires, Bull. Soc. Géol. Fr., Paris, Ser. 4, t. 25, p. 857 — 878.
- (1928). Le Flandrien et la transgression flandrienne de la Manche à la région dano-finno-scandique, C. R. Réunion Géol. Intern., Copenhague (en cours de publication).
- (1930). Un tableau de l'Europe flandrienne. Vol. Jubil. Soc. Géol. Fr. (en cours de publication).
- Jamieson Th. (1865). On the history of the last geological changes in Scotland. Quart. Journ. Geol. Soc. London, vol. 21, p. 161 — 203.
- Maclaren Ch. (1842). The glacial theory of Prof. Agassiz. Americ. Journ. Sc., vol. 42, p. 364 — 365.
- Ramsay W. (1924). On relations between crustal movements and variations of sea-level during the late quaternary time especially in Finno-scandia, Bull. Comm. Géol. Finlande, vol. 66 39 p., 10 fig.
- Taylor A. (1868). On the formation of deltas; and on the evidence and cause of great changes in the sea-level during the glacial period. Quart. Journ., Geol. Soc., London, vol. 25, p. 7 — 11

* * *

1. Принцип класифікації кватеру, що базується на осадових циклах у Західній та Південній Європі. Класифікація постпліоцену або кватеру, що її використано в цьому нарисі, базується на різниці осадових циклів в послідовними нашаруваннями за принципом, що його висунув Депере (року 1918).

Ж. Дюбуа розповсюдив цю методу класифікації на голоцен та сьогочасні ґрунти (року 1924).

Кватер складений 6 поверхами: сіцилійським, мілацьким, тіренським, монастирським, фляндрським, які відповідають доісторичним періодам, а саме:

5 — Фляндрський	{ Горішній. Історичний та теперішній час Середній. { Залізний вік Бронзовий Неолітичний Долішній. Палеолітичний недавній	} Голоцен або алювій	
4 — Монастирський			} Плейстоцен або ділювій
3 — Тіренський			
2 — Мілацький			
1 — Сіцилійський			

Терміни плейстоцен і голоцен більше не вживаємо в новій класифікації. Окрім інших хиб, вони протирічили формаціям нерівного стратиграфічного значення. Наша класифікація підкреслює той факт, що кінець палеоліту, не-

оліт, доба металів та історична доба в наших країнах складають незначну епоху четвертинного періоду.

Кожний поверх відповідає в Західній та Південній Європі осадовому циклу, дебо трансгресивній та регресивній фазам моря. Але фляндський, як неповний поверх, відповідає тільки трансгресивній фазі; щодо регресивної, то вона ще мусить наступати, коли ритм трансгресії, що виявився за четвертинного періоду, триватиме надалі.

За трансгресивної фази рівень берегової лінії підноситься; одночасно утворюються відклади спідніх секторів долин у вигляді алювіяльних площ, що з них пізніш постали моногенічні тераси (Charut 1924 p.) За регресивних фаз рівень берегових ліній знижується і одночасно біжуча вода прокладає собі корито у спідніх секторах долини: вода відслонює моногенічні тераси та залишає алювіяльні відклади тільки на мертвих точках річних меандр, утворюючи згодом тераси полігенічного характеру (Charut 1924 p.)

2. Коливання берегової лінії. У атлантийських країнах Західної Європи на різних точках південного узбережжя, там, де ґрунт не зазнав значного порушення (покривлення) з часу утворення різних берегових ліній та відповідних терас, горішня поверхня морських та річкових відкладів досягає височин, що наближуються від + 90 до + 100 м; від + 50 до + 60 м; від + 25 до + 30 м; від + 15 до + 20 м; + 0.

Розглянемо коливання берегової лінії, тобто лінії перетинання моря та суходолу, не встановлюючи раніш справжнього руху одного й другого.

1) Після того, як сіцилійський берег досяг теперішньої височини + 100, берег знизився до невідомої височини; 2) він піднісся до височини + 50 або + 60 (мілацький); потім він знизився до невідомої височини (мілацька регресія); 3) берег піднісся до + 30 (за тіренського періоду); потім понизився до височини, що наближається до 0 (тіренська регресія); 4) берег піднявся від + 15 до + 20 (монастирський період), знов знизився до височини, що наближається до - 100 (монастирська регресія або передфляндська); 5) нарешті, берег підноситься до височини, що наближається до + 0 (фляндська трансгресія).

Цікаво відмітити, що на атлантийському узбережжі Сполучених Штатів, а саме у Меріландаті Нью-Джерсей можна знайти таку ж саму кількість берегових ліній з малою різницею височин, особливо щодо недавніх формацій.

Запропоновано таке співвідношення (Дюбуа 1925 p., с. 876, Антевс 1929 p., с. 36):

5) 0 м	Мак Генрі	Фляндський	0 до 6 м
4) 12 до 15 м	Тальбо (Мис Мей)	Монастирський	12 до 20 „
3) 20 до 55 м (частіше 33)	Вікоміко (Пенсаукен)	Тіренський	30 до 35 „
2) 48 до 67 м	Сіндерлянд (Бріджтон)	Мілацький	55 до 60 „
1) 152 м	Ляфайет	Сіцилійський	95 до 100 „

З другого боку, кінцеве затоплення водою за фляндського періоду відмічено та встановлено в багатьох місцях земної кулі.

3. Співвідношення коливань берегової лінії та льодовикових коливань. Депере (1918 р.) ясно довів, що принаймні три тераси — мілацька, тіренська і монастирська — відповідали періодичним відкладанням морени, але, на його думку, кожний великий період нашарувань повинен відповідати наступу льодовика, протилежно тому, що доводили попередні дослідники льодовиків. Це питання знов було поставлене у Франції щодо басейну Північного моря (Дюбуа 1924 р.) та басейну Середземного моря (Бауліг 1927 р.). Ясно було доведено, що наступи льодовикові мали місце за морських регресій, а льодовикові відступи за морських трансгресій, згідно з вказівками, що тут подано.

5. Фляндський	Морська трансгресія	Польодовиковий Паньльодовиковий	Відступ льодовика	Вюрмський
4. Монастирськ.	Морська регресія		Льодовикова прогресія	Ріський
			Остання міжльодовикова	
3. Тіренський	Морська трансгресія		Відступ льодовика	Міндельський
			Льодовикова прогресія	
2. Мілацький	Морська регресія		Передостання міжльодовикова	Гюнцський
			Відступ льодовика	
1. Сіцилійський	Морська трансгресія		Передпередостання міжльодовикова	Передльодовиковий в кр. Інах де не відбулося першого впадення
			Льодовикова прогресія	
	Морська регресія		Передльодовикова	

Співвідношення між головними береговими коливаннями та льодовиковими коливаннями дуже ясні щодо ритму. Особливо фляндська трансгресія, починаючи з височин — 90 або — 100 м до височини + 0, що була одночасна останньому вюрмському льодовиковому відступу, просто з'ясовується збільшенням об'єму води в океані, що з свого боку сталося в наслідок танення вюрмських льодів, тому що згідно з останніми дослідями товща води такого походження досягала 93 м (Антевс 1928 р., с. 81). А тому цілком натурально надати ритмічним береговим коливанням четвертинного періоду евстатичного характеру (пересування рівня моря) та вбачати за первопричину їх льодовикові коливання.

4. Епейрогенічні рухи, одночасні з евстатичними коливаннями морського рівня. — Але сучасний стан різних берегових ліній постпліоценового періоду без сумніву не є виключно наслідок льодовикових коливань (Дюбуа 1925 р., с. 874 — 878). Коли б навіть усі сучасні льодовики розтанули, рівень моря міг би піднятися не більш, як на 40 — 60 м (Антевс 1929 р., с. 43). Без сумніву відбулося підняття великих континентальних мас, що піднесло напевно за допомогою ізостатичного механізму помітної деформації берегові лінії на висоти тим значніші, чим вони давніші (Дюбуа 1925 р., 877, 878; Антевс 1929 р., с. 44 — 47). Це явище ще більш стверджується, якщо взяти до уваги високий рівень пліоцену.

5. Місцеві деформації земної кори. — Такі піднесення континентальних масивів, що властиві надто стійким областям земної кулі, супроводилися в багатьох пунктах деформаціями земної кори, більш-менш локалізованими.

А — Деформації кори в областях, що їх посідали четвертинні льодовики. — По всіх областях, що їх залишив вюрмський льодовик, а саме, в північній Америці, Фінляндії, Шотляндії (хоч не на всьому просторі) відбулися значні синхронічні піднесення відступу льодовика.

Ясно, що вони були викликані після відступу льодовика ізостатичним та еластичними механізмами.

Чимало цих піднесенень та осідань, що повторюються в фіно-скандинавській області, можна пояснити інтерференцією евстатичного явища і явища польодовикового піднесення. Теж саме спостерігаємо і в Північній Америці.

В цих країнах деякі тектонічні явища дуже давнього походження (Де-Геєр 1924 р.), як, наприклад, фіно-скандинавські скиди або флексури, відіграли чималу роль після фляндського танення льодовика, яке в даному випадку начебто було за роз'єднувача тектонічних явищ, що саме мали знов відбутися.

У стійких областях земної кори історія четвертинного періоду цілком проста і бідна на епізоди. Навпаки, в льодовикових областях історія четвертинного періоду дуже складна, а тому й цікавіша. Це яскраво видно з порівняння фляндського періоду Західньої Європи з фляндським періодом фіно-скандинавської області. Його головніші періоди можна бачити з доданої таблиці (див. французький текст, ст. 90).

В — Тектонічні явища у властивому розумінні. — Тектонічні явища у властивому розумінні, що не викликані льодовиковими коливаннями, мали місце на протязі четвертинного періоду, особливо ж в областях, де нещодавно утворилися скиди та фалдування (узбережжя Тихого океану, численні місця Середземного моря, Райнська область і взагалі надто сейсмічні країни). В цих місцях височина морських та річкових терас помітно відрізняється від височини терас, що їх викликали евстатичні причини. Поклади цих терас круто похилені і розламані і їх тектонічна дислокація очевидна.

Взагалі ці тектонічні феномени, інтенсивні з початку четвертинного періоду, помітно слабшають надалі. Монастирські міжльодовикові формації часто бувають дислоковані, фляндські поклади мало порушені.

Місцеві деформації земної кори сполучаються часто з евстатичним пересуванням морських та річкових терас, отже іноді важко відрізнити обидві складові частини. Цим питанням тепер цікавляться чимало геологів.

UKRAINIAN ACADEMY OF SCIENCES

Symposium edited as a Memorial to the Late Academician P. A. Tutkowsky
Vol. I. 1931

А. М. ЖИРМУНСЬКИЙ (Ленінград)

ДЕЯКІ ПИТАННЯ ТЕРМІНОЛОГІЇ ТА КЛАСИФІКАЦІЇ
ЧЕТВЕРТИННИХ ПОКЛАДІВ

A. M. ŽIRMUNSKIJ (Leningrad)

SUR CERTAINES QUESTIONS DE TERMINOLOGIE ET DE
CLASSIFICATION DES DEPOTS QUATERNAIRES

Останні роки дали нам ряд нових великих завойовань у ділянці вивчення четвертинних покладів так у Західній Європі й Америці, як і в нас.

Наслідком цього четвертинний час набуває такого великого значення в історії землі, що ми чуємо щодалі то частіше голоси за виділення цього часу в окрему еру, яка виявляється тепер остільки довгою й остільки багатою на надзвичайно важливі події в усіх країнах світу, що, очевидно, посяде незабаром в історичній геології не менш почесне місце, як інші раніш визнані ери. Слідом за Огом час цей виділяє в самостійну еру в Америці Грабау (Grabau) у своєму великому курсі геології¹⁾ і далі в праці „Основы стратиграфії“²⁾. Я підтримую цей погляд у статті „О границе плиоцена и постплиоцена“³⁾, де я крім того висловлюю припущення, що самі терміни — третинний і четвертинний час, очевидно, незабаром стануть у нас казкою, тому що термін третинний період, очевидно, витіснить термін кайнозойська ера, а термін четвертинний період, мабуть, витіснить, за позицією Грабау, термін психозойська ера, або скорше антропоген — термін, що його запропонував А. П. Павлов, тим більше, що в нас, як у Німеччині й у багатьох інших країнах терміни первинна та вторинна ери відкинуто вже зовсім⁴⁾. Але думка російських геологів щодо цього ще не викристалізувалася достатньо, й тому в даній роботі я ще умовно зберігаю загально-визнані терміни — третинний і четвертинний періоди.

У тій же вищеазначеній статті моїй і раніш, у статті „О способах картирования послетретичных образований“⁵⁾ я зупиняюся на причинах,

¹⁾ A. W. Grabau. A Textbook of Geology. 1920.

²⁾ A. W. Grabau. Principles of Stratigraphy. 1924.

³⁾ А. М. Жирмунський. О границе плиоцена и пост-плиоцена. „Геолог. Вестн.“, 1928, т. VI, № 1—3.

⁴⁾ Менше даних, як мені здається, має термін „плейстоценова ера“, що його вживають на англійських геологічних картах.

⁵⁾ А. М. Жирмунський. О способах картирования послетретичных образований. „Почвоведение“, 1927, № 1.

які примусили мене висловитися проти легенди карт четвертинних покладів, що її 1928 року запропонувала Грунтово-геологічна Комісія Геологічного Комітету. Проект легенди ¹⁾, що її тимчасово ухвалила Наукова рада Геологічного Комітету, в компромісне розв'язання справи порівнюючи з первісними проектами Ленінградської й Московської Комісії, за які я вже згадував у статті про способи картування післятретинних витворів. Поліглаціалізм переміг, але форма його визнання уявляється мені ще не цілком задовільною, а ставлення до нижньої межі четвертинного часу, тобто до гюнцської епохи й до міндель-ріської міжльодовикової епохи — зовсім незадовільним. Я вказував на необґрунтованість такого невизначеного ставлення до гюнцської епохи, що викликало в прийнятому проєкті її приєднання до міндельської епохи (І. с., с. 14), і, з другого боку, — на потребу більше підкреслити виділення міндель-ріської епохи, як різкої межі, що ділить льодовиковий час на дві половини. Крім того, проєкт цей потребує ряду поправок і в літологічній його частині. Бажано, наприклад, виділити місцеві морени як петрографічну відміну донних морен, що часто дають змогу робити й стратиграфічні висновки. Треба більше брати на увагу генетичні ознаки: наприклад, серед кінцевих морен треба відрізнити граничні кінцеві морени й морени залишені при уступанні або осциляції того ж льодовика. Тоді як перші вказують границю поширення даного зледеніння, інші намічають лише фази (стадії), що іноді дозволяють детальніше підрозділити дану льодовикову епоху. Серед наметневих покладів у Західньому краї наметневі мергелі грають не меншу роль, як наметневі глини, суглинки й пісковини, чого не бере на увагу легенда. Треба було розрізняти лес і лесуваті породи і не тільки за механічними, але й за генетичними ознаками. Безперечно не можна виділяти лес в особляву групу покладів, відокремлену від усіх дельювіяльних, елювіяльних і еолових покладів. Треба далі відрізнити зандрові поклади від флювіогляціяльних, а алювіяльні не відокремлювати від озерних, а ділити на річні та озерні.

Переходжу до питання про застосування схеми класифікації четвертинних покладів у Західньому краї, що я її прийняв.

Віднесення двох зледенень Західнього краю, сліди яких я виявив у південно-західній чверті 44 листа, до ріської та вюрмської епох плейстоцену базувалося переважно на працях польських геологів, що доводили наявність нижньої морени північної частини Польщі на єємський горизонт, що відповідає міндель-ріським континентальним покладам ²⁾.

У працях польських геологів і досі проводиться послідовно той же погляд. Так, у статті С. Воллосовича (S. Wollasowicz) говориться про сліди останнього вюрмського зледеніння у районі м. Сувалки, що є друге для Польщі ³⁾. Того ж погляду додержуються В. Нешей (Nesčaj) щодо Добр-

¹⁾ „Схема обозначений четвертичных отложений“. С объяснительной запиской. Изв. Геол. ком. 1928.

²⁾ А. М. Жирмунский. Послетретичные образования южной части Смоленской губернии. Изв. Акад. Наук СССР, 1925, № 9—11, стр. 326—327.

³⁾ S. Wollasowicz. La moraine de fond de la transgression de Wigry. Bull. de Serv. geol. de Pologne. Vol. III, livr. 3—4. 1926.

жинського району¹⁾, І. Левінський²⁾, С. Ленцевич щодо басейну Середньої Висли та інші³⁾. О. фон-Лінстов (O. von Linstow) у Німеччині пробував заперечувати значення еемських шарів як певного стратиграфічного горизонту, зважаючи на те, що еемська фауна зустрічається й в інших морських покладах льодовикового часу й навіть у польодовикових покладах⁴⁾. Проте вона домінує саме в морських шарах міндель-ріського віку, й критика фон-Лінстова не зустріла прихильности ні серед німецьких, ні серед польських геологів.

Б. А. Лічков, Д. Н. Соболев визнають ріський вік морени дніпровського язика, що, як зазначає М. Мельник, доводить також між іншим знахідка *Elephas trogontherii* у підморенових пісках Канівського району⁵⁾. Г. Ф. Мірчинк, погоджуючися з цим, вважає проте, що морені дніпровського язика відповідає щодо віку верхня з двох донних морен у частині Західного краю, що він її досліджував. Мої спостереження в 44 листі показують, що кінцево-моренові витвори останнього в даній ділянці зледеніння спокійно налягають на донну морену попереднього зледеніння, й що, значить, ріська, тобто та, що відповідає морені дніпровського язика, є нижня морена, верхню ж морену далі на північ я відношу до вюрмської епохи. Цей мій погляд я поклав в основу звіту за північно-західну чверть 44 листа⁶⁾. До цього ж погляду приєднується Д. Н. Соболев.

Погодження моєї точки погляду з працями польських геологів, полегшується ще тим, що спостереження, які я перевів улітку 1928 року в західній частині Білоруси, показали трохи іншу побудову товщі четвертинних покладів у районі Менську й на північ від нього, ніж гадали раніш. Я переконався, що дана країна на південь від Менську (точніше на південь від м. Шацька) підпала лише під одно зледеніння, що його за багатьма ознаками можна віднести до ріської епохи.

Значить, вік поліського зледеніння також є ріський, а не вюрмський, як раніш гадали Б. А. Лічков та Д. Н. Соболев. Маргінальну смугу вюрмського зледеніння тут треба відсунути принаймні до кінцевої морени Шацького району. Ті ж кінцеві морени, що описані А. Б. Міссунюю, в межах колишньої Менської губернії, за моїми спостереженнями, є лише морени уступання вюрмського льодовика. Далі на схід ця смуга, може, знову загинається на південь, як показують праці польських геологів. Значить, вюрмський льодовик, очевидно, не покривав тої частини Поліського валу, що є

¹⁾ W. Nechaу. Les sédiments glaciaires dans le pays de Dobrzyn. Bull. de Serv. Geol. de Pologne. Vol. IV, livr. 1—2. 1927.

²⁾ I. Lewiński. Sur les dislocations quaternaires et sur la moraine de vallée dans la vallée de la Vistule. Bull. du Serv. Geol. de Pologne. Vol. II, livr. 3—4. 1924.

³⁾ St. Lensewicz. Glaciation et Morphologie du Bassin de la Vistule Moyenne. Travaux du Service Geol. de Gologne. Vol. II, livr. 2. 1927.

⁴⁾ O. von Linstow. Die Verbreitung der tertiären und diluvialen Meere in Deutschland. Abh. der Preuss. Landesanst. Neue Folge. Heft 87. 1922. S. 134.

⁵⁾ M. Melnik. Les observations concernant les sables sousmorainiques quaternaires dans la région des dislocations de Kanev. Вісн. Укр. Від. Геол. Ком. Вып. II. 1928, стр. 125

⁶⁾ А. М. Жирмунский. Сев. Западная четверть 44 листа. Тр. Геол. Ком. Вып. 166. 1928.

водорозділ між західними допливами р. Дніпра та східними допливами р. Німана ¹⁾).

Питання про класифікацію лесів та лесуватих порід щільно пов'язано з питанням про їх генезу. Гіпотеза еолового походження лесу придбала останніми роками багато нових прибічників завдяки спробі Зергеля віднести утворення лесу до льодовикових епох і пояснити його походження діяльністю холодних вітрів у перигляціяльних країнах. У нас до цього погляду приєднались Д. Н. Соболев, В. І. Крокос, Г. Ф. Мірчинк і Б. А. Лічков. „Комплексна“ гіпотеза походження лесу, що я її запропонував, аж ніяк не виключає діяльності вітрів ²⁾). Але не тільки холодних вітрів льодовикових епох, а й теплих вітрів міжльодовикових епох і польодовикового часу. Віднесення утворення лесів і лесуватих порід включно до льодовикових епох приводить до того ж відриву їх від матерніх порід, що є головна хиба еолової гіпотези у її первісній формі ³⁾). Навпаки, запровадження ряду поступових фаз у їх утворенні, у зв'язку з кліматичними питаннями, дає змогу урахувати весь комплекс породотвірних агентів, що діяли в данім разі, комплекс, що є дуже складний і що ускладнюється поступово що далі, то більше, в міру зміни підсоння, поки вже в районі, що я його досліджував, не утворилися в польодовиковий час ті однорідні породи, що звуться лесом, лесуватими суглинками або пісковинами, залежно від діаметру складових частин, коли навіть початок формування цих порід належить до льодовикових епох, то закінчення їх формування можна віднести з великою ймовірністю, взагалі кажучи, до міжльодовикових епох і особливо до півпустинного польодовикового часу.

Мої дослідження в Західньому краї вже по скінченню здійснення західньої половини 44 листа в межах 15—28 листів показали, що матерньою породою для лесу могли бути переважно тонко відмулені осади величезних застояних озер кінцево-моренових країн, після того, як ці озера висихали в міжльодовикові й ще більше в польодовикову епохи. Ось чому мені здається й досі правильно відносити головну масу лесів і лесуватих порід Західнього краю до голоцену (Q₃), як це я зробив у звіті за північно-західню чверть 44 листа. Тут можна зустріти, як і на півдні, копальні леси міжльо-

¹⁾ А. М. Жирмунский. К вопросу о границах оледенения на Русской равнине. Бюл. Ком. по изучен. Четв. Пер. Ак. Наук. СССР. 1929, № 1.

²⁾ А. М. Жирмунский. К вопросу о происхождении Туркестанского леса. Бюл. Моск. Общ. Ист. Пр. 1925, т. XXXIII, Отд. Геол., т. III, вып. 3—4.

³⁾ Я вважаю за цілком правильну вказівку Е. С. Берга („Природа“, 1929, № 4, стр. 319), що припускає гетерогенність лесових порід; захисники еолової гіпотези по суті здають свої найголовніші позиції. В. А. Обручев („Природа“, 1929, № 2, стр. 135), визнаючи, що комплексна гіпотеза, яку я захищаю, „потрібна для вторинних лесів“, дійсно повинен буде адати свої позиції, коли буде доведено вторинність усіх лесів, що, мені здається, дуже можливо. З другого боку, й Е. С. Берг, визнаючи, що лес є „продукт не тільки ґрунтовірних процесів, але переважно є наслідок звірювання в широкому розумінні цього слова, в обставинах сухого (степового, пустинного) підсоння“ (І. с., стр. 329) дає свої найважливіші позиції, бо такий погляд приводить до заміни вузької флювіогляціяльної гіпотези на мою широку комплексну гіпотезу, бо при звірюванні в тому розумінні, як він його зазначає, не можна, звичайно, ігнорувати діяльність вітрів, особливо протягом ксеротермічної епохи голоцену, що він її визнає.

довикових епох, але в межах західньої половини 44 листа я їх не виявив, хоча, зважаючи на те, що Н. Н. Боголюбов у Калузькій губернії у міжморенових шарах найшов леси, це цілком можливо.

Наприкінці я мушу торкнутися класифікації четвертинних порід за механічним складом, що її запропонував Сибірцев, і спроби реформувати її, яку зробив, працюючи в Західньому краї, Я. Н. Афанасьєв¹⁾. У першій сучасній геолог не може прийняти таких термінів як хрящ і каміння. Я. Н. Афанасьєв правильно зазначає, що давно відчувається потреба переробити схему професора Сибірцева, проте він залишає для породи з діаметром частин від 3 до 10 мм термін „хрящ“, а для породи з діаметром частин більше як 10 мм заміняє термін „каміння“ на ще неприйнятніший термін „каменники“. Серед сучасних геологів найпоширеніший термін „ріль“ для заокруглених окремоостей з діаметром більшим за 3 мм, тобто більших за нарінок, коли ці частини зустрічаються в породі водного походження, тобто в річних озерах і морських осадах (дрібна ріль при діаметрі частин від 3 до 10 мм і велика ріль при діаметрі понад 10 мм). Коли зазначені частини цілком складають породу, до неї застосовують термін „рільняк“. В разі ж, коли ці окремості зустрічаються в породі льодовикового походження, тобто в моренах, до них застосовують термін „наметень“ (дрібні наметні—до частин від 3 до 10 мм і великі наметні—при діаметрі їх, що перевищує 10 мм, доходячи до 1 м і більше). Я вважаю, що не можна відкинути також генези й застосовуючи терміни лес і лесуваті породи. Коли взяти на увагу лише механічний склад, як пропонує Я. Н. Афанасьєв, тобто вважати за лес усяку породу з частинами від 0,1 до 0,01 мм більше як 40% і з частинами понад 0,1 мм до 5%, а за лесувату всяку породу, що відрізняється від лесу лише більшою домішкою піскових частин (понад 5%), то ми знайдемо леси й лесуваті породи і в річних, і в морських, і в льодовикових покладах. Не можна ігнорувати інші ознаки лесів і лесуватих порід, а саме: їх однорідність, нагромадження чималими товщами, залучення вапнякових конкрецій і особливо їх генезу, тобто проходження цією породою довгого ряду фаз при її утворенні згідно з „комплексною“ гіпотезою, що я її подав. З цими поправками схема Я. Н. Афанасьєва, обґрунтована на численних механічних аналізах, здається мені прийнятною, щоб відрізнити лес від лесуватого суглинку і лесуватої пісковини, бо, щоб відрізнити ці породи одна від одної, досить їх відмінностей за механічним складом. Проте, щодо цього ще нема договорености, як саме розуміють геологи різних країн лес. У Німеччині, наприклад, поняття типового лесу звужується ще більше. Ваншаффе²⁾ вважає, що в типовому лесі домінують частини з діаметром 0,05—0,01 мм³⁾. Очевидно, в цьому напрямі потрібна дальша робота.

¹⁾ Я. Н. Афанасьєв. Этюд о покровных породах Белоруссии. Зап. Горького Сельскохоз. Инст., т. II, 1924, стр. 157—158.

²⁾ F. Wanschaffe. Geologische Landschaftsformen in Norddeutschland. Stuttgart, 1924, S. 43—46.

³⁾ Про інші класифікації осадових порід, що існують, див. літературу, зазначену в моїй статті „О постановке дела изучения осадочных пород“. (Геолог. Вестн., 1928, т. VI, № 4—6).

Карта четвертинних покладів, що я подав її до звіту за північно-західню чверть 44-го листа, є перша в нас спроба скласти окрему карту четвертинних покладів при геологічному здійсненні в масштабі 10 в. в 1 д., і тому не дивно, що я наніс на ній лише основні дані, які я вважав за найважливіші як у стратиграфічному, так і в літологічному відношенні. Легенда карти четвертинних покладів, додана до звіту за південно-західню чверть 44-го листа, багато детальніша в обох зазначених відношеннях, але в основі вона має ті самі принципи, що й попередня, й з причин вищенаведених трохи відрізняється від легенди, що її запропонувала до тимчасового керування ґрунтово-геологічна комісія Геологічного Комітету.

* * *

En Europe Occidentale, en Amérique et chez nous, durant ces dernières années, une suite de conquêtes nouvelles et importantes nous ont été acquises dans le domaine de l'étude des dépôts quaternaires.

Il en résulte que les temps quaternaires gagnent une telle importance dans l'histoire de la Terre, qu'on entend de plus en plus fréquemment des voix déclarer qu'une place à part leur doit être attribuée comme à une ère particulière; cette dernière se présente actuellement à nous d'une durée si longue et tellement riche en événements remarquables se rapportant à tous les pays du monde, qu'elle occupera bientôt dans la géologie historique un rang non moins marquant que les autres ères reconnues antérieurement. Après Haug, c'est Grabau¹⁾, en Amérique, dans son vaste Cours de Géologie, ainsi que dans l'ouvrage „Principes de Stratigraphie“²⁾, qui présente le Quaternaire comme une ère indépendante. Nous appuyons aussi ce point de vue dans notre article „Des limites du pliocène et du postpliocène“³⁾, où, en outre, nous faisons des suppositions que les termes eux-mêmes — temps tertiaires et quaternaires disparaîtront bientôt; le premier — période tertiaire — sera probablement remplacé par celui de „ère acinozoïque“, tandis que le second — période quaternaire — pourrait être substitué ou bien par „ère psychozoïque“, proposée par Grabau, ou bien encore mieux par le terme „anthropogène“, avancé par A. P. Pavlov, d'autant plus que chez nous, de même qu'en Allemagne et dans beaucoup d'autres pays les termes ère primaire ou ère secondaire — sont à l'heure qu'il est complètement délaissés⁴⁾. Toutefois l'opinion des géologues russes ne s'est pas encore fixée à ce sujet et c'est pourquoi nous conservons sous condition dans le présent travail les termes généralement reconnus — période tertiaire et période quaternaire.

Dans l'article, dont il a été déjà question, ainsi qu'antérieurement, dans celui „Des méthodes pour cartographier les formations post-tertiaires“⁵⁾, nous nous sommes

¹⁾ A. W. Grabau. A Textbook of Geology. 1920.

²⁾ A. W. Grabau. Principles of Stratigraphy. 1924.

³⁾ A. M. Žirmunskij. Des limites du pliocène et du postpliocène „Geologitschesky Vestnik“. 1928. T. VI. Nos. 1—3.

⁴⁾ Il nous semble que le terme „ère pleistocène“, adopté sur les cartes géologiques anglaises, possède moins de données pour être généralement admis.

⁵⁾ A. M. Žirmunskij. Des Méthodes pour dresser les cartes des formations post-tertiaires „Potschvovedenté“, 1927. No 1.

arrêtés sur les causes qui nous déterminèrent à nous prononcer contre la légende des cartes des dépôts quaternaires, proposée en 1928 par la Commission du Comité Géologique pour l'étude du sol. Le projet de légende, qui fut provisoirement accepté par le Conseil Scientifique du Comité Géologique¹⁾ présente une solution de la question accusant un caractère de compromis comparativement aux projets des Commissions de Léningrad et de Moscou, dont nous fîmes mention dans l'article sur les méthodes pour dresser les cartes des formations post-tertiaires. Le polyglacialisme a donc remporté une victoire, mais la forme de reconnaissance n'en est pas encore, à notre avis, tout à fait satisfaisante, elle l'est encore moins pour tout ce qui concerne la limite inférieure des temps quaternaires, c'est à dire de l'époque interglaciaire Mindel-Riss. Nous avons signalé le peu de fondement qui existe pour que l'époque Günzienne soit envisagée d'une manière aussi indéterminée, en résultat de quoi elle fut rapportée dans le projet accepté à l'époque mindelienne (l. c., p. 14); nous avons signalé aussi l'opportunité d'une délimitation de l'époque mindelrissienne, comme limite fortement accentuée divisant les temps glaciaires en deux moitiés. Ce projet demande, en outre, une suite de remaniements dans sa partie lithologique. On peut souhaiter, par exemple que les moraines locales soient classées à part, comme variété pétrographique des moraines de fond, permettant parfois de tirer une inférence stratigraphique. Les caractères génétiques doivent beaucoup plus être pris en considération; ainsi, par exemple, parmi les moraines terminales il faut distinguer les moraines marginales terminales de celles laissées durant la période de récession ou d'oscillation du même glacier. Tandis que les premières indiquent la limite d'extention de la glaciation, les secondes ne font que tracer les phases (stades) permettant quelquefois de subdiviser plus largement l'époque glaciaire donnée. Parmi les dépôts de blocs erratiques de la Région Occidentale la marne joue un rôle tout aussi important que les argiles, limons et les limons sableux; chose qui n'a pas été prise en considération dans la légende. Il aurait fallu distinguer le loess des roches loessiques et encore non seulement d'après les caractères dynamiques mais génétiques aussi. Le loess ne peut d'aucune manière être placé dans un groupe spécial de sédiments, séparé de tous les dépôts diluviaux et éoliens. Il faut distinguer aussi les dépôts „sandriens“ des fluvioglaciaires et ne pas séparer les alluviaux des lacustres, mais les diviser en dépôts fluviaux et lacustres.

Nous passons à la question de l'application de notre schéma de classification des dépôts quaternaires à la Région Occidentale.

Lé fait que les deux glaciations de cette région, dont nous avons découvert les vestiges sur le quart nord-ouest de la 44-ème planche, sont rapportées à l'époque rissienne et würmienne du pleistocène est principalement fondé sur les travaux des géologues polonais, qui prouvèrent la superposition de la moraine de fond dans la partie septentrionale de la Pologne sur l'horizon d'Eem, lequel correspond aux sédiments continentaux mindel-rissiens²⁾.

¹⁾ Schéma des notations relatives aux dépôts quaternaires. Avec explications. Edition du Comité Géologique. 1928.

²⁾ A. M. Žir m u n s k i j. Les formations post-tertiaires dans la partie méridionale du gouvernement de Smolensk. Bulletins de l'Académie des Sciences de U. R. S. S. 1925. Nos. 9-11. Pp. 326-327.

Dans les travaux des géologues polonais ce même point de vue a dominé jusqu'ici avec beaucoup de suite. C'est ainsi que dans l'article de S. Wollowski, il est question des vestiges de la dernière glaciation würmienne, qui est la deuxième pour la Pologne, dans les environs de la ville de Souvalki¹⁾. Nechay par rapport au rayon de Dobrzyn²⁾, I. Levinsky³⁾, S. Lencewicz — à l'égard du bassin de la Vistule — Moyenne⁴⁾ et d'autres envisagent cette question sous le même aspect. O. von Linstow, en Allemagne, a essayé de refuter l'importance des couches d'Eem comme horizon stratigraphique déterminé, vu que la faune d'Eem se rencontre aussi dans les autres sédiments marins des temps glaciaires et même dans les sédiments préglaciaires⁵⁾. Toutefois elle domine précisément dans les couches marines de l'âge mindel-rissien et c'est pourquoi la critique de von Linstow ne fut accueillie favorablement ni parmi les géologues allemands, ni parmi les polonais.

L'âge rissien de la moraine de la langue du Dniepr est reconnu par B. L. Litschikov, D. N. Sobolev et comme le déclare M. Melnik, se trouve prouvé, abstraction faite d'autres faits, par la découverte de l'Elephas tringotherii dans les sables sous-morainiques de la région de Kanev⁶⁾. G. F. Mirčink, tout en se reliant à cette opinion, est toutefois d'avis qu'à la moraine de la langue dneproviennne correspond quant à l'âge la moraine supérieure des deux moraines de fond dans la partie de la Région Occidentale explorée par lui. Nos recherches sur la planche 44 démontrent que les formations morainiques terminales, dans la région de la glaciation donnée, reposent sur la moraine de la glaciation précédente et que dans ce cas, correspondant à la moraine de la langue du Dniepr, la rissienne se trouve être ici la moraine inférieure; quant à la moraine supérieure, elle est rapportée par nous à l'époque Würmienne. Cette opinion sert de base à notre exposé concernant la partie nord-ouest de la planche 44⁷⁾. D. N. Sobolev y adhère aussi.

La concordance de notre point de vue avec les travaux des géologues polonais est rendue plus aisée encore par la circonstance que nos recherches dans la partie occidentale de la Russie Blanche, dans le courant de l'été 1928, ont prouvé une constitution un peu différente de ce qu'on présumait jusqu'alors de la couche des dépôts quaternaires dans la région de la ville de Minsk et au nord de celle-ci. Nous sommes arrivés à nous convaincre que la région au sud de

¹⁾ S. Wollowski. La moraine de fond de la transgression de Wigry. Bull. du Serv. Géol. de Pologne. Vol. III, livres 3—4. 1926.

²⁾ W. Nechay. Les sédiments glaciaires dans le pays de Dobrzyn. Bull. du Serv. Géol. de Pologne. Vol. IV, livr. 1—2. 1927.

³⁾ I. Levinsky. Sur les dislocations quaternaires et sur la moraine de vallée dans la vallée de la Vistule. Bull. du Serv. Géol. de Pologne. Vol. II, livr. 3—4. 1924.

⁴⁾ St. Lencewicz. Glaciation et Morphologie du Bassin de la Vistule Moyenne. Travaux du Service de Pologne. Vol. II. 1. 2. 1927.

⁵⁾ O. von Linstow. Die Verbreitung der tertiären und diluvialen Meere in Deutschland. Abh. des Preuss. Landesanst. Neue Folge. Heft 87. 1922. S. 134.

⁶⁾ M. Melnik. Observations concernant les sables sous-morainiques quaternaires dans la région des dislocations de Kanev. Bulletin de la Section Ukrainienne du Comité géologique. Fasc. II. 1928. P. 125.

⁷⁾ A. M. Žirmunskij. La partie nord-ouest de la 44-ème planche. Travaux du Comité Géologique. Fasc. 166. 1928.

Minsk (plus exactement au sud de la ville de Chatzk) n'a subi qu'une glaciation unique, pouvant être rapportée d'après différents indices à l'époque rissienne.

Aussi l'âge de la glaciation du Poléssié (Région des forêts) est-il également rissien et non würmien, comme le supposaient auparavant B. L. Litschkov et D. N. Sobolev. La limite marginale de la glaciation Würmienne, doit être reculée ici jusqu'à la moraine terminale du rayon de Chatzk, pour le moins. Les mêmes moraines terminales, qui furent décrites par A. B. Missouna dans les limites de l'ancien gouvernement de Minsk, ne sont, d'après nos observations, que des moraines de récession du glacier Würmien. Plus loin, vers l'ouest, cette zone se replie peut-être de nouveau vers le sud, comme le démontrent les travaux des géologues polonais. C'est-à-dire que le glacier Würmien, évidemment, ne couvrait pas la partie du faite poléssien, qui est la ligne de partage des eaux entre les affluents occidentaux du Dniepr et les affluents orientaux du Niemen¹⁾.

La question de la classification du loess et des roches loessiques est étroitement rattachée à celle de leur genèse: L'hypothèse de l'origine éolienne du loess a acquis ces dernières années de nouveaux partisans à la suite de la tentative que fit Soergel de faire remonter la formation du loess aux époques glaciaires et d'expliquer son origine par l'action des vents glacés dans les régions périglaciaires. Cette opinion est partagée chez nous par D. N. Sobolev, V. I. Krokos, G. F. Mirčink et B. L. Litschkov. L'hypothèse „complexe“ de l'origine du loess, présentée par nous, n'exclut aucunement l'action des vents,²⁾ non seulement des vents glacés des époques glaciaires, mais aussi des vents tempérés des époques interglaciaires et des temps postglaciaires. Si on rapporte l'origine du loess et des roches loessiques exclusivement aux époques glaciaires, on arrive aux mêmes conclusions qui font le défaut principal de l'hypothèse éolienne dans sa forme primitive et lequel est de les séparer des roches-mères. L'introduction, tout au contraire, d'une suite de phases consécutives dans leur formation, se trouvant en rapport avec les fluctuations climatiques, permet d'embrasser tout l'ensemble des agents créateurs de cette formation d'un caractère très complexe et le devenant de plus en plus au fur et à mesure des variations du climat jusqu'au moment où les temps postglaciaires, dans la région de nos recherches, donnèrent naissance aux roches homogènes appelées loess, limon loessique ou limon sableux selon le diamètre des particules qui les composent. Même si l'origine de leur formation remonte aux époques glaciaires, la fin en est probablement aux époques interglaciaires et surtout à l'époque midésertique des temps postglaciaires³⁾.

¹⁾ A. M. Žirmunskij. Sur la question des limites des glaciations de la plaine russe. Bull. de la Commission pour l'étude de la période quaternaire. Académie des Sciences de l'URSS. 1929. No 1.

²⁾ A. M. Žirmunskij. Sur la question de l'origine du loess au Turkestan. Bull. de la Société des Natural. de Moscou 1925. T. XXXIII. Section de géologie Vol. III. fasc. 3—4.

³⁾ L'idée émise par L. S. Berg („Priroda“ 1929. No 4, p. 319) nous semble tout à fait juste, que les partisans de l'hypothèse éolienne, en admettant l'hétérogénéité des roches loessiques, rendent en somme leurs plus fortes positions. V. A. Obroutchev („Priroda“. 1929. No 2, p. 135) qui admet l'hypothèse „complexe“, défendue par nous comme „nécessaire pour les loess secondaires“, devra céder si le caractère secondaire de tous les loess était prouvé, ce qui nous

Nos recherches dans la Région Occidentale, opérées après la levée de la moitié occidentale de la 44-ème planche et dans les limites des planches 15 et 28 ont démontré que ce sont les sédiments finement débourbés des énormes lacs stagnants dans les régions morainiques terminales qui pouvaient avoir servi de roche-mère au loess, après que ces lacs se furent desséchés pendant l'époque interglaciaire et plus encore durant l'époque postglaciaire. C'est pourquoi il nous semble juste de faire remonter l'origine d'une grande partie du loess et des roches loessiques de la Région Occidentale au holocène (Q₈), comme nous l'entendons dans l'exposé de la partie nord-ouest de la 44-ème planche. On peut y rencontrer comme au midi des loess fossiles dont l'origine remonte aux époques interglaciaires, malgré que nous n'en eussions pas trouvés dans la moitié occidentale de la 44-ème planche; toutefois, après la découverte du loess par N. N. Bogolioubov au gouv. de Kalouga dans les couches intermorainiques, cette conjecture devient très probable.

Pour finir il nous reste à mentionner la classification des roches quaternaires suivant leur composition, élaborée par Sibirtzev, et les tentatives que fit J. N. Afanassiev¹⁾ pendant ses travaux dans la Région Occidentale pour la reformer. Dans cette classification figurent des termes comme „hriastch“ (gravier) et pierre, qu'un géologue contemporain ne peut admettre. J. N. Afanassiev remarque avec raison qu'il est grandement temps de remanier le schéma du prof. Sibirtzev, toutefois il conserve pour les roches dont les éléments ont 3 à 10 mm de diamètre, le terme „hriastch“ (gravier), tandis que pour les roches dont le diamètre des éléments dépasse 10 mm il remplace le terme „kamny“ (pierres) par un autre, beaucoup moins acceptable, qui est „kamenniky“ (concrétions pierreuses). Parmi les géologues contemporains c'est le terme „halka“ (galet), qui est le plus répandu lorsque celui-ci est composé de particules arrondies d'un diamètre dépassant 3 mm, c'est-à-dire plus grosses que le gravier, si ces dernières se trouvent dans une roche d'origine alluviale — sédiments fluviatiles, lacustres et marins (le galet fin si les éléments ont 3 à 10 mm. de diamètre, et le gros galet, quand le diamètre est supérieur à 10 mm). Si ces particules composent dans leur ensemble une roche, c'est le terme „haletschnik“ qui est adopté. Dans les cas où elles se trouvent dans une roche d'origine glaciaire — c'est à dire dans les moraines — on applique le terme „valouny“ (galet, bloc erratique; le premier — aux particules de 3 à 10 mm de diamètre, le second — si les particules dépassent 20 mm., atteignant 1 m et plus). Il nous semble que le caractère génétique ne peut être aussi laissé de côté lorsqu'on applique les termes loess et roches loessiques. Si la composition „mécanique“ seule était prise en consi-

semble très probable. D'autre part, L. S. Berg cède aussi, en admettant que le loess est „non seulement le produit du processus de formation du sol, mais principalement le résultat de la désagrégation due aux agents atmosphériques dans le sens le plus étendu et dans les conditions d'un climat sec (steppes et déserts)“ (l. c. p. 329); une telle opinion conduit à la substitution de l'étroite hypothèse fluvio-glaciaire par notre vaste hypothèse „complexe“, car vu la signification qu'il prête à la désagrégation il lui est impossible de ne pas tenir compte de l'action des vents, surtout pendant l'époque xéothermique du holocène, reconnue par lui.

¹⁾ J. N. Afanassiev. Etude des roches sédimentaires en Russie Blanche. Mémoires de l'Institut Agricole de Gorki. T. II. 1924. p. 157—158.

dération, comme le propose J. N. Afanassiev, c'est à dire que chaque roche ayant pour plus de 40 p. c. de particules de 0,1 à 0,01 mm et jusqu'à 5 p. c. et davantage de celles de 0,1 mm devrait être considérée comme étant du loess, et chaque formation se distinguant du loess par un alliage plus grand de particules sableuses (plus de 5%)—comme roche loessique, le résultat serait tel que nous pourrions trouver simultanément du loess et des roches loessiques dans les sédiments fluviatiles marins et glaciaires. On ne peut passer outre aussi d'autres indices du loess et des roches loessiques—notamment leur homogénéité, agglomération par couches considérables, alternation avec des concrétions calcaires, leur origine surtout, c'est-à-dire la longue suite de phases que ces roches traversèrent au moment de leur formation suivant l'hypothèse „complexe“ exposée par nous. Le schéma de J. N. Afanassiev, ainsi retouché et basé sur des analyses mécaniques multiples, nous semble acceptable pour distinguer le loess des argiles et des sables loessiques, leur composition „mécanique“ suffisant pour cette distinction. Toutefois les géologues de différents pays ne sont pas unanimes dans la conception du loess sous ce rapport. Ainsi en Allemagne, la notion du loess typique devient encore plus étroite. Wahnschaffe considère que dans le loess typique dominant les particules d'un diamètre de 0,05—0,01 mm²). Il est donc nécessaire de poursuivre le travail dans cette voie.

La carte des dépôts quaternaires jointe par nous à l'exposé de la partie nord-ouest de la 44-me planche, se trouve être le premier essai de ce genre dans notre pays; cet essai consistait à dresser une carte spéciale des dépôts quaternaires au moyen d'une levée géologique sur une échelle de 10 verstes par „duym“ (pouce) et c'est pourquoi il ne faut pas s'étonner que nous y avons relevé seulement les données principales, considérées par nous comme les plus importantes sous le rapport stratigraphique et lithologique. La légende de la carte faisant annexe à l'exposé de la partie sud-ouest de la 44-ème planche est beaucoup plus détaillée sous les rapports susmentionnés, mais le principe y est le même que dans la précédente, ce qui fait qu'elle se distingue quelque peu de la légende proposée provisoirement par la Commission pour l'étude du sol et par le Comité Géologique.

¹) F. Wahnschaffe. Geologische Landschaftsformen in Norddeutschland. Stuttgart. 1924. Sa. 43—46.

²) Quant aux autres classifications existantes des roches sédimentaires—voir la littérature indiquée dans notre article „Sur la question de l'étude des roches sédimentaires“. (Geologitschesky Vestnik. 1928. T. VI. Nos. 4—6).

ВСЕУКРАЇНСЬКА АКАДЕМІЯ НАУК

Збірник пам'яті академіка П. А. Тутковського
Т. I 1931

UKRAINIAN ACADEMY OF SCIENCES

Symposium edited as a Memorial to the Late Academician P. A. Tutkowsky
Vol. I 1931

А. І. КАРЯКІН (Харків)

МАТЕРІАЛИ ДО ВИВЧЕННЯ НАМЕТНІВ УКРАЇНСЬКОГО ПОЛІССЯ

L. I. KARIAKIN (Charkiw)

BEITRÄGE ZUR ERFORSCHUNG DER GESCHIEBE DES UKRAINISCHEN POLESSIE

Від року 1927 до 1930 геологічна партія Українського Відділу Геологічного Комітету, що в її працях я увесь час брав участь, провадила докладно триверстове геологічне зймання 8 аркушів XXI та XXII ряду триверстової мапи. В цьому районі партія зібрала чималу кількість наметнів і до вивчення їх я, на пропозицію начальника партії проф. Д. Н. Соболева, і взявся з метою встановити їхню батьківщину.

Територія зйнятих аркушів лежить у північно-східній частині кол. Київської та південно-східній частині кол. Волинської губернії (в нині теж уже колишніх Київській та Коростенській округах). Головніші ріки цього району будуть такі: в північній частині р. Вуж (правий доплив р. Прип'яті), що тече з заходу на схід, і в середній частині — р. Тетерів, з численними допливами, що тече в південного-заходу на північний-схід.

Цей район увіходить частиною до 31 аркуша 10-верстової мапи що його геологічний опис провадить В. І. Лучицький (27). Окрім того, цю територію досліджували: П. А. Тутковський (52, 50, 53, 54), Є. Ф. Люткевич (29) та В. І. Крокос (18).

Досліджуваний район лежить у південній частині Поліської низовини (6, 38), поблизу західньої межі дніпровського (ріського) льодовикового язика (39), в смузі переходу від його південно-західнього кінцевого моренового пояса до язикового басейну (45, 44), на схід від східньо-поліського і на північ-північ-схід від росського язиків (7).

Досліджувана частина Полісся має такі межі: на сході — північно-українську мульду, на південному заході — українську кристалічну смугу, а на північному заході поволі переходить у північно-польську низовину. Поверхня української кристалічної смуги та київського плято поволі знижується на північ та північний схід головним чином за рахунок редукції потужности деяких поземів, особливо полтавського поверху, підморенових суглинків та надморенового лесу, в київському Поліссі переходить у безлесове моренове плято,

що тільки незначною мірою (14—27 м) підноситься над місцевою ерозійною базою (45).

Долиновий краєвид Полісся різниться з сусідніми районами своєю м'яккістю. Геологічна будова виявляє певний зв'язок із суміжними районами (41, 42, 44). На схематичній мапі поволочних четвертинних витворів на території Європейської частини СРСР, що її склав Г. Ф. Мірчинк (32), увесь досліджуваний район позначено, як покритий пісками та піскуватими породами елювіально-алювіального походження з неглибоким заляганням морени, і зазначено тільки невеличкий острівцець в середній частині досліджуваних аркушів виходу моренових пісковини та суглинків.

Б. Л. Лічков у своїх працях (22, 25) хибно зачисляє цілу досліджувану дільницю до плято, тоді як у межах досліджуваної території можна позначити кілька з погляду геологічного неоднотайних типів будови четвертинних покладів, хоч з погляду морфологічного їх і не завжди легко розпізнати, а саме (44): моренове плято, мореновий та безмореновий типи суглинистої поліської тераси; тип аренної поліської тераси: нормальна надлукова дніпровська тераса; заплава. Плято на Поліссі визначається відсутністю надморенового та підморенового лесу, заляганням морени безпосередньо на бурих глинах, а також свіжістю та нерозвіянністю самої морени. На підставі того, що морена лежить безпосередньо на бурих глинах (44), а другого поверху морени тут ніде не спостерігаємо (простір дворазового зледеніння лежить далеко на північ), можна вважати, що морена припадає не на останнє, а на передостаннє зледеніння (ріське). Поліська морена буде тотожня з мореною дніпровського льодовика й стосується до ріського зледеніння. На поверхні морени розвинувся ґрунт попільняксового типу, що його потужність буде близько 0,5 м.

„Дільниці плято, що в його межах морена лежить безпосередньо на бурих глинах, зосереджені вздовж південного краю Л. XXI—8 і особливо в його південно-західньому куті, тобто ближче до краю льодовикового язика; але в частині аркуша, що лежить на захід і на північ від Тетерева, вододілами вони проходять далеко на північ у формі незначно піднесених смуг та нешироких моренових пасом, іноді в супроводі негостро виявленого горбисто-моренового краєвиду“ (45).

Дільниці київського Полісся, з геологічним профілем, наближеним до профіля дніпровської третьої тераси, виявляють два основні типи будови — мореновий та безмореновий. Терасу, що в її будові бере участь морена, добре видно на лівому березі Тетерева в околицях Фрузунівки та по інших місцях; її характеризує таке залягання:

1. Ґрунт попільняксового типу, підстелений жовтаво-сірим піском . . . 2,20 м
2. Полові або бураво-жовті лесуваті суглинки 0,20—3,30 м
3. Червоно-бурий наметневий суглинок 2,50—4,00 „
4. Ясносірі діагонально-верстуваті піски 4,00—6,50 „

В безмореновому типі суглинистої поліської тераси червоно-бурий наметневий суглинок заступає солодководний суглинок (відповідає 2-му поверхові лесу).

Тип аренної поліської тераси, що поділяє долини Дніпра та Тетерева, характеризується тим, що ріську прикриту пісками морену тут почасти

розміто, певне, вюрмськими водами, що відклали тут свої піски. Швидка зміна моренових і безморенових дільниць говорить за те, що розмив зробили про- токи, що міняли своє корито, блукаючи по поверхні морени. Звичайно без гостро виявленого приступка поліське плято переходить в одноманітний терасовий краєвид. У київському Поліссі, коли не рахувати заплави, можна розпізнати тільки одну терасу заввишки від 6 до 12 м над ерозійною базою; вона по різних своїх частинах виявляє неоднакову геологічну будову, що наближає її то до третьої, то до другої дніпровської тераси, у цю останню вона на березі Дніпра й переходить.

Характеристичну рису поліської тераси становить налягання на ній вюрмських терасових або зандрових осадів на накриті, а іноді й ненакриті мореною терасові ріські та преріські поклади: вюрмську терасу тут не вкладено, а накладено на ріську терасу (45), або на поверхню ріського льодовикового басейну дніпровського льодовика (3-я тераса, як виявляється, похована під другою).

Заплава великих рік, наприклад Тетерева, врізається в поліську терасу звичайно на глибочінь близько 6 м; у дрібніших річок заплавні частини долин розроблені слабенько, заплави рік київського Полісся вельми часто зболотнілі й укриті торфовищами.

Льодовикові поклади досліджуваного району належать до передльодовикових верстуватих пісків та пісковин, наметневих суглинків, наметневих пісковин та пісків, іноді до наметневих глин. Наметневі поклади мають різну кількість наметнів завбільшки 0,25 см до 2 м. На знаходження в цьому районі наметнів завбільшки близько 2 м вказує також і П. А. Тутковський (52, с. 340). Наметневі суглинки в досліджуваному районі найбільше поширені; репрезентовані вони цинамонисто-бурими, червоново-бурими, жовтаво-бурими або зеленавими різностями. Суглинки становлять щільну, неверстувату, неодностайну породу, грубу на полап; кількість наметнів у цій породі може сильно варіювати. Наметневі суглинки належать найбільше до „київського типу“ (52, с. 340), червоново-бурого кольору з невеликою кількістю кременястих наметнів; менше поширений „овруцький тип“ (52) наметневого суглинку, він піскуватіший і має більшу кількість кременястих наметнів. Такий розподіл наметневого суглинку на „київський“ та „овруцький“ типи, як це довели аналізи В. М. Чирвінського (57), має для себе мало підстав, бо хемічним і механічним складом ці „типи“ мало що різняться один від одного. Головну ознаку „овруцького типу“ наметневого суглинку становить більша кількість SiO_2 і мізерна кількість карбонатів. Цих ознак навряд чи досить, щоб виділити суглинок в окремий тип. Як було згадано вгорі, наметневий суглинок належить до максимального (ріського) зледеніння. Умови залягання наметневого суглинку найрізноманітніші: на плято він залягає безпосередньо на бурих або на перістих глинах, іноді за рахунок останніх утворюється місцева морена, що значно різниться від звичайних наметневих суглинків. На терасі наметневі суглинки лежать на флювіогляціяльних ріських покладах, репрезентованих пісками та пісковинами, часто виразно верстуватими.

Праць, що були б присвячені спеціальному вивченню петрографічного складу наметнів, з метою встановити серед них провідні, для досліджуваної

території до появи року 1914 праці В. М. Чирвінського (57) сліве не було, а були тільки окремі вказівки авторів про знаходження наметнів; але петрографічного опису їх здебільшого не подавали. Література для наметнів інших районів більша. Огляд і реєстр літератури, що вийшла до 1914 року та що торкається наметнів та їхнього поширення, подано у вищезгаданій праці В. М. Чирвінського (57).

В. М. Чирвінський на підставі своїх дослідів визначив низку провідних наметнів для досліджуваної від нього території Київської, Волинської, Могилівської та Гродненської губернь і констатував велику різницю в розподілі провідних наметнів на заході (в Гродненській та західній частині Волинської губернії) і на сході (в Київській, Чернігівській, у східній частині Волинської та південній половині Могилівської губернь), а саме — цілковиту відсутність наметнів скандинавських, балтицьких та надзвичайну рідкість аляндських порід у межах губернь, що входять до складу дніпровського язика, і багато їх у губерніях Гродненській та західній частині Волинської. Такий розподіл наметнів, на думку автора, залежить від подвійного руху льодовикової поволоки; одного з NW на SO, другого з N на S з коливанням у межах NNW — SSO і NNO — SSW. Перший потік В. М. Чирвінський зве скандинаво-фінським або північно-західнім. Цей потік приніс до Гродненської та західньої частини Волинської губернії силу наметневого матеріалу з Швеції та західньої частини Фінляндії. Другий потік, північний, приніс наметні порід фінських та олонецьких і дійшов до кінцевих меж зледеніння. Потік північно-західній посувався з Скандинавії та Фінляндії, перетинав під великим кутом улоговину Балтицького моря, потім завдяки пересуванню на схід джерела живлення та під впливом натиску крижаних мас, що йшла з полярної частини сучасного СРСР почав повагом та поволі міняти напрям свого руху з NW — SO на N — S і NNO — SSO (північний потік); на цей час припадає утворення дніпровського льодовикового язика. В. М. Чирвінський не зазначає, до якого саме зледеніння стосується морена дніпровського язика, а говорить, що рух льодовика з NNO (що утворив дніпровський язик) буде пізніший, аніж рух з NW. Н. І. Криштафович (16) не погоджується з В. М. Чирвінським, що рух з N — W на S — O буде давніший за рух з N на S, а вважає, що фактичний матеріал про наметні, що його виклав автор, аніж не суперечить не змінює відомих в літературі даних про те, що найдавніші наметневі витвори, відомі нині в Європейській Росії, є поклади, що належать льодовиковій поволоці максимального зледеніння.

Року 1925 з'явилася праця П. Н. Чирвінського (59), що торкається петрографічного опису наметнів дінського льодовикового язика. Ця праця становить доповнення до роботи В. М. Чирвінського й охоплює район, незачеплений дослідями останнього. Автор наводить петрографічний опис 21 наметня; вибрано їх досить невдало, бо з-поміж них є мало таких, що можуть бути за провідні. Автор констатував відсутність наметнів віборзького рапаківі в досліджуваному районі. На підставі цього спостереження, а також на підставі вивчення наметнів автор приходиться до висновку, що кунус розсіювання наметнів був на схід від Віборгу (70), тобто їхньою бать-

ківщиною будуть Повенецький та Петрозаводський повіти Олонецької губернії і що центр їхнього розсіювання стосується до Сегозера та до озера Онезького.

Року 1927 вийшла прекрасно видана книжка І. Корп'я (63), підручник до збирання наметнів кристалічних порід. Автор описав 83 штуки найважливіших провідних наметнів північних кристалічних порід, що трапляються в Північно-Німецькій низовині. До книги додано чудесно виконані кольорові фотосвітлинки (48 штук) наметнів, що їх найлегше розпізнати мікроскопічно. Окрім того, в 8 мап родовищ та поширення провідних наметнів кристалічних гірських порід. Подано реєстр літератури на 239 назов. Книгу призначено, головню, для початкуючого колекціонера-аматора, але вона цікава й для осіб, що спеціально працюють над вивченням наметнів.

Моїм завданням не було давати вичерпливий петрографічний опис зібраних наметнів, а за прикладом В. М. Чирвінського (57) я спробую описати зібрані наметні, визначити з-поміж них провідні та позначити такі, що можуть під час докладнішого вивчення їхнього родовища виявитися, як провідні. На жаль, в ціла низка труднощів, що на них доводиться натикатися, вивчаючи наметні, а саме: розкиданість літератури про наметні, іноді по мало приступних виданнях, мала кількість робіт, спеціально присвячених вивченню наметнів нашого Союзу; сливе цілковита відсутність з петрографічного погляду описаних та визначених колекцій наметнів (за виїмком колекції В. М. Чирвінського); відсутність систематичних колекцій провідних наметнів; недостатня вивченість порід нашої півночі, що не дає змоги точно порівнювати знайдені наметні; утрудненість відвідування тепер основних родовищ порід півночі та ознайомлення з закордонними колекціями. Відсутність у нас колекцій наметнів найбільше відчуваємо, а надто коли порівняти з Німеччиною, де є понад 20 великих докладно описаних колекцій (62). Нині, хоч і як важливо та потрібно вивчати наметні, проте на них мало звертають уваги, дарма, що петрографічне вивчення наметнів має велику вагу для вивчення льодовикового періоду та питання про рух льодовика. Для цього треба збирати й вивчати не самі но провідні наметні, а по змові все, що трапляється в даній місцевості, бо це дає змогу вивчати петрографічний склад наметнів, характеристичний для того чи того району. Окрім того, деякі наметні, що самі собою не є провідні (напр., Prick-граніт), можуть стати такими, якщо відомий той комплекс наметнів, що поміж ними їх знайдено. І ось, коли буде зібрано й вивчено велику кількість наметнів по окремих місцевостях, тоді можна буде певніше робити ті чи ті наукові висновки.

Матеріалом, що правив мені за об'єкт вивчення, були наметні, зібрані під час геологічного зйомання в 1927—28 та 29 рр. Наметні бралися тільки з морени і *in situ*. Докладного опису умов знаходження кожного наметня не наводимо, бо ця праця становить додаток до докладного геологічного опису 3-верстових пляншетів 8 аркушів ХХІ та ХХІІ ряду. Окрім того, значну кількість наметнів взято біля містечка Іванкова, Київської округи (тут брали всі одмінки наметнів), де року 1927 будували міст через р. Тетерів і куди звезено величезну кількість наметнів на брукування під'їзду до мосту. Місцезнаходження цих наметнів можна було приблизно встановити, бо їх звезено

з одного тільки Іванківського району з огляду на те, що сусідні райони не дозволяли вивозити наметнів поза їхні межі. Наметні звозила місцева людність з місцевостей, що лежали від містечка Іванкова на відстані не більш як 20 верст. Це встановили способом розпитування адміністрації, що купувала наметні на вагу, а також селян, що привозили наметні. Везти матеріал з подальших місцевостей було з погляду економічного недоцільно. Матеріал, привезений для брукування, складався з різних вагою та розміром наметнів, уложених штабелями. Наметні були завбільшки від 0,20 м (бо адміністрація менших не приймала) і до 2 м. Формою вони найрізноманітніші — в формі караваїв, круглодовгасті, яйцюваті, довгасті, круглі, то більш менш гострокутні, то круглясті. Штрихування на наметнях, за рідкими вимірами, не спостерігали. Наметні ці далі рвали порохом та розбивали на дрібні шматки, з цього матеріалу й було взято значну кількість зразків; це дало змогу вивчити також наметні великого розміру, що за звичайних обставин мало приступні для вивчення, бо відбити звичайним геологічним молотком зразок від величезного наметня не завжди щастить (59, 82).

Після цих коротких уваг переходжу до опису зібраних наметнів.

За петрографічним складом серед вивчених наметнів на першому місці стоять вибухові породи, потім осадові й на останньому місці метаморфічні. З-поміж вибухових порід найпоширеніші будуть наметні гранітів, далі гранітопорфірів; з-поміж осадових — наметні пісковиків, а з-поміж метаморфічних — наметні гнайсів.

Щодо розміру, то найбільші наметні будуть, головним чином, гранітові та гранітопорфірові, а наметні пісковиків та гнайсів розмірами значно поступаються перед наметнями перших двох порід — гранітів та гранітопорфірів.

ВИБУХОВІ ПОРОДИ

Граніти та гранітопорфіри

Розмір гранітових наметнів досить сильно коливається, від найдрібніших почавши й кінчаючи наметнями завбільшки близько 2-х м у поперечнику. Щоправда, цей останній розмір трапляється досить рідко. З-поміж гранітових наметнів найбільше буде наметнів — біотитових гранітів, дволоснякових, роговоосвітневих та гранатових. Роговоосвітнево-біотитові граніти трапляються значно рідше. Авгітові граніти трапилися у невеликому числі. В граніті зчаста спостерігаємо механічні деформації і в формі закруту, роздрібнення та хвлястого згасання окремих мінералів. Забарвлення гранітів найрізноманітне, від ясного рожевого почавши й до темносірого та фіялкового; панують головним чином сірі тони. Поміж описаних наметнів гранітів є низка провідних.

№ 55. Цинамонисто-червоний біотитовий граніт

(Ортоклязовий мікропегматит)

Іванків, Київської округи

Порода цинамонисто-червоного кольору, дрібнозерниста, щільного складу. Макроскопічно можна розпізнати: цинамонисто-червоний польовий скалинець, дрібні сірі зерна кварцу та чорні листочки біотиту. Під мікроскопом будова

мікропегматитова. Головні мінерали, зменшуючись кількісно, йдуть у такій черзі: ортокляз, кварц, біотит. Ортокляз у прохідному світлі ясноцинамонного кольору, іноді з добре виявленою лупністю в формі щілин, що йдуть у двох взаємно-перпендикулярних напрямках. У відбитому світлі видно, що контури окремих його зерен забарвлені в бурий колір оксидом заліза. Спостерігаємо характеристичну пегматитову будову завдяки проростанню ортоклязу кварцом у формі дрібних видовжених, а в поперечному перетині в формі гострокутних, круглястих та круглодовгастих вrostків. У меншій кількості спостерігаємо пертитові проростання ортоклязу плягіоклязом у формі веретенистих вrostків. Мікрокліну в значно меншій, в порівнянні з ортоклязом, кількості, він також увесь пронизаний вrostками кварцу. Плягіокляз у нікчемній кількості репрезентує олігокляз-альбіт. Кварц у формі алотріоморфних кристалів, з мало-хвилястим згасанням. У формі вrostків кварц є: в ортоклязі, мікрокліні та біотиті. Біотит у формі гіпідіоморфних листочків завбільшки 0,2—0,8. Часто й густо спостерігаємо пойкилітове проростання біотиту вrostками кварцу та польового скалинцю. Плеохроїзм: *a*—цинамонисто-жовтий, *c*—цинамонисто-бурий. Із другорядних мінералів трапляються титаністий залізник, рогова світня, остання в виразним плеохроїзмом: *a*—жовтаво-зелений, *b*—зелений, *c*—синяво-зелений.

№ 5. Сірий біотитовий граніто-порфір

Іванків, Київської округи

Порода сірого кольору, середньозерниста, граніто-порфірової структури. В основній масі породи макроскопічно можна розпізнати: білі зернятка польового скалинцю, чорні листочки біотиту, останні іноді в формі скупчень, що розміром сягають близько 1,2 см, під час звітрення набувають златистого відтінку, і дрібні сірі напівпрозорі зернятка кварцу. По всій породі розсіяні численні, прекрасно виявлені вкраплення польового скалинцю, білого кольору, з виразними кристалографічними обрисами та виразно виявленою двояковою структурою. Розмір вкрапель коливається від 1×2 см до $2,5 \times 3$ см.

Під мікроскопом структура граніто-порфірова, біфлетична (повторна, той самий мінерал трапляється і в основній масі породи і в формі вкрапель). Основна маса породи гіпідіоморфно-зерниста; головні мінерали за кількістю йдуть у такій черзі: ортокляз, кварц, плягіокляз та біотит. Ортокляз у формі досить звітрилих гіпідіоморфних зерен. Завбільшки пересічно 0,5—1 мм. У формі вприсків має кварц, плягіокляз та біотит. Кварц у формі дрібних алотріоморфних зерен з низкою дрібних плинних та газуватих вприсків. Подекуди спостерігаємо хвилясте згасання. Як вприски, кварц є в мікрокліні, ортоклязі та плягіоклязі. Плягіокляз основної маси породи у вигляді дрібних зерен завбільшки пересічно 1—2 мм з виразно виявленою двояковою структурою, після визначення за методом Бекке, зачисляється до олігокляз-альбіту. Біотит у вигляді неправильної форми листочків; плеохроїзм його: *a*—ясножовтий і *c*—червоново-бурий. Окремі листочки біотиту іноді вигнуті, продіравлені й навколо такої діри крайка цинамонисто-бурого, сливе чорного кольору. Мікроклін в основній масі породи є в невеликій кількості. Вкраплення належать до мікрокліну, ортоклязу та плягіоклязу. Мікроклін вкрапель у вигляді ідіоморфних, трохи звітрилих кристалів, з прекрасно виявленою двояковою гратчастою структурою. У мікрокліні спостерігаємо у вигляді вприсків листочки біотиту, зерна плягіоклязу та круглясті зерна кварцу (Т. I, мал. 2). Спостерігаються двояки за карлсбадським законом. Ортокляз вкрапель досить звітрилий, має значну кількість продуктів звітрення. У вигляді вприсків спостерігаємо плягіокляз, біотит та кварц. Спостерігаємо в значній кількості менш звітрилі кристали ортоклязу з добре виявленими двояками за карлсбадським законом. Плягіокляз вкрапель у вигляді ідіоморфних кристалів

з тонкою двояковою полісинтетичною будовою. Після визначення за методом Бекке, стосується до олігокляя-альбіту. Спостерігаються зчаста двояки за альбітовим та перекліновим законами

№ 205. Рожевисто-сірий біотитовий граніто-порфір
Бородянка, Київської округи

Порода рожевисто-сірого кольору, вельми звітріла, порфірової структури. Основна маса породи середньозерняста, складається вона з польового скалинцю, біотиту та кварцу. Польовий скалинець у вигляді рожевисто-сірого кольору зерен, досить звітрілих. Біотиту є в значній кількості в вигляді чорних, часто й густо золотистих завдяки звітрінню листочків, завбільшки пересічно близько 1 мм. Окремі листочки своїм розміром сягають 2—7 мм. Зерна кварцу сірого кольору, здебільшого дрібні, іноді трапляються більші, близько 4—5 мм. Овоїди польового скалинцю здебільшого круглястої форми, завбільшки 0,5—3 см, мають, як вприск, у невеликій кількості дрібні листочки біотиту та зернятка кварцу. Іноді овоїди польового скалинцю оточені зеленою олігоклязовою оболонкою завгрубшки 2—3 мм.

Під мікроскопом основна маса породи складається з ортоклязу, плягіоклязу, біотиту та рогової світні. Ортокляз вельми звітрілий, мало прозорий через звітріння і, як вприски, має біотит та кварц. Спостерігаємо пегматитове проростання ортоклязу кварцом, в меншій мірі пертитові вrostки плягіоклязу в ортоклязі. Олігокляз в меншій кількості, у вигляді видовжених табличок з виразно виявленими полісинтетичними двояками. Олігокляз у формі дрібніших кристалів утворює ободочки навколо овоїдів ортоклязу. Біотит значно зачеплений процесами звітріння. Як вприски, має кварц. Плеохроїзм а — сіраво-жовтий, с — темнобурий. Рогова світня в невеликій кількості.

№ 50. Сірий біотитовий граніто-порфір
Іванків, Київської округи

Порода сірого кольору з жовтавим відтінком, повнокристалічна, порфірової структури. Основна маса породи середньозерняста. Простим оком можна розпізнати: польовий скалинець ясносірого кольору з незначним рожевистим відтінком, сірі напівпрозорі зерна кварцу та темні листочки біотиту. Вкраплення належать, польовому скалинцю. Вкраплення його двох відмін: поперше, у вигляді кристалів з добре виявленими площинами лупности завбільшки $1,1 \times 1$ см, $1,2 \times 0,8$ см і, подруге, у вигляді видовжених кристалів здебільшого з виразною двояковою структурою (через що одна половина кристалу матова, а друга блискуча), завбільшки $0,8 \times 0,2$ см, $1,3 \times 0,2$ см. Під мікроскопом видно, що вкраплення польового скалинцю належать ортоклязові. Ортокляз ясноцинамонового кольору завдяки продуктам звітрювання, він має в собі, як вприски, досить багато круглястої форми зерен кварцу та менше вприсків біотиту та плягіоклязу. Часто й густо спостерігаємо двояки за карсбадським законом. Головні мінерали основної маси породи за зменшеною кількістю йдуть у такій черзі: ортокляз, кварц, плягіокляз та біотит. Ортокляз здебільшого в формі гіпідіоморфних кристалів із вприсками кварцу, плягіоклязу та біотиту. Ортокляз іноді в вигляді пертиту, завдяки проростанню його вrostками плягіоклязу. Спостерігаємо в невеликій кількості проростання ортоклязу кварцом, що має іноді мікропегматитовий характер. Плягіокляз, за визначенням методом Бекке, стосується до олігокляз-альбіту, з виразно виявленими двояками за альбітовим та перекліновим законами. В невеликій кількості спостерігаємо мірмекитове проростання плягіоклязу кварцом. Кварц, у формі алотріоморфних безбарвних зерен з дрібними плинними та газуватими вприсками, є в основній масі

породи і, як вrostки, в ортоклязі та плягіоклязі. Біотит у формі листочків з плеохроїзмом а — зелено-жовтий, с — цинамонисто-бурий, сливе чорний. Листочки біотиту де-не-де продіравлені як сито, з чорнуватими ободочками навколо дір та по краях листочків.

№ 84. Фіалково-сірий дволосняковий граніто-порфір

Іванків, Київської округи

Ряба, щільна, фіалкового кольору порода. Структура інтерсерціальна (грубі вилучення мінералів, дотикаючись один до одного, утворюють безперервну тканину, що її комірки заповнила основна маса породи). Уся порода переповнена порфіровими вилученнями — білого польового скалінцю. Вкраплення польового скалінцю в формі призм, завдовжки 1—2,5 см, розташованих видовженими площинами в одному напрямку, з прекрасно виявленою двояковою структурою, що її помітно завдяки тому, що одна половина кристалу матова, а друга блискуча. Основна маса породи складається з фіалкового польового скалінцю, сірих напівпрозорих зерен кварцу, чорних блискучих листочків біотиту та невеликої кількості мусковіту.

Під мікроскопом. Головні мінерали — ортокляз, кварц та біотит. Основна маса породи складається з ортоклязу, плягіоклязу та біотиту. Ортокляз основної маси породи в формі дрібних, гіпідіоморфних, досить звітрилих зерен, що мають у собі значну кількість продуктів звітріння. Інколи спостерігаємо пегматитове проростання ортоклязу кварцом (Т.І, мал. 1). Плягіокляз, за визначенням методом Бекке, репрезентує олігокляз-альбіт. Плягіокляз досить звітрилий має в собі значну кількість мусковіту та серициту. Зерна плягіоклязу в тонкої двояковою полісинтетичною структурою. Часто й густо спостерігаємо мірмекитове проростання плягіоклязу кварцом (див. фот. № 31), у вигляді неправильної, червякоподібної форми вrostків, що одночасно гаснуть під час обертання столика. Кварц у вигляді алотріоморфних зерен з дрібними плінними та газуватими вприсками. Біотит у вигляді неправильної форми платівок, завбільшки 0,5—3 мм, зчаста по краях забарвлених у темнобурий, сливе чорний колір; плями такого самого кольору спостерігаємо іноді по всьому листочку. Мусковіт у формі безбарвних платівок завбільшки 0,2—2 мм з яскравими поляризаційними барвами в основній масі і як вторинний мінерал в ортоклязі та плягіоклязі. Польовий скалінець порфірових вилучень — ортокляз, — у вигляді ідіоморфних, цинамонистих у прохідному світлі зерен. Зерна ортоклязу зчаста досить звітрилі, мають у собі значну кількість порошнистих продуктів розпаду — листочків мусковіту та серициту, розподілених у зернах досить нерівномірно. Ортокляз, як вприски, містить у собі кварц. Ортокляз здебільшого у вигляді двояків за карлсбадським та бавенським законами.

№ 78. Рожевисто-сірий дволосняковий граніт

Іванків, Київської округи

Рожевисто-сіра повнокристалічна, дрібнозерниста одностайного складу порода. Макроскопічно можна розпізнати: польовий скалінець, кварц, біотит і мусковіт. Польовий скалінець рожевого кольору, в формі дрібних, завбільшки близько 0,5 мм зерен, інколи в вигляді ідіоморфних кристалів з добре виявленими площинами лупности, завбільшки $0,5 \times 1$ мм, 1×2 мм. Зерна кварцу ясного кольору, з масним блиском. Листочки біотиту чорної барви, здебільшого неправильної форми, завбільшки 0,3—1,5 мм, досить рівномірно розподілені по всій породі. Мусковіт — у вигляді дрібних сріблястих листочків.

Під мікроскопом структура гіпідіоморфно-зерниста. Головні мінерали за зменшеною кількістю йдуть у такій черзі: ортокляз, кварц, біотит, плягіокляз та мусковіт. Ортокляз у вигляді гіпідіоморфних завбільшки 0,1 — 2 мм зерен, досить звітрих, що мають у собі значну кількість продуктів звітнення: каолінову каламуть, серицит та мусковіт. Як вприски, спостерігаємо: ідіоморфні листочки біотиту, плягіокляз та круглясті зерна кварцу. Ортокляз здебільшого у вигляді чертиту через проростання ортоклязу веретенуватими, іноді неправильно покрученими вrostками альбіту. В меншій кількості спостерігаємо пегматитове проростання ортоклязу кварцом. Плягіокляз, в невеликій, як рівняти з ортоклязом, кількості, також має в собі значну кількість продуктів руйнування, через що двоякова структура іноді затушковується. Плягіокляз, за визначенням методом Бекке, стосується до олігокляз-альбіту. Кварц у вигляді прозорих алотріоморфних зерен, завбільшки 0,1 — 1 мм, є в основній породі, а також, як вприски, в ортоклязі. Біотит у вигляді гіпідіоморфних, іноді трохи зігнутих листочків. Плеохроїзм а — ясножовтий, с — динамонисто-бурий. Навколо деяких листочків біотиту спостерігаємо появу червоново-бурих, іноді сливе чорних оболонок, а в середині листочків-ободочків такого самого кольору. Мусковіт у вигляді прозорих, іноді з вельми малим плеохроїзмом, листочків, завбільшки 0,1 — 0,3 мм, є в невеликій, як рівняти з біотитом, кількості. З другорядних мінералів у невеликій кількості спостерігаємо: циркон, апатит та титанистий залізняк.

№ 51. М'ясочервоний роговосвітневий граніт

Іванків, Київської округи

Порода середньозерниста м'ясочервоного кольору. Мікроскопічно можна розпізнати: польовий скалинець, кварц та рогову світню. Головна маса породи складається з рожевого, іноді рожевисто-білого, вельми зачепленого процесами звітнення польового скалинцю. За кількістю друге місце має кварц, димчасто-сірого кольору з масним блиском, завбільшки 1 — 3 мм. Рогова світня темнозеленого кольору, рівномірно розподілена по всій породі. Вся порода досить звітрила, легко розбивається молотком на окремі шматки.

Під мікроскопом головна маса породи складається з ортоклязу, кварцу та рогової світні. Ортокляз у вигляді гіпідіоморфних зерен завбільшки 1 — 4 мм. Ортокляз каламутний, забарвлений в прохідному світлі в динамонисто-сірий колір, а в відбитому світлі — в яснорожевий, має в собі велику кількість продуктів руйнування. Спостерігаємо лупність у вигляді тонких розколин, що йдуть двома взаємно перпендикулярними напрямками. Зерна ортоклязу подекуди розбиті неправильними розгалуженими розколинами і їх краї забарвлені в бурій колір оксидом заліза. В ортоклязі спостерігаємо, як вприски, біотит. Ортокляз часто-густо у вигляді двояків за коралбадським законом. Плягіокляз, у невеликій кількості, репрезентує олігокляз-альбіт. Кварц — у вигляді алотріоморфних прозорих зерен, завбільшки 0,3 — 3 мм, що мають у собі значну кількість вприсків, розташованих головним чином в середній частині зерна. З темних мінералів у значній кількості є рогова світня, іноді у вигляді двояків (100). Плеохроїзм її: а — зеленово-жовтий, b — оливково-зелений і с — блакитново-зелений. У роговій світні спостерігаємо, як вприски, кварц та ортокляз. Рогова світня досить звітрила, розбита розколинами, що їх краї забарвлені в жовтаво-бурий колір. Спостерігаємо повільний перехід рогової світні в біотит, а останнього в мусковіт. Біотит у невеликій кількості, плеохроїзм а — ясножовтий, с — жовтаво-сірий. З другорядних мінералів у невеликій кількості є мусковіт.

№ 179. Рожевисто-червоний роговосвітневий граніто-порфір

Красногірка, Бородянського району, Київської округи

Рожевисто-червоного кольору повнокристалічна порода з великою кількістю вкраплень. Вкраплення належать польовому скалинцю рожевисто-червоної барви, в формі овоїдів, завбільшки пересічно 1—2 см, оточених тонкою, завгрубшки 2—3 мм плягіоклязовою оболонюю зеленаво-жовтої барви. Трапляються овоїди й без зеленавої оболони, завбільшки 1—4 см. В овоїдах звичайним оком розрізняємо вприски темного мінералу. Основна маса породи дрібнозерниста. Мікроскопічно в ній розрізняємо: дрібні сірі зерна кварцу, рожевисто-червоні дрібні зерна польового скалинцю та дрібнозернисті неправильної форми скупчення рогової світні. Окрім вкраплень польового скалинцю є вкраплення кварцу завбільшки 2—4 мм. Звітрила поверхня наметня має жовтаво-рожеве забарвлення.

Під мікроскопом структура граніто-порфірова. Механічні деформації спостерігаємо в вигляді завороту листочків біотиту, зміщення двоякових швів плягіоклязу та хвилястого згасання кварцу. Вкраплення належать ортоклязові, останній досить звітрилий, у прохідному світлі цинамонисто-сірого кольору. В ортоклязі, як вприски, спостерігаємо рогову світню, кварц та плягіокляз. Головні мінерали основної маси породи за зменшеною кількістю йдуть у такій черзі: ортокляз, плягіокляз, кварц та рогова світня. Ортокляз у вигляді гіпідіоморфних цинамонистого кольору зерен, що дуже звітрилися й мають у собі в великій кількості продукти руйнування. Ортокляз має в собі, як вприски, в великій кількості рогову світню, плягіокляз, круглясті зерна кварцу та в невеликій кількості титаніт. Мікрокліну немає. Плягіокляз, в меншій, як рівняти з ортоклязом, кількості, репрезентує олігокляз у вигляді здебільшого ідіоморфних, досить прозорих табличок.

Тонкі полісинтетичні двояки добре виявлені. Спостерігаємо зміщення двоякових швів завдяки механічним деформаціям. Кварц, у вигляді дрібних алотріоморфних зерен в основній масі породи, має в собі значну кількість дрібних вприсків. Спостерігаємо малохвилясте згасання. Як вприски, кварц є в ортоклязі та в роговій світні. Рогова світня зеленої барви, з виразно виявленою мікропойкілітовою структурою. Як вrostки, в ній спостерігаємо: кварц, польовий скалинець, магнетит та титанистий залізник, останні два мінерали іноді утворюють досить грубі зерна. Трапляється небагато уралітової рогової світні. Плеохроїзм а — зеленаво-жовтий, b — зелений, с — синяво-зелений. Біотиту, як рівняти з роговою світнею, небагато. З другорядних мінералів спостерігаємо: магнетит, титанистий залізник, титаніт, а з вторинних мінералів — мусковіт.

№ 67. Фіалково-сірий роговосвітневий біотитовий граніто-порфір

Іванків, Київської округи

Щільна фіалково-сіра порода граніто-порфірової структури. В основній масі породи макроскопічно можна розпізнати: рожевий польовий скалинець, кварц, рогову світню та біотит. Рогова світня є в значній кількості у вигляді чорних з зеленавим відтінком, неправильної форми зерен, завбільшки пересічно 1—3 мм, що інколи досягають розміру 7 мм. Біотиту значно менше, як рівняти з роговою світнею, у вигляді чорних блискучих листочків, досить рівномірно розподілених по всій породі. Численні вкраплення польового скалинцю. Вкраплення різного вигляду. Одні з них мають вигляд овоїдів калійного польового скалинцю, рожевої барви, з добре виявленими площинами лупності з вприсками рогової світні, біотиту та зеленого польового скалинцю. Овоїди завбільшки 1—4 см, оточені обідком завгрубшки

близько 5 мм, зеленавого олігоклязу, що його можна добре відрізнити від основної породи. В олігоклязовому обідкові багато дрібних зеленавих вприсків рогової світні. Другий відмінок вкраплень калійного польового скалинцю, у формі призм, з добре виявленою лупністю; вприски ті самі, що й у овоїдах, але у меншій кількості; зеленої олігоклязової оболони немає, розмір окремих кристалів коливається від 1 до 3 см. Олігокляз, опріч обідків навколо калійного польового скалинцю, утворює також самостійні порфірові вилучення зеленої барви з виразними кристалографічними обрисами, завбільшки пере-січно 0,5—1 см.

Під мікроскопом структура основної маси породи мікропегматитова. Основна маса породи складається, головню, з ортоклязу та кварцу, що перебувають в пегматитовому зростанні одно з одним. Ортокляз, досить звітрилий, у вигляді гіпідіоморфних зерен, пронизаних вrostками кварцу. Кварц у вигляді прозорих різноманітної форми вrostків в ортоклязі, плягіоклязі та рогової світні, а також у формі алотріоморфних з малохвилястим згасанням зерен в основній масі породи. Мікрокліну немає. Рогової світні є багато; плеохроїзм її с — блакитнаво-зелений, b — оливково-зелений і a — зеленаво-жовтий. Вся маса рогової світні видається ніби роздрібнена на окремі дрібні дільниці, а між ними є зерна кварцу та польового скалинцю, останній зчаста у вигляді пегматиту (пойкилітова структура). Іноді в рогової світні трапляється гранат та ільменіт, останній в формі галузчатих жилок, а також у вигляді неправильної форми скупчень у центральних частинах зерна. Ільменіт, що є в рогової світні, сливе цілком перейшов у лейкоксен. Біотиту менше, як рівняти з роговою світнею, в формі цинамонистих листочків. Плеохроїзм a — жовтаво-цинамоновий, с — темний, сливе чорний, цинамонисто-бурий. Як вприски, в біотиті є: кварц, польовий скалинець та ільменіт. Ільменіт у вигляді добре виявлених ромбодрів, чорних у прохідному та білих у відбитому світлі, завдяки переходові ільменіту в лейкоксен. З другорядних мінералів в основній масі породи дуже мало є: апатиту, авгіту та гранату. Калійний польовий скалинець вкраплень — ортокляз у формі ідіоморфних зерен, а також у формі овоїдів. Ортокляз каламутний, сірого кольору, має в собі багато порошнистих продуктів руйнування, а також лусочок серициту; цей останній скупчений, головню, по центральних частинах зерна. В ортоклязі спостерігаємо, як вприски, ідіоморфні зерна плягіоклязу, листочки біотиту та алотріоморфні зерна кварцу. Овоїди ортоклязу оточені оболонною, що складається головним чином з плягіоклязу, у меншій кількості є там рогова світня та кварц. Плягіокляз вельми звітрилий, отже іноді зникає двоякова структура і стосується він, після визначення за методом Бекке, до олігоклязу. Олігокляз увесь пронизаний вrostками кварцу (мірмекитове проростання). Опріч того, олігокляз спостерігаємо також у вигляді вкраплень, що містять у собі, як вприски, альбіт (Т. III, мал. 5). Рогова світня оболонка овоїдів прорізнається кварцом на зразок сита (пойкилітове проростання), плеохроїзм її a — жовтаво-зелений, b — зелений, с — зеленаво-синій. Кварцові порфіри, сієніти та зеленокам'яні породи трапилися в невеликій кількості.

№ 165. Кварцовий ортоклязовий порфір

Малий Карашин, Макарівського району, Київської округи

Наметевь тригранної форми завбільшки 8 × 9 × 11 см. Поверхню наметня вкриває цинамонистого кольору скоринка; ця остання має дрібні ямочки — сліди зерен кварцу, що повипадали і це надає поверхні наметня рябенького вигляду. Основна маса породи цинамонисто-сірого кольору, дрібнозерниста; макроскопічно в ній можна розрізнити порфірові вилучення кварцу ясносірого кольору, з масним блиском. Зерна кварцу круглястої форми.

іноді з виразно кристалографічними обрисами, завбільшки пересічно 1—2 мм (окремі зерна, що трапляються зрідка, мають іноді 4 мм, навіть 5 мм). Опріч кварцу можна розрізнити ясноцинамонові призмочки вкраплень польового скалинцю, завбільшки 2×4 мм.

Під мікроскопом — структура порфірова, повнокристалічна. Мікроструктура основної маси породи — алотріоморфна-зерниста. Основна маса породи складається з дрібних неправильної форми агрегатів: кварцу, польового скалинцю та біотиту. Кварц порфірових вилучень прозорий, в невеликою кількості дрібних вприсків, що розташовані в формі перехресних ланцюжків. Зерна кварцу з сильно виявленими кристалографічними обрисами основного ромбоєдру та призми. Окремі зерна кварцу часто й густо мають спливні краї та кородовані.

Розмір зерен коливається від 0,5 до 2 мм. Окремі вкраплення кварцу по краях та по розколинах забарвлені в бурий колір оксидом заліза. Вкраплення польового скалинцю з виразними кристалографічними обрисами, іноді з спливними краями, по деяких кристалах спостерігаємо ресорбцію (Т. III, мал. 6). Вкраплення польового скалинцю належать до прозорого ортоклязу, що буде схожий на адуляр та що має в собі небагато вприсків, сконцентрованих по окремих досить нерясних дільницях. Спостерігаємо лупність у формі тонких розколин, що йдуть двома сливе перпендикулярно напрямками. Згасання пряме, по перетинах рівнобіжних М. утворює в розколинами лупности кут на 5°. По краях зерен адуляра зчаста спостерігаємо мікропертитове проростання їх альбітом у вигляді червоноподібних, що водночас згасають вростків, розташованих по площинах (100) (001) близько один від одного, що надають адулярові голчастості структури.

№ 70. Темносірий кварцово-ортоклязовий порфір

Іванків, Київської округи

Гарна, темносіра, дуже щільна порода з дрібнозернистою основною масою та порфіровими вилученнями польового скалинцю та кварцу. Вкраплення польового скалинцю рожевисто-цинамонового кольору, завбільшки 4×7 мм, 5×6, а зрідка 0,8×1,2 см у вигляді ідіоморфних, а іноді в формі круглястих зерен. Вкраплення кварцу димчасто-сірого кольору з масним блиском, завбільшки 2—4 мм в формі круглястих та ідіоморфних зерен, в менше, як рівняти з ортоклязом. Звітріла поверхня наметня має коміркуватий склад завдяки викришуванню польового скалинцю. Коли розбивати, порода колеться на гострокутні шматки.

Під мікроскопом основна маса породи алотріоморфна-мікрозерниста, ясносірого кольору, крапками пігментована рудяними мінералами. Складається з кварцу, ортоклязу та магнетиту. Вся маса породи має в собі багато дрібних, яскраво поляризованих листочків серициту. Кварц та ортокляз основної маси породи в формі дрібних з невиразно помітними контурами зерен, що їх можна розпізнати тільки за великого їх збільшення. З рудяних мінералів в магнетит у формі чорних зерняток, досить рівномірно розподілених по всій породі, завбільшки пересічно 0,02—0,04 мм. З другорядних мінералів трошки трапляється циркону в вигляді призмочок з виразним рельєфом та шагреновою поверхнею. Ортокляз порфірових вилучень, у вигляді ідіоморфних кристалів, завбільшки 2—5 мм, що дуже звітрілися й мають у собі багато продуктів звітрення. Вкраплення кварцу в формі прозорих з невеликою кількістю вприсків ідіоморфних кристалів, часто й густо зі спливними краями. Спостерігаємо кородовані вкраплення кварцу круглястої форми, завбільшки 1—2 мм.

№ 185. Темносірий кварцово-ортоклязовий порфір
Пироговичі, Київської округи

Дуже щільна темносіра, сливе чорна, з дрібнозернистою основною масою та порфіровими вилученнями порода. Вкраплення динамонисто-рожевого кольору з виразними кристалографічними обрисами, з добре виявленими площинами лупності, завбільшки $0,2 \times 0,4$ см, $0,3 \times 0,6$ см, інколи $0,5 \times 1$ см, належать до ортоклязу. Значно рідше трапляються видовжені табличасті кристали того самого ортоклязу, завбільшки $0,4 \times 1,4$ см. В буйних вкрапленнях ортоклязу можна розпізнавати дрібні темні вприски. Опріч вкраплень ортоклязу, спостерігаємо дрібні вкраплення кварцу, напівпрозорі, сірого кольору, з масним блиском, завбільшки $0,5 - 3$ мм. Вкраплення кварцу здебільшого круглястої форми, зрідка з трохи спливними краями. Порода під мікроскопом дуже нагадує породу № 70.

№ 71. Рожевисто-сірий роговосвітневий грано-сієніт
Іванків, Київської округи

Рожево-сірого кольору середньозерниста, повнокристалічна порода. Макроскопічно можна розпізнати: рожеві зерна польового скалинцю; сливе чорну з зеленавим відтінком рогову світню й трохи чорних листочків біотиту.

Під мікроскопом. Головні мінерали за зменшеною кількістю йдуть у такій черзі: ортокляз, рогова світня, плягіокляз, кварц та біотит. Структура гіпідіоморфно-зерниста. Ортокляз у формі гіпідіоморфних завбільшки до $0,8$ см зерен, динамонистого кольору, завдяки наявності пігменту та продуктів руйнування. В ортоклязі, як вприски, спостерігаємо ідіоморфні листочки біотиту, кристали плягіоклязу; ці останні здебільшого оточені кварцом і ніби плавають у ньому (Т. II, мал. 4). Спостерігаємо пегматитові проростання ортоклязу кварцом. Плягіокляз у вигляді більш-менш ідіоморфних кристалів з двояковою структурою за альбітовим та бавенським законами, в формі вприсків, оточених кварцовою оболонкою, трапляється в ортоклязі (Т. II, мал. 4). Плягіокляз репрезентовано за визначенням методом Бекке основним олігоклязом. Кварц у формі окремих круглястих прозорих зерен трапляється порівняно в невеликій кількості. Згасання злегка-хвилясте. Рогова світня вельми звітрилася, часто й густо перебуває в пойкилітовому проростанні з ортоклязом та кварцом. Рогова світня двох відтінків: звичайна, з плеохроїзмом від зелено-жовтого до зелено-синього та базальтова з плеохроїзмом від ясносірого до темноцінамонистого. Рогова світня має в собі багато темних кристалів титанистого залізняка, що зчаста переходить у лейкокси, зерна апатиту та скупчення залізного блиску темночервоного кольору. Біотиту, порівняно з роговою світнею, дуже мало. З другорядних мінералів спостерігаємо мусковіт у польових скалинців та лорит у рогових світнях.

№ 115. Уралітовий порфір
Малій Карашин, Київської округи

Синяво-темнозелена, щільна, дрібнозерниста порода, з темними круглястої форми вкрапленнями рогової світні, завбільшки $1 - 2$ мм. Наметень має плескату форму; звітрілу поверхню його вкривають вузлуваті горбочки, завдяки виступам порфірових вилучень рогової світні. Під мікроскопом головну складову частину породи становить уралітова рогова світня (Т. IV, мал. 7). Рогова світня, найбільше в формі видовжених кристалів (завбільшки пересічно $0,06 \times 0,6$ мм), а також у формі неправильної форми зерен. Менше трапляється порівнюючи нерясних, ідіоморфних ромбічних кристалів рогової світні, завбільшки 1×4 мм, з виразно виявленою лупністю по призмі в вигляді харак-

терних розколин, що перехрещуються під кутом $124^{\circ}11'$. Плеохроїзм *a* — ясно-жовтий, *b* — зелено-жовтий і *c* — синяво-зелений. Окремі дільниці грубих зерен рогової світні під час обертання столика згасають не водночас. У роговій світні *e*, як вприски, кварц та авгіт. Спостерігаємо двояки рогової світні (100). Основна маса породи складається з дрібних агрегатів рогової світні, авгіту, кварцу та плягіоклазу. Авгіту *e* багато, в формі неправильних, іноді коротко призматичних та табличастих кристалів, завбільшки 0,08—0,1 мм, іноді з добре помітною лупністю по призмі (100) під кутом 87° , з сильно виявленою шагреновою поверхнею, яскравими поляризаційними барвами та незначним плеохроїзмом. Окрім того, авгіт, як вприски, спостерігаємо в роговій світні. Кварц, у вигляді прозорих дрібних алотріоморфних зерен, із злегка хвилястим згасанням. У кварці *e*, як вприски, дрібні плинні та газуваті вприски, розташовані на зразок ланцюжків, вони зчаста перехрещені поміж себе, а також дрібні безбарвні призмочки. Основний плягіоклаз у невеликій кількості в формі дрібних, досить звітрілих зерен, що їх можна розпізнати тільки сильно збільшивши.

ОСАДОВІ ПОРОДИ

Серед наметнів осадових порід найпоширеніші будуть пісковики, кварцити та вапняки; ці останні зчаста скременілі. Щодо кількості, то пісковики павають над усіма іншими породами. Забарвлення пісковиків найрізноманітне, — від білого почавши до темнобурого та фіялкового; ва цемент править вторинний кварц (останній зчаста однаково орієнтований з кварцовими зернами, через що його важко розпізнати), глина, оксид заліза, мусковіт, серицит. Щодо розміру зерен, то переважають середньозернясті пісковики. В пісковиках зчаста спостерігаємо лупакуватість, обумовлену неоднотайністю складу та різними домішками. Мінералогічний склад пісковиків досить різноманітний; головну масу становлять зерна кварцу, часто й густо з домішкою польових скаляниць, мусковіту, залізного блиску, червоного та бурого оксиду заліза. Спостерігаємо повільний перехід від пісковиків до кварцитів. Кварцитів трапляється багато, забарвлення їхне різноманітне: темночервоне, сіре, ясносіре, червонове та фіялкове. Цементом *e*, головним чином, вторинний кварц. Вапняків та скременілих вапняків трапилося небагато в формі невеликих (завбільшки близько 40 см) наметнів білого та жовтавого кольору, часто-густо з відбитками та останками тварин.

№ 80. Зеленаво-білий аркозовий пісковик

Іванків, Київської округи

Гарна нерівномірно-зерняста, зеленово-біла порода з рожевисто-цинамоновими здебільшого поруватими зернами. Макроскопічно можна розпізнати: сірі вапівпрозорі зерна кварцу, круглястої та кутуватої форми, завбільшки 1—3 мм, зрідка близько 4 мм, рожевисто-цинамонові зерна польового скаляницю поруватого складу та дрібні листочки мусковіту. Основна маса породи сахаровидного складу, з сріблястим блиском, складових частин її звичайним оком не розпізнати.

Під мікроскопом. Основна маса породи складається з круглястих та гострокутих, завбільшки близько 0,5—1 мм зерен кварцу, що щільно прилягають одно до одного; вони мають у собі багато дрібних плинних та газуватих вприсків. Згасання хвилясте. В основній масі породи спостерігаємо

також грубі, завбільшки близько 2 мм круглястої форми зерна кварцу, з великою кількістю вприсків та хвилястим згасанням. Польовий скалинець у вигляді зерен завбільшки близько 2 мм, круглястої форми, його репрезентує ортокляз, цей останній зчаста у вигляді мікропертиту завдяки проростанню його альбітом по площині (010). Зерна ортоклязу досить звітрілі, мають у собі багато мусковіту та серициту. В ортоклязі спостерігаємо, як вприски, кварц. Мусковіт у формі дрібних видовжених листочків є у великій кількості в основній масі породи, а також як продукт звітрення — в ортоклязі. За цемент правлять дрібні зерна кварцу та вторинний кварц, однаково орієнтований з кварцовими зернами, що їх він цементує, а тому й мало помітний.

№ 113. Зеленаво-білий лосняковий кварцитоподібний пісковик

Красногірка, Бородянського району, Київської округи

Гарна зеленаво-біла, щільна верстувата порода, з сріблястим блиском на площині залому. Макроскопічно можна розпізнати дрібні ясносірі зерна кварцу. Звітріла поверхня наметня має поруватий склад. Під час розбивання порода розколюється на досить тонкі платівки.

Під мікроскопом основна маса породи складається з кварцу. Кварц у формі кутуватих, завбільшки неоднакових зерен, здебільшого з хвилястим згасанням. Розмір зерен коливається від 0,05 до 0,6 мм, але переважає розмір 0,1—0,2 мм. Зерна кварцу прозорі, з невеликою кількістю дрібних вприсків, серед них спостерігаємо тонкі прозорі призмочки силіманіту, що їх можна помітити тільки сильно збільшивши їх. Багато є мусковіту, в формі безбарвних платівок з яскравими поляризаційними барвами. Не густо трапляється червоний оксид заліза і темні у прохідному та червоново-бурі у відбитому світлі скупчення лімоніту. Трошки трапляється плягіоклязу. Цементом є вторинний кварц, однаково орієнтований з кварцовими зернами й тому мало помітний.

№ 103. Червоново-цинамоновий кварцитоподібний пісковик Іванків, Київської округи

Щільна червоново-цинамонова дрібнозерниста порода. Окремі зерна звичайним оком розпізнаються кепсько. На звітрілій поверхні наметня виразно помітно верстуватість.

Під мікроскопом. Зерна кварцу здебільшого круглястої форми, прозорі, з досить значною кількістю вприсків плинних та газуватих, що часто й густо розташовуються на зразок ланцюжків, що йдуть у різних напрямках. Розмір зерен пересічно близько 0,2 мм, окремі зерна трапляються на 0,4 мм. По деяких вернах кварцу спостерігаємо злегка хвилясте згасання. У кварці є, як вприски, дрібні листочки мусковіту. Цементує вторинний кварц у вигляді тонкої півки, однаково орієнтований з кварцовими зернами, але вторинний кварц завдяки дрібним вприскам добре можна розпізнати. Опріч вторинного кварцу, за цемент править також чорний у прохідному та червоний у відбитому світлі оксид заліза. Вельми мало бачимо серед зерен кварцу скупчень каоліну.

№ 104. Фіялково-сірий кварцитоподібний пісковик Іванків, Київської округи

Щільна фіялково-сірого кольору, дрібнозерниста одностайна порода, з різною верстуватістю, обумовленою різною інтенсивністю забарвлення. Окремі кварцові зерна звичайним оком важко розпізнати.

Під мікроскопом видно, що вся порода складається головним чином з безбарвних, з досить значною кількістю вприсків, зерен кварцу. Розмір та форма зерен неоднакові. Більші зерна кварцу круглястої форми, завбільшки 0,4—0,8 мм, менші кутуваті, завбільшки 0,05—0,2 мм. Спостерігаємо зрідка хвилясте згасання. За цемент править вторинний кварц, що викладається в формі крайки навколо кварцових зерен, іноді оптично однаково орієнтований з ними, а тому його важко відрізнити від самих зерен. Завдяки наявності вприсків, оболону з вторинного кварцу зчаста помітно виразно. Окрім того, цементом в дрібні зернята кварцу, що лежать головним чином по місцях стикання деяких грубіших зерен кварцу, та оксид заліза. Скупчення оксиду заліза неправильної форми, темного в прохідному та червоного кольору в відбитому світлі, трапляються в невеликій кількості в усій породі. В цементі спостерігаємо трохи листочків серициту.

№ 163. Сірово-фіялковий кварцовий конгломерат

Чудин, Радомиського району, Волинської округи

Вельми щільна, сірово-фіялкового кольору порода, з дрібнозернистою основною масою та зрідка дрібною рінню градівкою. Рінь білого кольору з рожевистим відтінком, іноді динамониста, завбільшки 5×6 мм — $0,6 \times 2$ см, походить вона з кварцу й складається з дрібних агрегатів останнього. В значній кількості спостерігаємо напівпрозорі, димчасто-сірі з масним блиском, круглястої форми зерна кварцу, завбільшки близько 5 мм. Окрім кварцу, трапляються круглясті, блакитно-сірі зерна опалу, завбільшки 2—4 мм. Цемент породи такий міцний, що коли розбивають молотком, то порода колеться по рині (пудинг).

Під мікроскопом. Рінь кварцу складається з дрібних, завбільшки близько 3 мм хвилясто згаслих агрегатів кварцу (фот. № 81), зцементованих вторинним кварцом, а також із грубих, завбільшки близько 1 мм (зрідка близько 3 мм) зерен кварцу. Грубі зерна кварцу мають у собі небагато вприсків, вони здебільшого хвилясто згасають. Основна маса породи складається з дрібних, пересічно завбільшки 0,02 мм алотріоморфних зерен кварцу, що хвилясто згасають. За цемент правлять дрібні агрегати кварцу та оксид заліза. Оксид заліза має чорний у прохідному та червоно-бурий у відбитому світлі колір; розподілений він у породі, як неправильної форми скупчення. В основній масі породи є трошки дрібних листочків мусковіту.

№ 155. Кріноїдний вапняк

Маковичі, Київської округи

Рябий, сірово-червоно-динамоновий щільний, неоднотайний дрібнокристалічний вапняк. Складається він з червоно-динамонової основної маси, переповненої тваринними останками; серед останків переважають стебла *Criboidea*, менше трапляється відбитків черепашок *Brachiopoda*.

Під мікроскопом порода ясносірого кольору, неоднотайного забарвлення, з численними дрібними витворами, що мають форму видовжених прямокутників, кружків, еліпсів, конусів; спостерігаємо останки черепашок *Lagena* і *Nodosaria*. Основна маса породи складається з вапняно-глинястої матерії та оксиду заліза. Оксид заліза в вигляді неправильної форми скупчень темного (сливе чорного кольору в прохідному світлі); скупчення розподіляються досить нерівномірно по всій породі й надають їй рябенького кольору. Кальцит у формі дрібних кристалів, завбільшки 0,05—0,2 мм, з добре виявленою лупністю по ромбедрі. У кальциті є, як вприски, неправильної форми скупчення оксиду заліза.

№ 132. Жовтаво-білий кам'яновугільний вапняк

Маковичі, Київської округи

Порода жовтаво-білого кольору, вельми дрібнозерниста, з невеликими, завбільшки близько 1 мм неправильної форми порами. Макроскопічно можна розпізнати дрібні кристалики кальциту.

Під мікроскопом серед основної сірого кольору маси породи спостерігаємо останки черепашок *Fusulina* і *Schwagerina*. З окремих мінералів можна розпізнати дрібні зерниста кальциту, кварцу та лусочки мусковіту.

МЕТАМОРФІЧНІ ПОРОДИ

Метаморфічні породи репрезентовано найбільше різними гнайсами. Серед гнайсів найбільше поширення мають гнайси біотитові та гранатові, рідше піроксенові.

ДОДАТКОВИЙ ПЕРЕЛІК НАМЕТНІВ

Окрім вищеописаних наметнів, макроскопічно та мікроскопічно вивчено ще значну кількість наметнів, взятих головним чином в мч. Іванкові, Київської округи, куди їх звезли для бруку ними під'їзду до мосту, що саме там будували. Про умови збирання наметневого матеріалу в цьому районі вже згадувалось угорі. Далі подається тільки назви порід, що з них складаються наметні; докладного опису за браком місця не наводимо.

ВИБУХОВІ ПОРОДИ

№ 114. Червоनावий дрібнозернистий біотитовий граніт	Іванків
№ 64. Червоново-сірий дрібнозернистий біотитовий граніт	"
№ 61. Сіраво-червоний дрібнозернистий біотитовий граніт	"
№ 63. Червоново-сірий середньозернистий біотитовий граніт	"
№ 85. Рожевисто-сірий середньозернистий біотитовий граніт	"
№ 79. Рожевисто-темносірий середньозернистий біотитовий граніт	"
№ 59. Рожевисто-сірий грубозернистий біотитовий граніт	"
№ 56. Рожевий середньозернистий біотитовий граніт	"
№ 60. Рожевий дрібнозернистий біотитовий граніт	"
№ 150. Рожевистий дрібнозернистий біотитовий граніт	Бородянка, Київськ. окр.
№ 65. Рожевий середньозернистий лугуватий біотитовий граніт	Іванків.
№ 54. Рожевистий середньозернистий біотитовий граніт	"
№ 90. Рожевий біотитовий граніт	"
№ 7. Сірий дрібнозернистий біотитовий граніт	"
№ 2. Сірий середньозернистий біотитовий граніт	"
№ 82. Сіравий дрібнозернистий біотитовий граніт	"
№ 9. Жовтаво-сірий дрібнозернистий біотитовий граніт	"
№ 4. Сірий в рожевистим відтінком середньозернистий біотитовий граніт	"
№ 52. Червоново-цинамоновий дрібнозернистий біотитовий граніт	"
№ 105. Червоново-цинамоновий дрібнозернистий мікропегматит	"
№ 129. Цинамонисто-червоний дрібнозернистий мікропегматитовий граніт	"
№ 44. Рожевий біотитовий граніто-порфір	"
№ 49. Рожевисто-сірий біотитовий граніто-порфір	"
№ 8. Сірий біотитовий граніто-порфір	"
№ 53. Рожевий біотитовий граніто-порфір	"
№ 58. Рожевисто-сірий біотитовий граніто-порфір	"
№ 43. Рожевисто-біотитовий граніто-порфір	"

№ 46.	Сірово-рожевий біотитовий граніто-порфір	Іванків
№ 47.	Рожевисто-біотитовий граніто-порфір	"
№ 57.	Рожевий мусковітовий граніто-порфір	"
№ 1.	Сірий середньозернястий дволосняковий граніт	"
№ 11.	Ясносірий середньозернястий дволосняковий граніт	"
№ 86.	Червоний грубозернястий пегматит	"
№ 87.	Рожевий середньозернястий пегматит.	"
№ 3.	Сірий дволосняковий граніто-порфір	"
№ 72.	Темносірий дрібнозернястий роговосвітневий граніт	"
№ 48.	Рожевисто-сірий середньозернястий роговосвітневий граніт	"
№ 77.	Цианомонисто-сірий роговосвітневий граніто-порфір	"
№ 10.	Зеленаво-сірий роговосвітневий граніто-порфір	"
№ 76.	Ясноцианомоновий середньозернястий біотитово-роговосвітневий граніт	"
№ 90-а.	Рожевий дрібнозернястий біотитово-роговосвітневий граніт	"
№ 83.	Рожевий середньозернястий роговосвітнево-біотитовий граніт	"
№ 81.	Рожевисто-сірий дрібнозернястий гранатовий граніт	"
№ 6.	Сіравий середньозернястий гранатовий граніт	"
№ 83.	Фіялково-сірий середньозернястий гранатовий граніт	"
№ 82.	Сірий гранатовий граніт	"
№ 91.	Рожевий гранатовий граніт	"
№ 47.	Рожевий гранатовий граніто-порфір	"
№ 60.	Темносірий середньозернястий біотитовий сієніт	"
№ 62.	Піроксеновий середньозернястий грано-діорит.	"

ОСАДОВІ ПОРОДИ

№ 135. Рожевий аркозовий пісковик. Х. Ф а с о в а, Макарівськ. району, Київськ. округи.

№ 175. Червонаво-цианомоновий аркозовий пісковик. Г а в р о н щ и н а, Макарівськ. району, Київськ. округи.

№ 116. Червонаво-цианомоновий аркозовий пісковик. К р а с н о г і р к а, Бородянськ. району, Київськ. округи.

№ 106. Червонаво-цианомоновий аркозовий пісковик. І в а н к і в, Київської округи.

№ 118. Жовтий аркозовий пісковик. М а л ч и К а р а ш и н, Рожівського району, Київської округи.

№ 95. Жовтаво-сірий аркозовий пісковик. І в а н к і в, Київської округи.

№ 89. Ясносірий аркозовий пісковик. І в а н к і в, Київської округи.

№ 154. Фіялково-сірий аркозовий пісковик. К а р а ш и н, Макарівського району, Київської округи.

№ 99. Фіялково-сірий аркозовий пісковик. І в а н к і в, Київської округи.

№ 138. Рожевий кременясто-каоліновий пісковик. М а к а р і в, Київської округи.

№ 110. Рожевий каоліново-кременястий пісковик. М а к о в и ч і, Макарівського району, Київської округи.

№ 94. Жовтаво-рожевий кременястий пісковик. І в а н к і в, Київської округи.

№ 108. Жовтий кременястий пісковик. Ч о р н я в к а, Коростенської округи.

№ 119. Біластий кременястий пісковик. Бі л а К р и н и ц я, Бородянського району, Київської округи.

№ 101. Сірово-рожевий кременястий пісковик. І в а н к і в, Київської округи.

№ 102. Сірово-рожевий кременястий пісковик. І в а н к і в, Київської округи.

№ 166. Жовтаво-білий каоліновий пісковик. К а р а ш и н, Макарівського району, Київської округи.

№ 109. Жовтавий скременілий вапняк. Ч о р н я в к а, Коростенської округи.

№ 136. Жовтаво-білий кварцовий пісковик. Х. Ф а с о в а, Макарівськ. району, Київськ. окр.

№ 93. Ясносірий кварцитоподібний пісковик. І в а н к і в, Київської округи.

№ 174. Біластий кварцитоподібний пісковик. Г а в р о н щ и н а, Макарівського району, Київськ. округи.

№ 124. Цинамонисто-сірий кварцитоподібний пісковик. Біла Криниця, Бородянського району, Київської округи.

№ 134. Фіалково-сірий кварцитоподібний пісковик. Маковичі, Київської округи.

№ 74. Цинамоновий кременясто-залізуватий пісковик. Іванків, Київської округи.

МЕТАМОРФІЧНІ ПОРОДИ

№ 13. Сірий біотитовий гнайсо-граніт.	Іванків, Київськ. окр.
№ 12. Ясносірий біотитовий гнайсо-граніт.	" "
№ 75. Темносірий біотитовий гнайс (мікрогнайс)	" "
№ 42. Темносірий біотитовий гнайс.	" "
№ 30. Темносірий біотитовий гнайс.	" "
№ 68. Темносірий біотитово-гранатовий гнайс.	" "
№ 69. Темносірий гранатово-біотитовий гнайс.	" "
№ 39. Темносірий піроксеновий (авгітовий) гнайс.	" "

ЗАГАЛЬНА ЧАСТИНА

Визначаючи батьківщину наметнів, я користався літературними даними та, oprіч того, оглянув, з ласкавого дозволу В. М. Чирвiнського, порiвняльну колекцiю пiвнiчних порiд, що її він уложив та що становлять провiднi наметнi в Захiднiй Европi; оглянув я також колекцiї наметнiв, що їх описав В. М. Чирвiнський особисто. За дозвiл оглянути цi збiрки, я вважаю за свiй приємний обов'язок скласти щире подяку В. М. Чирвiнському.

Серед описаних вiд мене наметнiв є низка провiдних, що їх на пiдставi макроскопiчної та мiкроскопiчної подiбности можна зачислити до таких первiсних родовищ:

Зразок № 67 — фiалково-сiрий роговосвiтнево-біотитовий граніто-порфiр, вiдповiдає аляндському рапакiвi. Та вiдмiна, що її, як характеристичну, наводить В. М. Чирвiнський (57, с. 250), нiби для аляндського рапакiвi, а саме — малий розмiр овоїдiв (не бiльше 2 см), не цiлком витримана, бо в одному з моїх зразкiв розмiр одного овоїда має 4 см, зате всi iншi ознаки будуть характеристичнi, як от мiкропегматитове проростання ортоклязу кварцом, вiдсутнiсть мiкроклiну, плеохроїзм рогової свiтнi, перевага рогової свiтнi над біотитом, мiкропiйкiлiтова структура рогової свiтнi, бiднiсть кварцу на вприски, а також порiвняння зовнiшнього вигляду дає право вважати цю породу за вiдповiдну аляндському рапакiвi.

Зразки № 179 та № 205 — рожевисто-червоний роговосвiтневий граніто-порфiр, за макроскопiчним та мiкроскопiчним описом, а також зовнiшнiм виглядом вiдповiдають вiборському рапакiвi (65).

Наметень № 55 — цинамонисто-червоний біотитовий граніт, вiдповiдає Prick-граніту, хоч наметнi останнього не будуть, власне кажучи, провiднi, але Prick-граніт супроводить звичайно виходи рапакiвi в Фiнляндiї, i за наявности наметнiв фiнляндського рапакiвi наметнi Prick-граніту можна також зачислити до гурту провiдних.

До гурту провiдних наметнiв, менi здається, можна зачислити наметень № 5 — сiрий граніто-порфiр, з характеристичними буйними порфiровими вилученнями польового скалинцю. Подiбнi зразки я зустрiв у колекцiї В. М. Чир-

вінського з Московської губернії, але він їх не описував. Граніт цей, як видно з опису А. А. Іностранцева (10, с. 168) схожий на граніт з західного берега острова Путсалон-сарі (на Ладозькому озері), хоч треба зауважити, що подібний граніт, можливо, трапляється донебудь на півночі і в іншому місці.

Зразок № 115 відповідний буде, за макро- та мікроскопічним описом, а також і як порівнювати з первісними породами, до уралітового порфіру з краю Тавастгуса.

Зразки № 70 та № 185 відповідні до гохляндського кварцового чи, правдивіше сказати, до кварцово-ортоклязового порфіру з острова Гохлянда.

Наметень № 165 кварцово-ортоклязового порфіру за макро- та мікроскопічним описом відповідний буде до аляндського кварцового порфіру.

Зразки № 103 та № 104 належать до шокшинського пісковика (кварциту) (11, с. 309), хоч наметні цього останнього досить кепські як провідні наметні для східної та центральної частини Союзу, в західній частині трапляються Dala-кварцити (шведські), що їх абсолютно не можна відрізнити від нього (57). Окрім того, наметні шокшинського пісковика вельми подібні за макроскопічним та мікроскопічним (9, с. 17—20) описом, а також коли рівняти безпосередньо, з овруцькими пісковиками; таку подібність констатує також і Гуров (5, с. 770).

Зразок № 113 — зеленаво-білий лосняковий кварцитоподібний пісковик, як видно з опису, відповідний до кварциту Ключеної гори (Повенецький повіт Олонецької губернії), що його описав А. А. Іностранцев (11, с. 304). На знаходження подібної породи на Полтавщині вказує також А. В. Гуров (5, с. 771). Цей наметень, здається, можна зачислити до гурту провідних.

До числа провідних, мабуть, можна зачислити і зразок № 163 — сірвофіялковий кварцовий конгломерат, за описом сильно подібний до кварцового конгломерату з околиць Святновалока (Повенецький повіт Олонецької губернії) (11, с. 444). Знаходження конгломератів, подібних до цього, відзначає також А. В. Гуров (5, с. 771).

Зразок № 132 — наметень кам'яновугільного вапняку з відбитками черепашок Fusulina і Schwagerina. Про знаходження наметнів кам'яновугільного вапняку в досліджуваному районі згадує А. В. Гуров (5, с. 759, 766), П. А. Тутковський (2, с. 450, 50), С. Н. Нікітін (34, с. 191), В. М. Чирвінський (57), А. М. Жирмунський (8, с. 102) та багато інших авторів.

Окрім цих провідних наметнів, можна зазначити серед описаних наметнів такі, що, здається, можуть правити за провідні, якщо пощастить знайти їм аналогії на півночі. До таких наметнів можна зачислити:

№ 51 — м'ясочервоний роговосвітневий граніт, що буде вельми характеристичний своїм кольором та пойкилітовою структурою. Переглядавши велику колекцію В. М. Чирвінського, я подібного до цього наметня не виявив.

№ 84 — фіялково-сірий дволосняковий граніто-порфір, з характеристичною інтерсертальною структурою, з двояками, що їх виразно можна розпізнати звичайним оком, та оригінальним кольором. У колекції В. М. Чирвінського подібного наметня немає.

Зразок № 50 — сірий біотитовий граніто-порфір, з чудесно виявленими вкрапленнями та дwoяками за карлсбадським законом та з характерним пертитовим і мірмекитовим проростаннями.

Зразок № 80 — зеленаво-білий аркозовий пісковик, він дуже впадає в око завдяки наявності в ньому досить буйних цинамонових кристалів польового скалинцю.

Зразок № 155 — кріноїдний вапняк з останками стебел Crinoidea, відбитками черепашок Brachiopoda та останками черепашок Lagena та Nodosaria.

Із вказівок родовищ провідних наметнів видно, що їх занесено з Аляндських островів з Фінляндії та Олонецької губернії, тобто з країв, що лежать на північний захід, північ та північ-північ-схід (кам'яновугільний вапняк) від досліджуваної території. Наметнів із Швеції (краю Dalarna), порфірів з дна північної частини Балтицького моря (Ostseeporphyre) та наметнів нефелінового сієніту в досліджуваній від нас території не трапилося; отже з цього погляду мої дані збігаються з даними В. М. Чирвінського (57), що констатував цілковиту відсутність наметнів скандинавських (з країв Dalarna і Rödö), балтицьких порід та як велику рідкість аляндських у межах губернь, що входять до складу дніпровського льодовикового язика. Наметні порід Швеції з краю Dalarna, червоного балтицького порфіру та наметні з Аляндських островів В. М. Чирвінський констатував на захід від досліджуваної території, тобто на просторах дворазового зледеніння. Такий розподіл провідних наметнів, на думку В. М. Чирвінського (57), можна з'ясувати, припустивши подвійні рухи льодовикової поволоки: один з північного заходу на південний схід (почасти WNW на OSO), другий з півночі на південь (з коливаннями в межах NNW—SSO і NNO—SSW). Перший потік, що приніс наметневий матеріал із Скандинавії (Швеції) та з західної частини Фінляндії, В. М. Чирвінський називає скандинаво-фінським або північно-західним. Другий потік, що приніс наметні північних порід (фінських та олонецьких), В. М. Чирвінський називає північним потоком. На думку В. М. Чирвінського, північно-західний потік не досяг досліджуваної від нас території, південна його межа буде на південь від міст Смоленська та Менська, при чім дніпровський язик постав був тільки з північного потоку, а цей останній буде молодший віком від північно-західного потоку. Причина зміни в напрямку руху льодовикової поволоки залежала, на думку В. М. Чирвінського, від пересування на схід джерела живлення льодовика. На думку В. М. Чирвінського, дніпровський язик молодший од горішньої поволоки Польщі, північно-західної та північної Росії; з цією думкою аніж не можна погодитися, що вважав свого часу і Н. І. Криштафович (10, 17), що гадає, що джерело живлення скандинавського льодовикового центра на протязі льодовикового періоду не пересовувалося на схід, але з поглибленням льодовикових умов, що їх супроводив надалі розвиток льодовикової поволоки, тільки підсилював за допомогою нових другорядних центрів Фінляндії. У східному напрямку розвиток льодовикової поволоки був завжди в умовах менш сприятливих, ніж на заході, і ці дані говорять не на користь думки про пересування джерела льодовикового живлення на схід. Остання

фаза скандінаво-фінського зледеніння закінчилася в Скандінавії, а не в Фінляндії, як гадає В. М. Чирвінський.

На думку Н. І. Криштафовича, найдавніші наметневі витвори Європейської Росії це будуть поклади, що належать до дніпровського язика. Під час максимального зледеніння в Фінляндії існували місцеві льодовикові центри, що з них наметневі матеріали розносилися на зразок віяла на SW SO і O, досягши кінцевих меж зледеніння, до того в напрямку на SW рух цих матеріалів координував контактний рух із скандінавських центрів. Наступними часами, в міру згасання загальних льодовикових умов та скорочування льодовикових поволок, вплив фінляндських льодовикових центрів поволі завмирав і за вторинного зміцнення льодовикових умов і за вторинного поширення льодовикових поволок фінляндські льодовикові центри, здається, не були вже в силі просунути свою поволоку в межі навіть найближчих провінцій західної та північно-західної Росії. Через улоговину Балтицького моря поширювалася тоді льодовикова поволока скандінавських центрів. Надалі, услід за новим послабленням і відступанням льодових поволок, під час нового потім вибуху льодовикової чинності, скандінавський центр в поширенні своїй льодовикової поволоки на сході обмежився межами самої Фінляндії. За останньої епохи зледеніння льодовикової поволоки в межі Європейської Росії не поширилися ні з Скандінавії, ані з Фінляндії.

В літературі маємо низку вказівок різних авторів на те, що центр зледеніння був у Скандінавії та що льодовик посувався звідти в межі Східної Європи з NNW на SSO, але, на жаль, більшість авторів не зазначають, як посувався льодовик за окремих фаз зледеніння, а зазначають тільки загальний напрямок руху.

Н. Борисяк (3, с. 183, 184) гадає, що кристалічні наметні утворилися за рахунок плутонічних мас, що виходять по Дніпру, хоч разом з цим зазначає, що серед наметнів, що він їх дослідив, є дуже близькі своїм петрографічним складом до норвезьких порід.

А. Карпінський (2, с. 41), переводячи досліди в кол. Волинській губернії, знайшов там наметні рапаківі та шокшинського пісковіку; звідси він робить висновки, що напрям руху наметнів „приблизно виявляється лінією, що сполучає описану від нас місцевість (тобто Волинську губернію) з простором, що лежить між озерами Ладозьким та Онезьким (тобто з N на S)“.

А. В. Гуров (5, с. 772) розрізняє на Полтавщині два наметневих поземі і вважає, що довшній позем характеризується наявністю північних наметнів, а в горішньому переважають наметні дніпровських кристалічних порід. Рух льодовика за Гуровим був спочатку з N на S, із невеликим відхиленням з NNO на SSW, а потім змінився на рух з NNW на SSO (горішній наметневий позем).

С. Н. Нікітін (34, 35) на мапі „Пределы распространения ледниковых центров в центральной России и на Урале“ зазначає, що дніпровський льодовиковий язик посувався з N—NW на S—SO.

А. Є. Ферсман (56), на підставі досліджування наметнів доломіту з Московської та Тверської губернь, вважає за їхню батьківщину Повецький повіт Олонецької губернії, тобто східне крило феноскандінавського

масиву. На думку А. Є. Ферсмана, напрямок руху цих наметнів був сливе меридіональний, з дуже значним відхиленням у напрямку з N—NW на S—SO. На жаль, автор не зазначає умов знаходження наметнів.

В. М. Чирвінський (59) вважає, що наметні донського язика були занесені з Повенецького та Петрозаводського повітів Олонецької губернії, тобто центр розсівання стосується і до Сегозера і до озера Онезького. F. E. Geintz (61, с. 162) подає картку льодовикової поволоки Північної Америки та Європи і в ній зазначає напрям шрамів та напрям переносу наметнів; з картки бачимо, що центр зледеніння був у Скандинавії, звідки крига розтікалася на всі боки, зокрема з N—NW на S—SO через Фінляндію, а звідти крига поширювалася на всі боки й доходила до межі дніпровського язика.

Н. Hausen (62) на підставі своїх дослідів у Надбалтицькому краю приходить до висновку, що рух льодовикової поволоки в різних його стадіях був неоднаковий. Давня льодовикова поволока пересувалася з NW на SO, молодша посувалася з N на S. Молода льодовикова поволока складалася з 2-х льодовикових потоків „шведського“, що посувався спочатку з NW на SO, а потім, завдяки чинності берегів Балтицької влоговини, змінив напрямок свого руху на S; другий потік Н. Hausen називає „фінським“, пересувався він з N на S. Н. Hausen (62, с. 34) подає картку поширення наметнів у Надбалтицькому краю та в місцевості, що лежить на південь від Фінської затоки.

Мені здається, що можна з'ясувати знаходження в здійнятому районі наметнів з різних, іноді далеко відлеглих одна від одної місцевостей, не вдаючись до припущення зміни руху льодовика, таким способом:

Льодовикова поволока, посуваючись із Скандинавії, де був центр зледеніння, до Фінляндії, тобто з NW на SO, проходила улоговину Балтицького моря, а досявши фінляндського кристалічного масиву, взнала значної перепони, видираючись на нього. А як швидкість руху льодовика в різних частинах льодовикової поволоки була неоднакова (64, с. 435—436 і 33 с. 525—528) (льодовик нагадує собою ріку), а також тому, що різні частини льодовикової поволоки не однакового опору, — спідні частини льодовикової поволоки, натрапляючи під час виходу з Балтицької улоговини на більші перепони в формі виступів країв фінляндського кристалічного масиву, почали відхилятися на S і SW, ідучи за обрисами берегів Балтицької влоговини, це почасти вказує Н. Hausen (62); а горішні частини льодовикової поволоки посувалися далі в тому самому напрямку, тобто з NW на SO. Та частина льодовикової поволоки, що пройшла Балтицьку влоговину, посувалася по фінляндському масиву в тому самому напрямку, тобто з NW на SO, зсунулась у Фінську затоку й почала посуватися по просторах Російської рівнини, північно-західня частина цієї рівнини має височінь на 40—50 метрів (48) над рівнем моря, далі на SO місцевість підноситься й досягає височини 160—200 метрів. Найвищу частину рівнини становить Середньо-Російська горбовина, що тягнеться від Тверської губернії на південний схід поміж басейнами рік Дніпра та Дону. Пересічна височінь цієї горбовини 260 м, найвищий пункт її лежить у Валдайських горах, на височині 329 м. Якщо не рахувати моренової поволоки, то Валдайська горбовина знижується

метрів на 60—80. Отже, льодовик, пройшовши через Фінську затоку та Російську рівнину, просуваючись в СО напрямку, натрапив на перепону в формі Середньо-Російської горбовини, а на сході—на льодовикову поволоку, що зсовувалася в Тиманського кряжу. Тому, хоч височина Середньо-Російської горбовини і незначна, льодовик, що сила його руху на південь слабшала, не зміг вкрити всю південну частину цієї горбовини, через що одна частина льодовика відхиллася на південь, друга—на південний схід, ідучи за зниженням рельєфу; тому й утворилося два льодовикових язика—дніпровський та донський.

Отже, одночасне знаходження в досліджуваній частині дніпровського язика наметнів аляндського рапаківі, аляндського кварцового порфіру (західня межа родовища) та наметнів шокшинського пісковіку, а також кам'яновугільного вапняку (східне родовище), занесених за часів того самого зледеніння (ріського), можна з'ясувати впливом західньої частини фінляндського кристалічного масиву, південних берегів Фінської затоки та Середньо-Російської горбовини.

Коли можна припустити таке тлумачення, тоді добре можна з'ясувати і відсутність наметнів шведських (з краю Dalarna) і балтійських порфірів, бо конус їхнього розсівання перебував на захід від досліджуваної території, що, як відомо, стверджують досліди В. М. Чирвінського.

Наостанку вважаю за приємний обов'язок скласти подяку проф. Д. Н. Соболеву, проф. В. М. Чирвінському та проф. К. Н. Савич-Заблоцькому, що в тій чи тій формі допомогли мені виконати цю роботу.

ПОЯСНЕННЯ ДО МАЛЮНКІВ

№ 1. Фіалково-сірий дволосняковий граніто-порфір. Іванків, Київської округи (№ 84). Збільшено у 40 разів. Світло поляризоване. Пегматитове проростання ортоклазу кварцом.

№ 2. Сірий біотитовий граніто-порфір. Іванків, Київської округи (№ 5). Збільшено в 40 разів. Світло поляризоване. Мікроклін із вприсками кварцу та плягіоклазу.

№ 3. Фіалково-сірий дволосняковий граніто-порфір. Іванків, Київської округи (№ 84). Збільшено у 12 разів. Мірмекитове проростання плягіоклазу кварцом.

№ 4. Рожевисто-сірий рогово-світневий граніто-сієніт. Іванків, Київської округи (№ 71). Збільшено в 40 разів. Світло поляризоване. Вприски плягіоклазу, оточеного кварцом в ортоклазі.

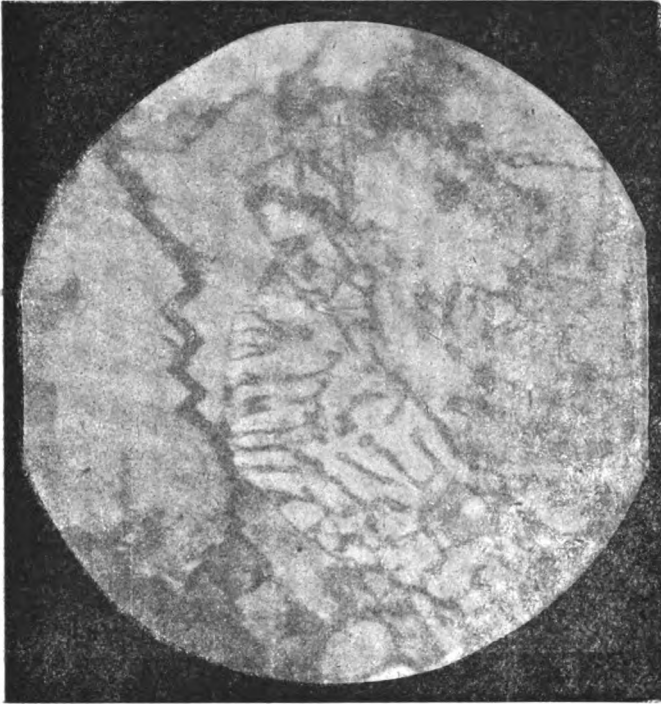
№ 5. Фіалково-сірий рогово-світнево-біотитовий граніто-порфір. Іванків, Київської округи (№ 67). Збільшено в 70 разів. Світло поляризоване. Олігоклаз із вприсками альбіту.

№ 6. Кварцово-ортоклазовий порфір. Малий Карашин, Київської округи (№ 165). Збільшено в 40 разів. Світло поляризоване. Вкраплення кварцу.

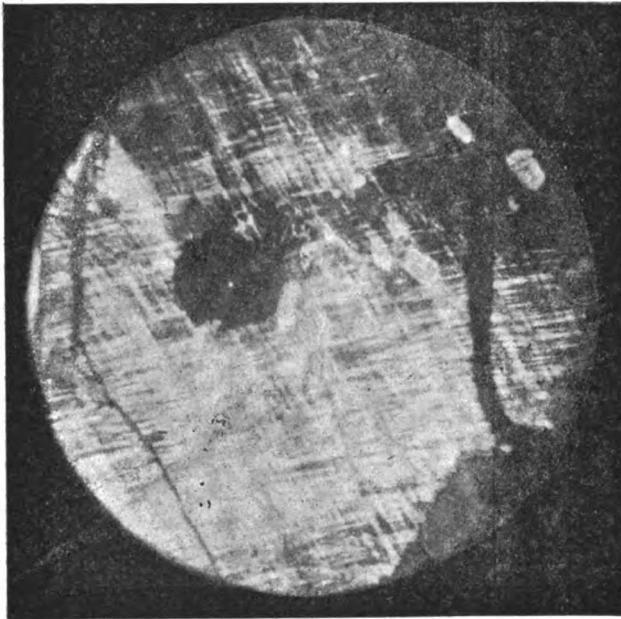
№ 7. Уралітовий порфір. Малий Карашин, Київської округи (№ 115). Збільшено у 40 разів. Світло поляризоване.

№ 8. Сірово-фіалковий кварцовий конгломерат. Чудин, Волинської округи (№ 163). Збільшено в 40 разів. Світло поляризоване. Рінь кварцу серед основної маси породи.

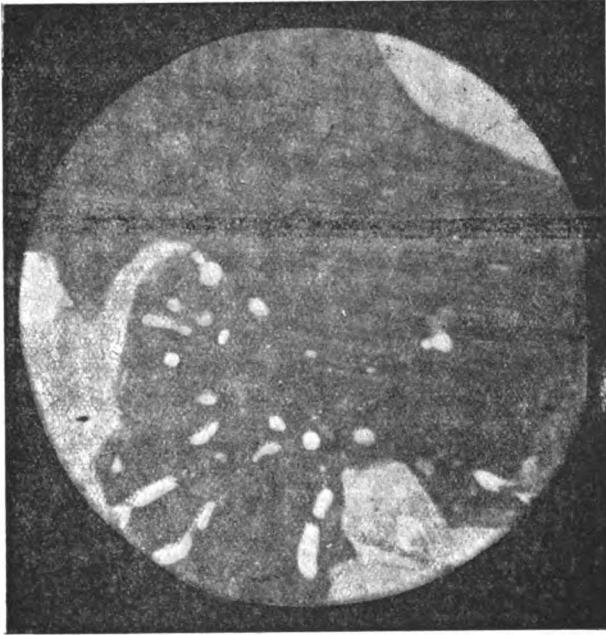
1. П. Армашевский. Геологический очерк Черниговской губернии. Зап. Киевск. Об-ва Естесв. Т. VII, в. 1, Киев, 1883 г., стр. 87 — 723.
2. Н. Барбот де-Марни и А. Карпинский. Геологические исследования в Волынской губ. Научно-историч. сборник изд. Горным Ин-том ко дню его столетнего юбилея. С. Петербург, 1873 г.
3. Н. Борисяк. Сборник материалов, относящихся к геологии России. Кн. I, Харьков 1867 г., стр. 151 — 186.
4. А. И. Воейков. Климатические условия ледниковых явлений настоящих и прошедших. Зап. Минералогич. Об-ва, сер. II, ч. 16, 1881 г., стр. 21 — 90.
5. А. В. Гуров. Геологическое описание Полтавской губернии. Отчет Полтавскому Губернскому Земству. Харьков, 1888 г.
6. Н. И. Дмитриев. Географическое положение и орография Украины. Естесв. произв. СССР. Материалы к построению пятилетнего плана. Изд. Укргосплана. Харьков, 1928 г., вып. V, стр. 9 — 21.
7. Його ж. Межа розповсюдження наметнів Дніпровського явизка Скандинаво-Руської льодовикової поволоки. Вид. Україн. Н.-Д. Ін-ту Географії та Картографії. Харків, 1928 р., ст. 55—76.
8. А. Жирмунский. Общая геологическая карта Европейской части СССР. Лист 44. Труды Геол. Ком. Новая серия, в. 166. Изд. Геол. Ком., Ленинград, 1928 г.
9. Г. Закревська. Геологічні дослідні північно-східної частини Волинського Полісся та північизя Київщини. Труды Укр. Н.-Д. Геологічного Ін-ту. Т. II, Київ, 1928 р.
10. А. Иностранцев. Геогностическое строение западного берега Ладозского озера. С геогностической картой. Матер. для геологии России. Изд. Минерал. Об-ва. Т. II, С. Петербург 1870 г., стр. 151 — 208.
11. Його ж. Геологический очерк Повенецкого уезда Олонецкой губ. Матер. для геологии России. Изд. Минерал. Об-ва. Т. VII, С. Петербург, 1877 г.
12. Б. З. Коленко. Геологический очерк Заонежья. С геологической картой. Матер. для геологии России. Изд. Минерал. Об-ва. Т. XII, С. Петербург. 1885 г., стр. 23 — 103.
13. С. А. Коиради. Отчет о командировке совместно с инженерами Моск. Городск. Управления для осмотра месторождений строительного камня для мостовых Москвы. Изв. Геол. Ком. Т. 34, 1915 г., стр. 325 — 338.
14. Н. И. Криштафович. Главнейшие результаты изучения послетретичных образований центральной России. Петербург, 1893 г.
15. Його ж. О последнем ледниковом периоде в Европе и Северной Америке. Москва, 1910 г.
16. Його ж. Замечания референта. Ежегодник по геологии и минералогии России. Т. XVII в. 4—5, стр. 103 — 108, 1916 г.
17. Його ж. Ответ референта В. Н. Чирвинскому. Ежегодник по геологии и минералогии России. Т. XVII, в. 6 — 8, 1917 г., стр. 239 — 240.
18. В. И. Крокос. О ледниковых отложениях северо-западной части Киевской губ. Коллективные опыты в Киевской губ. 1911 — 1912 г., ч. I, стр. 71 — 83. Киев, 1913 г.
19. В. Д. Ласкаров. Геологические исследования в юго-западной России (17 листов) с картой. Труды Геолог. Ком., Нов. серия, в. 77, 1914 г.
20. Е. А. Лічкова. До питання про причини утворення Поліських боліт. Вістник Укр. Геолог. Ком. в. 3, 1922 р., стор. 1 — 30.
21. Б. А. Лічков. К вопросу о террасах Днепра. Изв. Укр. Отд. Геолог. Ком., в. 9, 1926 г., стр. 77 — 99.
22. Його ж. К вопросу о террасах Днепра и Припяти. С картой. Материалы по общей и прикладной геологии. Вып. 95, 1928 г.
23. Його ж. К вопросу о террасах Днепра. Статья вторая. Изв. Укр. Отд. Геолог. Ком., в. II, 1928 г., стр. 51 — 83.
24. Його ж. К геологической истории Полесья. Доклады Академ. Наук. 1928 г., стр. 321 — 326.
25. Його ж. К вопросу о геологич. природе Полесья. Изв. Акад. Наук. 1928 г., стр. 173—194.
26. В. И. Лучицкий. О микроскопическом строении некоторых третичных песчаников южной России. Зап. Киевск. Об-ва Ест. Т. XVII, 1900, стр. 205 — 272.



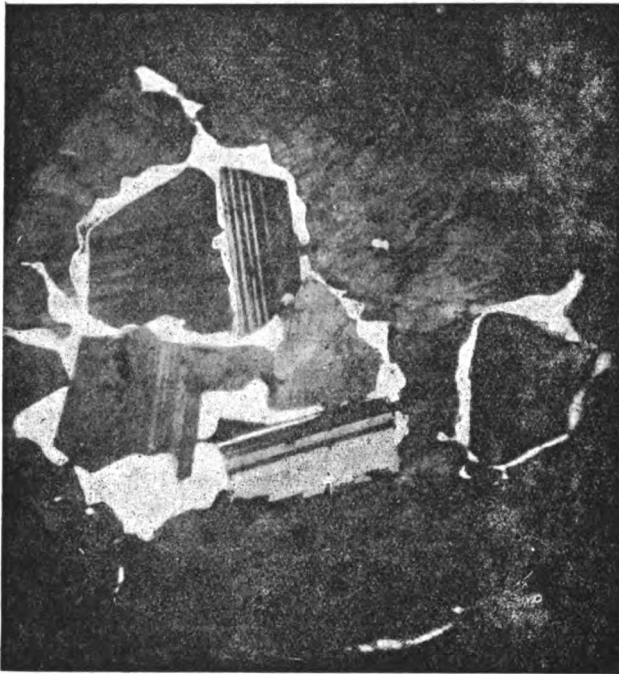
1



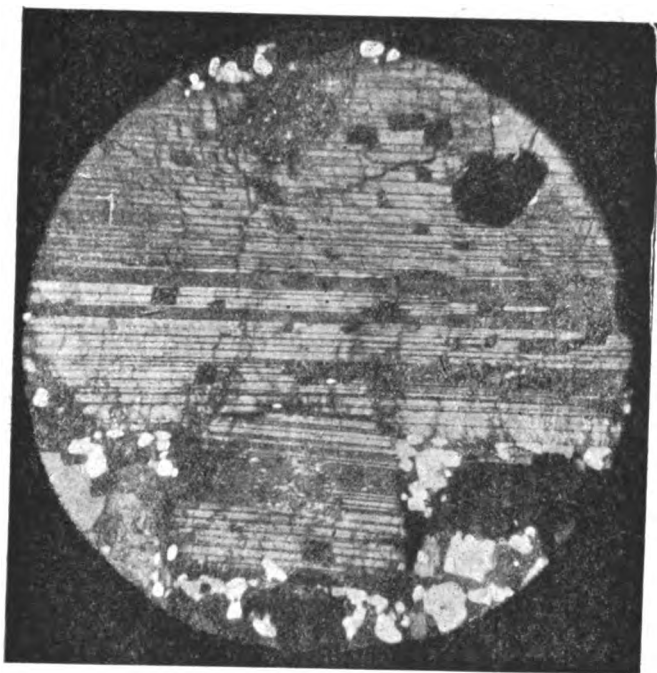
2



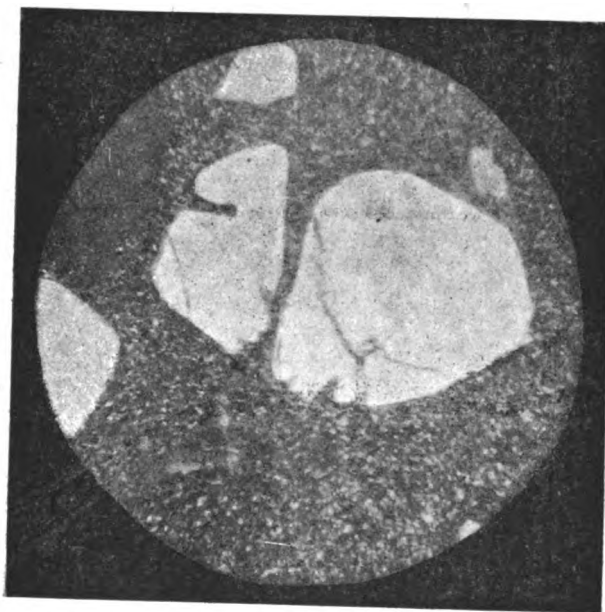
3



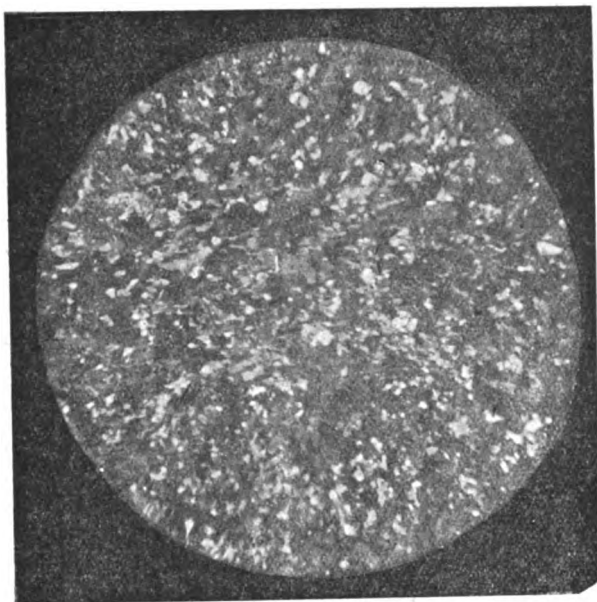
4



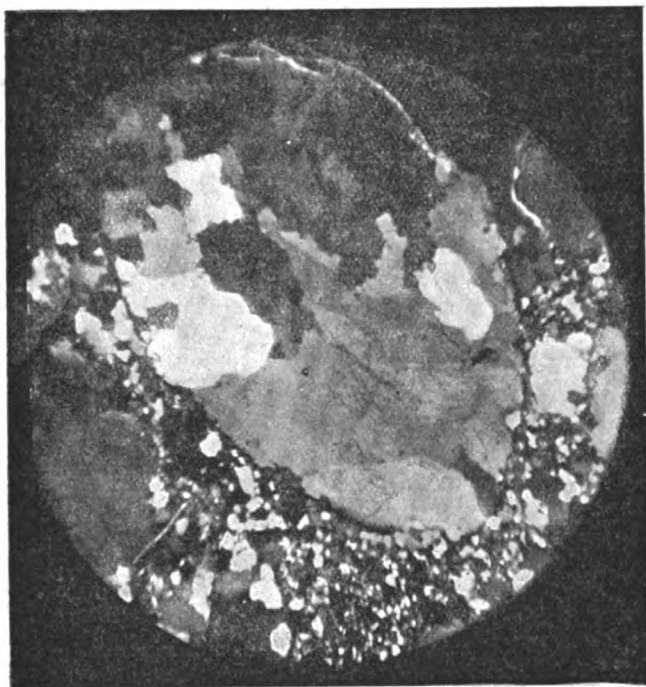
5.



6



7



8

27. В. И. Лучицкий. Предварительный отчет о геологических исследованиях летом 1910 г. в области 3-го листа 10 верстн. карты Европейской России. Изв. Геолог. Ком. Т. XXX, 1911 г., стр. 39 — 45.
28. П. Лушко. Ортоклаз из некоторых финляндских горных пород. Зап. С. Петерб. Минералогич. Об-ва. Вторая серия, ч. 9, 1874 г., стр. 78 — 88.
29. Э. Люткевич. Характер и пределы распространения ледниковых отложений в Радомысльском у. Киевской губ. Зап. Новороссийск. Об-ва Естествоисп. Т. XXXVII.
30. М. Н. Миклуха-Макай. Геологический очерк Олонедкого у. и островов Ладжского озера, расположенных вокруг Валаама. С геологической картой. Мат. для геологии России. Изд. Минер. Об-ва. Т. XVIII, 1897 г., стр. 171 — 264.
31. Г. Ф. Мирчинк. Послетретичная история равнины Европейской России. Работы Торфаной Академии. Сообщение и доклады Естественно-Исторической секция, в. I, Москва, 1920 г., стр. 3 — 17.
32. Його ж. Состояние изучения покровных четвертичных образований в Европейской части СССР, иллюстрированной картой. „Почвоведение“, 1928 г., № 1 — 2, стр. 24 — 31.
33. И. В. Мушкетов. Физическая геология. Т. II, Госиздат. 1926 г., стр. 525 — 528.
34. С. Н. Никитин. Пределы распространения ледниковых следов в центральной России и Урале. Изв. Геол. Ком. Т. 4, 1885 г., стр. 185 — 222.
35. Його ж. Послетретичные отложения Германии и их соотношение к соответствующим образованиям России. Изв. Геолог. Ком. Т. 5, 1886 г., стр. 133 — 185.
36. Н. Піменова. Веприяське польдовикове озеро. Труды Укр. Н.-Д. Геолог. Ін-ту. Т. II, Київ, 1928 р., стор. 45 — 60.
37. М. Г. Румницкий и И. К. Фрейберг. Почвы водосбора верхнего течения р. Десны в пределах Орловской губ. (уезды: Брянский, Трубчевский, Севский). Материалы для оценки земель Орловской губ., 1910 г.
38. В. Семенов-Тянь-Шанский. Типы местностей Европейской России и Кавказа. Зап. Рос. Геогр. Об-ва. Т. I, Петроград, 1915 г.
39. Д. Н. Соболев. Ледниковая формация Северной Европы и геоморфологическое расчленение Русской равнины. Изв. Геогр. Об-ва. Т. 56, в. 1 — 2, 1924 г.
40. Його ж. Польско-Украинская перигляциальная золовая формация. Изв. Укр. Отд. Геол. Ком., 1925 г., в. 6, стр. 51 — 79.
41. Його ж. Геоморфогенезис Севернопольской низменности и областей с нею сопряженных. Ч. I. Труды Харк. Т-ва Досл. Природи. Т. LI, в. 1. 1928 г., стр. 17 — 48.
42. Його ж. Геоморфологічні спостереження на середньому Подніпрі. Мат. досл. ґрунтів України, в. II, 1928 р.
43. Його ж. По поводу работы Б. А. Личкова „К вопросу о террасах Днепра (статья 2-я)“. Изв. Укр. Отд. Геолог. Ком., 1928 г., в. II, стр. 85 — 92.
44. Його ж. О четвертичных отложениях и устройстве поверхности Киевск. Полесья. (Рукоп.).
45. Його ж. К геоморфологической характеристике Киевского Полесья. (Рукопись).
46. Його ж. К геологии и геоморфологии Полесья. (Рукопись).
47. Д. Н. Соболев и Г. Ф. Турлей. Недря Украины. Естественные производительные силы УССР. Харьков, 1928 г.
48. А. Тило. Гипсометрическая карта Европейской России. 1889 г.
49. В. М. Тимофеев. Предварительный отчет о геологических исследованиях в районе Онежско-Ладжского водораздела летом 1923 г. Известия Геолог. Ком. Т. 43, стр. 891 — 901, 1927 г.
50. П. А. Тутковский. Отчет о геологических исследованиях летом 1885 г. в Радомысльском у. Зап. Киев. Об-ва Ест. Т. VIII, в. 2, стр. XXVIII — XXIX.
51. Його ж. К вопросу о способе образов. лесса. Землевед. 1889 г., кн. 1—2, стр. 213 — 311.
52. Його ж. Геологические исследования вдоль строящейся Киево-Ковельской ж. д. Изв. Геолог. Ком. Т. XXI, 1902 г., стр. 325 — 496.
53. Його ж. Конечные морены, валунные полосы и озы в южном Полесье. Зап. Киев. Об-ва Ест. Т. XVII, в. 2, 1902 г., стр. 353 — 460.
54. Його ж. Полеская безвалунная область, ее особенности и причины ее возникновения. Зап. Киев. Об-ва Ест. Т. XVIII, в. I, 1903 г.
55. Його ж. Ископаемые пустыни северного полушария. Землеведение, 1909 г.

56. А. Е. Ферсман. Минералогические заметки 2 флагонит и альбит на ледниковых валунов Московской губ.

57. 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. Киев. Об-ва Естест. Т. XXIV, в. 2 — 3, стр. 1 — 342, Киев, 1914 г.

58. Його ж. Несколько слов по поводу замечания Н. И. Криштафовича на мою работу: „Материалы к познанию химического и петрографического состава ледниковых отложений Юго-Западной России в связи с вопросом о движении ледникового покрова. Ежегодник по Геологии и Минералогии России. Т. XVII, в. 6 — 8, 1917 г.

59. П. Н. Чирвинский. Петрографическое исследование ледниковых валунов Донской области. Зап. Рос. Минералогич. Об-ва. Вторая серия, часть 54, в. 1, стр. 66 — 83, 1925 г.

60. С. А. Яковлев. Навосы и рельеф города Ленинграда и его окрестностей. Часть 1 и 2. Изд. Научно-Медик. Ин-та. Ленинград, 1926 г.

61. F. E. Geintz. Die Eiszeit. Die Wissenschaft. Sammlung naturwissenschaft, in ethnographischen. Heft 16. 1906.

62. H. Hausen, Über die Entwicklung der Oberflächenformen in den Russischen Ostseeländern in der Quartärzeit. Tenia 34, № 3.

63. I. Korn. Die wichtigsten Leitgeschiebe der nordischen kristallinen Gesteine im norddeutschen Flachland. Gedruckt in der Preussischen Geologischen Landesanstalt. Berlin 1927.

64. E. Kauser. Lehrbuch der Allgemeinen Geologie. 4. Auflage, 1912.

65. B. Popoff. Mikroskopische Studien am Rapakiwi des Wiborger Verbreitungsgebietes. Fennia 50, № 34. Helsingfors. 1928.

ZUSAMMENFASSUNG

zitomir

In den Jahren 1927 bis 1930 hat die Owrutsch-Snitomirsche Partie des Ukrainischen Geologischen Komitees eine detaillierte geologische Aufnahme von 2 Planschetten XXI-8 und XXII-8 der vom Generalstab herausgegebenen Drei-Werst-Karte ausgeführt. Im untersuchten Gebiet wurde eine bedeutende Anzahl von Geschieben aufgefunden, deren Erforschung und Heimatsbestimmung die Aufgabe vorliegender Arbeit bilden. Das untersuchte Gebiet ist an dem rechten Ufer des Dnjepr gelegen, nordwestlich von Kyjiw und in der Nähe der westlichen Grenze der Dnjepr-(Riss-) Gletscherzunge, in der Uebergangszone seines südwestlichen Marginalmoränengürtels zum Zungenbecken. Von den untersuchten Geschieben stehen quantitativ an erster Stelle Eruptivgesteine, dann Sedimentgesteine und an letzter Stelle metamorphosierte Gesteine. Die am meisten verbreiteten, Geschiebe bildenden Eruptivgesteine sind Granite. Die Hauptmasse bilden Biotit- und Zweiglimmer-Granite, in geringerer Menge finden sich Hornblende- und granathaltige Granite, während Geschiebe von Augit-Granit nur in ganz unbedeutender Menge angetroffen wurden. Quarzporphyre, Syenite und Grünsteinarten wurden in geringerer Menge gefunden. Unter den geschiebebildenden Sedimentgesteinen prävalieren Sandstein (arkosicher, kieselig, kaolinischer Sandstein) und Kalkstein. Von den metamorphosierten Gesteinen kommen am häufigsten vor Gneisse (biotitische und granatische, seltener Pyroxengneiss) und Quarzite; unter den untersuchten Geschieben befindet sich eine Reihe von Leitgeschieben: Aland-Rapakiwi, Aland-Quarzporphyr, Wyborg-Rapakiwi, Prick-Granit, Uralit-Porphyr von Tawahust, Quarz-Porphyr von der Insel Hochland, Schokscha Sandstein (Quarzit) und Steinkohlenskalk. Ferner wurde eine Reihe neuer Geschiebe gefunden, die allem Anschein nach als Leitgeschiebe dienen können:

grauer Granit-Porphyr (Kreis Powenetz des Gouv. Olonetz), grünlich-welsser glimmerhaltiger quarzähnlicher Sandstein (ibidem), grauviolettes Quarz-Konglomerat (ibidem). Ausserdem wurde eine Reihe von Geschieben gefunden, die als Leitgeschiebe dienen konnten, sollte es gelingen ihren Ursprungsort festzustellen. Konstatiert wurde das Fehlen von Geschieben schwedischer Gesteine (aus dem Gebiet Dalarne) und von Porphyren des Ostseegrundes. Der Vorgang des Geschiebetransports dürfte sich wie folgt abgespielt haben. Die Eisdecke bewegte sich von Skandinavien her, wo sich das Zentrum der Vergletscherung befand zog durch die Mulde der Ostsee und gelangte zum Rande des finnischen kristallinen Massivs, das ihrem weiteren Vordringen ein bedeutendes Hindernis entgegenstellte. Da die Geschwindigkeit der Bewegung des Eises an den verschiedenen Teilen der Eisdecke nicht gleich ist (ein Gletscher lässt sich in dieser Beziehung mit einem Fluss vergleichen), sowie auch deshalb, weil die verschiedenen Teile der Eisdecke einen verschiedenen Widerstand erfuhren, wurden die tieferen Schichten der Eisdecke nach S und SW abgelenkt und folgten den Konturen der Ostseemulde; die oberen Teile der Eisdecke aber setzten ihre Bewegung in derselben Richtung fort, d. h. von NW nach SO. Derjenige Teil der Eisdecke, der die Ostseemulde passiert hatte, senkte sich in den Finnischen Meerbusen und bewegte sich dann weiter in die russische Ebene, wo sich am Mittelrussischen Höhenzug derselbe Vorgang wiederholte, wie am Rande des finnischen Massivs. Durch das mehrmalige teilweise Abweichen der Eisdecke nach SW lässt sich das gleichzeitige Vorkommen folgender Gesteine in dem erforschten Teil der Dnjepr-Zunge erklären: des Aland-Rapakiwi und des Aland-Quarzporphyrs (Ursprung im Westen), sowie der Geschiebe des Schokscha-Sandsteins und des Steinkohlenkalkes (Ursprung im Osten), die während ein und derselben Riss-Vergletscherung hertransportiert wurden. Das Fehlen von Geschieben schwedischer Gesteine (aus dem Gebiet Dalarne) und der baltischen Porphyren kann dadurch erklärt werden, das sich ihr Verstreungskegel westlicher, als das erforschte Territorium befindet.

Charkiw. 1929.

ERLÄUTERUNGEN ZU DEN ABBILDUNGEN.

№ 1. Violett-grauer Zweiglimmergranitporphyr. Iwankiw, Kyjiwer Kreis. (№ 84). 40-fache Vergrößerung. Hell polarisiert. Pegmatitisches Durchgreifen von Orthoklas durch Quarz.

№ 2. Grauer Biotitgranitporphyr. Iwankiw, Kyjiwer Kreis (№ 5). 40-fache Vergrößerung. Hell polarisiert. Mikroklin mit Einsprenglingen von Quarz und Plagioklas.

№ 3. Violett-grauer Zweiglimmergranitporphyr. Iwankiw, Kyjiwer Kreis (№ 84). 20-fache Vergrößerung. Mirmekitisches Durchgreifen von Plagioklas durch Quarz.

№ 4. Rosig-grauer Hornblendegranosyenit. Iwankiw, Kyjiwer Kreis (№ 71). 40-fache Vergrößerung. Hell polarisiert. Einsprenglinge von in Quarz eingefassten Plagioklas im Orthoklas.

№ 5. Violett-grauer Hornblendebiotitgranitporphyr. Iwankiw, Kyjiwer Kreis. (№ 67). 70-fache Vergrößerung. Hell polarisiert. Oligoklas mit Einsprenglingen von Albit.

№ 6. Quarzorthoklasporphyr. Malyj Karaschin, Kyjiwer Kreis. (№ 165) 40-fache Vergrößerung. Hell polarisiert. Einsprenglinge von Quarz.

№ 7. Uralitporphyr. Malyj Karaschin, Kyjiwer Kreis (№ 115). 40-fache Vergrößerung. Hell polarisiert.

№ 8. Grau-violettes Quarzkonglomerat. Tschudin, Wolhynien Kreis. (№ 163). 40-fache Vergrößerung. Hell polarisiert. Quarz-Geröll in der Grundmasse des Gesteins.

ВСЕУКРАЇНСЬКА АКАДЕМІЯ НАУК

Збірник пам'яті академіка П. А. Тутковського
Т. I. 1931

UKRAINIAN ACADEMY OF SCIENCES

Symposium edited as a Memorial to the Late Academician P. A. Tutkowsky
Vol. I. 1931

М. В. КЛЕНОВА (Москва)

ДО ПИТАННЯ ПРО ВСТАНОВЛЕННЯ ЄДИНОЇ МЕТОДИКИ ТА НОМЕНКЛЯТУРИ МЕХАНІЧНОЇ АНАЛІЗИ

M. V. KLENOVA (Moscow)

ON THE QUESTION OF ESTABLISHING ONE UNIFORM METHOD AND NOMENCLATURE OF MECHANICAL ANALYSIS

Справедливо висловився С. К. Wentworth¹⁾: „Механічна аналіза повинна передувати визначенню та точному найменуванню осаду так само, як мікроскопічне дослідження передує визначенню вибухової породи“. Свідомість цього все більш та більш опановує розумами дослідників сучасних та копальних осадів; водночас все більш та більш настирливо постає питання і про встановлення спільної мови та запровадження виразності в вельми запутану класифікацію та номенклатуру фракцій механічної аналізи. Разом із тим, методика механічної аналізи, застосована в обсяг геологічних дисциплін із ґрунтознавства, достатньою мірою ще не встановлена; ще багато метод ґрунтової механічної аналізи потребує переробки та перевірки у вживанні їх під час дослідів сучасних осадів та осадових порід гірських. Різноманітність метод та класифікацій, запозичених у ґрунтознавстві, за сучасного нагромадження даних, що все збільшуються, загрожує тим, що ці дані залишатимуться без порівняння, і багато праць потребуватимуть нової переробки. Отже, виникає нагальна потреба умовитися щодо деяких спірних питань. Нині попереднє пророблення матеріялу переводиться в кількох установах і працює комісія при Державному Гідрологічному Інституті в Ленінграді, при Ленінградському відділі Геологічного Комітету. Нещодавно закінчила свою працю, зформована за ініціативою автора цієї статті, комісія на механічну аналізу при Державному Океанографічному (кол. Морському Науковому Ін-ті) Інституті в Москві²⁾. Своєчасність постановки цього питання

¹⁾ С. К. Wentworth. A scale of grade and class terms for clastic sediments. Journ. Geol., XXX, 5, 391, 1922.

²⁾ М. В. Кленова. Отчет о работе комиссии по механическому анализу при Гос. Океанографическом Институте. Булл. Океаногр. Ин-та.

відзначено в резолюції 2 Всесоюзного Гідрологічного З'їзду на доповідь К. М. Дерюгіна³⁾ та в резолюції 3 Геологічного З'їзду в Ташкенті на доповідь автора цієї статті⁴⁾.

Механічній аналізі підпадає, звичайно, вельми складний матеріал, що в ньому, міркуючи теоретично, є зерна всіх можливих між даними межами величин, найрізноманітнішої питомої ваги та найрозмаїтішого ступеня агрегатності. Складність вихідного матеріалу примушує найперше замислитись над вимогами, що ми їх ставимо до механічної аналізи, та над метою переведення її. Вимоги до механічної аналізи можуть бути двоякі, — з одного боку найточніше зображення, механічного складу осаду, породи, ґрунту; в другого боку, одержання окремих фракцій з метою дальшого дослідження їх. Мета механічної аналізи може бути значно різноманітніша. Механічний склад осаду конче треба знати, щоб викрити фактори його утворення: вплив швидкості течії вітру, рельєфу басейнового дна; щоб з'ясувати залежність між механічним складом та фізико-хімічними процесами, щоб дізнатися про механічні властивості породи під час вивчення силікатної сировини, будівельного ґрунту тощо, щоб дослідити рухи наносів по річках та щоб визначити тонкість розмолу, тобто механічний склад штучних виробів промисловості. Кожне завдання механічної аналізи потребує своєї методики і самої аналізи і попереднього підготування матеріалу; щоб досягти цілковитої ясності, конче треба в кожному окремому випадку умовитись, про яку саме аналізу річ ведеться: чи ми маємо вивчати механічний склад природного матеріалу саме в тому його стані, як він є в природі, тобто за наявності не тільки цілих часток одностайного хімічного (мінералогічного) складу, але й всіляких мікроскопічних агрегатів (агрегатна аналіза), чи ми маємо на меті зруйнувати геть усі агрегати й одержати механічний склад не природного тіла, а його штучного похідного (елементарна аналіза). Звичайно, маючи на меті літологічне вивчення породи, коли ми на підставі механічного складу осаду намагаємось робити ті чи ті припущення щодо його генези, конче треба зберегти природний механічний склад осаду, а попереднє підготування предмету до аналізу мусить бути переведене якнайделікатніш. Для сучасних осадів у цьому випадкові досить буде тільки намочити річ на одну добу в воді, а у випадку наявності великої кількості органічної речовини та потреби роз'єднання її на частки менш як 0,01 мм — кип'ятіння на протязі певного часу; про довготривалість кип'ятіння конче треба умовитись. Комісія Океанографічного Інституту вживає кип'ятіння на протязі однієї години.

Для пухких копалинних осадів такого підготування буде цілком досить для пісків та пілуватих порід досить намочування, для глин слушним буде кип'ятіння; коли трапиться потреба перевірити, добре буде повторити кип'ятіння після відокремлення фракції менш як 0,01 мм, щоб переконавшись, що вона повною мірою відокремилася. Під час аналізу цементованих порід та

³⁾ Труды Второго Всесоюзного Гидрологического Съезда в Ленинграде 20 — 27 апреля 1928 г., ч. I, стр. 98.

⁴⁾ Труды Третьего Всесоюзного Геологического Съезда в Ташкенте 20 — 27 сентября 1927 г.: порівн. також В. А. О б р у ч е в: Третий Всесоюзный Геологический Съезд в Ташкенте. Геологический Вестник, VI, 4 — 6, стр. 61, 1928.

потреби з'ясувати механічний склад вихідного матеріалу, підготування предмету до аналізу повинно сходити до розчину цементу. Та сама комісія визнала доцільним уживати на холоді 5% соляної кислоти за наявності карбонатного цементу, 10% розчину соди при 100° за наявності опалового цементу.

Усіх вищеперелічених способів готування предмету до аналізу можна вживати також і для аналізу, що робиться з метою з'ясування якості силікатної сировини, руху наносів тощо; але, з'ясовуючи питання фізико-хімічного порядку, доводиться все частіш вводити дослідження властивостей кольоїдної частини осаду чи породи; і з цією метою доводиться вживати і складніших способів дезагрегації, частково хімічних, з кінцевим обрахуванням розчиненої речовини та неодмінною вказівкою на спосіб попереднього оброблення та на ту мету, з-за якої аналіза робилася. Звичайно, дані такої елементарної аналізи здебільшого не можуть бути порівняні безпосередньо з даними агрегатної аналізи. Нині в нашій лабораторії проробляють питання про вплив хімічного оброблення матеріалу на механічний склад грубо-дисперсної частини осаду та про можливість порівняння, точніше сказати — про межі, що в них можна порівнювати дані агрегатної та елементарної аналізи.

Численні методи механічної аналізи, що відомі тепер, можна розподілити на дві групи ⁵⁾. Одна з них дає до рук дослідників окремі фракції: методи фракційної аналізи, як от Осборна, Шене, Сабаніна та низка інших метод відмулювання у стоячій та текучій воді. Друга група метод у наслідок аналізи дає низку величин, що на їх основі можна побудувати криву механічного складу породи та вирахувати кількість окремих фракцій — методи безперервної аналізи Глушкова, Свен-Одена, Вігнера та ін. Видозміна методи цього останнього, що її запропонував Гесснер, дає безпосередньо криву механічного складу породи, що її зазначає самозаписувач. Хоч і як привабливі методи безперервної аналізи, та проте доводиться відзначити ось яку ваду, що властива буде усім цим методам: немає методи безперервної аналізи, що давала б змогу розділяти зерна якого завгодно розміру. Більшість цих метод надається тільки задля вельми обмеженого обсягу: так, наприклад, методи Глушкова вживаються до пісків, методи Вігнера та ін. до часток менш як 0,01 мм. Для аналізи більшості зразків доводиться, вживаючи методи безперервної аналізи, удаватися до тої чи іншої методи фракційної аналізи, яка, таким чином, має універсальніше значення.

Отже, становить кінцеву потребу умовитись щодо меж тих фракцій, що на них буде поділена проба. Зрозуміло, що встановлення якихось загальноживаних меж не повинно в'язати дослідника, коли йому, як покаже хід його праці, треба буде поділити на більше число

⁵⁾ Огляд цих метод зроблено у працях: А. Зильберманц и М. Кленова. О новых методах механического анализа и классификации фракций. Тр. Института Прикладной Минералогии. Вып. 29, М., 1927, и С. В. Астапов. Очерки по изучению физических свойств почв. Тр. Гос. Ин-та с.-х. мелiorации. Москва, 1928.

фракцій; так само воно не повинно становити перешкод до застосування в тій чи тій дільниці методи безперервної аналізи, тобто до поділу на максимальне можливе число фракцій. Межі, що про них треба умовитись, мусять мати тільки характер мінімуму, що його ставиться до кожної аналізи, щоб порівняти її з даними інших дослідників. Буде цілком слушним, як це зазначав свого часу ще Я. В. Самойлов²⁾, коли буде дві схеми, що класти-муться одна на одну, — одна схема з дрібнішими, а друга з грубішими поділами. Укладаючи в одну зведену таблицю⁶⁾ найпоширеніші, запропоновані від різних авторів, схеми, ми матимемо наочне уявлення про межі, що найбільш поширені: саме такими буде більшість меж з десятковим відношенням, а саме 1 мм, 0,1 мм, 0,01 мм. Десяткове співвідношення окремих меж фракцій має ту перевагу, що дає можливість під час побудування кривої механічного складу користуватися з логаритмів цих величин та заводити на одну криву всю різноманітність механічного складу осаду.

Схема, що її ухвалила комісія механічної аналізи при Держ. Океанографічному Інституті, подається нижче, її побудовано саме за вищевказаною ознакою. Питання про встановлення єдиної класифікації фракцій може бути розв'язане безболізно шляхом незначних обопільних поступок — як з боку прибічників безперервної, так і з боку прихильників фракційної методи аналізи; та значно гірше стоїть справа з номенклатурою. Такі найменування, як „пісок“, „глина“, „мул“, „пил“ суть загальноновживані терміни для визначення окремих фракцій, але їхній зміст стало не встановлено і різні дослідники по-різному їх беруть. Із цих слів-термінів найсталіше розуміння має „пісок“, цієї назви вживає більшість дослідників для визначення фракції 1,0 — 0,1 мм. Щодо наступної за величиною фракції 0,1 — 0,01 мм, то тут уживають дрібний або „вельми дрібний пісок“ (Туле), „мул“ (Дерюгін) 0,05 — 0,01 мм⁷⁾, „пил“ (Вільямс) та інші ґрунтознавці. Ця фракція в англійській та американській літературі має назву „сильта“ (silt). Слово „сильт“ можна було б вживати з успіхом для визначення фракції 0,1 — 0,01 мм, тим паче, що в це слово не вкладається звичайно жадного генетичного уявлення. Таким самим нейтральним, але досить зрозумілим терміном буде термін „пеліт“ задля визначення фракції менше як 0,01 мм; на цім терміні й стала Комісія Державного Океанографічного Інституту, відкинувши, як фракційну назву, слово „глина“, бо під цим словом найчастіше розуміється порода певного механічного складу.

Для фракції $> 1,0$ мм Комісія Океанографічного Інституту ухвалила назву „гравій“ і горішню межу для гравію ухвалено 10,0 мм; вище цієї межі вже буде ріняк (щебень). Межу гравію 1,0 — 10,0 мм заведено з гідрографії і це дає можливість безпосередньо користуватись морськими мапами з літологічною метою. Як загальноновживані межі на морських мапах є ще дві постійних межі — на 3 см, це на дрібну рінь, що відповідає розмірові отвору звичайного глибоміра на суднах цілого світу, та 30 см на наметні,

⁶⁾ В. А. Зильберманц и М. В. Кленова, і. с., стр. 40.

⁷⁾ К. М. Дерюгін. Фауна Білого моря і условия ее существования. Иссл. морей СССР. Вып. 7—8, стр. 185, Ленинград, 1928.

бо це становить межу для якірної стоянки⁸⁾. Проте, ці межі не суть основні й за виложеними вище міркуваннями не обов'язкові. Завести їх буде слушним для дрібної ріні та дрібних наметнів, не збільшуючи основної межі для наметнів 10 см, звичайної для геологічних дисциплін.

Ціла схема матиме, таким чином, ось який вигляд:

> 100 мм (10 см) наметні,	10 см — 30 см дрібні наметні
	> 30 см наметні
10 — 100 мм (1,0—10 см) ріняк для обкачених, жорства для кутуватих зерен	100 — 50 мм грубий 50 — 30 мм середній 30 — 10 мм дрібний
1,0 — 10 мм (0,1—1,0 см) гравій (нарінок)	10 — 5 мм грубий 5 — 2 мм середній 1 — 2 мм дрібний
0,1 — 1,0 мм (0,01—0,1 см) пісок	1,0 — 0,5 мм грубий 0,5 — 0,25 мм середній 0,25 — 0,10 мм дрібний
0,01 — 0,1 мм (0,001—0,01 см) сільт	0,1 — 0,05 мм сільт 0,05 — 0,01 мм дрібний сільт
< 0,01 мм (< 0,001 см) пеліт	0,01 — 0,001 мм грубий пеліт < 0,001 мм пеліт

Жадна з існуючих нині численних метод механічної аналізи не дає можливості поділити частини всіх вищевказаних розмірів за допомогою одного якогось приладу і для аналізу природного матеріалу, що розміри його часток коливаються в широких межах, доводиться вживати звичайно комбінації різних методів. Найуніверсальніше значення має ситова аналіза, але, вживаючи навіть її з сучасними американськими наборами сит, ми не маємо змоги поділити матеріал менш як 0,05 мм, бо млинарські сита з шовкового газу, що мають діаметр отвору на 0,01 мм, непридатні для аналізу породи, бо їм бракує міцності. Окрім того, ситова аналіза, особливо дрібних фракцій, визначається великою неточністю завдяки нерівномірному розтягання сітки мідної тканини, що її звичайно вживають⁹⁾, а тому користування ситовою аналізою доводиться обмежувати хіба тільки для фракції піску, — тут ситова аналіза буде єдиною методою фракційної аналізи. Методи безперервної аналізи, запропоновані від В. Г. Глушкова, вельми цікаві, але вони не мають поки що широкого вживання й потребують методичного пророблення, щоб можна було порівняти їх із звичайними методами. Велике майбутнє чекає на польову методу В. Г. Глушкова¹⁰⁾, що дає змогу виміряти обсяг часток піску, що осіли в певну одиницю часу та що дозволить робити аналізи масового матеріалу, що не потребує ідеальної точності; ця метода дає водночас і картину

⁸⁾ П. В. Мессер. Навигационная характеристика морских прибрежных грунтов. Зап. по гидрографии. Т. 59, стр. 14.

⁹⁾ С. В. Астапов, і. с., стр. 5.

¹⁰⁾ В. Г. Глушков. Новые методы механического анализа. Тр. Почвенного Института им. Докучаева, вып. 3 — 4, стр. 325.

механічного складу осаду, потрібну задля його найменування, заведення на мапу та задля попередніх висновків.

Як і всі інші методи фракційної аналізи, ситова метода дає можливість зображувати наслідки аналізи графічно, в формі кривої механічного складу; міркуючи теоретично, саме в кривих ми можемо мати низку прикмет, достатніх для порівняння аналіз між собою. Експериментальний матеріал покищо недостатній для остаточного розв'язування питання про абсолютну вагу кривих, одержаних різними способами. Тут ще мається чимала робота. А втім загальний характер кривих, накреслених, наприклад, за методом Глушкова, коли по осі абсцис відкладається час падіння, а по осі ординатів гідравлічна грубина часток у міліметрах на секунду, та кривих, накреслених за методом Бекера¹¹⁾, коли фракційною залежністю пов'язується розмір зерна та вагова кількість тієї чи тієї фракції, можна гадати, що графічне зображення дасть змогу погодити ситову та безперервну аналізи та шляхом заведення певних коефіцієнтів дозволить переходити від однієї системи зображення до іншої.

Нижча межа в уживанні ситової аналізи буде 0.1 мм. Низка нескладних обачностей, — як от уживання сит з округлими отворами, достатня (звичайно близько 100 г) пайка навантаження дозволяють значно збільшити точність ситової аналізи. Як показали статистичні оброблення даних нашої лабораторії, розходження в двох рівнобіжних визначеннях дорівнює пересічно 0,8% і не повинно перевищувати 2,5%¹²⁾. Методи, що їх розробляють у Гідрологічному Інституті, не передбачають поділу матеріалу за розміром часток, а за вихідну ознаку мається брати гідравлічну грубину. Спосіб зображення механічного складу за гідравлічною грубиною приваблює увагу й деяких літологів, бо під час дослідження осадів набирає чималого інтересу безпосередня уява сили потоку, що відкладав даний осад. А проте, не слід забувати, що розуміння гідравлічної грубини, що одержується в лабораторії, далеко не цілком відповідає правдивій гідравлічній грубині часток осаду в природних умовах, а тому ця гідравлічна грубина буде значною мірою умовна. Для осадів водного походження такому розумінню можна надати конкретного змісту; щождо осадів еолового походження, то тут доводиться заводити нове розуміння — розуміння „аеральної грубини“¹³⁾. Для копальних осадів, що їх генеза часто й густо з'ясовуватиметься тільки по їх літологічному дослідженні, доведеться, очевидно, заводити подвійний спосіб означення — за гідравлічною та аеральною грубиною. Для зцементованих осадів, що для них діаметр зерен визначається безпосередньо вимірюванням, доведеться, очевидно, залишити класифікацію за розміром зерен. Отже, запровадження зображення механічного складу виключно за гідравлічною грубиною матиме цілу низку незручностей і ще збільшить існуючу розбіжність. Визнаючи та-

¹¹⁾ H. Baker. Investigation of the Mechanical Constitution of loose Arenaceous Sediments by the Method of Elutriation. Geol. Mag. 1920, LVII.

¹²⁾ М. В. К л е н о в а. К методике механического анализа. Ч. 2. Ситовой анализ. Тр. Н.-Иссл. Ин-та Минералогии при 1 МГУ.

¹³⁾ В. Г. Г л у ш к о в, 1. с., стр. 329.

ким чином за гідравлічною грубиною певне значення, як за вельми важливим елементом до характеристики осаду, ми мусимо вважати його допоміжним чинником, як, наприклад, питома поверхня Цункера¹⁴⁾. У діаметрі ж зерен ми маємо, навпаки, об'єктивну ознаку, значно універсальнішого значення, що дає можливість переходити одночасно і до якої завгодно іншої ознаки, як от гідравлічної, аеральної габрину, питомої поверхні тощо.

Розуміється, що в понятті діаметра часток треба розуміти правдивий діаметр, виміряний за допомогою мікроскопа з мікрометренним окуляром, а не ті умовні діаметри, що становлять приховане виявлення розуміння гідравлічної габрину, що їх добувають застосованням усіх метод відмулювання без контролю мікроскопа, а вживаючи тільки різних швидкостей руху води або височини стовпа рідини.

До поділу на фракції часток сільта вживають численних метод відмулювання в течній і стоячій воді. Швидкість, що її пропонують різні автори задля відокремлення часток того ж самого розміру, — різна і дає такі наслідки, що їх аніяк не можна порівнювати між собою¹⁵⁾. Контроль з боку мікроскопа становить конечну умову одержання порівняльного матеріалу з часток 0,1—0,01 мм. Для дрібніших часток цілком надійні наслідки дає формула Стокса. Треба, проте, пам'ятати, що розмір діаметра частки, одержаний на підставі формули Стокса, стосується до часток сферичної форми і за наявности часток різної форми відповідає пересічному ефективному діаметрові. Для часток грубіших за 0,01 мм формула Стокса потребує істотних поправок та цілої низки обачностей, що їх тяжко завбачити та уникнути в звичайних лабораторних обставинах. Жадна з запропонованих формул не дає правдивого ходу всіх часток у рідині для часток різної питомої ваги того складного мінерального тіла, що підпадає аналізі; ні в одній аналізі, за винятком метод за застосованням у них контролю мікроскопа, ми не маємо даних, що відповідали б природному механічному складові матеріалу, що аналізується. Уся решта особливостей методики (Осборн, Шене, Сабанін та ін.) не мають істотної ваги. Першою-ліпшою методою можна осягти дані, що відповідатимуть природному механічному складові осаду, варіюючи височину стовпа рідини, швидкість відмулювання, кількість зливів. Завівши мікроскопічний контроль, перевага деяких метод у розумінні швидкості, простоти, зручності мусить відпасти, але як наслідок ми одержимо порівнювальні між собою дані, що відповідатимуть правдивому складові осаду остільки, оскільки це можливе за сучасного стану нашої техніки. Нині, дістаючи способом Сабаніна (без контролю від мікроскопа) фракцію < 0,01 мм, ми не можемо порівнювати наслідки аналізи з наслідками, здобутими якимсь іншим способом; перевіряючи розмір часток мікроскопом, ми переконуємось, що до цієї фракції потрапили частки щонайрізноманітнішої великості і, таким чином, робити якісь порівняльні висновки, побудовані на розмірах часток, заналізованих за методою Сабаніна, аніяк не можна. Одержані числа не

¹⁴⁾ E. Zunker. Die Bestimmung der spezifischen Oberfläche des Bodens. Landwirtschaftliche Jahrbücher. VIII, 2, 189, 1923.

¹⁵⁾ С. В. Астапов, і. с., стр. 11.

відповідають механічному складу породи. Для кожної даної установки конче треба встановити на певному матеріалі основну швидкість падіння, терміни та кількість зливів за допомогою мікроскопа. Під час переведення самої аналізи контролю мікроскопа можна звести до мінімуму, тобто обмежитись тільки перевіркою щодо цілковитого поділу часток. Це надасть достатньої точности методи за ціну незначного розмірно ускладнення методики і дасть можливість одержувати порівняльні дані¹⁶⁾.

За вживання мікроскопічного контролю доведеться, очевидно, для різного матеріалу вживати й різну кількість зливів та різний протяг часу на відмлювання; але за попередньої установки приладу це знов таки не становитиме значних труднощів і не викликатиме ускладнення, в кожному разі це оплатиться більшою точністю праці. Частки сільту це така ділянка, що до неї не можна застосувати існуючі методи безперервної аналізи, бож методи Глушкова уживаються до пісків, методи Вігнера, Свен-Одена та ін. — до пелітових часток і тільки деякі з цих метод захоплюють і обсяг 0,01—0,05 мм (метода Робінсона), даючи, проте, для цих часток гірші наслідки, ніж для дрібних часток. З метою літологічного вивчення породи поділ цих часток доконче треба робити, бо в багатьох осадах цей матеріал домінує. Межа 0,05 мм вельми важлива для дальшого оброблення матеріалу, частки грубіші за цей розмір легко даються поділяти їх важкими рідинами та виготовляти шліфи з пужкого матеріалу. Щодо часток дрібного сільту, то для його мікроскопічного дослідження доводиться обмежуватись препаратами в зернах, а поділяючи частки важкою рідиною, вживати центрофугування.

Для пелітових часток контроль мікроскопа губить своє домінуюче значення, бо як зазначає ціла низка дослідників, що переводили перевірку формули Стокса стосовно до ґрунтової суспенсії, для цих часток вона дає цілком надійні наслідки. Для дрібніших часток контроль мікроскопа попросту не надається, бо за існуючих збільшень мікроскопа не дає можливости виміряти діаметр частки. За дослідями С. В. Астапова з числа безперервних метод механічної аналізи для часток $< 0,01$ мм добрі наслідки для ґрунтів дає метода піпетки (Робінсона); ця метода потребує простої розмірно апаратури й дає можливість робити масові аналізи¹⁷⁾.

Уживання цієї методи для дослідження над сучасними та копальними осадами потребує попереднього методичного пророблення, бо під час аналізи ґрунтів цієї методи вживають після хемічного оброблення матеріалу, а це для літологічного дослідження небажано.

На випадок потреби одержання окремих фракцій пеліту єдиною надійною методою буде одстоювання в посудинах з водою, користуючись із формули Стокса для встановлення часу на зливання.

Номенклятура осадів щодо механічного складу так само невиразна, як і номенклятура фракцій механічної аналізи. Конче потрібно й тут прийняти

¹⁶⁾ Про методику Осборна з уживанням мікроскопічного контролю див. М. В. Клевава — К методике механического анализа осадков. Тр. Н.-Иссл. Ин-та Минералогии 1 МГУ, вып. 5, М., 1926.

¹⁷⁾ І. с., стр. 49.

якусь схему, що дала б змогу встановити спільну мову задля низки дисциплін про копальні та сучасні осади. Найтрудніша справа тут полягає у великій різноманітності спеціальностей, що цим зацікавлені. З одного боку, раціональна номенклатура зацікавлює гідрографів, що складають морські мапи, гідробіологів, що вивчають поширення днової фауни в зв'язку з ґрунтом, океанографів та лімологів, що для них сучасні осади водоймів становлять один з елементів, що входить у загальну картину басейну. З другого боку, в геології та літології копальних та сучасних осадів у зв'язку з поширенням інтересу до дослідів над осадовими гірськими породами, у зв'язку із збільшеними вимогами з боку техніки, все більш відчувається потреба встановлення сталої номенклатури, заснованої на точних кількісних співвідношеннях. Уложення геологічної мапи четвертинних покладів, уложення літологічної мапи²²⁾ потребують раціонально уложеної легенди. У цій царині має відбутися ще велика праця.

Було б недоцільно обстоювати одну номенклатуру і для сучасних і для копальних осадів, бо завдяки великій різноманітності зацікавлених у цьому фахів дійти згоди між ними буде вельми трудно. Більше шансів на загальне визнання може мати система номенклатур, заснована на одних і тих же числових межах, але з різними найменуваннями для сучасних та копальних осадів. Комісія Державного Океанографічного Інституту й пішла цим шляхом, ухваливши такі підвалини номенклатури осадів для механічної аналізи. За основу береться кількість пелітових часток та піску разом із сільтом. Коли часток, менших за 0,01 мм, буде понад 50%, копальний осад зветься глиною, а сучасний — глинястим мулом; за 50—30% фракції < 0,01 мм буде відповідно суглинки та мул; 30—10% дрібної фракції — пісковина та піскуватий мул; 5—10% — глинястий пісок та мулкий пісок; менш як 5% дрібної фракції — пісок. Для означення ступеня одностайності матеріалу за наявності грубших часток уживається прикметника „грубий“, за відсутності їх — „тонкий“. Велика кількість часток сільту, що надає пілуватої структури, визначається словом „пілуватий“.

Ця номенклатура не має, звісно, генетичного характеру, а тільки суто морфологічний і становить попереднє розв'язання питання; остаточно розв'язати це питання мусять на відповідних з'їздах.

Мета цієї статті поставити на порядок денний питання раціональної класифікації фракцій механічної аналізи та одности в методиці в межах, що потрібні для порівняння між собою даних, одержуваних окремими дослідниками. Нагромодження незрівняльних даних гальмує розвиток літологічного вивчення сучасних та копальних осадів, а також об'єднання існуючих схем та класифікацій; отже, усунення метод, що дають незрівняльні з іншими наслідки, становить невідкладне завдання нинішнього дня. Це завдання можна повною мірою й безболісно розв'язати, коли всі зацікавлені сторони матимуть за мету не проведення в життя своєї методи та своєї класифікації, а підуть на поступки та погодяться з деякими основними засадами. Номенклатура для загального вживання мусить бути проста та зручна і властивості та співвідношення, що братимуться як підстава, повинні бути легко знайдені макроскопічно, бо ж у противному разі польова характери-

стика породи буде сильно різнитися з лабораторною. Докладну характеристику мусить давати аналіза і її слід виявляти в формі відсотка; це не виключає, звісно, вживання різних перерахунків, коефіцієнтів та графіків. Проте, зображуючи аналізу, треба мати на увазі, щоб кожен, хто забажає скористатися з аналізу, мав змогу перерахувати її, в залежності від своїх потреб, а це можливе тільки за наявності аналізу в оригінальному вигляді. Номенклатура, запропонована до загального користування, не повинна бути занадто нескладною; велику кількість підподілів можна легко зробити на підставі даних аналізу та різних перерахунків у кожному окремому випадку. З цього боку математично обґрунтовані вельми цікаві підподіли В. Г. Глушкова, засновані на типах кривих, класифікація Б. Б. Полинова¹⁸⁾, побудована в вигляді формул механічного складу й навіть простіша тричленна номенклатура Дерюгіна¹⁹⁾, що для означення породи потребує переведення аналізу, — наваряд щоб легко увійшли в загальне вживання їх; простіша класифікація, але така, що відповідає макроскопічним властивостям породи, скоріш може сподіватися на загальне визнання. Визнаючи недосконалість за вищевикладеною класифікацією, доводиться визнати життєвим той принцип двочленового поділу, що його запропонував Г. Ф. Мірчинк у Бюрі четвертинних покладів Геологічного Комітету і прийняла Комісія Державного Океанографічного Інституту²⁰⁾.

SUMMARY

C. K. Wentworth*) is quite right in stating that mechanical analysis must precede the determination and exact denomination of the sediment, the same as microscopic investigation precedes the determination of volcanic rocks.

In regard to the classification and nomenclature of some fractions of the mechanical analysis there is considerable confusion. The method derived from soil investigation is not quite established, and many methods of mechanical soil analysis require to be thoroughly revised, when being applied to the research on present day mineral sediments.

It is absolutely necessary to come to an agreement about some disputable points and high time to elucidate them, as was pointed out in the resolutions, which the 2-nd general Hydrological Conference and the 3-rd Geological Meeting in Tashkent passed on K. M. Deriugin's³⁾ and the present writer's reports⁴⁾.

¹⁸⁾ Б. Б. Полинков. К вопросу о классификации пластических грунтов. Известия Научно-Мелиорационного Института НКЗ. Вып. XIX, Лгр., 1929.

¹⁹⁾ Дерюгин, І. с., стр. 186.

²⁰⁾ Протокол № 9 Комиссии для выработки Инструкции по составлению карты послетричных отложений от 13 апреля 1925 г.

²¹⁾ Я. В. Самойлов. К вопросу о единстве механической характеристики осадочных пород. Тр. Ин-та Прикладной Минералогии. Вып. 29, М., 1926.

²²⁾ Л. В. Пустовалов. О новых путях геологии и о литологической карте СССР.

*) „Literature cited“ see in the Ukrainian text.

Lately the Committee for mechanical analysis at the State Oceanographical Institute has completed its work; the committees at the Hydrological Institute and at the Quaternary Layers Bureau of the Geological Committee are working at this problem.

There should be worked out an international system of nomenclature and classification in order to compare data of different authors. Mechanical analysis is made, on one hand, in view to give the most exact picture of the mechanical composition of the sediments, rocks and soils and on the other hand, to obtain individual fractions for further investigation. Therefore it is indispensable to know the mechanical composition of the sediments, in order to reveal the factors of their formation,—the influence of the velocity of the current, of the wind, the profile of the bottom of the basin; to explain the interdependence of mechanical composition and physico-chemical processes, to show the mechanical properties of rock in studying the raw silicate of building ground, etc; to investigate the motion of the alluvium in the rivers and to determine the fineness of the grinding,—i. e. the mechanical composition of artificial products of industry.

Every problem of mechanical analysis requires an individual method both for the analysis and for the preliminary preparation of the material.

To make it quite plain, one has to agree, in every case, what mechanical analysis is spoken of: whether we intend investigating the mechanical composition of the material in its natural condition, in which it is to be found in nature, i. e. whether it contains not only entire particles of homogeneous chemical (mineralogical) composition, but different microscopical aggregates (aggregate analysis), or we wish to desintegrate all of the aggregates present, and obtain a mechanical composition not of a natural body, but of its artificial derivate (elementary analysis).

If for purposes of lithological study of rock we endeavour to make such or other suggestions as to its genesis based on the mechanical composition of the sediment, it is necessary to preserve the natural mechanical composition of the sediment, and the preliminary treatment of the material for the analysis must be as delicate as possible. The Committee of the State Oceanographical Institute has adopted twenty four hours' soaking for present day sediments; the same for loose fossils; for clays an hour's boiling; the rocks with carbonated cement are treated by cold 5 per cent muriatic acid; the rocks with opal cement — by 10 per cent solution of soda at 100° C.

To separate the colloid portion of the sediment or rocks more complicated methods of desaggregation have to be employed, partly chemical, taking into exact account substances dissolved during the process; it is likewise necessary to state the method of preliminary treatment, and the purpose, for which the analysis has been performed.

It is evident, that the results of such elementary analysis, cannot for the most part be compared with data of aggregate analysis.

At present, we work in our laboratory, on the subject of the influence of chemical treatment of the material on the mechanical composition of the coarse dispersed portion of the sediments, and of the possibility of comparison, or, more

exactly, about the limits, within which the data of aggregate and elementary analysis may be compared. The numerous methods of mechanical analysis, known at present, fall in two groups (5). Some of them yield to the investigator separate fractions: methods of fractionary analysis, as for instance those of Osborn, Shene, Sabanin, Atterberg and a number of other methods of elutriation in stagnant or running water. Another group of methods give, as a method of analysis, a series of values, which serve as a basis for drawing the curve of the mechanical composition of rocks and for calculating the number of individual fractions:—methods of contiguous analysis, of Gloushkov, Sven-Oden, Wiegner, and others. A modification of the latter, suggested by Gesner, gives directly the curve of the mechanical composition of the rocks drawn by a recording apparatus. In spite of all the attractiveness of the continuous analysis method, we must point out its following defect inherent to all these methods: there are no methods of continuous analysis, permitting to separate grains not uniform in size. Most of them are valid, but in very narrow limits. Thus the methods of Gloushkov are being applied to sands; the methods of Wiegner and others—for particles smaller than 0,01 mm. For investigating the greatest part of soil samples by the method of continuous analysis one must use some method of fractionary analysis, those being more universal.

Therefore an agreement is to be reached as to the limits of the fractions, in which the sample should be divided. Of course it would be wrong to set any general limitations to the investigator, if his work requires the division into a greater number of fractions. So it will not prevent him to apply, in some parts, the method of the continuous analysis, viz., the division in the maximum possible number of fractions: The limits, about which one has to agree, must have the character of a minimum, required from every analysis, so that it may be compared with the data of other investigators. It seems convenient, as J. V. Samoylov²¹⁾ has already stated, to draw two schemes, embracing one another,—one with smaller, the other with bigger subdivisions. By tabulating in one table⁶⁾ the mostly used schemes of different authors, we obtain a clear aspect of the limits mostly used. As such appear the majority of decimal ratio limits, for instance: 1 mm. 0,1 mm. 0,01 mm. The decimal ratio of limits of fractions have the advantage, that it enables us when drawing the curve of mechanical composition to use logarithms of these quantities and show in the same curve the whole variety of the mechanical composition of the rocks. The scheme, adopted by the Committee for mechanical analysis at the State Oceanographical Institute, is shown below; it is based on the above mentioned character.

> 100 mm (10 cm) — boulders,	10 — 30 cm — pebbles
	> 30 cm boulders.
10 — 100 mm (1,0—10 cm) shingle	100 — 50 mm coarse
for round, rubble for angular	50 — 30 mm medium
grains.	30 — 10 mm fine
1,0 — 10 mm (0,1—1,0 cm) — gravel	10 — 5 mm coarse
	5 — 2 mm medium
	1 — 2 mm fine

0,1 — 1,0 mm (0,01—0,1 cm) — sand	1,0 — 0,5 mm coarse
	0,5 — 0,25 mm medium
	0,25 — 0,10 mm fine
0,01 — 0,1 mm (0,001—0,01 cm) — silt	0,1 — 0,05 mm silt
	0,05 — 0,01 mm fine silt
< 0,01 mm (< 0,001 cm) pelit	0,1 — 0,001 mm coarse pelit
	< 0,001 mm pelit

Not a single of the numerous methods known at present, permits of separating particles of the whole of the abovementioned dimensions by the aid of one single apparatus and, usually, for the analysis of the natural material with particles widely varying in size one is obliged to apply combinations of different methods.

For sand particles the sifting analysis is applied. The lowest limit of the sifting analysis is 0,1 mm. The finest sifters of mill gauze cannot be used for the analysis of rocks. Sifters of copper tissue, with holes of small dimensions are promptly elongated and yield unaccurate results.

Several simple precautions, for instance the employment of sifters with round holes, a sufficient loading (usually about 100 gr.) permits of enhancing considerably the accuracy of the sifting analysis. As shows the statistic elaboration of our laboratory data the divergence in two parallel definitions averages 0,8 per cent and must not exceed 2,5 per cent¹²⁾.

When using the elutriation method, it was lately suggested to substitute the diameter of particles by the conception of hydraulic size.

The hydraulic size, as it is obtained in laboratories does not correspond to the hydraulic size of the particles of sediments in natural conditions, and is therefore, a conditional quantity. For the sediments of eolian origin the conception of aerial size has then to be introduced. For the fossil sediments, whose genesis can often be elucidated solely after a lithological investigation thereof, one is obliged to introduce a double method of determination: both by hydraulic and by aerial size. For cemented sediments, for which the diameter of the grains is determined by direct measurement, we are, evidently, obliged to retain the classification by the grain dimensions. Thus, the introduction of the description of the mechanical composition by hydraulic size, exclusively, will bring about many inconveniences. Therefore though admitting all the importance of the hydraulic size, as a very important element for characterising the sediments, we must consider it an auxiliary factor, such as for instance the specific surface of Zunker¹⁴⁾. In the grain diameter we have on the contrary, an objective character of more universal importance, permitting, at the same time, of passing to any other feature, as hydraulic, or aerial size, specific surface etc.

There is no doubt, that by the diameter of particles we must understand the real diameter, measured under a microscope with a micrometric ocular, and not those conventional diameters, which are a hidden expression of hydraulic size and which are obtained by all methods of elutriation without the use of microscope control with application of different velocities of water currents or height of the liquid column. In order to

divide into fractions the particles of silt, numerous methods of elutriation in running and stagnant water are being used. The velocities, proposed by different authors in order to separate particles of the same size are dissimilar, and yield incomparable results¹⁵). The microscopic control is quite indispensable for obtaining the comparative material of particles 0,1—0,01 mm in size. The rest of outstanding features in the methods (Osborn, Shene, Sabanin, Atterberg, Thoulet and others) are of no essential importance. By every method we can obtain results in conformity to the natural mechanical composition of the sediments by varying the height of the liquid's column, the rapidity of the elutriation, the number of decantations. When using the microscopical control, the advantage of some methods in the way of rapidity, simplicity, and easiness will vanish, but, in consequence, we shall obtain comparable results corresponding to the actual composition of the sediment, as far as this is possible, with the aid of modern technique. At present, when obtaining, for instance, a fraction of $< 0,01$ mm. by Thoulet's method, without microscopical control, we cannot compare the results of the analysis with any other; and when verifying the size of the particles by the microscope we find that one fraction happens to contain most different-sized particles. The figures obtained do not correspond to the mechanical composition of the rocks. For each given case it is necessary to determine on well known material the main speed of falling, the terms and the number of decantations, with the help of a microscope. In the very process of analysis it is possible to reduce microscopical control to a minimum, e. i. to ascertain, whether the particles are quite separated. It will give a sufficient precision to the method at the cost of an unimportant complication of the latter, and permit to obtain comparable data¹⁶).

In applying microscopical control, it would be evidently necessary, to apply in case of different material different numbers of decantations and various spaces of time for elutriation.

In respect to pelit particles, the microscopical control loses its predominant importance because as it has been stated by many investigators, who verified Stoke's law as to soil suspensions, it gives quite reliable results for these particles. For smaller particles the microscopic control is quite unapplicable, as the existing magnifications do not enable us to measure the diameter of the particles.

For the pelit particles the Committee of the State Oceanographical Institute has adopted Robinson's method*).

If it be necessary to obtain separate fractions of pelit, the only reliable method is, undoubtedly, that of decantation in a vessel with water, using Stoke's law for determining the time of decantation.

The nomenclature of the sediments, in relation to their mechanical composition, is as vague as is the nomenclature of the fractions of the mechanical analysis. In this respect it is also necessary to adopt a scheme, that would allow to establish a common language for a number of branches of science on fossil and present day sediments.

*) Robinson. „A new method for the mechanical analysis of soils and other dispersions“. Journ. Agr. Sc. V. XII. p. 306—321. 1922.

The greatest obstacle here lies in the variety of specialists who are interested in this field. On one side, a rational nomenclature is of interest to the hydrographers compiling sea-maps, to hydrobiologists when studying the distribution of the bottom's fauna, in connection with soils, to oceanographers and limnologists, for whom the present day sediments of the basins form one of the elements in the general picture of the basin. On the other side in geology and lithology of fossil and present day sediments, in consequence of the growing interest for the exploration of sedimental mineral rocks, and the ever increasing needs of the technique, the necessity of establishing a stable nomenclature based on exact quantitative correlations is being felt ever more and more. Geological mapping of quaternary sediments, and lithological mapping²⁾ requires a rationally compiled legend. In that province much work remains to be done. It does not seem reasonable to insist on the same nomenclature for present day and fossil sediments because, due to the great diversity of specialists concerned, it would be difficult to reach any agreement. A system of nomenclature based on the same numeric limits, only with different denominations for present day and fossil sediments, can have more chances to be generally admitted. The Committee of the State Oceanographical Institute chose this way, and adopted the following rules of nomenclature for sediments in the mechanical analysis. As a basis there is taken the amount of pelit particles and sand together with silt. If the quantity of particles less than 0,01 mm exceeds 50 per cent, the fossil sediment is called clay, the present day one is called clayish silt; 50—30 per cent of fractions 0,01 mm — loam and silt respectively; 30—10 per cent of minute particles — sandy soil and sandy silt; 5—10 per cent clayish sand and silt sand; less than 5% of minute particles is called sand. To indicate the degree of homogeneity of the material with large particles there is applied the adjective „coarse“; when these are absent, it is called „fine“. A great quantity of silt particles, producing a dusty structure, are indicated by the word „dustyish“.

It is clear that such a nomenclature does not involve a genetic character, but only a morphological one being but a preliminary solution of the problem, which is to be definitely settled at respective meetings.

The object of the present article is to raise the question of rational classification of the fractions of mechanical analysis, and of the uniformity of methods in limits necessary for the comparison of the data obtained by individual investigators. The accumulation of incomparable data, obtained by different investigators, hinders the development of lithological research on present day and fossil sediments, the unification of existing schemes and classification; therefore the elimination of methods giving results incomparable with one another is an urgent problem of the day. This problem could be completely and painlessly solved, if all the parties interested did not impose their own methods, and their own classifications, but would make concessions and agree on some fundamental notions. The nomenclature offered for general use, is to be simple and convenient, the characters and correlations accepted as foundation must be easily found out microscopically, for otherwise the field characteristics of the rocks would greatly differ from the laboratory ones. A detailed characteristic must be given by the analysis, which ought to be expressed in a per cent form,

which certainly does not exclude the applying of all kinds of enumerations, coefficients and graphics. Nevertheless, in describing the analysis one has to bear in mind, that every one, who wishes to make use of the analysis should be able to recalculate it in accordance with his needs, which is only possible with the help of the analysis in its authentic form. The nomenclature suggested for general use must not be too voluminous iether, because a great quantity of subdivisions may be easily deduced from the results of the analysis, and from different kinds of enumeration in each individual case.

In spite of all its defects, the nomenclature above mentioned is equal to these requirements.

•

ВСЕУКРАЇНСЬКА АКАДЕМІЯ НАУК

Збірник пам'яті академіка П. А. Тутковського
Т. I. 1931

UKRAINIAN ACADEMY OF SCIENCES

Symposium edited as a Memorial to the Late Academician P. A. Tutkowsky
Vol. I. 1931

В. І. КРОКОС (Київ)

ПАЛЕОПЕДОЛОГІЯ ТА ЇЇ ЗНАЧЕННЯ

W. I. KROKOS (Kyjiv)

DIE PALAOPEDOLOGIE UND IHRE BEDEUTUNG

Як відомо, палеонтологія складається з двох галузів, — палеозоології та палеофітології (палеоботаніки). Палеозоологія вивчає останки копалинних тварин, а палеофітологія — копалинних рослин. Обидві галузі подають надзвичайно цікавий матеріал щодо органічного життя минулих діб земної історії.

Вивчення скам'янілостей разом із вивченням явищ давніх орогенових процесів дозволило розподілити історію землі на окремі ери. Розподіл земної історії на більш-менш окремі відтинки, здебільшого на системи, відділи тощо, базується, головним чином, на детальному вивченні скам'янілостей. Особливої ваги щодо цього набувають так звані „провідні скам'янілості,“ що визначаються широким розповсюдженням у просторі, але обмежені в часі.

Відомо, що переважна кількість скам'янілостей належить морським формам, тому що умови зберегальності останніх сприятливіші, ніж форм суходільних. Тому морські фауни минулих періодів вивчено значно краще, ніж суходільні, в історія органічного світу минулих діб землі буде, власне кажучи, історія водних організмів.

Поверхні давніх суходолів, подібно до сучасних, становили переважно площі руйнації, де працювали процеси звітрення в умовах досить значного доступу повітря. Тому ми не маємо великої надії знайти *in situ* значні останки суходільних організмів. Але, в процесі звітрення поверхні давніх суходолів, поруч із кліматом, брав також участь і органічний світ. В наслідок цих процесів утворювалися ґрунти, а в них відбивалося і тодішній клімат, і тодішній рельєф, і тодішнє життя. Ці поверхні давнього звітрення, або копалинні ґрунти, збереглися серед суходільних покладів, і на них геолог повинен у першу чергу зосередити свою увагу.

Певні сучасні ґрунти зв'язані з певними умовами клімату, рельєфом, а також з певною фльорою та фауною. І навпаки, певний збіг цих факторів становить підставу до постановки певного ґрунту.

Кожний ґрунт, крім указівок на певні фізично-географічні умови щодо його утворення, дає також деякі відомості про органічне життя за часів його постання. Так, чорноземельні ґрунти свідчать про рівнину з певною кількістю атмосферних опадів, про степову рослинність, про степових тварин. Ґрунти попільнякового типу ґрунтоутворення вказують на збільшену кількість атмосферних опадів, на лісову флору та фауну. Таким чином ґрунти є своєрідні біологічні індикатори.

Коли сучасні фізико-географічні та біологічні умови певних ділянок сходу можна вивчати безпосередньо, то в минулій історії землі ці моменти збереглися тільки в копальних ґрунтах. Звідси виникає висока біологічна цінність останніх під час вивчення стратиграфії покладів і тому до палеонтологічних наук, палеозоології та палеофітології приєднується ще третя галузь, а саме наука про копальні ґрунти, або палеопедологія.

У палеозоології та палеоботаніці, поруч із сучасними формами, є такі форми вимерлі, що характеризуються певними ознаками і тому вони вирізняються в окремі види, роди тощо. Вивчення палеопедологічного матеріалу приводить нас до висновку, що поруч із сучасними відмінами ґрунтів, існували такі своєрідні варіанти, які конче потрібно вирізнити в окремі одиниці, що їх не констатовано серед сучасних ґрунтів. Так, року 1928 мені довелося вирізнити серед похованих чорноземельних ґрунтів у четвертинних покладах України відміну „надгрубої“ чорноземлі.

Палеопедологія, як і палеозоологія, не завжди має об'єкт бездоганної зберігальності. Особливо це стосується до копальних ґрунтів передчетвертинної доби. Значно краще збереглися поховані ґрунти четвертинної доби, але й вони, завдяки пізнішим процесам, підпадали деяким змінам. Отже, перш ніж палеопедологом стоїть два важливих завдання: 1) на підставі решток копальних ґрунтів дати уявлення про фізико-географічні та, по можливості, біологічні умови часу їх утворення; 2) уміти відрізнити особливості, що мали копальні ґрунти за часів їх постання від впливів на них пізніших факторів.

Вивчаючи на протязі 20 років копальні ґрунти України, мені довелося зібрати щодо їх характеристики деякий польовий та лабораторний матеріал, що частково був від мене опублікований у багатьох розвідках. Виявилось, що окремі поверхні копальних ґрунтів займають значні площі та досить чітко розмірно відрізняються один від одного, набираючи, таким чином, характер провідних скам'янілостей. Ці особливості дали мені змогу ще року 1916, керуючись характером похованого ґрунту, визначити його вік. З безумовності в'ясувалося видатне значення копальних ґрунтів у стратиграфії четвертинних покладів України.

Нині, коли наша республіка почала складати триверстову геологічну мапу, вивчення копальних ґрунтів четвертинної доби з видимою неминучістю входить на перший план.

* * *

Bekanntlich zerfällt die Paläontologie in zwei Teile: die Paläozoologie und die Paläobotanik, wobei eine dominierende Rolle der ersteren zukommt.

Eine überwiegende Anzahl von Petrefakten gehört zu den maritimen Formen, weil die Konservierungsbedingungen dieser günstiger sind, als die der terrestrischen. Demnach ist auch die vorweltliche Meeresfauna bedeutend besser erforscht, als die terrestrische Fauna und die Geschichte der organischen Vorwelt der Erde ist, genau genommen, eine Geschichte der Wasserorganismen.

Die Oberflächen der Urkontinente repräsentierten ebenso wie die der zeitgenössischen, in der Hauptsache, Zerstörungsflächen, wo sich, unfer Verhältnissen erheblichen Luftzutritts, Verwitterungsprozesse betätigten. Eben deshalb lassen sich in situ, äusserst selten bedeutende Mengen von Überresten terrestrischer Organismen finden.

An den Verwitterungsprozessen der Oberflächen der alten Kontinente nahm jedoch neben dem Klima, auch die organische Welt teil. Als Endergebnis dieser Prozesse, bildeten sich Böden, in denen sich das damalige Klima, das Relief und das Leben widerspiegelten. Diese Oberflächen der Urverwitterung oder die fossilen Böden haben sich im Bestande der kontinentalen oder subaeralen Ablagerungen erhalten und müssen dieselben vom Geologen besonders berücksichtigt werden.

Jeder Boden enthält ausser Hinweisen auf bestimmte physikalisch-geographische Verhältnisse auch einige Angaben über das organische Leben während der Formierung des Bodens. So spricht z. B. Tschernosjom von einer Ebene mit einer bestimmten Menge von atmosphärischen Niederschlägen, von Steppenvegetation und Steppentieren. Böden vom podsoligem Bodenverwitterungstyp weisen auf eine Vermehrung des Quantums der atmosphärischen Niederschläge, auf Waldesflora und Fauna hin. Mithin können die Böden für eigenartige biologische Indikatoren gelten.

Lassen sich nun die zeitgenössischen physikalisch-geographischen Verhältnisse bestimmter Teile der Kontinente unmittelbar erforschen, so haben sich diese Momente in der Geschichte der Vorwelt der Erde nur in den fossilen Böden erhalten. Hierin liegt der hohe biologische Wert der fossilen Böden für die Erforschung der Stratigraphie der kontinentalen Ablagerungen; es kommt mithin zu den paläontologischen Disziplinen — der Paläozoologie und Paläobotanik noch ein dritter Abschnitt hinzu, nämlich die Lehre von den fossilen Böden, oder die Paläopedologie.

In der Paläozoologie und Paläobotanik hat man es, neben Gruppen der Jetztzeit, noch mit abgestorbenen, durch gewisse Merkmale gekennzeichneten Gruppen zu tun, welche dementsprechend in besondere Klassen, Familien u. s. w. aufgeteilt werden. Eine Erforschung des paläopedologischen Materials lässt uns zu dem Schluss gelangen, dass ausser den jetztigen Bodenvarietäten noch eigenartige Varietäten existiert haben, die man als besondere, unter den jetzzeitigen Böden nicht bekannte Einheiten auszusondern hat. So hatte ich 1928 Gelegenheit, unter den fossilen Tschernosjomböden der quartären Ablagerungen der Ukraine die Varietät des „übermächtigen Tschernosjoms“ auszusondern.

Ebenso wie die Paläozoologie und Paläobotanik verfügt auch die Paläopedologie nicht immer über einwandfrei wohlerhaltene Forschungsobjekte. Dies gilt besonders für die fossilen Böden der präquartären Epochen. Viel besser haben sich die fossilen Böden der Quartärperiode erhalten, doch haben auch sie, infolge

von späteren Prozessen, einige Umänderungen erfahren. Es treten daher an den Paläopedologen, zwei wichtige Aufgaben heran: 1. Nach den Überresten der fossilen Böden eine Vorstellung von den physikalisch-geographischen und, wenn möglich, den biologischen Bedingungen ihrer Entstehungsmomente zu gewinnen und 2. Imstande zu sein, die den fossilen Böden zur Zeit ihrer Formation eigenen Merkmale von den durch spätere Faktoren (z. B. Einwirkung der Grundwässer) hervorgerufenen Änderungen zu unterscheiden.

Im Verlaufe meiner zwanzigjährigen Erforschung der fossilen Böden der Ukraine habe ich einiges Feld- und Laboratoriumsmaterial gesammelt, das teilweise von mir zu verschiedenen Zeiten veröffentlicht worden ist. Es hat sich herausgestellt, dass die fossilen Böden bedeutende Areale einnehmen und sich von einander recht distinkt unterscheiden; sie erlangen mithin den Charakter von Leitfossilien. Dieser Umstand verschaffte mir schon 1916 die Möglichkeit, auf Grund des Characters des fossilen Bodens, dessen Alter zu bestimmen. Mit unbedingter Sicherheit hat sich die hervorragende Bedeutung der fossilen Böden für die Stratigraphie der quartären Ablagerungen der Ukraine ergeben. Heute wo eine geologische Karte der Ukraine im Masstabe 1:126 000 zusammengestellt wird, ist die Erforschung der fossilen Böden im Bestande ihrer quartären Ablagerungen in den Vordergrund gerückt.

ВСЕУКРАЇНСЬКА АКАДЕМІЯ НАУК

Збірник пам'яті академіка П. А. Тутковського
Т. I. 1931

UKRAINIAN ACADEMY OF SCIENCES

Symposium edited as a Memorial to the Late Academician P. A. Tutkowsky
Vol. I. 1931

В. І. КРОКОС та В. Г. БОНДАРЧУК (Київ)

ЧЕТВЕРТИННІ ПОКЛАДИ ПІВНІЧНО-СХІДНЬОЇ ЧАСТИНИ ОЗІВСЬКОГО МОРЯ

W. I. KROKOS und W. G. BONDARTSCHUK (Kyjiw)

UEBER DIE QUARTÄREN ABLAGERUNGEN DES NORD- ÖSTLICHEN TEILS DES ASOWSCHEN MEERES

Улітку року 1929, в доручення Науково-Дослідного Геологічного Інституту, ми перевели короткотермінові геологічні дослідження четвертинних покладів північного узбережжя Озівського моря в районі Таганріг—Маріупіль та поруч з тим зібрали деякий матеріал до геологічної характеристики долини Міюського лиману. Крім того, В. Г. Бондарчук зробив екскурсію в околиці м. Єйського (південне узбережжя південно-східньої частини Озівського моря), щоб обізнатися з тамтешніми четвертинними наверстуваннями.

Як наслідок наших робіт, зібрано чималий палеонтологічний матеріал з так званих каспійських покладів, що його нині опрацьовує В. Г. Бондарчук.

У цій розвідці ми подаємо коротенькі відомості про стратиграфію четвертинних покладів дослідженого від нас району.

Ще року 1842 Le Play (10) вказав на існування в районі Таганрогу солодководних покладів, що згодом були ствержені Мурчисоном (9, 1055).

T. Belt зібрав з околиць Таганрогу досить значну фауну, що він її передав для опису Jeffreys'ові (2). У склад її входили численні м'якуни родів *Dreissensia*, *Sphaerium*, *Unio*, *Paludina*, *Lithoglyphus*, *Valvata*, *Planorbis*, *Bitunna*, *Lymnaea*, *Cardium*, *Adasna*.

Року 1897 І. Сінцов виправив деякі помилкові визначення Jeffreys'a *Paludina*: Jeffreys визначив як *Paludina lenta*, а в дійсності вони належить до *Paludina diluviana* (15, с. 14—15).

Найповніше ці поклади описав Н. Соколов у роботах 1903 р. (17) та 1904 р. (18), що знайшов поклади з *Vivipara diluviana* в долині Міюського лиману, а також указав на значне їх поширення вздовж північного узбережжя Озівського моря. Поруч з *Vivipara diluviana* він знайшов *Corbicula fluminalis*, а також каспійського типу *Dreissensia* (*Dreissensia*

rostriformis, tenuissima, crassa) та *Cardium*, (*Adacna plicata*, *A. laeviuscula*, *Didacna trigonoides* (17, с. 47—48; 18, с. 111). Згідно з його дослідями, вищеазначені поклади займають вузьку смужку вздовж північного узбережжя Озівського моря (17, табл.). Вони становлять також вододіл між Міюським лиманом та Озівським морем і відслонюються на північній узбережжі Міюського лиману (17, с. 39, мал. 1; 18, с. 205, мал. 2); але в долині Міюського лиману вони виявлені солодководною фацією (*Paludina*, *Dreissensia*, *Unio*, *Planorbis*) (18, с. 113). На північній березі Міюського лиману вони розповсюджуються тільки до уступу, що його складає понтичний вапняк, і являють, таким чином, поклади солонуватого басейну, що його рівень не підноситься понад 15 метрів над сучасним рівнем Чорного моря (18, с. 113—114). Вони вкриті червоно-бурою глиною, що догори поступово переходить у лес (18, с. 112—113, 204, 205, мал. 2). Горішня поверхня пісків з *Paludina diluviana* околиць Міюського лиману значно розмита, а це вказує на те, що червоно-бурі глини почали відкладатися після деякої перерви (18, с. 205).

Утворення покладів з *Paludina diluviana* та *Corbicula fluminalis* сталося, за Соколовим, на протязі дольодовикової доби, першого північнонімецького зледеніння та першого інтергляціалу. Водночас із цим на суходолі відкладалися субаеральним шляхом бурі суглинки та мергель. На протязі доби другого зледеніння відбулося повільне скорочення басейну з фавною каспійського типу, а на суходолі продовжувалось утворення суглинків та піскуватих мергелів. На протязі другого інтергляціалу та останнього зледеніння, реліктовий басейн максимально скоротився. На суходолі утворювався лес та лесуватий суглинок. Наприкінці доби постали лимани. Червоно-бурю глину, що вкриває поклади з каспійською фавною, він паралелізує з наметневим суглинком Середнього Дніпра (18, с. 122—123, 214—216). На думку Соколова, утворення глибокої долини Міюського лиману сталося після відкладання червоно-бурої глини (18, с. 205).

К. І. Лісіцини у коротенькій, але цікавій розвідці зауважує, що в склад четвертинних покладів району Таганріг — Маріюпіль входить три поверхні жовто-бурих поруватих суглинків з двома поземами копальних ґрунтів, що їх розділяють. Під третім, рахуючи згори, поверхом суглинку йде третій грубий копальний ґрунт, що вкриває червоно-бурі та жовто-бурі глини, а нижче їх залягають піщано-глинясті палюдинові поклади. Кожний позем суглинку він пов'язує з окремим інтергляціалом, а кожний копальний ґрунт з відповідним зледенінням. Палюдинові поклади автор зачисляє до першого інтергляціалу. Високий берег, складений цими покладами, оперізується низькою терасою з *Cardium edule* (10а, с. 57—58).

А. П. Павлов зачисляє піски Міюського лиману з *Paludina diluviana* до міндель-ріського інтергляціалу (11, стратиграфічна таблиця).

Року 1927 П. А. Православлев зазначив, що в північно-східній частині Озівського моря на злегка розмитій поверхні сучасної чорноземлі спостерігається негруба супіскувата верства з останками сучасних черепашок Озівського моря — цих свідків недавньої морської трансгресії (12, с. 129—146). Цей факт примушує автора припускати наявність епейрогенічних рухів, що піднесли на сучасну височінь морські четвертинні поклади (12, с. 177).

Нижче ми подаємо фактичний матеріал, що зібрали за час наших дослідів, а на підставі його попереднього вивчення і деякі висновки.

Слід при цьому зауважити, що поклади солонуватого басейну з *Paludina*, *Corbicula*, *Dreissensia* та каспійськими *Cardium* ми подаємо іноді скорочено, називаючи їх каспійською серією ¹⁾.

На превеликий жаль, через брак часу та коштів, ми не мали можливості закласти на рівній поверхні каспійської тераси декількох глибоких шурфів, щоб докладно вивчити лесову серію, що вкриває каспійські поклади. Довелося обмежитися тільки природними відслоненнями берегових урвищ, де завжди можна сподіватися на наявність давніх процесів змиву та наміву, що в зв'язку з сучасними зсувами не дає цілковитої певності про вичерпну повноту зібраного матеріалу. Тому наші матеріали щодо стратиграфії дослідженого району повинні бути в можливо близькому майбутньому перевірені за допомогою глибоких шурфів та свердловин.

ОПИС ВІДСЛОНЕНЬ

1. Урвище Озівського моря в західній частині села Морське

1) Сіруватий гумусовий пісок з уламками жужелі, вугілля та інших похідків людського господарювання — 0,35 — 0,40 м.

Трохи нижче по схилу:

2) Сіравий гумусовий супісок злегка чіпкий, з корінцями рослин. На його поверхні зрідка трапляються *Cardium*, *Dreissensia* та зернятка карбонатів — 0,50 м.

Він лежить на злегка хвилястій поверхні сірової сучасної чорноземлі. Нижче, близько 10 — 12 м, відслонюється вгорі половий, внизу бураво-половий лес. Завдяки зсувам, гумусові поєми в лесі виступають неясно. Подекуди їх відокремлює рослинність, що буйно росте на виступах похованої чорноземлі і тягнеться смугою по схилу, де виступає остання.

Пісок (1 г) очевидячки еолового походження. В утворенні його брали участь суховії, які збагачували пісок, що його несли вітри з моря на гумусові частки.

У цьому ж селі, біля пошти видно, як по схилу до самого верху підноситься блідосіравий, пухкий, дрібно- та середньозернястий пісок з нерясними цілими черепашками *Paludina*, *Dreissensia*, *Cardium* та масою уламків дрібних *Cardium* та *Dreissensia*.

Пісок цього схилу — це пісок узбережжя Озівського моря, що його східні (горішні) вітри поступово підносять угору по схилу берега сливе до самого його верху.

2. Урвище Озівського моря. Південно-західний край с. Безсергенівки

Kult	{	1) Сірий гумусовий піскуватий намул з останками сучасної культури (смітничине)	0,5—0,7 м
L ^{1a}	{	2) Сучасна чорноземля	0,9 "
	{	3) Половий з буравим відтінком лес	0,7 "

¹⁾ Для визначення окремих поверхів ми вживаємо такі знаки: Kult — поклади сучасної культури. L — поверх лесу взагалі. L¹ — перший поверх лесу. L² — другий поверх. L^{1a} — перший поверх лесу з ґрунтом на ньому. L^{2a} — другий поверх лесу з копальним на ньому ґрунтом і т. ін. Касп. — каспійські поклади. N³ — понтичний поверх. N^{1b} — середній сармат. N^{1c} — горішній сармат.

L ^{2a}	{	4) Гумусовий сіравий суглинок	0,9 м
		5) Полово-сіравий, стовпчастий з сугою манганових солей та вапняними трубочками лес	2,20 "
L ^{3a}	{	6) Сірий гумусовий суглинок з лакованими поверхніми стовпчастих окреможей та темною сугою	1,60 "
		7) Темнополовий із легким буравим відтінком, вапняними трубочками та чорними мангановими плямами лес	3,4 "
		8) Осипища лесових порід, що підносяться на 7—8 метрів над рівнем моря.	

3. Берегове урвище Озівського моря $\frac{1}{2}$ км на схід від гирла балки Ягідної (9 км на NO від Таганрогу)

У цьому місці над глинясто-піскуватою каспійською серією, що підноситься на 5,6 м над рівнем моря лежить триповерхова лесова серія. Третій поверх лесу сягає 3,8 м, а з них похований ґрунт, що зформувався на ньому, має 1,4 м.

У горішній частині цього відслонення видно, що поверхня сучасної чорноземлі злегка розрита та утворює незначний, мало хвилястий рельєф. На ній лежить сірий гумусовий супісок з нерясними уламками глиняного посуду, овечими зубами, нерясними гострокутніми уламками сарматського вапняку, шматками жужелі, кам'яного вугілля, цегли, битого скла 0,6—0,75 м.

4. Урвище Озівського моря за 2 км на схід від Таганрогу

L ^{1a}	{	1) Сучасна чорноземля	1,1 м
		2) Лес	4,4 "
L ^{2a}	{	3) Перший похований ґрунт	0,95 "
		4) Лес	2,65 "
L ^{3a}	{	5) Другий похований ґрунт	1,40 "
		6) Лес	2,70 "
		7) Осипище лесуватих порід близько 2 м.	
		8) Бичівник, що підноситься на 1 м над рівнем моря.	

5. 2 км на захід від порту м. Таганрогу, проти міського пляжу. Морське урвище

L ^{1a}	{	1) Чорноземля	0,8 м
		2) Половий з вапняними дудиками та вапняними трубочками лес	6,0 "
L ^{2a}	{	3) Копальна чорноземля	0,8 "
		4) Темнополовий лес	4,0 "
		5) Сіравий (гумусовий) лес	0,9 "
		6) Темнополовий лес з вапняними трубочками	0,8 "
L ^{3a}	{	7) Копальна чорноземля	1,2 "
		8) Сіраво-половий лес з вапняними трубочками та з лакованими поверхніми стовпчастих окреможей	1,4 "
Kasp.	{	9) Зеленаво-сірий глинястий пісок, що в горішній частині переходить в сіраво-половий. Непомітно переходить догори у лес, а донизу в пісок	1,65 "

- Kasp. {
- 10) Сірово-жовтий, дрібнозернистий, ускісноверстуватий пісок з вохряними плямами. Верстуватість помітна завдяки чергуванню жовтавих та білих проверстків. Верстви падають на NW під кутом 20°. У ньому значна кількість *Paludina* та *Dressensia* кепської зберігальності. Добре збережена фавна зосереджена в цементованому піску та в сочках (ліночках) глини. Грубина цих проверстків у піску доходить до 10—15 см. Стан положення черепашок різноманітний. Упіо лежать обернуті переднім кінцем у берег в напрямку спаду пісків 2,0 м
 - 11) Осипища лесуватих та каспійських порід 4,0 „
 - 12) Пісок узбережжя, що вкриває середньо-сарматський вапняк в *Cardium fittoni*, що підноситься над рівнем моря 1 „

7.) Берегове урвище на схід від с. Поляківки

- L^{1a} {
 - 1) Сучасна чорноземля 0,80 м
 - 2) Половий лес 5,90 „
- L^{2a} {
 - 3) Похована чорноземля 1,05 „
 - 4) Другий поверх лесу 2,35 „
- L^{3a} {
 - 5) Похована чорноземля 1,50 „
 - 6) Бурий лес (очевидячки червоно-бура глина . . . 2,05 „
Сокодова).
- Kasp. {
 - 7) Буравий пісок каспійської серії 2,0 „
 - 8) Бичівник в *cardium*, що підноситься на 0,75 м над рівнем моря.

8. Берегове урвище біля с. Поляківки

Берегове урвище біля с. Поляківки збудоване трьома поверхами лесу. В першому поверсі спостерігаються неясні бураві проверстки. Нижче, з-під осипищ виступають сірово-жовті каспійські піски.

9. Морське узбережжя 1½ км на схід від гирла Міюса

З-під лесової серії виступають каспійські поклади, що виявлені сірими з іржавими та вохряними плямами суглинками, що в горішній частині мають незначну, близько 20 см завгрубшки, смужку зеленого кольору. Каспійські поклади підносяться на 1—1,20 м над рівнем моря. Їх поверхня нерівна (хвиляста). Водночас із виходами каспійських покладів починаються зсуви більш-менш значного розміру, що подекуди цілком закривають каспійські поклади.

У суглинках трапляються зрідка конгерії. Ближче до Біглицьких хуторів над каспійськими глинами з'являється шар сірого з жовтизною піску з гостро виявленою верстуватістю, що має нахил 10—15 ступнів. Грубина шару піску 0,85—0,90 м.

10. Морське узбережжя на 1 км на схід від гирла Міюського лиману

- L^{1a} {
 - 1) Сучасна чорноземля 1,05 м
 - 2) Яснополовий лес 2,25 „

¹⁾ Відслонення 6, 12, 18 та 19 в цій статті, випущені; вони зміщені авторами в іншій роботі. Ред.

L ^{2a}	{	3) Копальна чорноземля	0,95 м
		4) Темнополовий лес	2,65 "
L ^{3a}	{	5) Копальна чорноземля	1,20 "
		6) Темнобураво-половий лес	3,10 "
		7) Осипища лесових порід	1 "

Бичівник, що має 13 м завширшки, підноситься на $\frac{1}{2}$ м над рівнем моря. Таким чином височина урвища дорівнює 12,70—13 м. Між іншим, далі на схід від описаного місця глибина другого поверху копальної чорноземлі збільшується до 1,5—1,65 м, а бичівник переважно складається з *cardium*.

11. Берегове урвище Озівського моря на захід від гирла Міюського лиману, в гирлі Гордієвої балки

По березі Озівського моря виступає жовтаво-білий вапняк з відбитками та ядрами *Mastra caspia* та *M. bulgarica*.

Вапняк підноситься на 1—1 $\frac{1}{2}$ м над рівнем Озівського моря і вкритий бурим піскуватим суглинком з вапняними трубочками 1,25 м завгубшки. На цьому суглинку сформувався сучасний ґрунт.

1 $\frac{1}{2}$ км на захід від гирла Сухого Єланчика каспійські поклади виявлені сірими верстуватими з вохряними плямами суглинками, глибиною 2,5 м, їм підстелюють ясножовтаві з вохряними жилами чіпкі піски, що виступають метрів 3—4 над рівнем моря. Далі, в напрямку до гирла лиману та річки Єланчика високий берег поступово звужується і його схили стають положистими та задернованими.

Каспійські поклади цього району займають, очевидно, вузьку терасу вздовж північного узбережжя Озівського моря; тераса з півночі оточена значними височинами, що складаються з неогенових вапнякових порід, вкритих лесовою серією.

13. Берегове урвище моря на південному краї с. Весело-Вознесенського. На схід від гирла р. Середн. Єланчика

L ^{1a}	{	1) Сучасна чорноземля	0,70 м
		2) Половий лес	5,85 "
L ^{2a}	{	3) Копальна чорноземля	0,5 "
		4) Жовтаво-половий лес з давніми кротовинами, рясними ходами хробаків та скупченнями вапна	2,10 "
		5) Половий з сіривим відтінком лес з вапняними та гумусовими трубочками. Ховається під рівень моря. Видно	1,25 "
		6) Бичівник, завширшки близько 12 м, складається переважно з <i>Cardium</i> та <i>Anodonta</i> . Підноситься на	0,75 "

14. Берег моря в західній частині с. Весело-Вознесенського

L ^{1a}	{	1) Сучасна чорноземля	0,70 м
		2) Темнополовий лес з білими борошністими залуценнями вапна, ходами хробаків, коріннями рослин та численними кротовинами	2,8 "
L ^{2a}	{	3) Копальна чорноземля	1,10 "
		4) Половий з вапняними трубочками лес	4,5 "

- L^{2a} { 5) Копальна чорноземля 0,8 м
 6) Темнополовий лес, що ховається під рівень моря.
 Видно 0,5 „
 7) Бичівник 5—7 м завширшки; складається переважно з *Cardium* та на 0,5 м підноситься над рівнем моря.

У цьому місці за часи північно- та південно-східних вітрів хвилі б'ють безпосередньо в лесову серію, в наслідок чого долішня її частина багата на печери розмиву, що спричиняються до рясних завалів. Цей процес можна розглядати, як наслідок зниження місцевости.

15. Берег моря біля Ново-Миколаївської станиці (Буденівки)

- L² { 1) Темнобурий лес з розмитою горішньою поверхнею. 3,0 м.
 L^{2a} { 2) Копальна чорноземля 1,20 „
 Kasp. { 3) Зеленава каспійська глина з густо розкиданими жовнами вапна. Її грубість 0,4—2,0 „
 4) Іржаво-бурий лосняковий пісок з ускісною верстуватістю та сочками рінячіння. 1,90 „
 5) Рінякова верства з незначними проверстками піску 3,0 „
 6) Осипища піскуватих та рінякових порід 3,0 „

Близько 20 м на захід від цього відслонення помітно, як зеленава глина потовщується до 3 метрів та має в собі незначні сочки вохряно-жовтих та буравих пісків. Ускісне наверстовання в пісках виявлено гостро. Окремі сочки мають довжину 2,40—2,50 м, а завгрубшки 30 см. Кут спаду діагональної верстуватости піску сягає 19—21 ступенів, а в рінячінні 20—22—25 ступенів.

16. Берег моря в західній частині Ново-Миколаївської станиці (Буденівки)

- L^{1a} { 1) Сучасна чорноземля 0,60 м
 2) Темнополовий лес з кротовинами. В долішній частині в легким гумусовим забарвленням, що подекуди сливе зникає. 2,70 „
 3) Яснополовий лес 2,20 „
 L^{2a} { 4) Похована чорноземля 1,20 „
 5) Темнополовий лес з білими вапняними плямами 2,5 „
 6) Темнополовий гумусовий лес 0,60 „
 7) Темнополовий лес 4,0 „
 L^{2a} { 8) Копальна чорноземля 1,20 „
 9) Темнобурий лесуватий суглинок з вапняковими плямами 2,5—3 „
 10) Осипища лесуватих порід 3—4 „

У цьому місці до виходів каспійських порід пристосовані значні зсуви, що маскують долішню частину урвища.

Метрів 50 далі на захід на денну поверхню виходять каспійські поклади, що вкриті двома поверхами лесу. Другий похований ґрунт лежить на каспійській серії.

У цьому місці розвинені діагонально верстуваті піски з проверстками глини та ріні.

Отже в береговому урвищі Николаївської станиці спостерігаємо три поверхи лесу з двома додатковими гумусовими проверстками в першому та другому лесових поверхах. Каспійська серія має виразні ознаки розмиву. В напрямку до р. Грузького Єланчика каспійські поклади ховаються під рівень моря.

Каспійська тераса в районі станиці Ново-Миколаївська, починаючи від балки Ягідної, на захід поступово поширюється до трьох і більш км. Корінний берег відступає до поштового шляху Федорівка — Ново-Миколаївка — Маріюпіль.

Проти Кривої коси, що лежить за 17 км на південний захід від Весело-Вознесенського, широчина тераси сягає близько 10 км.

На захід від Ново-Миколаївської станиці тераса знову наближується до моря та набирає 2—3 км широчини.

17. Лівий берег Міюського лиману проти північного краю села Наталівки

L ^{1a}	{	1) Сучасна чорноземля	0,80 м
		2) Половий з сіравим відтінком лес. Ховається під рівень лиману. Видно	6,20 „

Лівий берег лиману виявляє добру терасу $\frac{1}{2}$ — $\frac{3}{4}$ км завширшки, що тягнеться рівнобіжно долині лиману. Тераса виявляє незначний схил до плято.

20. Правий берег Міюського лиману, між с. Марківкою та Парамонівкою

Вузька тераса правого берега лиману складається з жовтаво-білого вапняку з битими черепашками, серед них можна визначити численних *Congeria* понтичного типу. Вапняк вкритий тільки незначним поверхом чорноземельного ґрунту. Це тераса розмиву.

21. Правий берег Міюського лиману в південній частині хут. Марківського

У каменярнях розроблюють середньосарматський біластий вапняк, з нього складаються схили берегового урвища.

22. Правий берег Міюського лиману, вище кладовища села Отрада

Над бичівником лиману підноситься біластий середньосарматський вапняк на 1,5 м над рівнем моря.

Метрів на 300 вище берегом, на ерозійній правобережній терасі, на височині близько 10—12 м над рівнем лиману в каменярнях розроблюється напівкристалізований горішньосарматський вапняк з ядрами та відбитками *Mastra bulgarica*.

Правий берег Міюського лиману між с.с. Наталівка та Отрада має гарно визначену терасу нагромадження близько 0,5 км завширшки.

Між Наталівкою та х. Ломакиним тераса поширюється до 1 км.

24. Правий берег Міюського лиману між с. Наталівкою та хутором Ломакиним

L ^{1a}	{	1) Сучасна чорноземля	0,80 м
		2) Буравий лес	2,40 „
L ^{2a}	{	3) Гумусовий лес	0,80 „
		4) Бураво-половий лес	0,80 „

- | | | |
|-----------------|---|--|
| L ^{2a} | { | 5) Сірий гумусовий суглинок що нижче переходить в бураво-половий лес 0,80 м |
| | | 6) Бураво-половий лес 3,0 " |
| | | 7) Сірий з іржавими та вохряними плямами та нерясними вапняними трубочками поруватий платівчастий суглинок 2,0 " |

25. Берегове урвище Озівського моря 1,5 км. на півд. зах. від м. Єйського

- | | | |
|-----------------|---|---|
| L ^{1a} | { | 1) Сучасна чорноземля 1,10 м |
| | | 2) Яснополовий лес, у горішній частині з білими борошністими вапняними залученнями, що нижче поступово зникають. Рясні ходи хробаків . . . 3,45 " |
| L ^{2a} | { | 3) Копальна чорноземля з нерясними кротовинами, що заповнені лесом 1,0 " |
| | | 4) Яснополовий лес з білими борошністими залученнями 4,0 " |
| L ^{3a} | { | 5) Копальна чорноземля 1,1 " |
| | | 6) Темнополовий, злегка буравий лес з білими вапняними залученнями та паличкуватими вапняними конкреціями 3,5 " |
| Kasp. | { | 7) Зеленава піскувата глина з білими вапняними трубочками (каспійська глина). 1,2 " |
| | | 8) Темнобурий глей з білими вапняними плямами . 1,9 " |
| | | 9) Темнополовий буруватий, нижній на полап суглинок, що ховається під рівень моря. Видно . . 4,0 " |

Кілометрів зо 3 на захід, в напрямку до Довжанського рогу, в берегових урвищах, спостерігається аналогічна картина, з тією відмінню, що другий поверх лесу має в долішній частині гумусовий проверсток.

Кілометрів за 4 від Єйського на півд.-захід поверхня сучасної чорноземлі має ознаки штучних розкопів із засунутими краями. Іноді розкопи заходять у лес. Вони заповнені перемішаною з піском чорноземлею, де трапляються бураві уламки сояшничиння, щелепи свійських свиней, кістки собак, глиняні сучасні черепки та інші рештки сучасних покидьків. Тут таки ж е черепашки озівських кардид. Безумовно, в даному разі маємо справу з кухонними покидьками сучасної людности.

ЗАГАЛЬНІ ВИСНОВКИ

Н. А. Соколов зазначив, що каспійські поклади захоплюють в околицях Таганрогу та Міюського лиману незначну узбережну смугу, до 10 верст завширшки. На північнім березі Міюського лиману вони, ці поклади, обмежені уступом, що складається понтичним вапняком (18, с. 113—114).

Наші спостереження теж констатували наявність низької терасової смуги вздовж північного узбережжя Озівського моря, що виразно накреслюється в рельєфі місцевости, а також і на триверстовій мапі¹⁾. В околицях Морської вона сягає близько 1 км завширшки, в гирлі р. Самбеку біля Варенівки поширюється до 2,5 км. Біля Безсергенівки вона звужується і на захід від села доходить тільки до 0,5 км. Біля Таганрогу, тераса знову поширюється

¹⁾ Цю терасу ми визначили на схематичній 10 в. мапі району.

р сягає близько 3 км. Безперервно просліджується вона між Таганрогом та гирлом Міюського лиману, де широчина її коливається від 1,5 до 2 км. На заході від гирла Міюського лиману, на захід від с. Весело-Вознесенське, вона значно поширюється і сягає близько 10 км завширшки. Ця тераса, як на це вказав ще Соколов, складена лесовою серією порід, що підлягають собі мають піскуватоглинясті поклади з *Paludina diluviana*, *Corbicula fluminalis* та каспійськими кардидами. Іноді в підшві над самою водою відслонюється сарматський (середньо- або горішньосарматський) вапняк. Височина цієї тераси, назвемо її каспійською терасою, — коливається від 13 до 25 м. Плято, що її оточує з півночі, за даними триверстової мапи, підноситься до 50—70 м. За нашими спостереженнями, каспійська тераса входить у долину Міюського лиману й у вигляді вузької смужки 0,5—1 км завширшки спостерігається вздовж долишньої частини схилів лівого та правого берегів лиману (відслонення 17, 22). Таким чином вододіл, що відокремлює лиман від моря, становить частину корінного плято, що його і з боку лиману, і з боку моря оточує вузька смужка каспійської тераси. Ось чому ми не можемо погодитися з думкою Н. Соколова, що вважає ніби весь вододіл Міюського лиману — Озівське море складений покладами з *Paludina diluviana* (17, с. 3; мал. 1; 18, с. 113).

Досліджений район складається неогеновими та четвертинними покладами. Неогенові поклади виявлені вапняками середнього сармату, горішньосармату та понту.

Середньосарматський вапняк ми констатували в 2 км на захід від Таганрозького порту; він підноситься на 1 м над рівнем моря (відслон. 5)¹⁾ та на правому березі Міюського лиману (відслон. 21 та 22).

Горішньосарматський вапняк трапився нам у підніжжі берегової кручі Озівського моря, в гирлі Гордієвої балки (відслон. 11) та на правому узбережжі лиману біля с. Отради (відслон. 22). В ньому були *Mastra bulgarica* та *Mastra caspia*.

Понтичний вапняк з численними *Songeria* відслонюється на правім березі лиману біля с. Парамонівки²⁾ (відслон. 20).

До четвертинних покладів належать глинясто-піскуваті, з проверстками рінячіння, породи з *Paludina diluviana*, *Corbicula fluminalis* та каспійськими кардидами і лесовою серією, що їх вкриває. Поклади ці та їх фауну досить докладно описав Н. Соколов (17, 18). А. П. Павлов значно доповнив реєстр видів *Paludina* (11, с. 83). Ми зібрали досить численний матеріал щодо петрографічної та палеонтологічної їх характеристики й його тепер докладно вивчає В. Г. Бондарчук. Покищо вважаємо за можливе обмірсяжитися тільки такими зауваженнями.

У більшості випадків каспійські поклади складаються в горішній частині глинястими породами, підлежними їм будуть верстуваті піски. Як уже сказано

¹⁾ Цікаво зазначити, що ще Мурчисон серед інших скам'янілостей знайшов у ньому *Cardium fittoni* (с. 1056—1057). Соколов зазначає виходи сарматського вапняку з *Cardium fittoni* та *Mastra fabreana* в підніжжі берегових круч Міюського лиману та Озівського моря (18, с. 112).

²⁾ Соколов указує на виходи понтичного вапняку на правім березі Міюського лиману, що лежать на сарматських покладах (18, с. 204, мал. 2).

зав Соколов, угорі переважають солодководні форми. Горішня глиняста серія погоджено вкривається лесом. Тільки в деяких випадках (відслон. 16) горішня частина каспійської серії розмита і на її поверхні відклався лес.

Н. Соколов зазначає, що каспійські форми (*Cardium*, *Adacna*, *Dreissensia rostriformis*) характерні для Таганрізького району, а в пісках Міюського лиману траплялася виключно солодководна фауна (*Paludina*, *Unio*, *Planorbis*) (18, с. 113). Проте ми знайшли поруч із солодководними формами також і каспійські кардиди у відслоненнях обох берегів Міюського лиману (Лакедомонівка, Маломиколаївська Отрада).

Приймаючи, що вододіл Міюський лиман—Озівське море складений увесь піскуватими покладами з *Paludina* та червоно-бурою глиною, Н. А. Соколов зробив висновок, що глибока долина Міюського лиману постала після відкладання червоно-бурої глини (18, с. 205).

Наші спостереження виявили, що каспійські поклади простежуються по обох берегах Міюського лиману тільки в вигляді вузької смужки. Наявність уздовж лівого берега лиману чітко виявленого уступу корінного берега свідчить про значно більший вік вододілу Міюс-лиман — Озівське море. Тому, всупереч думці Соколова, ми гадаємо, що долина Міюського лиману утворилася до доби існування басейну з каспійською фауною.

У повній згоді з Соколовим ми приймаємо, що рівень басейну з каспійською фауною не перевищував 15 м над сучасним рівнем Озівського моря.

Каспійські поклади вкриваються лесовою серією. Їх долішня частина має буравий відтінок, що дало підставу Н. Соколову відокремити їх як червоно-бурі глини від лесу.

Уперше К. І. Лісіцин спостерігав на просторі Таганріг — Маріюпіль четвертинні суглинки з похованими ґрунтами та пов'язав їх з відповідними подіями льодовикової доби (10а, с. 57—58).

П. А. Православлев у лесі з околиць Єйського та Таганрогу натрапив на поховані ґрунти (12, с. 132—134). У стратиграфічній таблиці він зауважує, що яснобурі суглинки Північно-Кубанської рівнини постали на протязі рісвюрмського інтергляціалу, долішні поверхи копальних ґрунтів автор зачисляє до вюрма, а горішні бурі суглинки з проверстками копальних ґрунтів — до йолдієвої та початку анцилової діб (12 а, с. 60—61).

Наші спостереження виявили, що на всій дослідженій території лесова серія розпадається не менш як на три поверхи. Рахуючи зверху, маємо: перший, другий та третій поверхи, при чім на поверхні другого та третього поверхів зформувалися копальні ґрунти.

Перший поверх лесу ми виразно констатували в 10 відслоненнях (відслонення 2, 4, 5, 7, 10, 13, 14, 16, 24 та 25).

Його пересічна грубина сягає 4,60 м. У відслоненні Озівського моря на захід від Таганрізького порту грубість першого поверху лесу доходить до 6,80 м. У відслоненні біля Безсергенівки (відслон. 2), завдяки змиву, він має тільки 1,60 м.

Другий поверх лесу трапився в 11 відслоненнях (відслон. 2, 4, 5, 7, 10, 13, 14, 15, 16, 24 та 25). Грубина його, в залежності від змиву, коливається від 1,60 м (Наталівка) до 7,30 м (західня частина Буденівки) і дорівнює,

беручи пересічно, 4,40 м. Здебільшого глибина другого поверху лесу або дорівнює глибині першого поверху, або трохи менша за неї.

Третій поверх лесу трапився по 11 відслоненнях (2, 3, 4, 5, 7, 10, 14, 15, 16, 24 та 25). Пересічна його глибина становить 3,40 м за коливань від 1,20 м (Буденівка) до 5,00 м (Безсергенівка).

У другому, а особливо в третьому поверсі лесу, спостерігається смуга чорних манганових солей, що свідчать про чинність тут давніх ґрунтових вод. Завдяки впливу цих останніх, лес трохи збіднів на вуглекислий вап і тому, після спаду ґрунтових вод, він набув буравого відтінку; особливої густоти він набирає у долішніх позомах лесової серії. Ось через вищо Соколов долішню частину лесу відокремлює в червоно-буру глину, а проте зауважує, що її не слід змішувати з червоно-бурими глинами, що вкривають поклади понтичного вапняку (18, с. 108).

На другому та третьому поверхах лесу зформувалися давні копальні ґрунти. Перший копальний ґрунт, що постав на другому поверсі лесу, виявлено чорноземельним ґрунтом і з ним частенько пов'язані давні кротовини. Глибина цієї копальної чорноземлі дорівнює пересічно 0,90 м, цебто її можна розглядати як звичайну чорноземлю, що наближається, таким чином, до сучасної чорноземлі Озівського району. Другий копальний ґрунт, що зформувався на третьому поверсі лесу, виявлено тут грубою чорноземлею і глибність її пересічно сягає 1,20—1,40 м у відслоненні на схід від Весело-Вознесенського (відслон. 12), доходить до 1,70 м, а біля Безсергенівки до 1,60 м (відслон. 2), цебто являє варіант надгрубої копальної чорноземлі (6, с. 66). Цікаво відзначити, що в відслоненні біля Буденівки (відслон. 15) третій поверх лесу завгрубки 1,20 м увесь був захоплений ґрунтотворчим процесом та цілком обернувся на грубу чорноземлю.

К. І. Лісіцин глибини першого поверху лесуватих суглинків (без ґрунтів, що на них вони зформувалися) визначає 1,5 саж. другого — 1,5 саж. та третього — теж 1,5 саж. Другий копальний ґрунт має глибини близько 1,5 арш. (10а, с. 57).

З'ясовуючи з погляду поверховости лесової серії той профіль, що його описує П. А. Православлев для Єйського району (12, с. 132—133), маємо: перший поверх лесу сягає 4,50 м, перший похований ґрунт — 1,2 м, другий поверх лесу (весь) — 5,50 м, другий похований ґрунт — 10,20 м, третій поверх лесу — 6,2 м. Цифри порівняльно добре збігаються з нашими, крім глибини третього поверху лесу, що в Єйському перетині набуває значної глибини.

Звернімося тепер до розгляду найважливішого питання: до визначення віку лесових поверхів, похованих ґрунтів та каспійських покладів.

Року 1919 W. Soergel, детально аналізуючи взаємовідносини між лесовими поверхами та моренами різних стадій наступу льодовика, а також спираючися на петрографічний склад лесу та на фавну, що була в йому знайдена, ствердив льодовиковий вік лесу Західньої Європи. При цьому кожний поверх тамтешнього лесу він пов'язував з наступом льодовика, незалежно від того, чи наступав самостійний (новий) льодовик, чи це був тільки наступ того льодовика, що тимчасово відступив (16, с. 1—51).

Року 1924 В. І. Крокос доводив льодовиковий (ріський) вік другого рахуючи згори, лесу плято східної та південної України і пов'язував кожний з чотирьох поверхів українського лесу з відповідним зледенінням східної Європи (3, с. 5).

У роботі року 1925 В. І. Крокос, розвиваючи далі свої погляди, вбачав у кожному поверсі українського лесу еквівалент чотирьох зледенінь Альпійського району (гюнц, міндель, ріс та вюрм) (4, с. 2—4).

Г. Ф. Мірчинк року 1928 обстоював, що перший горішній поверх лесу постав на протязі вюрмського зледеніння (8).

Року 1928 М. Рудинський та А. Вороний повідомили про відкриття постою горішнього палеоліту на надлуковій терасі в с. Журавці на Прилуччині (13); 1929 М. Я. Рудинський визначав цей постій точніше, а саме як горішній ориньсьен (14, с. 146).

Року 1928 В. І. Крокос, оглянувши місце журавських розкопів, зауважив, що крем'яні вироби горішнього ориньясьєну с. Журавки лежать на давніх річкових покладах р. Удаю та вкриті першим (горішнім) поверхом лесу. З огляду на те, що ориньясьєнська культура відповідає добі вюрмського інтерстадіялу (16, с. 110—111), В. І. Крокос зачислив перший (горішній) поверх лесу до горішньо-вюрмської доби (Würm II, Jüngerer Löss II) (15a, с. 137). Аналіза відповідної геологічної літератури, а також наслідки геологічних дослідів року 1929 привели В. І. Крокоса до висновку, що на Дніпрянській лівобережній низині, а також на терасах річок південної України під горішньо-вюрмським (першим) поверхом лесу лежить долішньо-вюрмський (другий) поверх лесу. Копальний ґрунт, що їх розділяє, відповідає добі вюрмського інтерстадіялу. Третій поверх лесу є ріський лес, а ґрунт, що на йому зформувався, це свідок ріс-вюрмського інтергляціялу.

Каспійські поклади дослідженого нами району займають терасу та вкриваються трьома поверхами лесу, що ми їх зачисляємо послідовно до горішньо-вюрмського, долішньо-вюрмського та ріського. Перший похований ґрунт це буде свідок вюрмського інтерстадіялу, а другий похований ґрунт постав за доби ріс-вюрмського інтергляціялу. Таким чином каспійські поклади вкриті лесом ріського (цебто дніпрянського) зледеніння і тому їх можна зачислити до попередньої доби, а саме до міндель-ріського інтергляціялу. Очевидячки, наприкінці цієї доби, або на початку наступу ріського льодовика, завдяки піднесенню місцевости, відбувалося утворення каспійської тераси, що на ній почав відкладатися ріський лес. Нам здається, що Н. А. Соколов надзвичайно поширює добу існування басейну з *Paludina diluviana* та *Corbicula fluminalis*, застосовуючи її не тільки до першого інтергляціялу, з чим ми погоджуємося, але й до першого зледеніння, а частково до льодовикової доби¹⁾. (18, с. 215).

К. І. Лісіцин також знижує вік палюдинових тагачрільських покладів та на підставі стратиграфічних даних зачисляє їх до першого інтергляціялу. Але треба зауважити, що автор зачисляє поховані ґрунти до льодовикових

¹⁾ Слід зауважити, що Соколов вживає північно-німецької класифікації четвертинних покладів.

Перша льодовикова доба північної Німеччини відповідає другому (Mindel) альпійському зледенінню.

діб, а лесуваті суглинки до міжльодовикових (10а, с. 57—58), з цим ми ні в якому разі не можемо погодитися.

Вище було зауважено, що Соколо в паралелізує червоно-бурі глини, що вкривають каспійські поклади з мореною Середнього Дніпра. Як ми в'ясували, червоно-бурі глини Соколо ва це буде другий та третій поверхи лесу, що під впливом давніх ґрунтових вод набув бурявого забарвлення ¹⁾. Отже долішню частину „червоно-бурих глин“ Н. Соколо ва, цебто ріський лес, дійсно можна паралелізувати з ріською мореною Середнього Дніпра.

У перетині 16 (Буденівка) в першому та другому поверсі лесу трапилися потемніння, що, очевидно, залежать від скупчення гумусу. Таке саме явище констатується і для другого поверху лесу Єйського району (відслон. 25). Але по інших перетинах вони не траплялися. Отже не ясно: чи рахувати ці проверстки за місцеве явище, чи пов'язувати їх з меншими коливаннями вюрмського льодовика.

Як зазначено у нас в літературному огляді, П. А. Православлев констатував на злегка розмитій поверхні сучасної чорноземлі Озівського району малогрубий супіщаний поверх із сучасними черепашками Озівського моря, що дало йому підставу стверджувати зовсім недавню морську трансгресію, що потім її заступила регресія (12, 12а).

Ми відвідали тільки два пункти з тих, де П. А. Православлев відзначає наявність післячорноземельної трансгресії Озівського моря, а саме район с. Морського (відслон. 1, 2, 3) та околиці Єйського (відслон. 25).

У західній частині села Морського в береговім урвищі Озівського моря над сучасною чорноземлею ми спостерігали сіравий гумусовий пісок з уламками жужелі, вугілля та інших покидьків людського господарювання. Трохи нижче по схилу відслонювався сіравий гумусовий, злегка чіпкий супісок, що на його поверхні зрідка трапляються черепашки сучасних мешканців Озівського моря *Cardium* та *Dreissensia* і що лежить на злегка хвилястій поверхні сучасної чорноземлі. В середині села біля пошти видно, як по схилу до його верху підноситься блідосіравий пухкий дрібно- та середньозернистий пісок з нерясними цілими черепашками сучасних *Paludina*, *Dreissensia*, *Cardium* та масою уламків *Cardium* та *Dreissensia*. Гумусовий пісок першого відслонення та блідосіравий пісок відслонення біля пошти безумовно сучасного еолового походження. Це пісок узбережжя Озівського моря, що східними (горішніми) вітрами поступово пересовується догори та забирає з собою легенькі черепашки м'якунів. Можливо також, що частину черепашок принесла випадково людина.

У південно-західньому краю с. Безсергенівки поверхня сучасної чорноземлі також злегка хвиляста, і на її поверхні лежить сірий гумусовий піскуватий намул, що складається з покидьків сучасної культури (сміття).

У відслоненні 3, що за 0,5 км на схід від балки Ягідної (9 км на NO від Таганрогу) на злегка хвилястій поверхні сучасної чорноземлі лежить сірий гумусовий супісок з нерясними уламками сучасної глиняної посуду,

¹⁾ К. І. Лісцін побіжно відзначав, що палюдинові таганрізькі поклади зчаста вкриваються червоно-бурими та жовто-бурими глинами (10а, с. 57).

зубами вівці, нерясними гострокутніми уламками сарматського вапняку, шматками жувелі, кам'яного вугілля, цегли, битого скла грубиною 0,60—0,75 м, цебто маємо типове смітничще.

Цікаво відзначити, що подібні „культурні“ останки трапляються тільки по селах, а по незалюднених місцях край берегового плято має непорушену чорноземельну поволку.

У відслоненні в околицях Єйського (відслон. 25) на поверхні сучасної чорноземлі спостерігаються ями із зсунутими краями; ями заповнені піскувато-чорноземельною масою з уламками сухого буравого сояшничиння, щелепами свійських свиней, кістками собак, уламками сучасного глиняного посуду та іншими покидьками сучасного залюднення даної околиці.

Жадних ознак недавньої трансгресії Озівського моря в досліджених районах не знайдено. Не знайдено також і давньої берегової лінії цієї трансгресії, що обов'язково повинна була б зберегтися. Морська вода, коли б затопила чорноземлю, повинна була б осолонити та взагалі її змінити, але цього не помічається і сучасна чорноземля має нормальний вигляд. Тому ми не можемо погодитися з думкою П. А. Православлева про наявність недавньої трансгресії Озівського моря і розглядаємо супіщані поклади, що подекуди вкривають сучасну чорноземлю і лежать на самому краю морського урвища в самих селах або біля них і мають у собі останки сучасної культури, як покидьки сьогоднішнього селянського господарювання¹⁾.

Цікаво відзначити, що сам П. А. Православлев зазначив, що в околицях Єйського та Морської, подекуди, морські черепашки трапляються вкупі з „мусором“ сучасного господарювання, але поруч цього він указує для с. Морського мулувато-піскову терасу з проверстками *Dreissensia*, *Adacna*, *Cardium*, що підноситься на 10—12 м (12, с. 134). Аналогічні відомості він подав і для Єйського (12, с. 132). Ми не спостерігали супіщаних покладів з морськими черепашками, але без покидьків сучасного хазяйнування.

Коли припустити недавню трансгресію Озівського моря, то її сліди треба було б знаходити по всьому морському узбережжю. Але наші спеціальні шукання вздовж Озівського узбережжя від Таганрогу на захід до Буденівки та в околицях Маріюполя, крім звичайних нагромаджень сміття з нерясними уламками морських черепашок, по селах та їх околицях не натрапили на жадні ознаки морської трансгресії²⁾.

Сліве стрімкі іноді урвища, а також наявність безперервних зсувів у місцях виходу каспійських покладів свідчить, що сучасний момент є доба повільного зниження Озівського узбережжя. З цього саме боку цікаві відслонення біля Весело-Вознесенського (13) та Наталівки (17). У першому випадку лес ховається під рівень моря, в другому його долішні поверхи затоплені лиманними водами³⁾.

¹⁾ К. І. Лісідин вказує, що низька тераса з *Cardium edule* прилягає до високого берега, складеного четвертинними покладами (10а, с. 57).

²⁾ І. І. Бабков відрізняє дві групи морських четвертинних терас по кримському узбережжю. Дійсні морські тераси, що морфологічно добре виявлені і „насіпні тераси“, де черепашки м'якунів перемішані з покидьками культури. Цей матеріал — принесений людиною, цебто штучного походження (1, с. 572—575).

³⁾ Року 1926 В. І. Крокос указав на сучасне зниження Низо-Дніпрянського району (5, с. 24—26).

ГРУБИСТЬ У МЕТРАХ

№ від- саон.	Місцезнаходження	L ^{1a}	L ^{2a}	L ^{2a}	L ^{3a}	L ^{3a}	Капш. се- рпів відко- пної шар	Неоген	Височи- на бере- гов. ур- вища	Примітка
1	Морське	є	є	є	є	є	—	—	13,00	
2	Безсергєнівка	1,60	3,60	0,90	5,0	1,60	—	—	18,40	
3	Гирло б. Ягідної	є	є	є	3,80	1,40	5,6	—	—	
4	2 км на С від Таганрогу	5,50	3,60	0,95	4,10	1,40	—	—	16,20	
5	2 км на З від порту	6,80	5,80	0,90	2,60	1,20	3,65	сер. сарм.	24,65	
7	На схід від Поляківки	6,70	3,40	1,05	3,55	1,50	2,00	—	—	
8	Біля Поляківки	є	є	є	є	є	—	—	—	
9	1 1/2 км на С від гирла Міносу	є	є	є	є	є	—	—	—	
10	1 км на С від гирла Міносу	3,30	3,60	0,95	4,40	1,20	—	—	12,70	Розрита поверхня касп. поклад.
11	Гирло Гордієвої балки	—	—	—	—	—	—	гор. сарм	—	
13	Весело-Вознесенське	6,55	3,85	0,50	—	—	—	—	11,10	L ² ховається під рівень моря.
14	Зах. част. Вес.-Возн. с.	3,50	5,60	1,10	1,30	0,80	—	—	10,90	Печери, як наслідок зни- ження берега.
15	Будєнівка	—	—	—	1,20	1,20	4,90	—	14,10	L ² ховається під рівень моря.
16	Зах. ч. Будєнівки	3,50	8,30	1,20	4,20	1,20	—	—	22,00	В L ² та L ³ гумус. поземн.
17	Наталівка	—	L=7,0	є	—	—	є	—	7,00	L ^a — х.в. п. рів. лиману.
19	х. Герасимівського (лим)	—	—	—	—	—	—	—	18,00	
20	Біля Парамонівки (лим).	—	—	—	—	—	—	понт.	—	
21	х. Марківський (лим).	—	—	—	—	—	—	сер. сарм	—	
22	Отрада (лиман)	—	—	—	—	—	—	сер. та гор.	сарм.	
23	Мало-Николаївська От- рада (лиман)	—	—	—	—	—	—	—	—	
24	Біля Наталівки (лим).	3,20	1,60	0,80	3,80	0,80	2,00	—	8,15	
25	Єзерко	4,45	5,00	1,00	4,60	1,10	4,00	—	10,60	
				L=2,50			5,65	є	21,25	

ЛІТЕРАТУРА—LITERATUR

1. Бабков И. И. Мэские послетретичные террасы и раковинные скопления по берегам Крыма. „Природа“. 1929 г. № 6, стр. 572—575. Ленинград.
2. Belt T. The Steppes of Southern Russia. Quart. Journ. of Geology. Soc. 1877.
3. Крокос В. І. Лес і фосильні ґрунти південно-західньої України. Сільськ.-Господ. Наук. Коміт. України. Харків. 1924, сс. 1—13.
4. Крокос В. И. Ископаемые почвы Одешины. Стр. 1—5. Одесса. 1925.
5. Крокос В. І. Наслідки геологічних обслідувань Нижньодніпряньського району 1925 року. Матеріали в справі дослідження ґрунтів України. Вип. II сс. 19—30. Харків. 1926 р.
6. Крокос В. І. Четвертинні поклади деяких місць Правобережної України. Матеріали дослідження ґрунтів України. Вип. II, сс. 49—71. Київ. 1928 р.
7. Крокос В. І. Умови залягання палеоліту в м. Журавці на Прилуччині. Антропология, II, сс: 135—139. Київ. 1929 р.
8. Мирчинк Г. Ф. О физико географических условиях эпохи отложения верхнего лесса. Изв. Акад. Наук. 1928 г. № 2. Ленинград.
9. Мурчисон, Вернейль и Кейверлинг Геологическое описание Европейской России и хребта Уральского. Ч. 1, стр. XLI + 1141. СПб. 1849.
10. Le Play. Exploration des terrains carbonifères du Donez. Paris 1842. Formation d'eau douce de Taganrog.
- 10а. Лисицын К. И. Разрезы послетретичных отложений на пространстве Таганрог — Мариуполь. Известия Донского Политехнического Института в Новочеркасске. Т. VIII, стр. 57—58. Новочеркасск. 1923 г.
11. Павлов А. П. Неогеновые и послетретичные отложения Южной и Восточной Европы. Мемуары Геологического Отделения Общества Любителей Естественн.. Антропологии и Этнографии. Вип. 5, стр. 1—217. 8 табл. Москва. 1925 г.
- 12а. Православлев П. К легенде морских послетретичных образований. Геологический Вестник, т. V, № 1—3, стр. 59—62.
12. Православлев П. А. Условия залегания послетретичных ракушечков Азовского и Черного морей. Труды Геологического Музея Академии Наук СССР. Т. IV, стр. 119—195. Ленинград. 1927—1928.
13. Рудинський М. та Вороний А. З приводу знахідки в м. Журавці на Прилуччині. Антропология, I, сс. 65—70. Київ. 1928 р.
14. Рудинський М. Досліди в Журавці. Антропология, II, сс. 140—151. Київ. 1929.
15. Синцов И. О палеонтологическом отношении новороссийских неогеновых осадков к пластам Австро-Венгрии и Румынии. Записки Новороссийского Общества Естествоиспытателей, т. XXI. Вип. II, стр. 1—20. Одесса 1897 г.
16. Soergel W. Löss, Eiszeiten und paläolithische Kulturen. p.p. 1—177. Yena. 1919.
17. Sokolow N. Der Mius-Liman und die Entstehungszeit der Limane Süd-Russlands. Записки Минералогич. Общ. Вторая серия. Часть 40, сс. 35—112. 1 стратигр. таблица. 2 карты. СПб. 1903 г.
18. Соколов Н. А. К истории причерноморских степей с конца третичного периода. Почвоведение, т. VI. № 2, стр. 105—124 и № 3, стр. 197—220 + 1 карта, СПб. 1904 г.

ZUSAMMENFASSUNG

Im Sommer 1929 ist von uns, auf Veranlassung des Geologischen Forschungsinstituts eine kurzandauernde geologische Erforschung der quartären Ablagerungen des nordöstlichen Teils des Ufergebiets des Asowschen Meeres im Bezirk Taganrog-Mariupol ausgeführt worden. Ausserdem wurde noch ein kleiner Ausflug in die Umgebung der Stadt Jeisk (an der Südküste der nordöstlichen Ecke des Asowschen Meeres) unternommen.

Im Jahre 1842 hat Le Play auf das Vorhandensein von Süswasserablagerungen im Taganroger Gebiet hingewiesen (10). Th. Belt sammelte von diesen

Ablagerungen eine bedeutende Fauna, die Jeffreys 1877 beschrieben hat (2). 1897 berichtete I. Sinzow über die *Paludina diluviana* unter der Fauna der Süßwasserablagerungen in der Umgegend Taganrogs (15).

In den Jahren 1903 und 1904 fand N. A. Sokolow im Mius-Limantale Ablagerungen mit der *Paludina diluviana*; auch spricht er von deren bedeutenden Verbreitung längs der Nordküste des Asowschen Meeres. Abgesehen von der *Paludina diluviana*, werden von ihm die *Corbicula fluminalis*, sowie die *Dreissensia* (*Dr. rostriformis*, *Dr. tenuissima*, *Dr. crassa*) vom Kaspischen Typ und das *Cardium* (*Adacna plicata*, *Ad. laeviuscula*, *Didacna trigonoides*) gefunden. Seinen Untersuchungen zufolge, nehmen diese Ablagerungen einen engen Streifen längs dem Nordufer des Asowschen Meeres ein. Auch bilden sie den Bestand einer schmalen Wasserscheide zwischen dem Mius-Liman und dem Asowschen Meer. Im Tale des Mius-Limans sind sie jedoch als Süßwasserfacies mit *Paludina*, *Dreissensia* und *Unio* u. a. m. ausgedrückt. Am nördlichen Ufer des Mius-Limans breiten sich besagte Ablagerungen bloss bis zu einer Abstufung aus, deren Bestand von pontischen Kalkstein gebildet wird; sie repräsentieren somit Sedimente eines Brackwasserbeckens, dessen Niveau sich nicht mehr als 15 m über dem Meeresspiegel der Jetztzeit erhob. Diese Ablagerungen sind von rotbraunem Ton überdeckt, der oben allmählich in Löss übergeht. Bisweilen haben die Sande mit *Paludina diluviana* eine erodierte Oberfläche. Was das Alter dieser Ablagerungen anbelangt, so gehören sie der präglazialen Epoche, der Zeit der ersten norddeutschen Vereisung und der ersten Interglaziale. Den rotbraunen Ton stellt Sokolow in Parallele mit der Moräne des Mittel-Dnjeprs. Das tiefe Miusstal hat sich, seiner Ansicht zufolge, nach Ablagerung des rotbraunen Tones gebildet (18).

In einer kurzen Notiz führt K. Lissizin aus, dass den Bestand der quartären Ablagerungen im Gebiet Taganrog-Mariupol drei Stufen gelblich-brauner Lehme mit zwei Horizonten fossiler Böden ausmachen. Weiter nach unten folgt ein fossiler Bodenhorizont, der die auf sandig-toniger Formation mit *Paludina diluviana* gelagerten rotbraunen Tone überdeckt. Eine jede der Lehmstufen wird von Lissizin mit einer speziellen Interglazialzeit, und der fossile Boden mit einer entsprechenden Vereisung in Konnex gebracht. Die Schichten mit *Paludina diluviana* bezieht Lissizin auf die erste Interglazialepoche (10 a).

Im Jahre 1925 hat A. P. Pawlow die Sande mit *Paludina diluviana* der Mindel-Riss-Interglazialzeit zugezählt (11).

1927 wies P. A. Prawoslawlew darauf hin, dass im nordöstlichen Teile des Asowschen Meeres auf der schwach erodierten Oberfläche zeitgenössischen Tschernosjoms (Schwarzerde) eine wenig mächtige sandige Lehmschicht mit Ueberresten der Jetztzeit angehöriger Muscheln des Asowschen Meeres belegen ist, die Zeuge einer unlängst stattgehabten Meerestransgression ist (12).

Durch unsere Untersuchungen ist das Vorhandensein eines schmalen, terrassenförmigen Streifens längs der nordöstlichen Küste des Asowschen Meeres festgestellt worden. Im Bereich von Taganrog schwankt die Breite desselben zwischen $\frac{1}{2}$ und 3 km. Westlich von der Mius-Limanmündung, nächst dem Dorfe Wesselo-Wosnessenskoje verbreitet sich genannter Streifen bedeutend, indem er bis zu

10 km breit wird, um nach Südwesten hin wieder schmaler zu werden (s. Karte). Als schmaler Streifen ($\frac{1}{2}$ —1 km) dringt derselbe in die Niederung des Mius-Limans ein, wo er längs beiden Ufern des letzteren zur Beobachtung gelangt. Die Terrasse besteht aus tonig-sandigen Formationen mit *Paludina diluviana*, *Corbicula fluminalis*, *Didacna trigonoides*, *Didacna pseudocrassa*, *Dreissensia rostriformis*, *Dr. polymorpha* u. a. m., die von einer Lösserie überdeckt sind. An der Basis der Terrassenentblössungen ist sarmatischer (mittlerer oder oberer) Kalkstein entblösst. Die den Miusliman vom Meere trennende hohe Wasserscheide stellt einen Teil des Plateaus vor. Wir können daher der Anschauung N. A. Sokolows — die besagte Wasserscheide bestehe aus Ablagerungen mit *Paludina diluviana* u. a. m. — nicht beipflichten (17, 18).

Die Ablagerungen mit *Paludina diluviana* bestehen aus tonigen Formationen oben und sandigen unter. Sie werden von einer Lösserie überdeckt. In einigen Fällen ist jedoch der Löss auf der erodierten Oberfläche dieser Ablagerungen gelegen. N. Sokolow spricht sich dahin aus, dass die kaspischen Mollusken (*Cardium*, *Adacna*, *Dreissensia rostriformis*) für die Taganroger Region kennzeichnend sind. In den Sanden des Mius-Limantales wurde ausschliesslich eine Süswasserfauna mit *Paludina*, *Unio*, *Planorbis* vorgefunden (18). Doch haben wir in den Entblössungen beider Mius-Limanufer, neben Süswasserformen, auch kaspische *Cardium* angetroffen. Das Eindringen der Ablagerungen mit *Paludina diluviana* in das Mius-Limantal in der Form eines schmalen terrassenartigen Streifens spricht, entgegen der Ansicht Sokolows dafür, dass die Limanniederung von höherem Alter ist.

Das von uns von den Terrassenablagerungen gewonnene reichhaltige paläontologische Material wird von W. G. Bondartschuk bearbeitet.

Durch unsere Beobachtungen ist festgestellt worden, dass die Ablagerungen mit *Paludina diluviana* und kaspischen *Cardium* überdeckende Lösserie aus drei, mittels Horizonte fossiler Böden getrennten Lösstufen besteht.

Die erste Lösstufe war in 13 Fällen entblösst. Ihre Mächtigkeit schwankt in den Grenzen von 1,60 u. 6,89 m., im Durchschnitt ist sie 4,6 m; die zweite — in 14 Fällen, bei einer Mächtigkeit von 1,60 bis 7,30 m. im Mittel 4,40 m, während die dritte Lösstufe (13 Entblössungen) eine durchschnittliche Mächtigkeit von 3,4 m. aufwies, unter Schwankungen von 1,20 bis 5,00 m.

An der zweiten, besonders aber an der dritten Lösstufe haben sich, dank der Einwirkung unterirdischer Wässer, schwarze Anflüge von Mangansalzen gebildet, wodurch der Löss eine rotbräunliche Verfärbungsnuance erhalten hat. Dieser Umstand hat den Anlass dazu gegeben, dass N. Sokolow die unteren Teile der Lösserie, irrigerweise, als einen speziellen Horizont „rotbraunen Tone“ aussonderte.

An der zweiten und dritten Lösstufe haben sich fossile Böden gebildet. Der erste fossile Boden ist durch Tschernosjom in einer Mächtigkeit von 0,90 m. ausgedrückt; es ist dies der sogenannte gewöhnliche Tschernosjom. Der zweite auf der dritten Lösstufe formierte fossile Boden ist durch mächtige (1,20 bis 1,40 m) Tschernosjome repräsentiert. An einigen Entblössungen erreicht dessen Mächtigkeit 1,60 bis 1,70 m.

Wenden wir uns nun einer Ermittlung des Alters der Lösstufen, der fossilen Böden und der Terrassenablagerungen mit *Paludina*, *Corbicula* und *Cardium* zu.

Im Jahre 1919 suchte W. Soergel unter Zugrundelegung der Wechselbeziehung zwischen Lösstufen und Moränen verschiedener Stadien des Gletschervorstosses, sowie einer Analyse des petrographischen Bestandes des Lösses und der Lössfauna, das glaziale Alter der Löss Westeuropas in Zusammenhang mit einem Gletschervorstoss zu bringen, ohne Rücksicht darauf, ob eine neue Vereisung eingetreten war, oder nur ein abermaliger Vorstoss des Gletschers nach einem zeitweiligen Rückzug desselben stattgehabt hatte (16).

1924 sprach W. I. Krokos seine Meinung über das glaziale Alter der Lösstufen der Ukraine aus und zwar in Anbetracht des Umstandes, dass die zweite (von oben gerechnet) Lösstufe des Plateaus des östlichen und südlichen Grenzgebiets des Moränenbezirkes der Ukraine von der Moräne der Dnjeprvereisung durchschichtet ist (1926).

In seiner 1925 erschienenen Arbeit brachte W. I. Krokos die 4 Stufen des Ukrainer Lösses in Konnex mit den vier Vereisungen Ost-Europas.

Im Jahre 1928 untersuchte W. I. Krokos die Lagerungsverhältnisse der von A. Voronyj (13) auf der Terrasse des linken Ufers des Flusses Udaj, im Dorfe Shurawka, Bezirk Priluki (linksufrige Ukraine) aufgefundenen Kultur des Hochaurignacien des prähistorischen Menschen. Es stellte sich dabei heraus, dass die Kultur des Aurignacien auf Altfluss-Landseeablagerungen des Udaj gelegen ist und von der ersten (von oben gerechnet) Lösstufe überlagert wird (7). Die Forschungen W. Soergels haben erwiesen, dass die Kultur des Aurignacien der Würm-Interstadialzeit entspricht (16). Mit Rücksicht auf dasselbe Alter des Hochaurignacien Shurawkas ist die Zeit der Entstehung der ersten Lösstufe der Ukraine mit dem zweiten Vorstoss des Würm-Gletschers, d. h. Würm II zu verknüpfen. Eine Durchmusterung der einschlägigen Literatur, sowie die geologische Erforschung des Mitteldnjepr-Gebiets im Jahre 1929 liessen W. I. Krokos zum Schluss gelangen, dass der Dnjeprvereisungsmoräne drei, durch zwei Horizonte fossiler Böden getrennte Lösstufen überlagert sind. Von oben gerechnet sind dies: Löss-Würm II, Lösswürm I und der übermoränige Teil von Löss-Riss. Der erste fossile Boden ist Zeuge der Würm-Interstadiale und der zweite der Riss-Würm-Interglazialzeit.

Die Ablagerungen mit *Paludina diluviana*, *Corbicula fluminalis* und *Didacna trigonoides* des erforschten Gebiets werden von drei Lösstufen überdeckt, die durch zwei Horizonte fossiler Böden getrennt sind. Die Löss gehören bzw. dem Würm II, Würm I und Riss an. Die fossilen Böden beziehen sich auf die Würm-Interstadialzeit und die Riss-Würm Interglazialepoche. Somit bestimmt sich das Alter der Ablagerungen mit *Paludina diluviana* und *Corbicula fluminalis* als Mindel-Riss-Interglazialzeit. Zu dieser Zeit stand das geschlossene Schwarzmeer-Asow Meeresbecken im Konnex mit dem Kaspischen Meer. Zu Ende der Mindel-Riss-Interglazialzeit, möglicherweise aber auch ganz zu Anfang des Vorstosses des Rissgletschers bildete sich, infolge einer Hebung des Bodens, die Terrasse, auf welcher der Riss-Löss sich abzulegen begann.

An der Entblössung westlich von der Miuslimanmündung wurden im Lösswürm II und Würm I Humusverdunkelungen angetroffen. Das Fehlen derartiger Bildungen an den sonstigen Entblössungen lässt die Frage aufkommen, ob man diese Zwischenschichtungen für eine örtliche Erscheinung zu halten hat oder dieselben mit unbedeutenden Schwankungen des Würm-Gletschers in Verbindung setzen muss.

Wie bereits oben erwähnt wurde, hat sich P. A. Prawoslawlew dahin ausgesprochen, dass auf der schwach erodierten Oberfläche der derzeitigen Tschernosjom-Steppe des Asow-Küstengebiets eine sandige Lehmschicht mit zeitgenössischen Muscheln des Asowschen Meeres gelegen ist. Daraufhin spricht P. A. Prawoslawlew von einer unlängst stattgehabten Transgression des Asowschen Meeres, die sodann bald durch eine Regression abgelöst wurde.

Wir haben beide Stellen, wo P. A. Prawoslawlew die letzte Transgression des Asowschen Meeres verzeichnet, besucht und dabei folgendes konstatiert. Auf derzeitigem Tschernosjom am Rande eines Küstenabhanges liegt ein teilweise graulicher, humusartiger sandiger Lehm mit Überbleibseln von Kohle, Verbrennungsresten, Ziegeln, Glasscherben und sonstigen Bruchstücken zeitgenössischen Geschirrs, sowie vereinzelt *Gardium* und *Dreissensia*. Derartige Bildungen wurden nur in Stranddörfern vorgefunden, an unbesiedelten Stellen des Küstengebiets fehlen sie dagegen. Demnach sind sie als Abfälle einer Kultur der Jetztzeit anzusehen. Unsere Ansicht lässt sich noch durch folgende Überlegungen erhärten. Wäre in Wirklichkeit, wie P. A. Prawoslawlew es annimmt, unlängst eine Transgression des Asowschen Meeres vor sich gegangen, so würden sich deren Spuren in der Form eines frischen Küstenstreifens haben erhalten müssen und der Tschernosjom hätte Spuren einer Versalzung aufweisen müssen. So etwas gelangt aber nicht zur Beobachtung.

Die steilen Abhänge des Asowküstengebiets, sowie die beständigen Abrutschungen der Lössmassen längs der Oberfläche der tonigen Ablagerungen mit *Paludina diluviana* sprechen für ein zeitgenössisches Sinken des Küstengebiets. Hier wäre zu bemerken, dass an einigen Punkten die unteren Lösshorizonte unter dem Meereswasserspiegel des Asowschen Meeres und des Miuslimans gelegen sind.

UKRAINIAN ACADEMY OF SCIENCES

Symposium edited as a Memorial to the Late Academician P. A. Tutkowsky
Vol. I. 1931

Л. Ф. ЛЮНГЕРСГАВЗЕН (Київ)

ДО ПИТАННЯ ПРО ПРОСТЯГАННЯ ПІВНІЧНО-БІЛОРУСЬКИХ
КІНЦЕВИХ МОРЕН ТА ПРО ВІК БІЛОРУСЬКОГО ЛЕСУ

L. F. LUNGERSHAUSEN (Kyjiw)

ZUR FRAGE NACH DER AUSBREITUNG DER NORDWEISSRUSSISCHEN
ENDMORÄNEN UND DEM ALTER DES WEISSRUSSISCHEN LÖSSES

Не тільки стратиграфічні відношення потретичних витворів, а навіть основні геоморфологічні риси будови поверхні, а зокрема простягання кінцевих морен для Білоруси не можна вважати за твердо вже встановлені.

Г. Ф. Мірчинк, трактуючи про три зледеніння російської рівнини та призначаючи для Росії цілковиту можливість найдавнішого зледеніння, що відповідає гюнцькому часові Альпів¹⁾, ідучи за більшістю геологів, вважає російське зледеніння за максимальне й відносить до нього морену південноросійських льодовикових провінцій, а також горішню морену центральної Росії.

Південну межу міндельського зледеніння Г. Ф. Мірчинк проводить через Мозир—Річицю—Рославель²⁾; наступну на північ смугу кінцевих морен він розглядає як межу поширення вюрмського льодовика та схематично намічає її по південній межі озерної країни³⁾. Наступними працями Г. Ф. Мірчинк уточнює напрямок вюрмської кінцевої морени, приймає для неї трохи південніше положення і проводить її через Слуцький та Ігуменський повіти, звідки кінцева морена дістається в Демидівський повіт Смоленської губернії⁴⁾. Пізніше ту ж саму межу Мірчинк накреслює за лінією Слуцьк—Менськ—Лукомля—Чарєя—Орша—Смоленськ⁵⁾ і, нарешті, у своїй останній праці Мірчинк ще трохи змінює її, проводячи через Слуцьк, Смоленичі, Обольці та Оршу⁶⁾.

¹⁾ Г. Ф. Мирчинк. Послетретичные отлож. Чернигов. губ. и их отношение к аналог. отлож. Европ. России. Мемуары геол. отд. О-ва Л. Е. А. и Э., вып. 4.

²⁾ Г. Ф. Мирчинк. О количестве оледенений Русской равнины. Природа, № 7—8, 1928.

³⁾ Г. Ф. Мирчинк. Послетретичная история равнины Европ. России. Работы торф. Академии. Ест.-Ист. секция, вып. 1, 1920.

⁴⁾ Г. Ф. Мирчинк. О физико-географ. условиях эпохи отлож. верхн. горизонта лесса на площади Европ. России. Изв. Акад. Наук, 1928, № 2.

⁵⁾ Г. Ф. Мирчинк. О количестве оледенений...

⁶⁾ G. Mirčink, On the determination of the southern boundary of the glacier of Würmian time. Бюллетень комм. по изучен. четверт. периода при Акад. Наук, 1930, № 2.

Внутрішнє, стосовно до вюрмської кінцевої морени, пасмо Г. Ф. Мірчинк проводить через Вільну, Лепель та Сінне, звідки кінцева морена прямує на Вітебськ та, перетявши Зах. Двіну, зливається з мореновим краєвидом Городка та Невеля¹⁾. Час постання цієї кінцевої морени Г. Ф. Мірчинк умовно зіставляє з бюльською стадією відступання останнього альпійського льодовика.

А. М. Жирмунський, що зпочатку цілком поділяв погляди Г. Ф. Мірчинка на межу поширення вюрмського льодовика та на ріський вік горішньої середнеросійської морени²⁾, пізніш пристав до думок польських геологів, що зіставляють дві моренові поволоки Західного краю відповідно до ріського та вюрмського зледеніння Альпів³⁾. У невеликій розвідці видрукованої року 1929-го⁴⁾, А. М. Жирмунський накреслює межу вюрмського зледеніння (у згоді з ідеями Д. Н. Соболева) вже значно південніше, ніж це припускає Г. Ф. Мірчинк, знижуючи її приблизно до широти Шацька. Кінцево-моренні пасма, що лежать північніш, він розглядає, як морени відступання останнього льодовика, а Городоцько-Невельському пасмові надає неовюрмський вік (І. с., с. 24).

Нарешті Д. Н. Соболев накреслює в межах Білоруси „три етапи відступання вюрмського льодовика“⁵⁾. Межу максимального вюрма він проводить до наближеного збігання її з міндельською межею Г. Ф. Мірчинка (*Поліська стадія*); наступна на північ кінцева морена відзначає, за Д. Н. Соболевим, *Білоруську* стадію вюрма (І. с., с. 12); нарешті, пасмо ще далі на північ, що має назву *Литовського*, майже цілком збігається щодо напрямку з бюльською кінцевою мореною Г. Ф. Мірчинка (І. с., с. 15); цю морену супроводить зона лесів та лесуватих витворів (І. с., с. 22).

А проте, як свідчать деякі факти, ні одну з наведених схем не можна прийняти цілком задля північних районів Білоруси.

Студіювання літератури, що була в моєму розпорядженні, а також деякі мої власні спостереження з літніх екскурсій року 1930-го, примусили мене прийти до таких основних висновків:

1) Слідком за Д. Н. Соболевим та за А. М. Жирмунським я мусів визнати більше поширення вюрмського льодовика на терені Білоруси, ніж це робить Г. Ф. Мірчинк.

2) Загальноприйняте простягання Північно-Білоруських кінцевих морен я не вважав у достатній мірі обґрунтованим і його певною мірою змінив, погодивши з тектонікою корінних покладів.

3) Нарешті, в протилежність Г. Ф. Мірчинкові, головній масі білоруського лесу я приділив не вюрмський (*Würm I*, за новою термінологією), а бюльський вік (*Würm II*), причому для деяких діляниць Оршанської округи

¹⁾ Г. Ф. Мірчинк. О количестве оледенений Русск. равн., стр. 688.

²⁾ А. М. Жирмунский. Послетретичные образов. южн. части Смоленск. губ. Изв. Акад. Наук, 1925, № 9—11.

³⁾ А. М. Жирмунский. Общая геолог. карта Европ. части СССР, лист 44-й. Северо-западн. часть листа. Труды Геол. Ком. 1924, вып. 166.

⁴⁾ А. М. Жирмунский. К вопросу о границах оледенен. на Русск. равнине. Бюллетень Ком. по изуч. четв. пер. при Акад. Наук, 1929, № 1.

⁵⁾ Д. Н. Соболев. О стратиграфии четверт. отлож. Украины. Бюллетень Ком. по изуч. четверт. пер. при Акад. Наук СССР, 1930, № 2.

пошестило ще більше уточнити стратиграфію лесу, пов'язавши його з горішніми зандрами бюльської кінцевої морени та зачисливши таким чином формування лесового поверху до другої половини бюльського часу.

Я зупинюся, перш за все, на тих даних, що примусили мене визнати за „вюрмською“ кінцевою мореною Г. Ф. Мірчинка більш молодий вік, а саме — бюльський, відсунувши межу максимального вюрма далеко на південь, може бути — до північних меж білоруського Полісся. Ці дані я засновую головне, на тім, що схему Г. Ф. Мірчинка можна з деякою натяжкою застосувати до країв, що лежать на південь від Орші, а щодо Північної Білоруси, то ця схема аніяк не відповідає фактичним даним цієї території. Так, приймаючи трикратне зледеніння Західної Росії, можна б сподіватися на північ від вюрмської кінцевої морени на розвиток трьох добре відокремлених моренових поволок, відповідно до трьох комплексів льодовикових покладів; наявність одного чи двох поземів морени мусіла б становити, порівняльно, рідкий виняток, що не порушує загальної цілості ідеального геологічного перетину. А проте, нічого подібного ми не спостерігаємо в дійсності. Із даних найновіших дослідів я знаю тільки дві конкретні вказівки для всієї території Білоруси про наявність трьох самостійних морен. Це будуть з одного боку статті Я. Н. Афанасьєва^{1, 2, 3}), а з другого боку — праця Б. К. Терлецького, що він її присвячує виходам крейди в Менській окрузі⁴). Я. Н. Афанасьєв засновує власні висновки на описаному ним перетині горішньої надзапавної тераси Західної Двіни вище Вітебська, біля фольварку Підбереззя, де він спостерігав три моренові поземи, що їх відокремлюють піски значної грубини (І. с.). Та проте вже Ф. В. Люнгерсгаузен⁵), що відвідав 1925 р. цей перетин заперечував правдивість спостережень Я. Н. Афанасьєва і, припускаючи тут „тільки наявність моренового язика, пов'язаного з горішньою мореновою поволокою“, вказував на частеньке знаходження такої самої проблематичної „проміжної“ товщі і в низці інших пунктів Північної Білоруси, при чому ця товща буває виразно верстувата, або має раптове виклинювальне (лінійне) залягання, абож нарешті, становить делювіяльне нагромадження схилів⁶).

Нарешті влітку року 1930-го довелося й мені побувати на цьому відслоненні, при чому я спостерігав тут дві цілком чітко розвинені морени, що їх відокремлює надзвичайно груба, понад 20 м, верства звичайно тонких флювіогляціяльних пісків. Тільки в горішній за течією частині „Медвежої гірки“, завдяки вельми розвиненим тут зсувним явищам, частина високої берегової

¹) Я. Н. Афанасьєв: О почвах Витебск. с-х. опытн. ст. в совхозе Подберезья Кратк. отчет о деятельности Витебск. с-х. ст. за 1924—25 г. Витебск, 1925;

²) Этюды о покровных породах Белоруссии. Записк. Горецк. с-х. И-та, 1924;

³) Очерки почв по Белоруссии. Зап. Бел. Гос. с-х. Академии, т. I, 1926.

⁴) Б. К. Терлецькі. Апісаньне адкладау крейдавае системы у Менск. акр. Ін. Бел. Культ., Зап. адд. прыр. і гасп., т. I, 1928.

⁵) Ідею двократного зледеніння Західного краю цілком певно висловлював Ф. В. Люнгерсгаузен на лекціях в Білоруській с.-г. Академії. На жаль, він не розвинув цю думку у своїй останній зведеній праці (Уступ у геологію Беларусі,) присвяченій короткому викладові найважливішої літератури з цього питання.

⁶) Ф. В. Люнгерсгаузен. Каротк. справадз. аб маршр. геол. досьлед. пайночн. Беларусі у 1925 г. Ін. Бел. Культ., т. I, 1928, стор. 18.

жручі осліла донизу і через це горішня морена набрала ніби неприродного середнього становища; це, може, й дало привід Я. Н. Афанасьєву до вилучення його „середньої“ морени. У кожному разі, гідним подиву буде те, що це єдине й до того ще не точне спостереження могло лягти у згаданого автора в основу схеми, що він її потім поширив на цілу країну¹⁾.

Щодо праці Б. К. Терлецького (І. с.), то досить найпобіжнішого обізнання з фактичним матеріалом, що він подає, щоб переконатися у надзвичайній штучності його схеми, що за нею трьом мореновим поземам (m_1 , m_2 , m_3) надається не тільки петрографічна, але навіть стратиграфічна самостійність. Так, наприклад, його горішню морену (m_3) відокремлено від середньої (m_2) флювіогляціяльними пісками, що про них автор сам змушений сказати, що вони „зчаста випадають із перетинів“ (І. с., с. 53). З 24 закладених свердловин ці „міжморенові“ поклади трапилися тільки в п'яти випадках, при чому найбільша їх глибина не перевищувала двох метрів... Отже, неважко буде збагнути, що ми тут маємо звичайний випадок піскуватих сочкуватих включень у морені, що аж ніяк не можуть претендувати на самостійне стратиграфічне значення. Ця думка ще більше зміцнюється, коли ми розглядаємо профілі та перетини свердловин, що їх додано до праці Б. К. Терлецького, при чому його ідеальний перетин (І. с., с. 49) з нашими стратиграфічними позначенням²⁾ набирає такого вигляду:

- $Q_1^{Bühl/col}$ Лесуваті породи (L)
- $Q_1^{W/fg}$ Флювіогляціяльні поклади (fg_1)
- $Q_1^{W/m}$ { Горішня морена (m_3)
Міжморенові флювіогляціяльні поклади (fg_2)
Середня лесувата морена (m_2)
- $Q_1^{R-W/fg}$ Міжморенові флювіогляціяльні поклади (fg_2)
- $Q_1^{R/m}$ Долішня сіра морена (m_1)
- $Q_1^{R/fg.inf}$ Підморенові піски (fg_1).

Я тут не торкатимусь великої праці Гедройца, що так само вказує для Західного краю та для Польщі на частеньку наявність трьох морен³⁾, бо це твердження свого часу було з цілковитою очевидністю заперечено від Н. І. Криштафовича⁴⁾, який відзначав, між іншим, що „в фактичній частині праці самого К. Н. Гедройца немає ніде жадної вказівки на існування не тільки в Вільні, але й у цілій країні, трьох самостійних поземів моренових глин“. З цього приводу буде до речі навести думки того ж Н. І. Криштафовича, позичені із згаданої статті, що становлять короткий звід найхарактерніших перетинів потретичних покладів у Ковенській, Віленській, та Гродненській губерніях: „питання про існування двох льодовикових епох, що їх упереджено відкидають деякі спостерегачі на терені

¹⁾ Я. Н. Афанасьєв. До питання аб акрыцьцевых пародах Заходн. часткі СССР. Ін. Бел. Культ., т. I, 1928, стор. 8.

²⁾ Символіку визначень потретичних поземів запозичено з праць Г. Ф. Мірчикяка.

³⁾ К. Н. Гедройц. Геологич. исслед. в губ. Виленск., Гроднен., Минск. и Волын. и Северн. части Царства Польского. Матер. для геол. России, т. XVII.

⁴⁾ Н. Криштафович. Строеие ледников. образон. на территории Ковон., Виленск. и Гроднен. губ. Ежегодник по геол. и минерал. России, т. I, 1895 г.

згаданих литовських губернь, має блискуче потвердження та докази реального їх існування. Тільки випадкові спостерігачі, або ті, що обмежують район власних дослідів поверховим спогляданням якогось одного відслонення, можуть сумніватися в розвитку на терені цих губернь двох самостійних моренових поземів, що їх гостро розмежують міжльодникові витвори“ (І. с.).

Взагалі погоджуються з цим і висновки А. Б. Міссуні, що вказувала для Говогрудського повіту Менської губерні¹⁾ та для північних районів Білоруси²⁾ аналогічний перетин потретинної серії. Констатовані ж цим автором для басейну р. Вілії та для деяких інших ділянок Західного краю „чотири морени“ (І. с., с. 36—46) не можна брати в рахунок, бо автор суб'єктивно і зчаста без достатніх підстав зачисляє ті чи інші грубозернисті піскові поземи свердловин до аналогів, розвинених у іншому місці моренових глин, що їх ніби тут заступили продукти їхнього розмиву (І. с., с. 39). Отже, цілком ясно, що така гадка, що не позбавлена взагалі ймовірности, може бути конкретно перевірена й доведена тільки в виняткових випадках, а в своєму загальному вигляді становить тільки більш-менш дотепний здогад, що його можна з однаковим правом і прийняти, і відкинути. Щодо спостережень інших авторів, що досліджували ділянки Західного краю, то подаваний ними фактичний матеріал неухильно вказує на наявність тільки двох незмінно постійних моренових поволок³⁾.

З цього боку надто коштовними будуть висновки А. М. Жирмунського⁴⁾, що ґрунтуються на зведенні величезного матеріалу свердловин, при чому цей автор також посилається на дві морени для потретинної серії Західного краю, а в пізнішій (цитована вище) праці про розпросторення зледенінь прямо висловлює сумнів про доведеність для російської рівнини міндельського зледеніння (І. с., с. 23).

Навряд, щоб можна було з'ясувати це явище тільки тим, що всі сліди давнішого льодовика були затерті й знищені подіями пізніших зледенінь, особливо беручи на увагу прекрасну зберігальність покладів ріського часу, що їх перекривають потужні флювіогляціяльні та моренові нагромадження вюрма. Тим то ще незрозумілішим стає загальне захоплення ідеєю трикратного зледеніння західної частини СРСР відповідно до міндельського, ріського та вюрмського зледеніння Альпів. Навіть такий обережний дослідник, як

¹⁾ А. Б. Миссуна. К геологии Гродненской и Минской губ. Предварительный отчет по исследован., произвед. летом 1930 г.

²⁾ А. Б. Миссуна. Материалы к изучению ледников. отложен. Белоруссии и Литовского края. Матер. к позн. геол. строен. Рос. Имп., вып. 2, 1903 г.

³⁾ Я звертаю увагу також на те, що окремі вказівки деяких авторів, що спостерігали три моренових поземи в тім чи іншій ізольованій відслоненні аніяк не суперечать загальній ідеї розвитку в країні двох моренових поволок. Для пояснення я можу навести тут одно відслонення по р. Лучесі (Вітебськ. окр.) біля с. Тихоненок, де на очах дослідника горішньо-моренова товща раптово роздвоюється, включаючи в себе серію тонко-верстованих гравійних пісків, понад три метри завгубшки; ця ділянка відслонення створює цілковиту ілюзію трьох самостійних морен.

⁴⁾ А. М. Жирмунский. Подземные воды Западного края. Геол. Ком. Матер. по общей и прикладн. геологии, в. 63, 1927.

Д. Н. Соболев, у кінцевій таблиці своєї праці про четвертинні поклади України (І с., с. 22) вказує на „міндельську“ морену, смужкату глину та флювіогляціяльні поклади Польщі, Білоруси, та Литви, не застерігаючись у тексті й не подаючи жадних доказів за їхній справді „міндельський“ вік. Такої самої схеми Д. Н. Соболев додержується і в іншій своїй праці¹⁾. А проте, величезна кількість фактів цілком певно свідчить за те, поперше, що Білорусь ззнала саме двох зледенінь відповідно до двох широко розвинених на її поверхні моренових поволок, і за те, подруге, що фактично геологічні умовини на північ і на південь від „вюрмської“ кінцевої морени Г. Ф. Мірчинка різняться значною одноманітністю. Найістотніша різниця виявляється тільки в побудові горішніх надзаплавних терас: у той час, як на південь від кінцевої морени горішню (другу від низу) морену перекриває поверх лесуватих утворень (що переходять у вододільні леси), на півночі цього лесу немає і ту ж саму морену супроводять зверху звичайно негрубі нагромадження флювіогляціяльного піску та жорстви. Отже і найпереконливіший довід, що його можна було б узяти за potwierдження правильних побудовань Г. Ф. Мірчинка, а саме, наявність на півночі Білоруси іншої, порівняльно з півднем, кількості самостійних моренових поземів, мусить, висловлюючись обережно, підпадати сумнівові. Щодо розвинених на поверхні Середньої та Південної Білоруси лесів, що, до речі сказати, дуже часто не виявлені достатньою мірою типово та мають характерне острівне поширення— то вони аніяк не потребують для свого з'ясування визнання окремого зледеніння; ці леси можна цілком задовільно тлумачити тими довготривалими осціляціями, що ними визначалося відступання останньої крижаної поволоки та що зафіксувалися в вигляді величавих кінцево-моренових дуг Західнього краю. Нарешті, поруч з іншими фактами, що суперечать схемі Мірчинка, можна навести ще й таке міркування: коли прийняти для Білоруси розпросторення вюрмського льодовика, що його встановив Мірчинк, то залишається цілком незрозумілою повсюдна одноповерховість²⁾ білоруського лесу, що, за Мірчинком, відповідає цілому вюрмові, від рісвюрмської міжльодовикової епохи аж до холоцену, в той час як для України можна вважати

¹⁾ Д. Н. Соболев. О стратиграфии плейстоцена и геоморфологии окрестн. с. Михайловки Лебединского района, с. 9. Вісн. УРГРУ, № 14. 1930.

²⁾ Деякі вказівки на неоднорідність лесової товщі є в праці Б. А. Можаровського („Послетретичные отложения и водоносные горизонты в верховьях р. Трени“. Матеріали ЗАПОМО, в. 2, 1923 г.), що розчленяє в простовисному напрямі лесову товщу на три поземі горішній (безкарбонатний) позем „визначається глибиною буріння, 1,20—1,50 м“; середній позем виявлено цілком типовим лесом, карбонатним і багатим на журавлики; його grubня сягає 7—8 м; нарешті, долішній позем характеризується зміною кольору, буриться в НСІ менше, що пояснюється вилуговуванням породи завдяки чинності ґрунтової води (І с. с. 19).

Отже поділ Б. А. Можаровського має виразно умовний характер, і подібна ярусність лесу завдячує виключно півнішим гідро-хімічним процесам.

Щодо копальних ґрунтів, то в тій геологічній літературі, що я її використав, я натрапив тільки на вказівки на підсоровий копальний ґрунт та на його аналоги і не здибав жадної вказівки на наявність копальних ґрунтів у самій товщі лесу. З цього приводу я можу послатися також на деяких білоруських ґрунтознавців, як от А. Г. Медведєв, П. А. Кучивський, що усно повідомили мені таке: коли вони досліджували Білорусь, то ніде не зареєстрували жадного розділу лесу копальними ґрунтами.

нині за цілком доведену саме двоповерхову будову вюрмської лесової товщі. Навпаки, коли згодиться з тим, що „вюрмська“ межа Мірчинка відповідає тільки стадіальному станові льодовика, що відступав (за нашою термінологією, бюльській фазі), то така одноповерховість білоруського лесу буде цілком закономірною. А тому найправдоподібнішим буде сказати, що останнім (другим, інакше—вюрмським) зледенінням була захоплена більша частина Білоруси (частина розвинення двох моренових поземів) і тільки крайня південна чвертка її—Поліська частина, залишалася вільною від крижаної поволоки.

Таке уявлення прекрасно пов'язувалося б і з питанням щодо побудовання горішніх надзаплавних терас найбільших місцевих рік. Так, уся територія Білоруси та української Наддніпрянщини може бути розподілена на чотири цілком виразні провінції, прекрасно погоджені одна з одною:

1. Дніпро нижче Кременчука — екстрагляціальна частина;
2. Дніпро від Кременчука приблизно до Річиці — частина однократного зледеніння (ріського);
3. Дніпро між південною межею максимального вюрма та бюльською кінцевою мореною (Орша) — частина двократного зледеніння;
4. Західня Двіна (середня течія) — частина, що лежить на північ від бюльської кінцевої морени та що звільнилася від криги тільки в побюльські часи.

Для першої провінції буде характерним цілковита відсутність морени у перетинах горішньої надзаплавної тераси, що її складає майже виключно давній алювій, перекритий грубим (багатоповерховим) лесом¹⁾. Будову горішньої тераси другої провінції можна подати в такому вигляді (ідею схеми запозичено від Д. Н. Соболева — „О стратиграфии четверт. отложений Украины“, с. 18):

- $Q_1^W II /_{col}$. Вюрмський лес (горішній поверх)
- $Q_1^W I-II /_c$ Копальний ґрунт
- $Q_1^W I /_{col}$. Вюрмський лес (долішній поверх)
- $Q_1^{R-W} /_c$ Копальний ґрунт
- $Q_1^R /_{col}$. Ріський лес
- $Q_1^R /_m$ Ріська морена
- $Q_1^R /_{col} (?)$ Солодководні суглинки
- $Q_1^{M-R} /_{al}$. Піски з *Paludina diluviana*;
піски з поверстками ріні, з черепашками
солодководних м'якунів та *Elephas trogontherii*.

У перетинах провінції, що розташована північніше по Дніпру, випадає разом із ріським лесом і долішне-вюрмський лес (*Würm I*) та його заступає тут по відслоненнях буро-червона синхронічна йому морена, а ріська морена, що в попередній провінції займала розмірно горішне положення, знижується звичайно до підніжжя тераси:

- $Q_1^W II /_{col}$. Лесуваті утворення (не завжди)
- $Q_1^W I-II /_c$ Копальний ґрунт (подекуди торфо-мулісті утворення)
- $Q_1^W I /_m$ Буро-червона морена

¹⁾ В. Крокоста П. Лудький. Геологічний та гідрологічний нарис Ниво-Дніпрянського району. Труды Українського Н.-Д. Геологічного Інституту, т. III, с. 93—96. Київ. 1929.

$Q_1^{R-W/f.gl.}$ Флювіогляціяльні міжморенові поклади

Q_1^R /m Сіра мергеляста морена

$Q_{1R} /f.gl.inf.$ Флювіогляціяльні підморенові піски.

Нарешті, на просторах, що звільнилися від льодовика тільки в побюльськї часи, не встиг диференціюватися на поверхні другої тераси (Західня Двіна) навіть горішній позем лесу ($Würm II$) і вюрмська морена перекрита тільки розмірно грубою верствою флювіогляціяльного піску та жорстви, або ж узагалі позбавлена будь-якого перекриття.

$Q_1^W //f.gl.$ Не сильної грубини пісок та жорства

Q_1^{W1+WII}/m Буро-червона морена (горішня морена Білоруси)

$Q_1^{R-W}/f.gl.$ Серія верстуватих міжморенових пісків, вельми різноманітних, іноді з мулуватими та торфистими сочками, що мають у собі міжльодовикову фльору (наприклад, р. Сар'янка коло с. Дворжиці)

Q_1^R /m Сіра мергеляста морена (долішня морена Білоруси). Вельми потужна.

Не маючи точних даних, щоб конкретно накреслити південну межу вюрмського зледеніння, я тим часом умовно приймаю для нього розпросторення, відповідне Поліській стадії Соболева (loc. cit., с. 12), хоча згодом, мені здається, ця межа в багато чому мусить бути змінена. Щодо північної Білоруси, то, кажучи взагалі, накреслені від Мірчинка (G. Mirčink, I. c., с. 7) кінцево-моренові пасма мають простягання наближене до північно-східнього; ділянки кінцевої морени, розвинені біля Орші і на захід, біля с. с. Курейші та Алексиничі, Мірчинк¹⁾, зачисляє до вюрма, в той час як Сіннинсько-Лепельській кінцевій морені він надає бюльській вік і цю останню через Вітебськ пов'язує з Городоцько-Невельським мореновим пасмом.

А проте, навіть побіжний погляд на гіпсометричну мапу Білоруси підказує трохи інше розв'язання цього питання. Привертає увагу цілком виразно виявлена й сливе широтного напрямку горбовина, що перетинає Білорусь по лінії Лепель — Сінне — Орша та пов'язується за межами країни з відповідними більш-менш пасмуватими височинами сусідніх ділянок. З півночі цю горбовину обмежено широкою низиною, перетятою долиною Західньої Двіни, а ще на північ позначається нова кінцево-моренова смуга, особливо виразно розвинена в районі Городка та Невеля. Своїм характером Оршансько-Лепельська горбовина становить більш-менш одне ціле утворення, особливо за контрастом з низиною, що лежить на північ, а тому поділ її, — як це робить Г. Ф. Мірчинк, описуючи західню половину горбовини як бюльську кінцеву морену та продовжуючи її без достатніх підстав на північ північний схід, а східні ділянки її зачисляючи до вюрма — буде значною мірою штучним.

Нижче я подам деякі дані, що примусили мене зробити такий висновок.

У своїй праці, присвяченій фізико-географічним умовам епохи відкладання горішнього лесу (loc. cit.), Г. Ф. Мірчинк досить докладно описує

¹⁾ Г. Ф. Мірчинк. О физико-географических условиях эпохи отложения верхнего горизонта лесса на площади Европейской России, стр. 126.

окремі ділянки „вюрмської“ кінцевої морени з району Орші. В будові долішніх надзаплавних, а почасти й горішніх терас Дніпра та його допливів, він визначає наявність лесуватих порід, при чому ці породи в боки від долини переходять повільно в типові леси вододілів. У північному напрямі, разом із зміною, що її зазнають тераси (долішня), в міру наближення до кінцевої морени, лесуваті породи заступають грубіші піскуваті різности і, таким чином, непомітно зливаються із зандрами „вюрмського“ часу. Ці факти дозволили Г. Ф. Мірчинкові говорити про одночасність „вюрмської“ морени з давнеалювіяльними нагромадженнями долішньої (почасти, може, горішньої) надзаплавної тераси Дніпра та вододільного лесу, що розвинений на горбовині Смоленсько-Оршанського клину і на плято на північний захід від Орші (loc. cit., с. 124—125).

Вельми схожу картину випало мені спостерігати у західних районах північної Білорусі, під час свого обізнання там з будовою флювіогляціяльних покладів, що супроводять з півдня Сіннинське кінцево-моренове пасмо, і це примусило мене вперше завагатися щодо різночасности кінцевих морен Сінного та Орші. З цього боку надто повчальний випав один із маршрутів, що мав перерізати майже меридіонально північну половину Вітебської округи, прямуючи від Вітебська на Острівне та Сінне й кінчаючись у межах Оршанської округи, біля ст. Коханове (рис. 1; див. стор. 198). Згодом я спинюсь трохи докладніше на геоморфології ділянки між Вітебськом та Сінним, а покищо тільки вкажу, що тут широкого розвитку сягає своєрідний краєвид, що його Мірчинк приймає, як кінцево-мореновий, але цей краєвид насправді істотно різниться від типових утворень такого роду. На широті Сінного, гостро відокремлюючись від знижених просторів, що лежать на північ, проходить широка зона кінцевих морен, що їх орографічну виразність відзначив свого часу Г. Ф. Мірчинк. Поверхня кінцевої морени становить подекуди злегка погорбоване плято, що високо домінує над навколишньою місцевістю та цілковито вкрите розсипищами найрізноманітнішої наметневої жорстви; подекуди тут можна спостерігати й типовий кінцево-мореновий краєвид (Endmoränenlandschaft) і рельєф ускладнюється незчисленною кількістю хаотично нагромаджених високих горбів та крутих озоподібних пасом. На захід від Сінного кінцева морена простягається на Городець, Жеринське озеро, Вишенковичі та на Лепель. На схід — її цілком виразно можна простежити в напрямі: Попівка — Домашеве — Студенка — Алексиничі — Вишня — Забор'є — Каменка — Орша. Широчина кінцевої морени біля Сінного сягає близько 7—8 км і більше. На південь від Сінного, в напрямі на с. Забор'є, вона набирає характеру злегка розчленованого високого плято, що на значну глибину складається з коричнево-бурого наметневого суглинку і між с. с. Забор'є та Сенькове прикритим приступком відокремлюється від на південь лежачого зандрового поля ($Q_1^{Bühl./sandr.}$). По вимоїнах та ямах з'являється верстуватий та досить грубо відсортований коло підніжжя кінцевої морени пісок. Пересічна глибочінь колодязів у с. Сенькове доходить близько 6 м, що відповідає, очевидно, grubині піскуватої товщі. Трохи на південь, на широті с. с. Спиці та Фоминичі, і далі коло с. Андрійчик, зардрове поле ускладнюється смугою численних і частенько досить високих піскувато-

ГЕОЛОГІЧНИЙ ПЕРЕТИН ПОВЕРХНЕВИХ ПОТРЕТИННИХ ВИТВОРІВ ПО ЛІНІІ: м. Коханове — с. Подакки

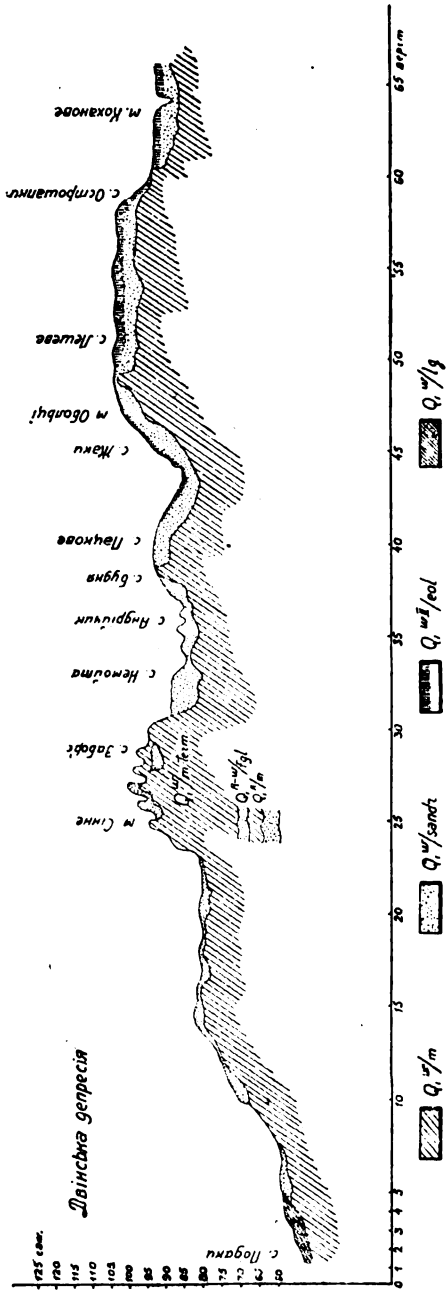


Рис. 1.
Geologische Entblösung posttertiärer Oberflächenformationen an der Linie Kochanowe-Podaky.

жорстких горбів, можливо, *кат*'ового типу, що складають зону горбистих передморенових утворень (Vormoräne). Далі поверхня вирівнюється, набирає рис звичайно положистої хвилястості. Разом із тим, в міру посовування на південь, щепто в міру віддалення від кінцевої морени, флювіогляціяльна поволока помітно змінює свій характер. Матеріал стає сортовий; контакт між горішньою тонкозернистішою, безнаметневою частиною поволоки та долішньою, грубішою, стає повільно виразним. Піскувато-жорствяні та гравійні утворення, що залягають в основі поволоки, є, кажучи загально, найпостійнішою частиною перетинів: будши пов'язані з долішніми поземами зандрів, що безпосередньо окаймлюють кінцеву морену, ці грубі піски, на віддаленні десятків кілометрів від кінцевої морени, заховують ті самі особливості, що й за безпосередньої близькості від цієї останньої. Навпаки, горішні частини перетинів, що складені з безнаметневих дрібних пісків та відповідні горішнім зандрам, підпадають безпереревній зміні, таким чином, що безпосередньо по відслоненнях можна простежити збільшення кількості тонких пілуватих частинок у складі породи, яка повільно ущільнюється та набуває коричнево-полового забарвлення. Верстуватість, як правило, щезає цілком, і тільки в виключних випадках спостерігається своєрідна тонка струмінчатість. Контакт із підлеглим жорстковим піском виразний; зрідка видко вклинювання гравійних проверстків у покривну тонку породу. Витискуючи решту покривних утворень, ця своєрідна модифікація горішніх зандрів захоплює широкі простори; її я простежив до ст. Коханове. У характері її залягання я помітив виразно виявлену тенденцію до обволікання. Вельми розчленований колись рельєф, оповитий плащем цієї породи, набрав рис особливої лагідності. Частенько простежено знижування її на схили і на дена широкіх давніх балок та інших депресій поверхні, поврізуваних у грубозернисті поклади долішніх зандрів, при чому це явище в жадному разі не постало завдяки делювіяльним процесам. По вимоїнах та ямах коло с. Лешевого ця тонка й злегка карбонатна порода набуває вже виразно лесуватого *habitus*'у і її підстеляє той же самий жорстковий пісок. Потужність її тут сягає до 3,5 м, грубшаючи трохи по положистих схилах та тоншаючи на вододільних плято. Такий самий характер мають і нечисленні відслонення коло ст. Коханове, звідки поволока лесуватого супіску простягається на Оршу і в межах Оршансько-Смоленського клину Середнеросійської горбовини переходить у вододільні леси еолового типу. Щоб ілюструвати описане потоншання поволокових піскуватих утворень, що в міру віддалення від кінцевої морени переходять в лесуваті супіски, я подаю тут кілька даних механічної аналізи:

	часток < 0,01 мм
с. Пацкове	8,0%
м. Обольці	11,4 "
с. Лешеве	23,2 "
„ Острошанки	28,0 "
м. Коханове	28,3 "
„ Горки	30,5 "

Отже констатовано, що будова флювіогляціяльних та лесуватих покладів, що супроводять з півдня Сіннинську кінцеву морену, добре погоджується

з вищенаведеними даними, що їх оголосив Г. Ф. Мірчинк для околиць Орші. А проте, Городоцько-Невельська кінцева морена, що її Г. Ф. Мірчинк через Вітебськ пов'язує з Лепельсько-Сіннинським пасмом, вже цілком позбавлена цієї зони лесу, будши облямованою тільки розмірно неширокою смугою зандрових утворень, самий характер яких у багато чому різниться від зандрів району Орші та Сінне, що лежать на південь. Так само й А. М. Жирмунський, згадуючи про Городоцькі та Невельські пасма, відзначає їх „молодий“ кінцево-мореновий краєвид, що „геоморфологічно гостро різниться від південнішого“ (І. с., с. 24—25).

Нарешті, коли до цього додати той факт, що між Оршею та Сінним можна вказати на безперервну низку пунктів з виразно розвиненим кінцево-мореновим краєвидом (див. вище), то стає очевидним майже широтне простягання кінцевої морени в межах північної Білоруси від Лепеля на Оршу та Смоленськ, всупереч північно-східньому напрямкові, що його приймає Г. Ф. Мірчинк. За такого тлумачення Городоцькі та Невельські кінцеві морени пов'язуються в другий рівнобіжний першому виразний ланцюг, що знаменує нову стадію відступання останнього льодовика та що лежить уздовж північних меж Білоруси.

Цілком неминучим стає цей висновок і за аналізи головних геоморфологічних особливостей будови широкої низовини середньої течії Західньої Двіни, затиснутої між горбистими смугами накреслених кінцевих морен. Ця проміжна зона становить простір широкого та своєрідного розвитку краєвиду, що свідчить про повільний відступальний рух льодовика, при чому цей рух переривався більш-менш довготривалою стаціонарністю, коли інтенсивне розтавання крижаних мас компенсувалося прибуттям нових запасів криги; це приводило до того, що периферичний край льодовика набував на деякий час досить сталого стану або перебував у коливальному рухові, що відбувався в неширокому розмірі. Як свідки цього повільного відступання, залишилися незчисленні вузькі та звивисті, з характерним профілем, озера, що втягуються рівнобіжно до головних кінцево-моренових ланцюгів, тобто в північно-західньому напрямку, піскувато-жорствяні ози, що частенько підносяться на тлі моренової рівнини, нарешті—хвилястий рельєф. З іншого боку, стаціонарний льодовик залишив по собі спадщину в вигляді плям кінцево-моренового та моренового краєвидів, цілих ланцюгів, що їх виявлено подекуди досить чітко, але вони швидко затухають з боків і теж видовжені здебільшого з NW на SO. Такі проміжні пасма, в вигляді поодиноких горбів та горбистих смуг, частенько трапляються у Вітебській окрузі; саме до такого типу утворень стосується, очевидно, кінцева морена Біла-Горбачеве, що її описала А. Б. Міссуна (І. с., с. 52); вона видовжена на північний захід від Полоцька та виявлена орографічно досить чітко. До цього треба завважити, що частогусто такі пасма не мають безпосереднього зв'язку з головними кінцевими моренами і становлять елементи проміжної зони відступання льодовика. Цікаво, що Г. Ф. Мірчинк зазначає для описуваної ділянки характерну наявність озер виорювання (Сіннинське, Березовське, Біле, Саро) та озів, що лежать між цими озерами й видовжені рівнобіжно до них (І. с., с. 127), при чому виявляється, що напрямок цих озів майже перпендикулярний до наміченої від Мір-

чівка кінцевої морени (бюль). Не заперечуючи, що багато з місцевих озер можуть справді мати характер виорювання, з тим оговоренням, що ці озера розташовані, на мою гадку, по глибоких ерозійних долинах, вимитих рівно біжно з краєм льодовика і належать, таким чином, до долин гляціобсеквенного типу¹⁾, я не можу не заважити, що розвинені тут „ози“ можна назвати цим ім'ям тільки з деякою умовністю. Бо ще А. Б. Міссун підкреслила, що „ми маємо цілковиту підставу надавати озоподібним витворам, що лежать на продовженні кінцевих морен“ та одного з ними напрямку, значення кінцевих морен (l. c., с. 28). Цю думку можна цілковито застосувати й до даної ділянки. Мені доводилося тут спостерігати вельми вузькі й круті пасма, що своїм зовнішнім виглядом сильно нагадують ози, але складені до самої основи з мергелястого наметневого суглинку. Таке пасмо я бачив, наприклад, на північ від Вітебську, коло с. Осинівки, при чому височина його щодо околишньої низовини сягала близько 17 м за значної довжини та північно-західного напрямку. Друге пасмо, що своїм розміром значно перевищує перше та частково складається з пісково-жорствяного матеріалу, підпирає західні береги озера Білого та пов'язаного з ним озера Липного, при чому довжина цього пасма значно перевищує 10 км. Такі ж самі озові пасма, що своїм характером мають багато спільного з утворенням кінцево-моренового типу, дуже часто можна констатувати на просторах описаної проміжної зони.

На північ від долини Західної Двіни, як зазначалося вище, лежить нова широка смуга кінцевих морен; ця смуга особливо гостро виявляється в районі Городка та Невеля. Простягання цієї кінцевої морени ще не цілком з'ясоване. Східне продовження її можна шукати, за Нікітином, Глінкою та Мірчинком, у кінцево-моренових витворах Торопця і, дуже можливо, Осташкова (Г. Ф. Мірчинк); на заході добре виявлений кінцево-мореновий краєвид було відзначено вздовж цілого південно-східного та південного берега Освейського озера (експедиція року 1929-го Ф. В. Люнгерсгаузена), звідки кінцева морена тягнеться на Себез, а далі набирає майже широтного напрямку, пов'язуючись, очевидно, вже безпосередньо з Невельсько-Городоцьким пасмом. Сюди ж таки, мабуть, стосується й описаний від С. Н. Нікітіна кінцево-мореновий вал у верхів'ях р. Великої²⁾.

На захід від Освейського озера кінцева морена досить прикро повертає на південний захід, перетинає Двіну й прямує, очевидно, на Вільну, де наявність кінцево-моренового краєвиду відзначили багато дослідників^{3, 4, 5)}. Характерною особливістю цієї північної зони кінцевих морен буде величезна кількість різноманітних озер, що широкою смугою супроводять кінцеву морену й дають змогу досить легко розпізнати простягання цієї останньої на топографічній мапі.

¹⁾ За класифікацією Д. Н. Соболева („Ледниковая формация Северной Европы и геоморфологическое расчленение русск. равнины“. Изв. Русск. Географ. О-ва, 1924, LVI, в. I).

²⁾ С. Н. Нікітин. Геологические наблюдения по строящимся линиям Московско-Виндавской жел. дороги, стр. 322. Изв. Геол. Ком. 1898, т. XIII, № 7.

³⁾ А. Missuna, Über die Endmoränen von Weissrussland und Lithauen. Zeitschr. d. d. geol. Ges., 54. 1902.

⁴⁾ А. Миссуна. К геологии Гроднен. и Минск. губ. Мат. для геолог. России. 21. 1904.

⁵⁾ Д. Соболев и Н. Соболев. О ледниковых отложениях в окрестностях Вильны. 1912.

Цікаво, що накреслене простягання кінцевих морен дуже добре погоджується з уявленням про тектоніку корінного девонського підложжя, що становить дольодовиковий рельєф цієї ділянки. Так, наприклад, коли прийняти для північної Білоруси тектонічну схему, що її пропонує Ф. В. Л ю н г е р с г а з е н, який обмежує долину Західної Двіни двома тектонічними лініями, згодом див'юнктивного типу (*Двінський грабен*), при чому одну з них, північну (*aa*), він проводить через Сар'янський вихід девону та Вітебськ, а південну (*bb*) через Барковщиану, Сінне та Оршу¹⁾, то виявляється, що напрямком південної лінії *bb* до найдрібніших деталей збігається з напрямком нашої Оршансько-Лепельської кінцевої морени. Точнісінько так само й північна (Городоцько-Освейська) кінцева морена дуже близько збігається напрямком з північною тектонічною лінією *aa* і буде тільки деякою мірою зміщеною відносно неї на північний схід (див. тектонічну мапу Ф. В. Л ю н г е р с г а з е н а; і. с., рис. 4). Навпаки, напрямком кінцевих морен від Сінного на Вітебськ та Торопець, — напрямком, що його приймає Г. Ф. Мірчинк — з одного боку, та від Чареї на Оршу та Смоленськ — з другого, стає цілком незрозумілим з погляду основних тектонічних елементів країни.

Залишається ще поставити питання про вікові співвідношення Північно-Білоруських кінцевих морен.

З неминучістю випливає з усього тут виложеного, що думка Г. Ф. Мірчинка про вюрмський вік Оршанської кінцевої морени не буде правдивою. Так само я не можу погодитися і з А. М. Жирмунським, що приділяє Городоцькій кінцевій морені бюльський вік та розглядає пасма, що лежать на південь, як кінцеві морени відступання останнього льодовика. Навпаки, беручи на увагу той величезний вплив, що його повинно було створити неовюрмське просування криги на цілу геоморфологію Північної Європи (на це вказує сам А. М. Жирмунський), а з другого боку, вважаючи за доведену двоповерхову будову горішньої (вюрмської) товщі українського лесу²⁾, при чому утворення наймолодшого члена цієї товщі повинно було припадати саме на Wügm II, — ми мусимо цілком зректися думки паралелізувати час нагромадження Городоцьких морен з неовюрмом (Bühl), бо Городоцько-Невельське пасмо на цілому своєму простяганні (зачисляючи сюди й східне його продовження) позбавлене окаймуючої зони лесу, і всі найпівнічніші ділянки лесових та лесуватих порід Білоруси наслідують у своєму розпросторенні обриси Оршансько-Лепельської кінцевої морени. Саме оці міркування й примусили нас приписати цій останній морені не характер звичайної „морени відступання“, а вік, відповідний до бюльської стадії останнього льодовикового періоду.

На доданій тут невеличкій мапі подано схематично межі кінцево-моренових витворів, що відповідають неовюрмові, в такому вигляді, як вони мені уявляються нині, а також накреслено північну межу розпросторення

¹⁾ Ф. В. Л ю н г е р с г а з е н. Уступ у геалогію Беларусі. Працы Навук. Т-ва на вивуч. БССР, VII том, 1930, с. 11—16.

²⁾ В. И. К р о к о с. Некоторые вопросы четвертичной геологии Украины. Изв. Главн. Геол. Разв. Упр., 1930, № 1, стр. 1—8.

лесу; укладаючи цю мапу, я використав, oprіч цитованої тут літератури, також мапи ґрунтів В. Г. Касаткіна¹⁾, Я. Н. Афанасьева (І. с.) та Н. Н. Рогового²⁾.

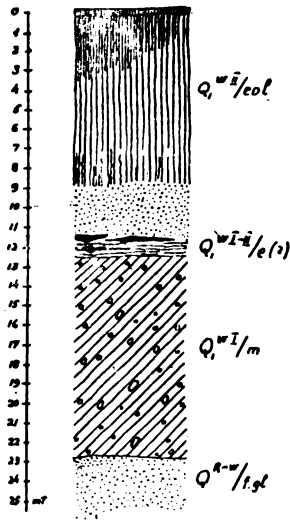
На закінчення мені хотілося б підкреслити деякі дані, що послужили мені для встановлення точнішої стратиграфії місцевого лесу.

Вище, на прикладі комплексу зандрових витворів, що супроводять Сіннинське моренне пасмо, я вже розглянув той щільний стратиграфічний і літологічний зв'язок, який існує між властиво зандрами та лесовою поволокою і який ще раз наочно доводить синхронічність морени та лесу. Як я уже вказував у тому ж таки прикладі, зандрова поволока тільки в безпосередній близькості до кінцевої морени становить більш-менш цільний витвір. У міру посування на південь, простовисні перетини виявляють все більшу різницю між долішньою (грубозернистою) половиною перетинів та горішньою, яка повільно еволюціонує в розумінні збільшення кількості тонких складових часток. До того ж, деякі факти дозволили мені говорити про можливість перерви між часом відкладання горішніх та долішніх зандрів.

Цікаво відзначити, що ці загальні твердження будуть цілком вірні і для віддалених від кінцевої морени ділянок вододілів, повитих плащем лесу, а зокрема і для Оршансько-Смоленського клину (рис. 2)³⁾. Б. А. Можаровський уперше вказав⁴⁾

Перетин горішньої частини попертинних покладів у межах Оршансько-Смоленського клину (м. Горькі).

Entblössung der oberen Partie der posttertiären Ablagerungen im Bereiche des Höhenzuges Orscha-Smolensk (Gorki).



Q₁W II/eol. Лес—Löss
 Q₁W I-II/e Озерно-болотняні поклади вюрмського інтерстадіялу-Landsee-moorige Ablagerungen der Würm-Interstadiale.
 Q₁W I/m вюрмська морена—Würm-Moräne.
 Q₁R-W/f. gl. Флювіогляціальні ріс-вюрмські поклади—Fluvioglaziale Riss-Würm-Sande.

Рис. 2.

¹⁾ В. Г. Касаткин. О почвах Белоруссии (Предварительное сообщение о почвенных исследованиях 1923 г.). Зап. Бел. Дзярж. Инст. С. Г., в. 2, 1924. Минск.

²⁾ П. П. Рагавы. Глебы Беларусі (гео-морфолёгічны нарыс) Працы горы-гароц. навук. Т-ва, т. V. 1923.

³⁾ На доданих тут перетинах (рис. 1 та 2) ужито таких позначок для окремих стратиграфічних та літологічних поземів плейстоцену:

- Q₁W I/g — давнє-озеро́ві (почати смужкати) витвори
- Q₁W I/f. g. — флювіогляціальні згромадження (над мореною)
- Q₁W II/sandr. — зандри найбільш зовнішньої з кінцевих морен неовюрма
- Q₁W II/eol. — леси та лесуваті витвори Würm II
- Q₁W I-II/e — копальні ґрунти хвалінського часу та стратиграфічно відповідні їм озерово-болотняні (тундрові) нагромадження
- Q₁W I/m — морена вюрма
- Q₁W I/m. term. — кінцеві морени Würm I.

⁴⁾ Б. А. Можаровский. Послетеритичные отложения и водоносные горизонты в верховьях р. Прони, стор. 25. Мат. ЗАПОМО, вып. 2. 1923.

для верхів'їв р. Проні налягання лесу на торфомулуваті витвори, що свідчать про таку перерву між відкладанням „горішньої глинястої морени“ та нагромадженням лесу. На цей же час припадає, за Б. А. Можаровським, і початок вироблення сучасної гідрографічної сіті. Згодом спостереження Б. А. Можаровського дістали широке потвердження, при чому не відмінилася і встановлена від нього загальна послідовність поземів: лес, проміжні торфо-мулуваті витвори, морена^{1, 2, 3, 4, 5, 6}).

Було виявлено, що горішня морена вельми часто несе на своїй поверхні сліди інтенсивного розмиву, а подекуди її перекриває верстуватий пісок (див. напр., Кучинський, І. с., с. 148), що перекритий, своєю чергою, лесом. Цілком виразно можна було спостерігати таке налягання лесу на пісок у кар'єрах цегельні р. Копилки (м. Горки), при чому, по місцях контакту піску та лесу, просліджено дуже багато забарвлених у інтенсивно-чорний колір давніх мулуватих сочок та ділянки зглеєної породи.

Щодо потужности лесу, то докладних вимірів, що давали б змогу міркувати про це, є вельми мало, надто мало даних є й для того, щоб дати якусь пересічну цифру щодо цього. У кожному разі, цілком можливо, що ми мали б тут певну розбіжність у порівнянні з потужністю відповідного горішнього позему лесу України. Так, наприклад, В. І. Крокос у своїй великій зведеній праці, присвяченій четвертинним покладам східньої та південної України⁷), встановлює ось таку потужність для „першого поверху лесу“ (згодом автор розчленовує його на горішньо-вюрмський та долішньо-вюрмський): на плято глибина коливається від 2,5 до 5,0 м, по схилах плято — від 2,0—4,0 м, нарешті по деяких терасах — від 1,6 до 5,0 м (І. с., с. 182—188). А проте, хоча В. І. Крокос (ор. cit.) і відзначає слідком за А. І. Набоких⁸) значну постійність потужности лесу від північних і до південних меж його поширення, але численні цифри, що він подає, свідчать скоріш за можливе збільшення глибини горішнього лесу в міру наближення до зовнішніх меж вюрмського зледеніння та зменшення цієї глибини до периферії відповідного

¹) М. М. Жуков. Предварительн. отчет о геологич. исслед. в сев.-вост. четверти 29-го листа, произв. в 1921—23 гг., стр. 692—694. Изв. Геол. Ком. 1925 № 6.

²) Ф. В. Л ю н г е р с г а ў з е н. Нарис геалёгічнае пабудовы Аршаншчыны Арш. Акр. Т-ва краян., „Аршаншчына“, ч. I, ст. 11. 1926.

³) Ф. В. Л ю н г е р с г а ў з е н. Нарис геалёгічнае пабудовы Горадкага раену. Працы Навук. Т-ва пры Б. Д. А. С. Г., т. III, ст. 3—5. 1927.

⁴) Ф. В. Л ю н г е р с г а ў з е н. Кароткая справаздача або маршрут геал. дасьледв. паўночн. Беларусс. у 1925 г. Ін. Бел. Культ., т. I, ст. 16. 1928.

⁵) Ф. В. Л ю н г е р с г а ў з е н. Уступ у геалёгію Беларусі. Працы Навук. Т-ва, т. VII, стор. 21. 1930 г.

⁶) Н. А. Кучынскі. Глебава-геаграфічны нарис паўночнай Аршаншчыны. Працы Навук. Т-ва, т. I. 1930 г., ст. 148—150.

⁷) В. И. Крокос. Материалы для характеристики четвертинных отложений восточной и южной Украины. Мат. дослід. ґрунтів, в. 5, 1927 р.

⁸) А. И. Набоких. Факты и предположения относительно состава и происхождения послетретичных отложений черноземной полосы России. Мат. по иссл. почвы ґрунтов Херсон губ., в. 6, 1915 г., стр. 159.

перигляціального простору. На жаль, тут доводиться брати геть усю вюрмську лесову товщу, в цілому, не розчленовуючи її, й робити певні висновки для горішньо-вюрмського лесу (Würm II), користуючись таким же великим числом спостережень, не щастить. Але в кожному разі висловлений здогад з'ясував би добре значну, порівняльно з Україною, потужність білоруського лесу. Саме, для вододілу р. Проні та р. Білої Натопа Г. Ф. Мірчинк¹⁾ вказує потужність білоруського лесу 8 саж., хоча ця цифра, як мені здається, занадто перебільшена. Б. А. Можаровський (І. с., с. 18) пересічну грубину вважає за близько 12 м. Нарешті М. М. Жуков (І. с., с. 693) показує для Оршансько-Смоленського клину потужність лесу на 10 м. Не підлягає сумнівові, що пересічна потужність білоруського лесу буде трохи менша, аніж навіть та потужність, що її подає Жуков. По природних відслоненнях в околицях Горок, де лес розвинений вельми типово, потужність його, очевидно, не перевищує 5 м. Свідчення селян, що копали колодязі на окремих ділянках плято, сходяться звичайно на цифрі 6—7 м, при чому нижче вони проходили намулові відклади, що стосуються вже до поземів Q_1^{W1-WII} . Найгрубіша товща лесу, що її показують перетини колодязів, не перевищує тут 8—8,5 м. Цікаво, що для деяких ділянок південно-східньої Білоруси, на межі з Чернігівщиною, П. Я. Армашевський²⁾ показує потужність лесу близько 30 м. Хоча знов таки доводиться відзначити, що така грубина буде, очевидно, сильно розминатися в пересічній грубиною лесу для даного району і становить скоріш виняток, проте все ж буде природно гадати, що ми тут маємо вже справу з двоповерховим лесом ($Q_1^{W1+WII/eol.}$) відповідно до межі, другого зледеніння³⁾, що тут проходить, яка відповідає максимальному вюрмові. Досить грубі леси розвинені також у районі Менську. Прекрасні перетини лесу мені доводилося спостерігати по ближчих південних околицях міста, в місці спуску Койданівського тракту до долини річки, що тут тече, при чому лес налягав на надзвичайно нерівну поверхню виразно верствуватих флювіогляціальних пісків, що їх підстеляє буро-червона морена ($Q_1^{W1/m}$). Грубина лесу сягала тут близько 4 і більше м.

Уже навіть ці подані нечисленні факти свідчать, що встановити більш-менш певну величину пересічної потужности білоруського лесу немає покищо жадної змоги.

Вертаючись до згаданого вище ідеального профіля залягання лесу та четвертинних витворів, що становлять його підложжя, можна намалювати, з деякою мірою правдоподібности, таку картину повільного розвитку льодовикових подій.

Очевидно, що слідом за нагромадженням долішніх зандрів, пов'язаних з відступанням вюрмського льодовика, настав деякий момент перерви, коли

¹⁾ Г. Ф. Мірчинк. Геологические исследования вдоль линии Новобелица — Прилуки и Орша—Ворожба. Изв. Геол. Ком., 1913, т. 32, № 3—4, стр. 461.

²⁾ П. Я. Армашевский. Краткий геологический очерк местности по течению Дняпра. „Днепр и его система“. Изд. Киев. Окр. Пут. Сообщ. Киев. 1908, стр. 61.

³⁾ Н. И. Криштафович. Послетретичные образования. Ежегодн. по геол. и минер. Россия, т. II, 1896.

розвантаження льодовикового матеріалу значною мірою зменшилося. Саме на цей час перерви припадає нагромадження темно-кольорових мулуватих витворів (вони, звичайно, вельми малої потужности, але стратиграфічно їх добре можна розпізнати) в озерово-болотній (тундровій) зоні, що облямовувала периферію льодовика. Далі наступним посиленням розтаванням криги (що йому, можливо, передувало місцеве просування вперед льодовикової межі в долішньо-бюльські часи) були викликані до життя нові потоки флювіогляціяльних вод, що їх відклади повинні були перекрити поклади передньої фази. При цьому найтонша складова частина днової морени могла вивестися надзвичайно далеко, особливо по системі тоді вже чітко визначених „гляціофлювіяльних“ долин (Д. Н. Соболев, і. с.). У той же час, підоплений фенами, цей тонкий матеріал на просторах вододілів мусів відкладатися вже чисто еоловим способом, чому розвинені тут леси в виключних тільки випадках виявляють мало помітну верствуватість, що вказує на відкладання в замкнених спокійних водоймах еолового пилу, що сюди потрапляв.

Саме в таких особливостях формування лесової породи полягає, на мою думку, розгадка своєрідного острівного розпросторення місцевого лесу.

Я аніяк не можу погодитися з Б. А. Можаровським, що добачає тут вплив пізнішої ерозії. „Випадки переривчастого залягання лесу по районах, сумежних з великими безлесовими зниженнями, — пише Б. А. Можаровський, — наявність плоских знижень, оточених височинами, що складаються з лесу, все це наводить на думку, що лес мав передніше суцільне розпросторення в верхів'ях р. Прони і тільки вже за пізнішої епохи, за епохи підсилення льодовикових явищ, у межах озерової країни він підпав розмиву по напрямках головніших магістралів давнього водостоку“ (І. с., с. 20).

Як видно, Б. А. Можаровський розглядає сучасний рельєф з його височинними контрастами, як наслідок розмірно недавнього могутнього розмиву, в той час як я схильний добачити в особливостях сучасної орографії району вплив давнішого передльодовикового рельєфу, одним із підтверджень чого є той загальний факт, що лесові масиви й острови Білоруси майже завжди пов'язані з деякими виступами корінних порід, що по сумежних просторах глибоко поховані під товщею четвертинних витворів. Окрім того, я не можу погодитися з висновками Б. А. Можаровського з двох причин: поперше, покищо я не знаю жадного факта, що показує на те, щоб північна межа розпросторення лесу переступала південну межу „озерових просторів“; подруге, я вважаю, що білоруський лес фактично не міг бути розмитий „за епохи підсилення льодовикових явищ“, бо нагромадження лесової товщі припадало на час відступання неовюрмського льодовика (Würm II, саме горішній Bühl), а тому закінчення процесу лесоутворення на території Білоруси повинно було припадати на ті часи, коли тут усякі льодовикові явища вже цілковито вщухали, бо рухлива периферія льодовика в цей момент мусіла перебувати в широтах значно далі на північ.

Висновкам Б. А. Можаровського суперечить і весь характер місцевої гідрографічної і особливо ярово-балкової системи. На жаль, у цім напрямі ми маємо покищо обмаль фактичного матеріалу, щоб робити якісь певні

висновки, але в кожному разі можна з переконливістю сказати, що сучасна ярова ерозійна сіть тільки починає своє розчленування вододілів, розвиваючись у напрямі давніших і почасти знівельованих покладами лесу широких жолобин водостоку хвалінського часу (вюрмський інтерстадіял). Мені здається, що ця похована під лесом ерозійна сіть досягла, можливо, навіть значнішого розвитку, ніж та ярова система, що її має сучасний рельєф. Цікаві факти в цім напрямі повинні б дати надрічкові простори, де кожна терасова поверхня становила самостійний базис ерозії, а через це і розвиток ярових форм повинен був мати певний відбиток різних денудаційних циклів, хоча, звичайно, далеко не в такій чіткій та рельєфній формі, як у екстрагляціяльній (навіть стосовно тільки до вюрму) частині території СРСР (див. Д. Н. Соколов: „Про стратиграфію плейстоцену та про геоморфологію околиць с. Михайлівки Лебедин. району“, стор. 1—4). Деякі вказівки на таку складну будову дають нечисленні перебалочки та ярки, що перетинають правий берег Західньої Двіни, нижче Суража, де вузька, але вельми характерна, друга надзаплавна тераса Двіни прикрим приступком відокремлюється від поверхні першої тераси, перетятої системою таких самих перебалочків. На південь, в обсязі розвинення лесу, як про це зазначалося вже в переднішому викладі, можна спостерігати численні, поховані під лесом давні балки, що їх наявність використала сучасна гідрографічна сіть, яка допіру тільки почала їх реставрувати з-під лесового плаща, що їх укриває. Вельми часто по денах таких давніх балок, що відзначаються характерним спокійним та широким профілем, можна бачити вторинні молоді водотоки, з прямовисними, енергійно розмитими боками та з зазубреними в пляні обриси країв.

У кожному разі, вся сучасна гідрографічна сіть описуваного району справляє враження значної ще молодости, щодо пізніших геологічних покладів, неначе затримане на довгий час ерозійне розчленування місцевости тільки починає накреслюватись у найзагальніших рисах; ось чому говорити, що широкі простори на терені середньої Білоруси підпали ніби в побюльські часи величезній руйнацькій роботі „льодовикових“ чи інших чинників, що усунули з цих просторих територій значні товщі лесу, буде попросту не вірно.

Навпаки, я припускаю, що лес, повиваючий зверху вододільні плято, не становить собою стратиграфічно єдиний позем. Типовому лесові по вододілах відповідає по давніх жолобинах водостоку та по широких долинах передльодовикових потоків суцільна та витримана поволока флювіогляціяльних пісковилянистих покладів, що подекуди наближаються своїм характером до звичайних зандрів. Лесовий пил, що тут сідав, мусів неминуче розчинитися, асимілюватися в загальній масі грубіших флювіяльних відкладів, і тільки в умовинах розмірно сухих вододілів, що їх визначено ще передльодовиковими формами рельєфа, товщі лесу, що тут формувалися, могли цілком зберегти властивий їм і високою мірою специфічний характер субаеральних покладів. Вододільний лес стратиграфічно буде відповідний грубозернястим відкладам „пласких знижень“, і ці останні ніколи не перекривалися лесом,

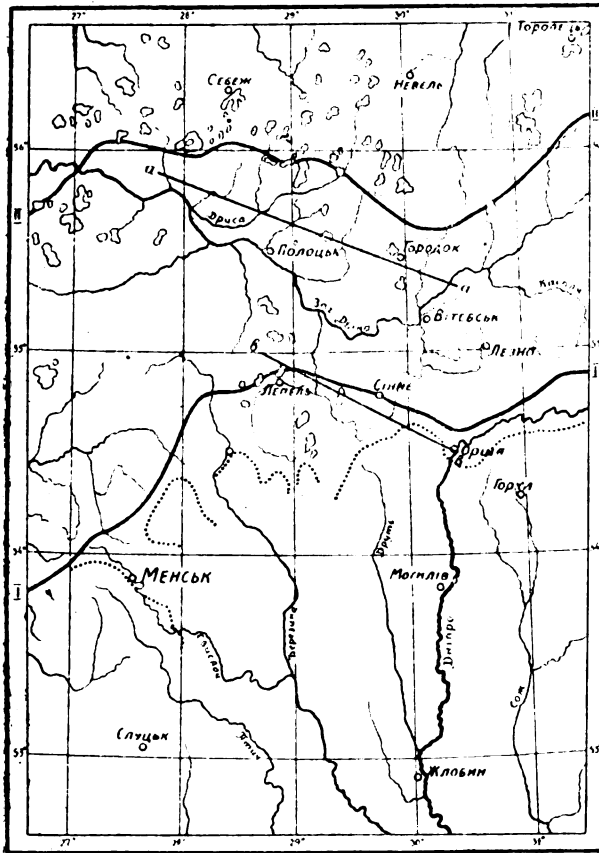
як гадає Б. А. Можаровський. Тут ми маємо тільки різні місцеві той ж поволоки варіяції, що репрезентовані, в залежності від умовин рельєфу, або типовими флювіогляціальними нагромадженнями, або еоловим лесом. Щодо водної ерозії, то в польодовиковій історії країни вона має остільки мале

значення, що всяка спроба накинути їй таке велике явище, як відзначене тут острівне розпросторення лесу, мусить бути безперечно відкинута.

Отже, вертаючись до питання про вік білоруського лесу і резюмуючи всі наведені вище міркування та факти, ми можемо вивести, що лесова поволока Білоруси стратиграфічно відповідає горішнім поземам зандрового поясу, що облямовує бюльську кінцеву морену і його вік визначається як горішній бюль.

Такий висновок стоїть у згоді з висновками П. А. Тутковського¹⁾, Д. Н. Соболева²⁾ та В. І. Крокоса³⁾, що застосовують час нагромадження лесу до моментів максимуму розпросторення льодовика та до перших моментів його відступання, всупереч гадці Н. І. Криштафовича⁴⁾, що гадав, ніби нагромадження лесу припадає якраз навпаки — на першу половину кожного з наступавших зледенінь.

Та проте, визнаючи вік нашого північного лесу, як горішньо-бюльський, я тим самим не вважаю за можливе покищо погодитися з українськими геологами, які визнають, що го-



— можливе простягання північно-білоруської кінцевої морени (I—Bühl, II—Gschnitz)
aa, bb — тектонічні лінії, що обмежують Двінський габен (за Ф. В. Лунґерсгаузен)
..... північна межа розповсюдження лесу

Durch ununterbrochene schwarze Linien wird die vermutliche Verbreitung der Nord-Weissrussischen Endmoränen (I—Bühl-Endmoräne. II—Gschnitz-Endmoräne) bezeichnet. aa, bb—tektonische Linien, die den Düna-Graben abgrenzen (nach F. W. Lungershausen). Die unterbrochene punktierte Linie bedeutet die nördliche Grenze der Verbreitung des weissrussischen Lösses.

Рис. 3.

¹⁾ П. А. Тутковский. К вопросу о способе образования лесса. Землеведение, т. 4. 1899, стр. 213—311.

²⁾ Д. Н. Соболев. Польско-Украинская перигляциальная золовая фермация. Вісн. Укр. Віда Геол. Ком., 1925, в. 6, стр. 54.

³⁾ В. И. Крокос. Время происхождения украинского лесса. Почвоведение, XXI, № 1. 1926 г., стр. 14.

⁴⁾ Н. И. Криштафович. Гидрогеологическое описание территории г. Люблина и его окрестностей. Зап. Ново-Александр. И-та с.-х. и лесоводства, т. 15, в. 3. Варшава. 1903, стр. 188.

ПОРІВНЯЛЬНА СТРАТИГРАФІЧНА ТАБЕЛИЦЯ ВЮРМСЬКИХ ПОКЛАДІВ БІАЛУСИ ТА ДЕЯКИХ СУМІЖНИХ ПРОСТОРІВ

Епохи	Вік	Стадію	Середня Білорусь	Північна Білорусь	Кінцеві морени Півд.-Західної країни	Україна
М	II	D a u n	Алювій річок, делювіальні нагромадження, початок формування ґрунтового накреття	Алювій, початок формування сучасного ґрунту Зандрова поволока; відклади флювіогляд. потоків; смужкаті глини по давніх озерах. Басейнах, що супроводять гляціоб-секвентну низовину Західн. Двіни	Сальпавселько	Початок формування сучасного ґрунту; алювій
		G s c h n i t z				
Я	III	Горішній бюль (стаціонарний стан льодовика, а потім відступання)	Л о с		Оршансько-Пельсьсько-Менське пасмо	Горішній вюрмський лес
		Долішній бюль (поступний рух льодовика)				
О		Вюрмський інтерстадія (хвалінський час)	Давні озерно-болотні поклади, подекуди сади копального ґрунту. Система копальних балок	М е р с е н а		Перший позем копального ґрунту
В		W Ü R M I	Морена, іноді з пісково-жорсткими ветврами на поверхні		Поліська кінцева морена Д. Н. Со-болева	Долішньо-вюрмський лес

рішньо-вюрмський лес України формувався на протязі цілого Würm II¹⁾, і тому для мене залишаються не цілком зрозумілі вказівки В. В. Різниченка²⁾ на складне побудування горішньо-вюрмського лесу України, що власне дало цьому авторові привід вирізнити умовно відповідні підповеми Bühl, Gschnitz, Daup. У кожному разі, північні простори не дають покищо позитивних доказів для цього, а тому природно буде гадати, що саме в горішньо-бюльські часи існували якісь своєрідні умовини, що припускали можливість відкладання лесу на просторах перигляціальної провінції, але ті умовини жадного разу не повторювались пізніше, в процесі наступного завмирання льодовика, що залишав по собі широкі безлесові простори.

Київ.

Листопад, 1930 р.

ZUSAMMENFASSUNG

1. Das in neuester Zeit von zahlreichen Forschern gesammelte Material lässt eine zweimalige Vereisung des Westgebiets am wahrscheinlichsten erscheinen, wobei die erste Vereisung eine maximale und die Riss-Alpenvereisung eine synchronistische gewesen sein muss.

2. Die Annahme G. F. Mirčink über die Ausbreitung des Würm-Gletschers entspricht nicht der Wirklichkeit. Die Grenze des maximalen Würm-Gletschers ist nämlich bedeutend südlicher zu ziehen in Übereinstimmung mit den Anschauungen D. N. Sobolews, der als peripherische Grenze der Ausbreitung des Würm-Gletschers die Endmoränen-Ketten des Polessjestadiums annimmt. Die Richtigkeit dieser Annahme wird auch mit aller Bestimmtheit durch eine vertikale Entblössung des posttertiären Komplexes nördlich und südlich von der „Würm“-Endmoräne von Mirčink bestätigt; dieser Komplex ist fast im Gesamtgebiete Weissrusslands durch zwei von fluvioglazialen Formationen von einander abgegrenzte Moränenhorizonte ausgedrückt. Als ein weiterer Beweis für diese Annahme kann auch der Umstand gelten, dass die Lössе Weissrusslands überall Einstufigkeit aufweisen und aus diesem Grunde mit dem oberen Würm-Löss der Ukraine (Löss-Würm II) parallelisiert werden können, weshalb die von ihnen umränderte Endmoräne nicht dem maximalen Würm, sondern nur dem äussersten Bogen des Neowürm entspricht. Eine umfangreichere Ausbreitung der zweiten (Würm-) Vereisung wird endlich auch durch eine Nachprüfung des Baues der oberen überauigen Terrassen des Dnipro und der Düna bekräftigt.

3. In dem von G. F. Mirčink entworfenen Schema der Ausbreitung der Endmoränen ist eine Reihe von Berichtigungen vorzunehmen. Die Orographie des Landes, der Charakter der Ausbreitung posttertiärer Auflagerungen und

¹⁾ Я розумію неовюрм в тому значенні, як це розшифрував останніми часами А. М. Жирмунський (Опыт сопоставления западно-европейских, американских и русских схем по геологии антропогенной эры. Изв. Главн. Геол.-Развед. Упр. XLIX, 1930, № 6), хоча і не вважаю обов'язковим і навіть доцільним (особливо в умовинах Західної країни) вирізняти неовюрму в самостійну льодовикову епоху.

²⁾ В. В. Різниченко. До четвeртинної історії району канівських дислокацій. Вісн. Укр. Відд. Геол. Ком., 1924, в. 5.

besonders der Umstand, dass die nördliche Lössgrenze längs der deutlich ausgesprochenen Linie der Moränenhöhen verläuft, welche mit den von G. F. Mirčink angegebenen Endmoränen nicht zusammenfällt, lassen auf eine etwas andere Ausbreitung der letzteren schliessen und zwar auf eine grössere Ausdehnung derselben in der Breitenrichtung, als dies G. F. Mirčink vermutet. Die südliche der nordweissrussischen Endmoränen, die dem äussersten Endmoränenbogen des Neowürm entspricht, wird von mir längs der Linie Orscha — Senno — Lepel, und weiter, den von A. B. Misuna beschriebenen Endmoränen folgend südlich von Minsk lokalisiert. Diese Endmoräne ist in geomorphologischer Hinsicht für Nordweissrussland (und selbstverständlich auch ausserhalb dieses Gebietes) von besonderer Bedeutung, da die nördlichsten Regionen der Lössbedeckung in ihrer Ausbreitung dieser Moräne nachfolgen (Siehe Karte). Sollte die Annahme hinsichtlich des Neowürm-Alters dieser Moränenkette richtig sein, dann werden nachfolgende Forschungen eine weite Entwicklung der Endmoränenformationen vom Durchragungstyp (sogenannte Staumoränen) nachweisen, während Hinweise dieser Art gegenwärtig sehr spärlich und unbestimmt sind. In den Grenzen Weissrusslands ist diese Moräne gegen Norden durch eine deutlich abgesonderte Niederung (Dünadepression) begrenzt, mit einem ihr entsprechenden tektonischen Durchbruch des Grundbettes (Dünagraben); dieselbe musste in der Postbühl-Zeit die Rolle eines glaziobsequenten Tales (Gschnitz) gespielt haben.

Nördlich von der Dünadepression ist eine neue Zone von Endmoränen angedeutet, die vielleicht dem Gschnitzstadium des Neowürm entspricht und augenscheinlich aus Endmoränenformationen eines rein akkumulativen Typs (Aufschüttungsmoräne) zusammengesetzt ist. Die Ausbreitung dieser Endmoräne wird bedingungsweise von der Moränenkette Gorodok-Nevel nach Sebež und dem Osvejschen Landsee und weiter südlich nach Wilno hin (Abb. 3) sich erstreckend angenommen; zwischen diesen Endmoränen-Hauptketten wird eine Reihe von kurzen und in orographischer Hinsicht weniger bedeutenden Endmoränen verzeichnet, die in verschiedenen Richtungen, am häufigsten aber der Ausbreitung von Hauptketten im grossen und ganzen parallel, verlaufen.

4. Der äusserte Bogen des Neowürm (die Endmoräne Orscha — Lepel) wurde mit einem gewissen Grade von Bedingtheit dem Bühl-Stadium der Alpenvereisungen gleichgestellt und der ganze Komplex fluvioglazialer und anderer Ablagerungen, die von Süden her diese Endmoränen begleiten und oberhalb der zweiten (von unten gerechnet) (Würm-) Moräne liegen, als Bühl bestimmt. Die fluvioglazialen (Sandr-) Decke dieser Zeit weist in vertikaler Richtung eine Gliederung in zwei Horizonte auf, die von mir als das *untere* und *obere Sandr* benannt worden sind. Die oberen Sandre gehen in dem Masse, wie sie sich von der Endmoräne entfernen, sehr allmählich (siehe die mechanischen Analysen) in eine lössähnliche Decke über, welche die Formen des alten, während der Würm-Interstadiale (Chwalynskzeit) ausgebildeten Reliefs überzieht und in den Gebieten der Wasserscheidehöhen in ausgesprochene äolische Löss übergeht. Das Alter des weissrussischen Lösses wurde demnach als das obere Bühl bestimmt.

5. Die Mächtigkeit des weissrussischen Lösses in seiner typischen Entwicklung ist als ziemlich bedeutend anzusprechen (über 8,0 m) und übertrifft die mittlere

VERGLEICHENDE STRATIGRAPHISCHE TABELLE DER WÜRMABLAGERUNGEN IN WEISSRUSSLAND UND EINIGEN NACHBARGEBIETEN

Epoche	Abschnitt	Stadien	Mittel-Weissrusland	Nord-Weissrusland	Endmoräne des Nordwestgebiets	Ukraine
M	II	D a u n	Fluss-Alluvium, Diluvialanhäufungen. Beginn des Formierens der Bodendecke	Alluvium, Beginn der Formierung zeitgenössischen Bodens	Salpausselkä	Beginn der Formierung zeitgenössischen Bodens. Alluvium
		G e s c h n i t z			Newel-Gorodok-Wilno-Endmoränenkette	
R	M	I	L ö s s		Orscha-Lepel-Minsk-Endmoränenkette	Oberer Würm-Löss
Q	W	B	Landsee- und Sumpf-Altkalmlagerungen, stellenweise Spuren von fossillem Boden. System von fossilen Schluchten	M o r ä n e		Erster Horizont des fossilen Bodens
W	W	W	Moräne, mitunter mit Sand-schotterformationen an der Oberfläche		Polessje-Endmoräne von D. N. Sobolew	Unterer Würm-Löss

Mächtigkeit des Oberwürm-Lösses der Ukraine, was zu der Vermutung Anlass gab, dass die Mächtigkeit des oberen Lösses mit der Annäherung an die äusseren Grenzen der Würm Vereisung zunimmt und gegen die Peripherie der entsprechenden periglazialen Provinz abnehmen dürfte.

6. Die inselartige Ausbreitung des weissrussischen Lösses ist offenbar nicht durch Erosion bedingt, wie es einige Autoren meinen, sondern durch die Besonderheiten der Anhäufung äolischer Massen und fluviatiler Ablagerungen unter verschiedenen Bedingungen des Reliefs. Dem typischen Löss der Plateaus entsprechen demnach stratigraphisch gröbere Ablagerungen an alten Abflussgräben und breiten Senkungen des Reliefs, wo der dünne Lösstaub in der Gesamtmasse von Sandteilchen gelöst ist.

7. Die Tatsache, dass unter allen Endmoränenketten des Neowürm nur die Synchronbühlkette (die äusserste Kette) von einer deutlich bemerkbaren Lösszone umrändert ist, lässt keine Gewissheit aufkommen, dass der obere Würm-Löss der Ukraine sich während der ganzen Dauer des Neowürm formiert hat und dass die Spuren der fossilen Böden im Bereiche dieser Stufe dem Bühl- Gschnitz- und Daunstadium entsprechen.

ВСЕУКРАЇНСЬКА АКАДЕМІЯ НАУК

Збірник нащ'яті академіка П. А. Тутковського
Т. I. 1931

UKRAINIAN ACADEMY OF SCIENCES

Symposium edited as a Memorial to the Late Academician P. A. Tutkowsky
Vol. I. 1931

А. Н. МАЗАРОВИЧ (Москва)

ПРО ХАРАКТЕР ТА ВІК НАЙГОЛОВНІШИХ ТИПІВ ПОТРЕТНИХ ПОКЛАДІВ СХОДУ РОСІЙСЬКОЇ РІВНИНИ.

A. N. MASAROWIČ (Moskau)

CHARAKTER UND ALTER DER WICHTIGSTEN TYPEN DER QUAR- TÄRABLAGERUNGEN IM OSTEN DER RUSSISCHEN EBENE

Велика рівнина Східньої Європи становить єдине геоморфологічне ціле, що його рельєф цілковито пов'язаний із життям тих могутніх льодовиків, що сунули з височин Фенно-Скандії на рівнину й викликали тут цікаві зміни рельєфу то шляхом акумуляції льодовикових та екстрагляціальних нагромадженнь, то, навпаки, шляхом чинности різних потоків, то, нарешті, впливом різних факторів абляції. Через те картина утворилася тут надзвичайно складна, її в повному обсязі ще не розплатано й тому вона в різних своїх частинах припускає суперечні тлумачення. Зокрема й досі становить загадку проблема походження лесу, а також дуже мало вивчено ролю новіших тектонічних рухів та пересування меж морів, що обмивали країну впродовж цілого потретинного періоду.

З геоморфологічного та стратиграфічного погляду можна розрізнити кілька великих просторів на Російській рівнині (мал. 1). З одного боку, треба вирізнити простір останнього зледеніння, що його характеризують моренові краєвиди, зони кінцевих морен, а з погляду стратиграфічного — наявність двох або трьох морен, поділених міжльодовиковими витворами. В формі широкої, неоднакової широчини смуги, її оточує смуга, що стосується також до просторів зледеніння, але різниться від нього відсутністю моренового краєвиду; найголовніші риси рельєфу цієї смуги визначає нині виключно чинність ерозійних сил. Тут ми маємо льодовикову акумуляцію в формі, головним чином, одної морени. Багато важать тут одноманітні піскуваті нагромадження флювіогляціального та алювіяльного характеру. Цю смугу можна цілком певно поділити на дві частини: південно-західню, де, oprіч морени та продуктів її розмиву, існують могутні поволоки лесу — інакше кажучи, де дуже багато важила чинність вітрів, і східню, де цього агента не було та де нам не трапляються еолові нагромадження.

На крайній півночі ще недосить виразно визначаються простори бореальної морської трансгресії й її стосунки до потретинних покладів льодовикового характеру далеко ще не в'ясовані.

Остання просторинь буде екстрагляціальна, що не була вкрита жадною льодовиковою поволокою, але значною мірою зазнавала на собі її вплив.



Мал. (Abb.) 1.

Тут ми можемо розрізнити три райони: район еолового навіювання та річкової ерозії — Південна Україна; район ерозійної роботи з великою участю абляційних сил — Схід України, басейни Дону та Волги і, нарешті, район каспійської трансгресії — широкі рівнини, що становлять наслідок морської седиментації, дуже мало зачеплені ерозією.

Схід Російської рівнини сливе на $\frac{3}{4}$ припадає на екстрагляціальні простори, тільки на заході цієї смуги трапляються моренові витвори, що займають також і крайню північ. Решта ж місцевості зазнавала тою чи тою

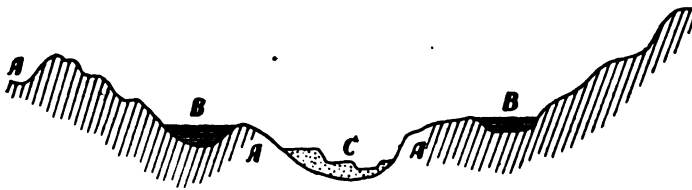
мірою впливу льодовика — кліматичного, тектонічного, або ж її безпосередньо було вкрито продуктами акумуляції льодовикових та сполучених з ними річкових вод. Південь цієї смуги неодноразово вкривали води Каспію, що постійно пульсував.

Отже накреслюється вже три типи потретинних витворів — моренові, екстрагляціяльні, головним чином алювіяльні та морські. Ми не маємо особливо поважних даних, щоб за їх допомогою можна було визначити райони озерної седиментації; цілком бракує нам і будь-яких нагромаджень лесу, бо породи, що їх ми трактуємо звичайно як лесуваті, повинні, власне, набути іншої характеристики. Питання про відсутність лесу на Надволжі та причини цього явища доведеться розглянути далі окремо.

Перш ніж почати розглядати ці три найголовніші типи та їхні взаємовідносини, мусимо сказати кілька слів про субстрат, що на ньому відкладалися ці різноманітні поклади. У зв'язку з цим треба уточнити розуміння про „передльодовиковий“ час. Цей термін припав нам спадщиною від тих часів, коли мислили про одну тільки льодовикову епоху, а тому він має нині занадто розтяглі межі. Так, наприклад, у районі розвитку морени максимального зледеніння, що ми його досить однотайно вважаємо за друге зледеніння, передльодовиковими покладами будуть не тільки ті, що їм справді належить ця назва, а й ті, що, будучи передльодовиковими на півдні та південному сході, можуть бути синхронічні з першим зледенінням. Це завжди треба мати на увазі, вживаючи цього, власне, досить незручного терміну. Говорячи надалі за передльодовикову епоху та передльодовиковий рельєф, ми матимемо на увазі виключно неоген.

У чому виявилось за передльодовикової епохи підготування субстрату до того, щоб прийняти льодовикові та сполучені з ними екстрагляціяльні поклади? На сході Російської рівнини останнє море було харківське, тобто та морська трансгресія, що заливала країну на початку олігоцену. Надволжя не знає полтавських покладів; отже, з відходом харківського моря країна до наших днів становить суходіл. Звичайно, впродовж такого дуже довгого континентального періоду повинна була цілковито розвинутися ерозійна система й дійти навіть до старечого стану — до дряглості за однакових інших умов. Море, природно, було тільки на півдні — різні середземноморські та понтокаспійські басейни, а також і на крайній півночі. Країна була значно піднесена і, звичайно, вона повинна була прискорено розмиватися. Дослідники, що працюють на сході, знають, які величезні товщі осадових порід було знесено та до яких давніх поземів дійшла ерозійна та абляційна чинність. Так, на Дон-Медведицькому валу знесено геть-усю горішню крейду, а, можливо, й еоцен — разом близько 300 м порід. Царицинські верстви, що їх в підстава застосовувати до покладів бучацького поверху України, збереглися на північ від Саратова тільки в мульдopodobному зниженні біля м. Петровська. Деяка олігоценових порід біля м. Алатиря, що її описав А. П. Павлов (47), говорить про величезне знесення порід, починаючи з гольта. Останніми часами олігоценовий вік цієї деяки ствердила М. Т. Лукович (46), що в протилежність до А. Д. Архангельського вважала її за палеоценову. В Заволжі в районі Самари та Бугуруслану треба припускати змив не менше як на 500 — 600 м

осадів — бо ця місцевість, будучи складена з горішньо-верхньопермських покладів, мусіла мати повною мірою поволоку юри та крейди і, можливо, й палеогену, бо останній у формі цілої серії порід, до харківських включно, виявив Г. Н. Каменський в районі м. Уральська на „Общем Сирту“, до того в фаціях зовсім не надбережних. Отже, знищення величезних мас порід після того, як відступило останнє палеогенове море, буде незаперечливий факт. По різних місцях Надволля маємо сліди існування алювіяльних покладів на дуже великій височині понад пересічним рівнем сучасного плято (200 м); на півдні ці нагромадження займають величезний трикутник поміж Доном, Маничем та краєм Ергенів (ергенинські піски можливо міоценового віку). Всю зазначену масу порід було вже до цього часу змито; напрям річкових потоків за тої далекої епохи був, мабуть, сильно відмінний від сучасного, бо улоговини, що їх виповнено пісками, лежать на найвищих вододільних гребенях і перетинаються сучасними річковими долинами під різними кутами аж до прямого кута. Тут ми констатуємо в вельми притертих формах найдавніший ерозійний цикл нашого континенту.



М ал. 2. Схема рельєфу високого Заволжя.

Abb. 2. Schema des Reliefs im hohen Transvolgagebiet.

АА. Область до-акчагильської ерозії. Gebiet der Vorakchagilischen Erosion.

ВВ. Улоговини давнього рельєфу, заповнені пліоценовими покладами. Einsenkungen des alten Reliefs, mit Pliozänablagerungen angefüllt.

С. Сучасна річкова долина з потретинними терасами. Das heutige Flusstal mit Quartärterrassen.

пліоцену та рівнобіжні до неї солодководні витвори з уніонідами. В умовах правобережжя Волги, а надто високого Заволжя, акчагильські поклади, що не підносяться понад 180 м над рівнем моря, виразно прилягають до первісних порід, займаючи чітко виявлене зниження. Вивчаючи поширення акчагилю, ми виразно бачимо, що поклади цієї морської трансгресії пов'язано в грубих рисах із сучасною річковою системою Волги та її допливів — правобічних — Тирежки та Сизранки і всіх річок, що вливаються у Волгу з лівого боку — Черемшанова, Сока, Самарки з Кинелем, Мочі, В. Іргиза, що по них акчагильські поклади підносяться на протязі 100 й більше кілометрів, утворюючи типові інгресійні затоки, що заходять навіть до великих балочних систем, що на той час були також уже вироблені. Проте, не слід уявляти собі, що сучасні балки ніби точно відповідають переақчагильським зниженням: цього ми ніяк тут не спостерігаємо, бо сучасні артерії стоку перетинають ці зниження під вельми неоднаковими кутами. Відповідають тільки загальні обриси знижень, поза ними існує давній пенеппен, що підноситься близько 250—300 м іноді пасмами, іноді ізольо-



**ГІПОТЕТИЧНЕ РОЗТАШУВАННЯ
НЕОГЕНОВИХ РІЧКОВИХ СИСТЕМ**
A-A Лінія вододілу півн. та півден. морів

**HYPOTHETISCHE VERTEILUNG
DER NEOGEN-FLUSSYSTEME**
*A-A Linie der Wasserscheide der
Nord und Südmeere*

Мал. (Abb.) 3

ваними горбовинами (шихани, отмали) й не будучи зачеплений ні пліоцено-
вими, ні потретинними артеріями стоку (мал. 2).

Поглянувши на мапу поширення акчагильського моря, ми виразно бачимо,
що воно збігається з завольською низовиною, проходить угору Волгою та
її допливами й висліджується далеко по Камі, Білій та Вятці, цілком не ви-
вляючись по Волзі вище вливання в неї Камі.

З цього факту легко зробити єдиний можливий висновок, що за передак-
чагильського часу головною річкою була тоді Кама, вздовж неї і пройшли
акчагильські води, а долина Волги над гирлом Камі буде втвором значно
пізнішого часу. Звідси логічно робимо дальший висновок, що сучасний ви-
гляд Волзького басейну не відповідає передльодовиковому та що тоді розта-
шування вододілів було інше, і що річкові долини тої епохи тільки части-
ною збігалися з сучасними долинами (мал. 3).

Характер річкових долин і загальна пластика місцевости на північ від
Казані та Нижнього Новгороду доводять можливість такого стану речей,
коли вододіл Крижаного океану, з одного боку, та Каспію й Понту, з дру-
гого, проходив значно далі на південь за сучасний. Спостерігача вражає ве-
лика рівниця краєвиду по річці Вятці на північ від Вятського валу, — тут
помічається зміна молодого розчленованого рельєфу з спадистими, аж надто
розробленими формами півночі. Усі ріки півночі мають горішню течію, скеро-
вану на північ — Кама, Вятка, Ветлуга; вони мають продовження по той бік
порівняльно низького вододілу в формі низки річок, що належать до басейну
Північної Двіни — як ось Юг, Сисола, Луза та ін.; до того ж вододіл поде-
руді такий низький, що за старих часів поміж системами річки Юг та річ-
кою Моломою, допливом Вятки, існував волок і безпосередній водяний шлях
басейну Північної Двіни до басейну Камі; такий самий шлях, як відомо,
існував поміж Камою й Печорою через річку Вишеру.

Лінія найбільших височин перетинає ріку Вятку й Волгу та тягнеться на
південь до верхів'я р. Сури, де вони досягають максимуму — 350 м над рів-
нем моря. Окрім того, дуже цікаво, що течія всіх рік на захід від Волги
скерована на північ — так течуть Свяга, Сура, Ока, Мокша, Цна та інші
дрібніші ріки. Це явище говорить нам за загальний похил країни на північ.

Цілком правдоподібно, що ще наприкінці пліоцену зазначені ріки текли
на північ значно далі від їхніх сучасних гирл, зливаючись через системи
Унжі та Ветлуги з ріками, що їх рештки будуть частини течій Камі, Вятки
та Ветлуги. Вони становили отже розгалужену систему Північно-Двінського
басейну. Вододіл ішов тоді не за широтою, а прикро збочував на південний
захід, відокремлюючи систему Камі від обсягу — стоку до півночі. Кама тоді
приймала низку річок із сходу й текла сливе меридіонально на схід від су-
часної Волги, при чім біля Сизрані вона робила значний заворот на захід,
обминаючи твердий кряж палеозойських порід сучасної Самарської Луки; це
останнє випливає з новітніх дослідів, що доводять, що від Ставрополя до
Сизрані існувала акчагильська протока — єдине місце, де море могло діста-
тися на північ, бо на схід від Самари такого проходу не могло бути.

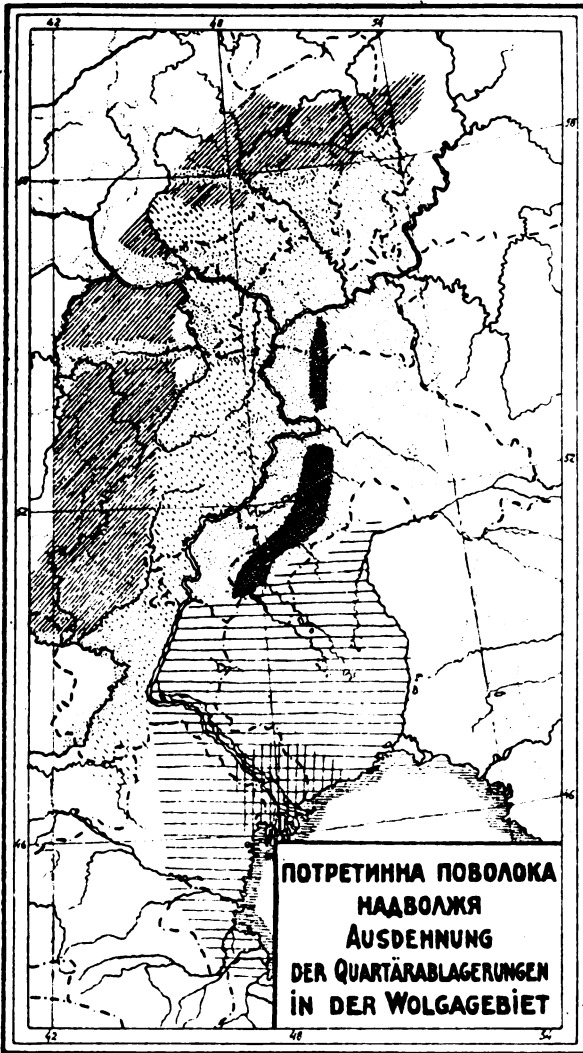
У такому стані рельєф нашої країни застав кінець пліоцену; отже введе-
ння, що настало тоді, повинно було пристосовуватися до тодішніх обставин.

Це становило те тло, що на ньому відбулися події наступних часів і що визначало наперед розташування льодовикових витворів і напрям стоку льодовикових вод; щоправда, останні сильно змінили цілу систему стоку, скеру-

вавши до Каспію величезну масу вод, що доти мали спрямування на північ. Проте все, що постало в неогені, поклато свій відбиток на цілу наступну історію країни.

Ось на цьому тлі й розташувалися ті потретинні поклади, що про них ми говорили вище. Льодовикова епоха мала справу з вельми порізаною ерозійною країною, отже і льодовикова поволока і намули від льодовикових вод мусіли рахуватися складно побудованим рельєфом.

У Надволжі ми маємо слід однієї тільки льодовикової поволоки (мал. 4) а саме — морену, що сягає на сході до лінії річок Сури та Медведиці; ця лінія становить східній край Дінського язика максимального зледеніння. Це здебільшого порівняльно квола рівна моренова поволока, що помалу тоншає в напрямі до східного краю зледеніння і, кінець-кінцем, зникає цілком. Надто незначна моренова поволока в нагірній частині Нижегородського краю; тут вона подекуди переривається і знижується в річкові долини, має в собі невеликі наметні кристалічних порід. На краю зледеніння можна спостерігати хіба тільки розкидані по полях наметні. Таку саму картину спос-



**ПОТРЕТИННА ПОВОЛОКА НАДВОЛЖЯ
AUSDEHNUNG
DER QUARTÄRABLAGERUNGEN
IN DER WOLGAGEBIET**

- морена Moräne
- піски, тини та шлейфи Sande
- Сиртові глини Syrtische Tone
- Каспійські поклади Kaspische Ablagerungen
- Поклади найновітнішої Каспійськ транзесції Neueste Kaspische Ablagerungen
- Области вкриті на товщинних елювіям з по схилах делвіцк Gebiet des Delovitsa auf den Hängen und des Flussmündung

Мал. (Abb.) 4.

стерігаємо і на південь в напрямку до м. Пензи та до м. Петровська. Нідє тут немає валів кінцевих морен, скрізь, як здається, льодовикова поволока закінчувалася повільно. Те саме спостерігали А. Д. Архангельський та С. А. Добров у басейні р. Медведиці (2). Тільки біля західнього краю Олександрівського пасма, біля села Жернова та на південь у напрямі до села Красного Яру спостерігаємо велике нагромадження наметнів, місцевий

а північних порід, що трапляються тут вельми поважного розміру, — біля села ж Меловатки спостерігаємо правдивий кінцевий мореновий вал. Тут, як дається, ми маємо випадок морени натиску на піднесені верстви Дон-Медведицького валу.

Як описують згадані вгорі автори, морена рр. Медведиці та Хопра має два юзєми — долішній, що має наметні, здебільшого місцевих порід, і горішній, до, навпаки, дуже багатий на кристалічні наметні. Морена знижується до річкових долин, а це говорить нам за те, що до часу, як вона з'явилася, річкові долини в загальних рисах були вже вироблені

Геоморфологічний район, що його займає морена, становить сливе рівнину, перетяту річковими долинами та неглибокими балками. Жадних слідів моренового краєвиду ми тут не спостерігаємо. Ми бачимо тут тільки цілкомите нівелювання місцевости поволокою морени, що повирівнювала всі неівності переднішого рельєфу. А. Д. Архангельський і С. А. Добров ювідомляють, що морену вкриває верства глини, що сливе не має наментів що, певне, становить елювій морени. Дослідники Саратовської морени не бачали в ній слідів двох зледенінь, і тому не можна погодитися з А. П. Павловим (25), що на доданих до його книжки картках змалював і для ріського для міндельського зледенінь ту саму межу. Виступ останньої до Волги у А. П. Павлова пов'язано з його трактуванням про червоні глини в грабені біля станції Олександрівської, як морени, що спростували Є. В. Мілаповський (16) та я (14).

Межа поширення морени буде, як здається, пов'язана з напрямком височин Надволзької горбовини, що, сягаючи нині близько 250 — 350 м абс. височини, становила для руху льодовика непереможну перешкоду.

Вік цієї морени всі автори, що торкалися цього питання, визначають як ріський, і справді — це буде найправдивіше тлумачення. Воно збігається з визначенням віку Дніпровського язика, що його дають українські геологи. Інакше кажучи, морену максимального зледеніння ми вважаємо за морену ріського віку.

Давнішої морени східня частина СРСР не знає; межа міндельського зледеніння для нас цілком не з'ясована і в кожному разі вона проходить далеко на північний захід. В межах Балашовської й Камішанської округ морена лежить на „передльодовикових“ (2) озерних і болотяних покладах, що становлять, певне, сліди звогчення клімату на початку ріської льодовикової епохи.

Морену не супроводять жадні витвори лесуватого характеру, а її зрізують верстви густих суглинків делювіяльного походження — позему вельми сталого й витриманого на сході. Ці суглинки, що мають в собі рештки *Elephas primigenius* та *Rhinoceros tichorhinus* будуть таким чином молодшого віку й повинні належати до покладів наступної міжльодовикової епохи.

На півночі в басейні Вятки морена має вельми піскуватий характер, вона малої потужности й утворює подекуди „жорстуваті гори“ або „пуги“, що становлять скупчення наметневого матеріалу. Морена тут також не перемогла височин давнього вододілу й залягає аналогічно до саратівсько-пензенської, привалєжачи так само до ріської льодовикової епохи.

Розтавання льодовика не супроводилося тут, як здається, великими потоками крижаних вод, бо ні великих країв зандрових, ані флювіогляціяльних пісків на периферії льодовика ми не спостерігаємо. З цього погляду це відповідає загалом тому, що ми спостерігаємо й на Дніпровському язиці великого льодовика, як про це повідомляють Г. Ф. Мірчинк (18) та В. І. Крокос (10). Розтавання льодовика, певне, відбувалося за рахунок клімату, що чимраз то все більше ставав посушливий, як це припускає в своїй теорії В. Ламанський, що відзначає повільне відмирання льодовика через посушливий вплив антициклону, що панував на ньому (45). Можливо, що частину це явище тільки здається таким, бо ріський льодовик вкривав дуже порізану й абсолютно високу місцевість; отже, крижані води повинні були неминуче зібратися по великих річкових долинах і наносити піскуватого матеріалу, що був у них самих, не утворюючи піскуватої облямівки вздовж краю льодовика.

Справді, ми бачимо, що ріки, які течуть поблизу льодовика та від краю його на південь, мають величезну кількість пісків, що утворюють високі тераси. Так стоїть справа на Дону, Медведиці, Іловлі; такі самі піски ми спостерігаємо вздовж Волги. Льодовик, очевидно, розтавав і заповнював річкові долини водами, що, блукаючи по долинах на дуже високому рівні, подалу збігали в море.

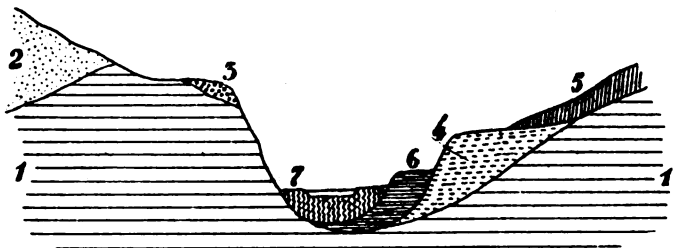
Зв'язок пісків другої надлукової тераси, що підноситься від 15 до 30 м над заплавою, з мореною ріського зледеніння виразний, вона скрізь прилягає до неї і, oprіч того, її помітно вкривають ці піски. На півночі, де відплив за передльодовикового часу відбувався також на північ, справа стояла трохи інакше, бо в міру того, як відступав льодовик, відроджувалися ріки, що текли в північному напрямі, ідучи за льодовиком, що відступав; вони широко розливалися з-за тої перепони, що він чинив їхній течії. На це звернув увагу А. П. Павлов (26), довівши, що широтні смуги пісків, що переходять з одного басейну до другого, треба з'ясувати саме таким загачуванням. Справді, смуги пісків тягнуться з долини Мокші до басейну Теші, звідти до Алатиря та П'яни; з долини Сури — Бездою й Карлою до Свіяги. Всю цю місцевість перетято смугами пісків, що виходять за межі річкових долин, чого на півдні ми не спостерігаємо. Появу пісків на вододілах почасти з'ясовують і інакше, про це буде мова далі.

Для нас надзвичайно важливо встановити той факт, що піски другої тераси річкових долин, так у басейні Дону, як і Волги, пов'язано з ріським зледенінням. Для наших міркувань ця теза повинна бути основною, від неї ми виходитимемо в наших поступних побудуваннях.

Чи існують ознаки наявності на захід від Волги будь-яких слідів міндельського зледеніння або його крижаних вод? Цілком категорично ми можемо сказати, що під ріською мореною немає ніякої іншої морени, ні будь-яких піскуватих витворів. Морена лежить або на первісних породах, або на передльодовикових озерних покладах. Тільки на Іловлі та на вододілі цієї ріки й Медведиці можна констатувати піскуваті поклади, з дрібними наметнями, що лежать значно вище над рівнем ріської тераси (мал. 5). Можливо, що це будуть рештки міндельських пісків, приділених до долини Дону, що нею (долиною) повинні були спливати міндельські води; ці піски сливе доценту роз-

мила наступна ерозія. Як видно, піскові нагромадження в Дінській долині побудовано складно, й не було б жадного дива, коли б під ріськими пісками виявилися міндельські піски цілком перекриті першими; за це свідчить могутня потужність цих пісків, що її виявила свердловина в Калачі.

Далі на північ таких витворів уже немає, і це цілком природно, бо по ріках, що течуть на північ, немає й підстав сподіватися на будь-які сліди міндельських покладів, бо ці ріки не торкалися краю цього зледеніння; їх можна



Мал. 5. Будова долини р. Іловлі.
Abb. 5. Struktur des Tales von Ilowlja.

1. Піски й пісковики крейдової системи. Sande und Sandsteine des Kreidesystems.
2. Ергенінські піски (міоцен). Ergenische Sande (Miozän).
3. Рештки пісків III тераси. Sandüberreste der III. Terrasse.
4. Піски II тераси. Sande der II. Terrasse.
5. Делювіальні суглинки. Deluviallehme.
6. Суглинки I тераси. Lehme der I. Terrasse.
7. Заплавні поклади. Flussauenablagerungen.

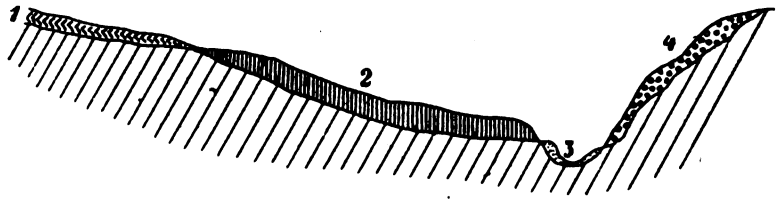
сподіватися тільки на Волзі під поволокою ріських пісків, а в районі Нижнього Новгороду — вюрмських. На це питання мають дати відповідь майбутні досліді.

І морена, і піски другої тераси, що лежать безпосередньо на первісних породах, перекриті суглинками делювіального походження, що займають зниження річкових долин та балок. Екстрагляціяльні плято правобережжя Волги поза розвитком делювіального чохла накриття, що виклинується в напрямку до височин, прикриті тільки негрубим поземом звітрення в вигляді одного — 1,50 м елювіальних суглинків, що їх заступають в районі розвитку кам'янистих порід їхні розсипища, що звичайно вкривають плято. Уламки порід, особливо твердих палеоценових пісковиків, вкриті лаковою скоринкою та кишеньями видування. Проте ці факти аніяк не вказують на існування тут польодовикової пустелі, що її вважає за можливе припускати В. В. Різниченко, коли він торкається аналогічних явищ в районі Канева (35). Всі ці розсипища з слідами чинності атмосфери будуть явищем, що його легко з'ясувати чинністю тодішнього сильно посушливого клімату Південного Сходу. Отже всі плято та вододільний гребінь поза межами розвитку морени мають на собі тільки сліди звітрення, що відбувається тепер і відбувалося впродовж довгого часу до сучасної епохи.

На всіх цих плято немає жадних слідів навіювання лесу, — ця порода геологам Надволжя загалом цілком невідома. Для сходу нашого СРСР лесової проблеми не існує, а в питання цілком протилежне: — чому цей край не має

лесу та що саме допомагало утворенню його в Наддніпрянщині? Це питання ми порушимо трохи пізніше, коли проаналізуємо всі останні типи потретинних покладів східньої смуги СРСР та побачимо на фактах, що там справді немає нічого такого, що можна б паралелізувати з українським та білоруським лесом.

Прикметну відміну східніх екстрагляціальних просторів становить існування тут поволоки суглинків, що їх цілком невдало називають звичайно „лесуватими“. Завдяки невідповідній термінології, почавши від В. В. Доку-



Мал. 6. Потретинна поволока позарічкових долин.

Abb. 6. Der Quartärmantel ausserhalb der Flussauen.

1. Елювіальні суглинки й „щебенки“. Eluviale Lehme und Grus.
2. Делювій похилого схилу. Deluvium der abschüssigen Gehänge.
3. Алювій ярів. Alluvium der Schluchten.
4. Делювій стрімкого схилу. Deluvium der steilen Gehänge.

чаєва (6), що назвав їх „нагірним“ та „долиновим“ лесом, запанувало уявлення, ніби на сході існує справжній лес. Це дало привід П. А. Тутковському в'ясувати суглинки Нижегородської губ., як кінцеві витвори лесової смуги (39). Це відбилося також і на поглядах Л. С. Берга (4), що твердо вірить в існування лесової смуги. На мапі, доданій до його праці, натрапляємо на лесові острови в Нижегородському та Каванському Надволжі, на Волго-Дінському вододілі та на Ергенях. На цій мапі поплутано цілком різні витвори — суглинки делювіальні та алювіальні, сиртові глини тощо: метою цієї нашої праці є, між іншим, вилучити різні ці типи потретинних покладів, а так само виявити їхнє географічне поширення та вік.

Поширені на сході СРСР суглинки завжди займають схили до річкових долин, балок та ярів. Ті суглинки, що на них ми іноді натрапляємо на вододілах, належать або до елювіальної поволоки первісних порід, або вони займають давні зниження, що їх тепер не виявлено в рельєфі (мал. 6).

Поволока суглинків займає схили річкових долин та балок, виклинюючись у бік горбовин та набуваючи потужности в напрямі до знижень. Останні, опріч річкових долин, цілком завалені уламками різного матеріалу. Від первісних порід суглинки відмежовує іноді надзвичайно нерівна поверхня; це доводить, що перед відкладанням суглинків відбувався тут потужний розмив, що багато в чому не збігався з сучасними. Можна спостерігати, як цей похований рельєф досить сильно було порізано водою; це дуже добре помітно на перекроях по балках; тут ми бачимо, як місце первісних порід раптово заступають суглинки, або як вони залягають іноді по прикром крутих поверхнях, тулячись до тих первісних порід. Це свідчить про порівняльну різкість цього похованого рельєфу, що його зниження сягають зчаста глибше від сучасного

рельєфу і теперішні яри не сягають до первісних порід, а проходять в товщі суглинків. Самі суглинки становлять то вельми щільну, сливе саму глинясту породу, іноді трохи піскувату, що має в собі рештки травистих рослин та дрібні пори, а іноді дрібні конкреції (стяжки) вапна. Суглинки по схилах сливе цілком неверствуваті, розбиті зчаста розколинами, в горішніх частинах гостростовпчасті. Внизу, в основі суглинків дуже зчаста, особливо по стрімких схилах, трапляється жорства — гострокутні уламки поширених поблизу порід, а також скупчення нарінку та піску. Це сильно різнить суглинки схилів від схожих порід на плято, що повільними переходами дуже щільно пов'язані з основними породами. Суглинки схилів, а надто схилів стрімких, мають дуже багато несортованої жорстви місцевих порід; при чім, окремі уламки сягають іноді досить поважних розмірів. На положистих схилах ці уламки будуть менші, вони зчаста цілком стерті або дуже дрібні.

Назва лесуватих порід аніяк не пасує до суглинків, вони бо становлять досить важку, в мокрому стані вельми чіпку глину, водонепроникливу та найпридатнішу на виріб цегли. Суглинки мають, звичайно, дуже різноманітний механічний склад в залежності від тих порід, що правили за вихідний матеріал для їх утворення — вони вельми важкі й глинясті в районі розвинення глини юри та долішньої крейди; вони дуже вапнисті в крейדיаних просторах, вельми пухкі та піскуваті навколо піскуватих масивів. Поширені вони скрізь — немає такого зниження, де б цих порід не було. Мапа Л. С. Берга неправдива, бо поширення суглинків буде регіональне, а не пов'язане з окремими районами. Їх немає тільки на каспійській низовині — рівній як стіла рівнини, що постала з новіших морських осадів.

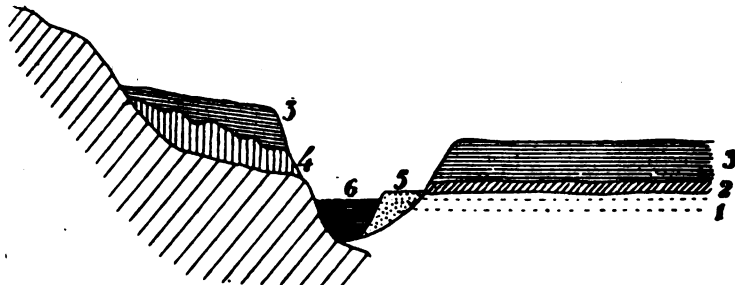
Походження суглинків прекрасно описав А. П. Павлов (27), він також запропонував для цього типу потретинних витворів і назву делювію. Помилка А. П. Павлова була хіба тільки в тім, що він спробував застосувати делювіяльну гіпотезу до утворення лесу, що його головна маса, безперечно, постала еоловим шляхом.

Делювіяльне походження суглинків надзвичайно ясне й виразне — зрізування ними первісних порід, наявність у них несортованого місцевого матеріалу, дуже щільна залежність їхнього складу й забарвлення від тих порід, що поширені поблизу, — все це надзвичайно промовисто говорить, як ці суглинки постали. Між іншим, у німецькій літературі виникла свого часу ціла дискусія на тему про походження подібних порід, поширених для Каништадту, Тюбінгену та по інших місцях. Наведені від Кесслера (44) перетини не лишають по собі жадного сумніву, що згромадження жорстви та суглинків буде типовий делювій. Російському геологові, що звик до класично розвинених подібних явищ у кожному яру, видається надзвичайно чудернацькою кваліфікація німецьких делювіяльних витворів, як „псевдоморени“, „продуктів соліфлюкції“, „течкої землі“ (Flusserde) в умовах морозяного клімату краю зледеніння.

Німецькі геологи дивуються з пересування уламків положистими схилами, з несортованості матеріалу, наявності уламків порід, уже розмитих нині в околицях. Це останнє вельми часто трапляється по делювіяльних суглинках і залежить воно від того, що їхнє утворення було сполучене з величезною

абляцію вододілів, великим їхнім зниженням та переходом порід, що складають їх, у вторинне уложення.

Щоб з'ясувати питання про походження делювіальних суглинків, дуже важливо встановити їхнє стратиграфічне становище. Щодо морени, то делювіальні суглинки будуть молодшими за неї, — скрізь можна спостерігати, як вони врізують її. Те саме стосується й до пісків другої надлукової тераси: їх укриває іноді вельми груба товща (10—15 м) суглинків делювіального походження, що дуже часто врізують піски. По всіх місцевостях східного СРСР делювіальні суглинки молодші за піски й ніколи їх не підстеляють. Суглинки алювіального типу залягають інакше — про них буде мова далі.



Мал. 7. Співвідношення каспійських покладів і делювіальних суглинків у долішньому Надволжі.

Abb. 7. Wechselbeziehungen der kaspischen Ablagerungen und der Deluviallehme im Niederwolgebiet.

1. Ховарські поклади. Khosarablagerungen.
2. Ательські суглинки. Atellehme.
3. Хвалінські глини. Chwalyntone.
4. Делювіальні суглинки. Deluviallehme.
5. Заплавина Волги. Flussaue der Wolga.
6. Р. Волга. Wolga.

Скрізь делювіальні суглинки мають ту саму фауну *Elephas primigenius*, *Rhiposeros tichorhinus*, *Bos prisus* тощо. Спільність фауни, стратиграфічне становище, припасованість до певних елементів рельєфу свідчать за те, що делювіальні бурі та жовто-бурі суглинки становлять один певний етап потретинної історії країни і їх треба зачислити до одної епохи. Це вже помітив А. Д. Архангельський (1).

Вельми цікавим буде відношення цих порід до каспійських морських осадів: шоколадні глини хвалінської трансгресії на цілому просторі від Вольська до Сталінграду лежать на розмитій поверхні делювіальних суглинків. Ці останні будуть синхронічні до ательських суглинків Заволжя, що лежать між хвалінськими та ховарськими покладами (28) (мал. 7). Отже ці глинясті та глинясто-жорсткуваті нагромадження припадають на епоху; що запанувала на сході СРСР після того, як утворилася морена та відкаалися флювіогляціальні та давньоалувіальні піски. Тепер їх одноставно зачисляють до ріс-вюрмського віку (1, 13, 14, 16, 21, 29, 41); підсилене постання делювію, звичайно, могло відбуватися тільки за особливо сприятливих умов, — не густого трав'яного вкриття, коли не було лісових насаджень, за вельми сухого клімату, до того ще й за таких умов, що припускали б появу великих

вод по схилах. Це останнє могло бути за досить сухої, але холодної епохи, коли країна мала напівпустельний характер, але її вкривала ще значна снігоза поволока, й розтавання її викликало прискорену роботу абляції та акумуляції, переносів продуктів розпаду порід на долішні місця. За напівпустельний клімат тих часів свідчить брак гумусу в суглинках, пересування великих уламків порід і т. ін., а за помірну температуру, що панувала тоді, — жовте та жовто-буре зафарблення. У південних частинах Надволжя про степовий клімат говорить наявність значної кількості карбонатів та гіпсу в делювіяльних породах. Аніяк не можна погодитися з Г. Ф. Мірчинком (17), що зачисляє утворення суглинків до льодовикової епохи, а до того ще до епохи вюрмської. За Г. Ф. Мірчинком, каспійські трансгресії припадають на кінець льодовикових епох, і він розумів їх, як резервуари льодовикових вод, що виникали через розтавання льодів, а це примушує його прийти до цілком парадоксального висновку про звогчення наприкінці льодовикової епохи, що суперечить даним цілої низки дослідників, що працювали над вивченням потретинного періоду. Досить згадати імення П. А. Тутковського, В. І. Крокоса, В. Ламанського, Зергеля (39, 40, 9, 45), які доводили, що кінець льодовикових епох супроводили висихання країни, що це час постання лесу, а цього, звичайно, не могло бути за вогкої епохи. Жадних слідів зболотніння, торфотворення ми не знаємо в цей момент. Цілком незрозуміло, як це Г. Ф. Мірчинк зачисляє до одної порівняльно короткотривалої вюрмської епохи такі цілком різні геологічні явища, як хвалінську трансгресію, утворення делювіяльних суглинків та поклади жовто-бурих сиртових глин, що їх фактично відокремлюють одно від одного епохи розмиву. Щодо жовто-бурих глин, то, як ми це далі з'ясуємо, вони становлять фацію ріських алювіяльних покладів. Далі, як можна погодити відволювання клімату кінця льодовикової епохи та рівночасне утворення напівпустельних делювіяльних суглинків. Це так само незрозуміло. На мій погляд, це будуть послідовні стадії повільного розвитку та відмирання льодовикової епохи, а віяк не рівночасні моменти, як гадає Г. Ф. Мірчинк. Ось через що в побудуванні цього автора своєї теорії є така суперечність, що її годі розв'язати. Читача вражає також цілковита порожнеча в таблиці Г. Ф. Мірчинка для ріс-вюрмської та інших міжльодовикових епох. Недосвідчений читач може справді уявити, що тоді на сході сучасного СРСР не було жадних міжльодовикових витворів.

Стратиграфія цьому, як ми бачили, суперечить. В Києві, в Бабиному яру можна побачити, як понад лесом, що лежить вище від ріської морени, є влоговина, заповнена перемитим лесом з наметними граніту та зрізана делювіяльними суглинками; цілком ясно, що епоха делювіотворення відбулася й на Україні, при чім відбувалася після відкладання лесу, що й за Г. Ф. Мірчинком (20) відкладався наприкінці льодовикової епохи. Зачислити каспійські трансгресії до кінця зледенінь дуже привабливо, бо це дуже просто, але й занадто схематично. Насправді ж історія нашого Союзу була значно складніша.

Виходячи з усього того, що ми вазначили вище, — делювіяльні суглинки аніяк не будуть аналоги лесу своїм літологічним характером — це важкі

глини з великою домішкою зерен кварцу; вони не є аналоги й щодо походження: тоді як лес буде продукт навіювання, суглинки — продукт намивання. Матеріал, що з нього постали лесові товщі, взято, за Г. Ф. Мірчинком (20), із зандрових полів та площ флювіогляціяльних пісків, а той матеріал, що з нього склалися делювіяльні суглинки, позичався з первісних порід горбовин. Отже виходить, що тут не аналогія до лесу, а цілковита протилежність до нього. Щодо віку, то так само немає аналогії, — лес — витвір льодовиковий, а суглинки — польодовикові. Отже делювіяльні суглинки ніяк не можна ставити до аналогів лесу, як це робить Л. С. Берг, бо ні з якого погляду не можна провести такої аналогії. Суглинки це цілком особливий тип потретинних покладів; його ніяк не можна змішувати чи аналогізувати з іншими витворами та зменшувати чи затінювати його значення.

Делювіяльні суглинки завжди поставали на південному сході, постають вони й нині. Ми їх бачимо у пліоцені, тут вони залягають нижче морських верств акчагили; ми їх бачимо, як вони вклинюються в солодководні товщі того самого віку; є вони й серед ріських пісків, але там вони мають цілком другорядне значення; поставали вони й за похвалинського часу, але в невеликому розмірі. По перетинах можна зчаста спостерігати, яку складну путь утворення проходять суглинки. Серед них ми натрапляємо на межі розмиву, що іноді перетинають одна одну під різними кутами; іноді їх супроводять намиви чорноземлі, характеризуючи цим вже сучасний делювій, що прилягає до давнішого ательського.

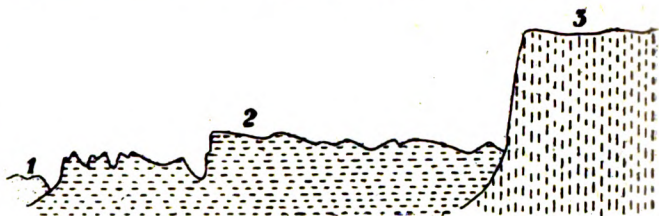
Ми вже мимохідь згадували за давньоалювіяльні піски, що геть усюди вкриті делювіяльними суглинками. На заході від Волги піскуваті смуги безпосередньо межують з мореною й тягнуться вздовж рік то вузькою, то широкою терасою, що підноситься на 20 — 30 м понад заплавою; ми назвали цю терасу другою надлуковою. А що являє собою перша тераса? Вона невисока — 8 — 10 м над заплавою: тягнеться вона то вузькою смужкою, то значно поширюється, подекуди зовсім зникає, її складають піски, але найчастіше — різні верстуваті суглинки, пісковина, глинясті піски. Вона завжди прилягає до пісків другої тераси; її ніколи не перекривають делювіяльні суглинки, і це примушує думати, що віком вона буде молодша за них. Першу терасу легко пізнати — на ній розташувалися всі села, що тягнуться ланцюжком уздовж річок. Про таку терасу згадує Б. Л. Лічков, що дослідив розташування терас на Дніпрі; при чім він визначає її височину на 10 — 12 м і зачисляє до вюрмської епохи, називаючи її мнастирською (12) за термінологією Д е п е р е. В такому разі, друга тераса, що на Дніпрі, за Б. Л. Лічковим, буде заввишки 30 — 35 м, і її треба зачислити до ріської епохи. Б. Л. Лічков зве цю терасу тиренською. Надзвичайно цікаво те, що таке саме явище ми спостерігаємо й на Дону та по його допливах. Отже явища на Дону та на Дніпрі збігаються, як збігаються наші та Б. Л. Лічкова погляди щодо віку цих терас.

Цей факт, на мою думку, вельми знаменний. Він доводить, що той шлях, що ним ішли волзькі геологи, є правдивий всупереч ідеям В. Д. Ласкарева (11), А. М. Жирмунського (7) та Б. В. Полинова (34). З другого боку, важливо, що ерозійні форми на заході та на сході чорноморського

басейну збігаються, а це ще більше стверджує ту тезу, що обидва великі язики максимального зледеніння рівночасні. Та найважливіше буде те, що подібність у височинах терас поширюється й на волзький басейн, — басейн, сполучений з замкненим басейном Каспію та розташований поза сферою впливу світового океану. Отже виникає цілком природне питання — чи справді в плейстоцені Понт та Каспій були роз'єднані і чи не було між ними сполучення р. Маничем?

Давньоалювіальні витвори Волги, що їх збудовано надзвичайно своєрідно, ще мало вивчені, але вони вельми цікаві своїм переходом у морські тераси та зв'язком із районами зледеніння.

Найтиповіше мабуть виявлені тераси Волги в районі м. Сызрані. Тут над заплавою підноситься перша тераса, що її вкрито озерами та річищами, що вибагливо звиваються серед лісів та лук. Багато великих сіл та хуторів розкинулося на цій терасі. Складається вона з пісків, що мають подекуди гор-



Мал. 8. Тераси Волги поблизу м. Сызрані на лівому березі. Кашпарські хутори (за А. Г. Гаєлем).

Abb. 8. Wolgaterrassen nächst Sysran am linken Ufer. (nach A. G. Ga el).

1. Заплавина. Flussaue.
2. I тераса, частково розмита. I. Terrasse, zum Teil erodiert.
3. II тераса. II. Terrasse.

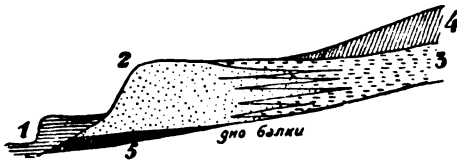
басту, а як де рівну поверхню. Підноситься ця тераса над заплавою на 10—12—15 м. Її часто зрізала Волга, а тому її височина вельми різноманітна, в залежності від того, горішню чи долішню частину тераси зрізала вода. Вздовж тераси тягнеться горішня частина заплавини, й її заливають тільки найвищі волзькі води, що підносяться над рівнем понад 15 м (мал. 8).

З другого боку, перша надлукова тераса прилягає до другої тераси, що підноситься над нею стрімким приступком на 25—30 м над заплавою. На лівобережжі Волги ця тераса, що її зчаста звуть волзькою, буде завширшки 20—30 км; на ній розкинулась болотяна місцевість Майтуга — рештки давнього річища річки, що текла на цьому рівні.

Друга тераса має в своїй основі сірі піски, що їх позем становить звітнення попільнякового типу й похований ґрунт. На цьому ґрунті залягають темнобурі делювіальні суглинки, що зрізують ґрунти, і долішні піски. Де-не-де (Руські Липяги під Самарою) терасу поверх пісків складають піскуваті мало верстовані суглинки з двома поземами копального ґрунту. А проте, ці останні тут не мають тієї стратиграфічної ваги, що її надають їм на Україні. Мені не раз доводилося бачити подібні ґрунтові поземи серед витворів, що їх можна паралелізувати тільки з льодовиковою або міжльодовиковою епохою. На мою думку, вони з'явилися в наслідок процесу бічного переміщення річкових корит та різних потоків, а також в наслідок процесів ґрунтоутворення на звільнених від водяних мас просторах заплави.

На правім березі на першій надлуковій терасі лежить місто Сызрань, тоді як горішню частину цього міста з вокзалом збудовано вже на піскуватій другій терасі, що відходить від Волги вгору проти течії р. Сызранки (15).

Коли ми посуватимемося наннз Волгою, то ми побачимо, що перша тераса подекуди зрізана, а значна частина другої тераси (с. Спаськ-Васильевське) підмита. Першу терасу спостерігаємо по правім березі в гирлах балок у формі гостро окресленого приступка, що поступово підноситься в міру того, як ми рухаємося наннз Волгою. При чім, склад тераси змінюється: з піскуватої вона стає піскувато-глиняста і в ній можна розрізнати окремі проверстки цинамонових та зеленавих глин і пісків. На цій терасі лежать села Благородня та Воскресенське. На південь від гирла р. Терешки вона з'єднується з терасою, складеною внизу з делювіяльних суглинків, а вгорі з шоколядних хвалинських глин. Цю останню акумулятивну терасу виявлено



Мал. 9. Будова терас лівих допливів Волги.
Abb. 9. Struktur der Terrassen der linken Nebenflüsse der Wolga.

1. Суглинки I тераси Lehme der I. Terrasse.
2. Піски II тераси. Sande der II. Terrasse.
3. Верстуваті суглинки балок. Geschichtete Lehme der Schluchten.
4. Делювіяльний плащ. Deluvialmantel.
5. Синьо-сірі глини. Blau-graue Tone.

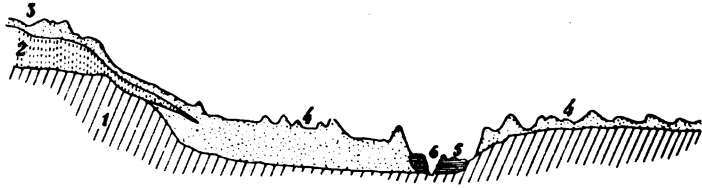
нястих пісків (мал. 9). Цей приступок цілком рівний, поземий. На ньому розташувалися села. Цю терасу можна легко простежити по ріках Заволжя вгору проти течії. Вона прилягає або до схилів із первісних порід, перекритих верствою делювіяльних суглинків, або до піскуватої тераси, що буде заввишки на 20—30 м над заплавою й відповідає другій терасі Волги. Піскувату терасу складають алювіяльного походження піски з проверстками рінця, що лежить здебільшого в основі пісків. Знаменно, що ця тераса не заходить до балок; там ми спостерігаємо інші витвори — верстуваті суглинки та глинясті піски, іноді стовпчасті. Їх дуже легко змішати з звичайними делювіяльними суглинками, дарма що їх різнить від суглинків звичайно виразно виявлена верстуватість. До того ж можна спостерігати, — в басейні р. Самарки це бачимо аж надто виразно, — що ці суглинки пов'язані з пісками тераси повільними переходами, а це свідчить за те, що піскуваті смуги мають у балках своє продовження в формі піскувато-глинястих покладів. Ці останні постали мабуть в умовах перегачування стоку вод по балках саме тоді, коли рівень вод по ріках був значно піднесений, що викликало застій вод по зниженнях, а ці зниження за попередньої епохи були, треба гадати, значно поглиблені, певне, більшою мірою, як за сучасної епохи. Отже, фацію вод, що швидко текли по річкових долинах, супроводила фація застоєних вод по балкових зниженнях.

І піски і верстуваті суглинки часто-густо підстелюють синяво-сірі глини з проверстками торфу, з фавною Planorbis і Limnaeus, що, як здається, відбувають момент заболочування за епохи посиленого відволожування клімату.

Подібні витвори ми бачимо і в басейні Самарки, і в басейні Вятки. На півдні ці поклади нам уже не трапляються.

Говорячи за піски, треба трохи спинитися на вельми своєрідних піскуватих нагромадженнях, що збираються поза терасами. Це будуть піскуваті шлейфи (шлейфи), що високо підносяться по схилу й іноді перекривають вододіли. В їх утворенні є багато загадкового. Загальний характер їхній такий: піскувата тераса, наближаючись до основних порід, підноситься й переходить у піскове нагромадження, що загалом відповідає похилі поверхні основних порід. Спостереження над цим витвором у перетинах, а також дані неглибокого свердлування, що їх подає А. Г. Гаєль, показують, що піски

шлейфів не мають великої потужності (10 — 15 м) і рівномірно вкривають основні породи, оповиваючи їх іноді з усіх боків (мал. 10)¹⁾. Тут не може бути мови про їх надування на горбовини, бо вони мають рівну верстуватість і, що ще цікавіше, вони мають про-



Мал. 10. Перетин через Бузулуцький бір (за А. Г. Гаєлем).
Abb. 10. Querschnitt durch den Busulukwald (nach A. G. Gaël).

1. Пермські породи. Permische Formationen.
2. Суглинки шлейфу. Lehme des Schleifens.
3. Піски шлейфу. Sande des Schleifens.
4. Піски II тераси. Sande der II. Terrasse.
5. Суглинки й піски I тераси. Lehme und Sande der I. Terrasse.
6. Р. Боровка. Fluss Borowka.

верстки глинястого матеріалу. В міру наближення до горбовин, піски стають глинястіші й переходять у комплекс верстуватих пісковин та суглинків з характеристичною верстуватістю. Отже виходить, що як і в випадку з пісками терас, тут спостерігаються центральні та периферичні частини.

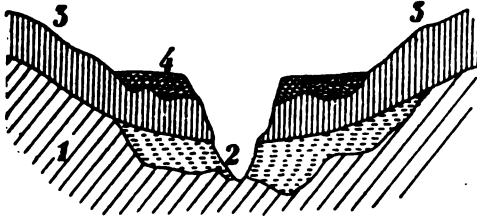
Походження цих піскуватих витворів цілком неясне. Не може бути й мови про те, щоб їх відкладено в водозборі, що його рівень міг сягати 220 м абс. височини. Це примусило б нас припустити, що колись існували по осі річкових долин нагромадження завгрубшки на 160 — 180 м та що вони тепер цілком знищені. Далі, ці нагромадження пісків часто й густо спостерігаються, як це можна констатувати на р. Самарці, тільки по одному схилу долини, а саме по схилу північному.

Тут найшвидше можна припустити руйнування розмитих на вододілі піскуватих товщ, їх перемивання та перевідкладання по схилу, шляхом повільного руйнування первісних порід системою поблизу розташованих ярів; ці яри понакидали величезну кількість конусів виносу, що повільно збільшувались та наростали, підносячись угору за рахунок зруйнованих первісних порід та вкривали весь схил суцільною піскуватою поволокою. Значно важче з'ясувати перекривання вододілу пісками, — можливо, що тут відбувалося його пересування та заміщення вододілу продуктами його руйнування. Поява верстуватих суглинків пов'язана, певне, з переходом від алювіяльного

¹⁾ Складаю велику подяку А. Г. Гаєлеві, що був ласкавий дати до моєї розпорядності профілі, складені від нього під час геоботанічних дослідів в Самарській окрузі.

нагромадження до процесу відкладання та пересування частинок по схил. Інакше сказавши, місце алювіяльного характеру відкладання заступає процес делювіотворення. Можливо, що взагалі піски шлейфів мають щось подібне до цього, мішане делювіо-алювіяльне утворення.

І піски тераси та рівнобіжні з ними верстуваті суглинки по балках, і піски шлейфів з підпорядкованими їм верстуватими суглинками вкриваються, зрізуючись, делювіяльними суглинками схилів. Піскувато-глинясті поклади I тераси переходять у балки в торфово-болотяні поклади, що залягають на розмитій поверхні делювіяльних суглинків, відповідно до наступної фази звочення, що, як ми бачили, відповідає появі на долішній Волві хвалинської трансгресії Каспію (мал. 11).



Мал. 11. Будова долішніх частин балок.
Abb. 11. Struktur der unteren Teile der Steppenschluchten.

1. Корінні породи. Grundgesteine.
2. Верстуваті суглинки. Geschichtete Lehme.
3. Делювіяльні суглинки. Deluviallehme.
4. Торфово-болотяні поклади. Torfmoorige Ablagerungen.

каспійсько-хвалинську. Як відомо, П. А. Православлев помиався, вирахувавши її височину біля Сталінграду на 60—65 м, це в той час, коли височина хвалинських покладів не перевищує 30 м над рівнем високих вод. Тут варто зазначити, що ця височина відповідає величині знижування каспійського рівня стосовно до рівня Чорного моря; коли б відновився рівень першого до нормального океанічного рівня, тоді повинні були б повторитися обриси, подібні до тих, що були за хвалинської епохи, з тією хіба різницею, що тоді рівень моря був ще метрів на 20 вищий за сучасний океанічний.

Друга тераса має височини 25—30 м навпроти Батраків і, знижуючись поволі на південь, перехрещується з першою терасою, заступаючи її місце; навпроти Саратова її височина не вище за 10—20 м, на південь вона ще нижча, тут ця тераса заступає вже першу надлукову терасу й, за словами С. С. Неуструєва, поволі зливається з хвалинською (мал. 12). Коли ми згадаємо, що хозарські поклади не підносяться понад 0—2 м над рівнем Чорного моря або, що буде те саме, Волги біля Камишина, то для нас буде цілком ясно, що друга тераса пов'язана з рівнем хозарського моря. З цього боку важливо буде звернути увагу на те, що дена балкових знижень правого берега Волги, заповоржнених ательськими делювіяльними суглинками, ховаються під коритом сучасної Волги, тобто вони стосуються до вельми низького базису ерозії.

Очевидячки, рівень хозарського моря не збігався з рівнем Чорного моря, бо тераси на Волзі та на Дону мають різну височину; це твердження буде правдивим, якщо не було пізнішого, похозарського, але передхвалинського зниження надволзької смуги Заволжя. На схід хозарські поклади підносяться близько 12 — 15 м абс. височини (30).

Звернімось знов до півночі: найновіші дані, що їх зібрав Н. І. Ніколаєв, свідчать про те, що на південь від Самарської Луки, нижче пісків другої тераси, є піски іншого типу, певне, прастарі, що лежать на схід досить високо, і в цьому напрямі місцевість підноситься, утворюючи ніби третю терасу. Ця остання тераса, досягаючи 60 — 80 м абс. височини на півночі, знижується на південь близько 50 — 60 м,

а біля гирла Єруслана близько 40 — 50 м, заступаючи другу терасу, що пішла наниз. Це буде так званий „сиртовий край“, тобто приступок, що відмежовує з півдня хвилясту „сиртову“ місцевість від каспійської рівнини, що її морські поклади прилягають до сиртового краю, а це дає нам привід зробити висновок, що третю терасу (другу на півдні) зрізали каспійські трансгресії, що заходять у балку сиртового краю.

Тут до речі буде порушити питання про сиртові глини та про їхній стосунок до пісків волзьких терас.

У басейні Самарки, Кінеля, Мочі сиртові глини, що їх названо так тому, що з них складені „сирти“, тобто горбовини в низовинній частині Заволжя, відомі по всіх зниженнях, де залягають пліоценові осади. Глини лежать безпосередньо на пліоценових осадах, відмежовуючись від них виразно виявленою денудаційною поверхнею і часто-густо жорствою на споді в основі.

Червоно-бурі глини з вапняковими конкреціями Спиридонівки та інших місць, що їх С. С. Неуструєв (2) зачислив до сиртової товщі, за нашими спостереженнями треба зачислити до пліоцену, бо згадана вгорі денудаційна поверхня лежить над ними, а ще й тому, що в цілій низці перетинів (Дмитрієвка на р. Мочі, Перівка і ст. Олександрівка поблизу м. Бузулука) ми спостерігали, як ці глини переверствовуються із справжніми морськими глинами акчагилю. Тому ці глини ми виключаємо з нашого огляду, як породи виразно неогенові, а не потретинні.

Сиртові глини звичайно дуже темні, — шоколядні, сіро-бурі, буро-цинамонові. На цьому тлі гостро виступають величезні вапнякові конкреції, що ними переповнені сиртові глини, а також велика кількість карбонатних натьоків. Сиртові глини вельми щільні, порівняльно пухкі різність та пісковини трапляються дуже зрідка, вони утворюють ще щільнішу накривку звітрянням, будучи, звичайно, з поверхні лускатими завдяки наявності в глинах великої кількості дрібних кристалів гіпсу. Серед них можна побачити іноді верстви



Мал. 12. Розташування терас вздовж Волги.

Abb. 12. Anordnung der Terrassen längs der Wolga.

I — I. Тераса (W). Terrasse (W).

II — II. Тераса (R). Terrasse (R).

III — III. Тераса (M). Terrasse (M).

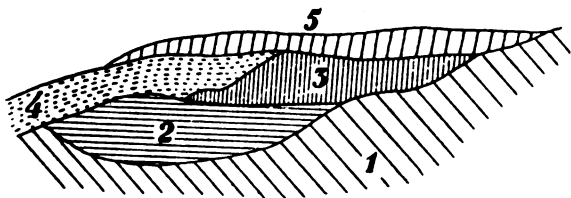
A. Самарська Лука. Flussaeue der Samara.

B. Хвалинські поклади. Chwalynablagungen.

C. Хозарські поклади. Khosarablagungen.

похованого ґрунту. Деяка різність глин вельми багата на кутуваті, незаокруглені зерна кварцу, трапляються й уламки місцевих порід. Сиртові глини вельми часто вкривають піски другої тераси та споріднені з ними піски шляйфів; контакт обох порід дуже виразний, межа дотикання їх вельми хвиляста. Делювіальні суглинки завжди вкривають сиртові товщі. Глини ці зовсім не залягають по волзьких терасах, як це гадає Г. Ф. Мірчинк (17), — саме в районі терас вони зникають, а залягають по похованих западинах горбовин Заволжя (мал. 13) і здається по районах так само похованих схилів тих горбовин, що знижуються до Волги.

Сиртові глини терас не утворюють, їх перетинають балки, а відокремлює їх від річкових долин вал первісних порід. Вони не підносяться понад 180 м



Мал. 13. Співвідношення пліоцену й потретинних покладів.

Abb. 13. Wechselbeziehungen des Pliozäns und Quartärs im hohen Transwolgagebiet.

1. Корінні породи. Grundgesteine.
2. Пліоцен. Pliozän.
3. Сиртові глини. Syrtsche Tone.
4. Піски II тераси й шляйфів. Sande der II. Terrasse und der Schleifen.
5. Делювіальна поволока. Deluvialmantel.

лять Л. С. Берг (4), В. Д. Ласкарев та інші, а з поземом червоно-бурих та бурих глин, що до них вони вельми подібні.

Ф. П. Саваренський дослідив сиртові глини на південь на паралелі Саратова, тут він мав чимало свердлового матеріялу (37). І ось цей дослідник поділяє сиртову товщу на три поземи: 1) жовто-бурі глини, 2) бурі глини і 3) червоно-бурі глини; ці останні залягають на лоснякових пісках, що їх Ф. П. Саваренський зачисляє до пліоцену. Порівнювати ці піски із ергенинськими навряд чи можна, бо останніми часами здобуто факти, що припускають гадати, що ергенинські піски значно старіші — можливо, що долішню межу їх треба знизити до другого середземноморського поверху (6).

Проте, я дозволю собі трохи інакше уявити справу, як це виходить за твердженням Ф. П. Саваренського. Позем жовто-бурих глин завгрубша близько 30 м, здається мені, буде аналогом до пісків другої тераси Волги та верстуватих суглинків північніших країв. Ці глини будуть, мабуть, наслідки тихого спливу вод спадистими улоговинами, що їх вирили води по справжніх сиртових глинах, що лежать нижче й укриті гумусовим поземом. Ці останні, за Ф. П. Саваренським, „виклинюються“ до схилів, тобто зрізані жовто-бурими глинами, що лежать вище й відклалися вже після епохи розмиву. Така думка ще виразніше підкреслює, що жовто-бурі глини будуть молодші за сиртові глини та що їх треба порівнювати з верстуватими

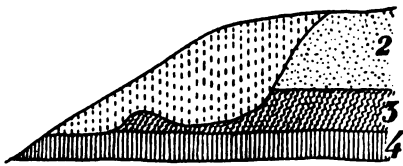
суглинками другої тераси Самарки. Самі сиртові глини, за Ф. П. Саваренським, поділяються на два поземи — бурі глини 25 м і червоно-бурі глини 10—15 м, часто й густо їх ділить похований ґрунт. Червоно-бурі глини не можна, на мою думку, порівнювати з червоно-бурими глинами Спиридонівки, що їх міцно вже зв'язано з пліоценовими покладами. На сиртові глини припадає разом 30—50 м. За відомостями С. С. Неуструєва, на захід вони переходять у піскуваті товщі, пов'язані з стародавнім річищем Волги (третя тераса) (22). Умови цього переходу незрозумілі, бо перетини в цій місцевості рідкі. За Ф. П. Саваренським, позем червоно-бурих глин переходить у астраханський позем П. А. Православлева, що вкриває бакинські темнокольорові глини. Хозарські та хвалинські поклади прилягають до сиртових глин, а останні, очевидно, утворилися на протязі часу між бакинською та хозарською трансгресіями.

Походження сиртових глин дуже темне. Цілковито усовуючи будь-яке намагання прирівняти їх до лесу або до аналогів, треба уявляти собі їх утворення, як вельми прастарий делювій, почасти як поклади алювіяльні, дуже змінені процесом звітнення, що відбувалося перед тим за вельми сухих умов, можливо навіть напівпустельних. Десь певне відбувалося запороження улоговин водами, що утворювали невеличкі водозбори, а почасти виникали вони з застою вод на зразок тих відкладів, що їх відклали молодші верстуваті суглинки. Ми побачимо далі, що сиртові глини так само стосуються до пісків третьої тераси, як верстуваті суглинки до пісків другої тераси, а торфово-болотні витвори — до піскувато-глинястих покладів першої тераси. Року 1927 я висловив думку (14), що сиртові глини — це гуща льодовикових вод, а тепер я вважаю, що вони утворилися по краях горбовин делювіяльним шляхом, бо вони мають жорстку первісних порід; по улоговинах були поклади з невеличких озероподібних водозборів, а далі на захід — це вже буде алювій застою вод, пов'язаних з дуже великим піднесенням рівнем вод у тодішній Волзі.

Поширення сиртової товщі не можна вважати за твердо встановлене, бо до її складу входять такі породи, що до цієї товщі не мають жадного стосунку. В районах підвищених частин Заволжя сиртові глини поширені, як маленькі острівці, по зниженнях між 150 та 180 метрами. Далі на захід вони займають знижені частини рельєфу й тільки на південь від р. В. Іргізі вони розташовані судільною поволокою. Через це картка Л. С. Берга (4) аніж не відповідає дійсності, — на ній зазначено поширення сиртових глин по вододільних плято, що підносяться між Мочєю та Самаркою близько 220—280 м та що ці плято складені з первісних порід, де поволоку становить їх жорстковий елювій. На цій самій картці ще дивовижніше виглядає поширення лесу в кол. Пензенській губ. та на Волзько-Дінському вододілі. Саме на цьому останньому роботі Волго-Дону й показали цілою низкою аналіз, що покривні породи цього вододілу — суглинки іноді верстуваті, іноді ні, але в усякому разі не лес.

Опріч Заволжя, я виявив сиртові глини за цілком аналогічних умов на Самарській Луці біля Старої Рязані, де вони вкривають відомий там уже давно пліоцен. За словами Е. Н. Пермькова, сиртові глини займають

величезний простір в тій самій місцевості в басейні Уси. На правім березі Волги по різних місцях є свовідні червоні глини та суглинки вельми загадкового походження. Найвідоміші з них будуть ті, що їх затиснуто в Олександрівському грабені на Волзі. А. П. Павлов визнавав ці глини за морену міндельського зледеніння (25, 48); а насправді, ці глини дуже мало нагадують морену; за описом Е. В. Мілановського (16), а також і моїми особистими враженнями, ці глини дуже подібні до грубих різностей сиртових глин, відрізняючись від них гостро виявленим червоним кольором. Такі самі глини, тільки масніші, збагачені на гіпс, є в басейні р. Баліклейки, що їх описав ще року 1922 Н. С. Шатський (41). Глини подібного характеру



Мал. 14. Вихід червоних глин у балці Кам'яній поблизу хут. Варламова (Ста-
лінградської окр.).

Abb. 14. Entblösung roter Tone in der
Kamennaja Balka bei Warlamow (Bezirk
Stalingrad).

1. Делювіальні суглинки. Deluvial-
lehme.
2. Жовтогарячо-жовтуваті піски.
Orange-gelbliche Sande.
3. Темножовтогарячі грубі супіски.
Dunkelorange grobe Sande.
4. Темночервоні глини з вапняни-
ми конкреціями. Dunkelrote To-
ne mit Kalkkonkretionen.

сильно поширені в Сталінградській окрузі, де їх здібаємо по схилах, по зниженнях та улоговинах, що перехрещують іноді сучасні балки (Мокрий Каркагон біля х. Варламова, річки Грачі тощо). В цьому останньому місці червоно-бурі суглинки переходять у піски такого самого кольору, збагачені на вапнякові конкреції; біля х. Варламова буро-червоні піскуваті глини мають великі вапнякові конкреції вельми химерної вітистої форми. Описані породи надзвичайно гостро прилягають до первісних еоценових порід, при чім, запорожена ними улоговина має північно-західній напрям.

У верховині б. Кам'яної (х. Варламов) помітні під бурими суглинками з нерівною поверхнею нанизу зверху наниз верстви жовтогарячо-жовтавих пісків, темножовтогарячих грубих пісковин та щільних темночервоних глин з вапняковими конкреціями (мал. 14). Щодо цього останнього позему, то він, здається, буде тотожний з глинами Баліклейки Олександрівського грабена. Мені здається, що ми тут маємо справу з південною відміною сиртових глин, що відклалися за умов гостро посушливого та гарячого клімату.

В. В. Богачов (5) описує червоні та зелені глини „з великою кількістю гронуватих мергелястих розводів“, що лежать над верствами з *Unio grosimbens* (пліоцен?). Як видно з його описів, вони надзвичайно схожі на глини Мокрого Каркагону. У долині р. Сала, за В. В. Богачовим, а також по берегах Озівського моря поширені такі самі глини, що переходять донизу у верстви з *Raludina diluviana*, що за В. Д. Ласкаревим (11) відповідають міндельському зледенінню.

Немає нічого дивного в тім, що ці червоно-бурі глини Озівсько-Дінського району рівнобіжні до подібних глин Сталінградської округи. Ці останні глини, мабуть, відповідають сиртовим глинам Заволжя, принаймні вони надзвичайно до них подібні. Далі на захід В. Д. Ласкарев відзначає на тому самому стратиграфічному рівні червоні та бурі глини по Південному Богу, на Тарханкуті та по інших місцях.

Ф. П. Саваренський (37), торкаючись східної України, відзначає під двома поверхами лесу червоно-бурі та бурі глини і такими виразами ототожнює їх з сиртовими глинами Заволжя: „разюча подібність червоно-бурих глин, що лежать в основі сиртової товщі, з червоно-бурими глинами півдня нашої рівнини примушує нас вважати їх за той самий витвір“.

Г. Ф. Мірчинк (18) відзначає червоно-бурі глини, як витвір стародавнійший від морени Дніпровського язика ріського льодовика.

Ми не станемо заглиблюватися далі в це питання. Зазначимо тільки, що в Києві, в Бабиному Яру на перістих глинах, що лежать на пісках полтавського поверху палеогену, лежать бурі глини з вапняковими конкреціями, і їх ніяк не можна відрізнити від сиртових глин (42); в цьому я переконався особисто року 1926 під час екскурсії II з'їзду геологів.

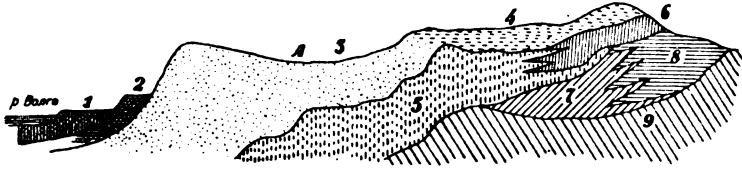
Такі суть факти. З них ми можемо зробити висновок, що утворення глини типу сиртових буде явище регіональне, що охоплює весь край від Дністра до Ками (далі ми довідаємось, що вони мають нижче поширення на північ від Самарської Луки). Скрізь вони мають буро-цинамонові та червоно-бурі відтінки, скрізь вони збагачені на великі вапнякові конкреції. Сиртові глини аніяк не є аналог лесу, це буде аналог давно відомих бурих глин з півдня Російської рівнини, що з ними вони, здається, утворюють один фаціальний та стратиграфічний позем.

Вернімося тепер знов до вихідного пункту, що з нього розпочали ми вивчати тераси Волги — до Самарської Луки. Ми відразу ж побачимо, що волзькі тераси на південь та на північ від цього палеозойського виступу гостро різняться одна від одної. Взагалі Самарська Лука цікава не тільки своїми виходами палеозою, не тільки своєю тектонічною вагою, але й виключно цікавою потретинною історією. Самарську Луку відокремлюють від Сокольних гір лівого берега мальовничі Самарські ворота, де Волгу стиснули вапнякові скелі й вона плине крізь пасмо Жегулів. Краєвид на південь та північ від цього проходу цілком різний.

Перша тераса тягнеться вдовж Волги; її дуже добре видно в самій Самарі, де на ній розкинувся міський Струківський сад; другу терасу визначає площа самого міста, на північ від нього тераса ця зникає, притулившись до первісних порід. Уривки першої тераси видно в самих Самарських воротах, де вона підноситься на 40 м заввишки, що пояснюється тим, що її підірвала Волга вже в районі прилягання її до скель і де вона має характер осипища та схилу, зложеного з грубих уламків делювію. На північ від Самарських воріт першу терасу перервали, спостерігаємо на тій самій височині, що й на південь від Самари до Ульяновська та до Казані, де вона поволі підноситься. За останніми дослідженнями, біля Нижнього Новгороду вона вже має височини 20—25 м, при чім в її основі з'являється нова тераса, що ми її на півдні не спостерігаємо. Говорити про це покищо зарано; важливо тільки те, що перша тераса поволі підноситься на північ, а Самарські ворота вона проходить без зміни.

Цілком інакше виглядає справа з другою терасою; ми бачили, що вона на південь від Самари має 25—30 м височини і тільки біля Спаськ-Васильєвського досягає 50 м.

Над Самарськими ворітьми друга тераса гостро підноситься (мал. 12) сливе від заплави й має височини 120 м; складена вона з жовтаво-червонаних пісків і нагорі сильно погорбована. Вгору проти течії Волги вона значно знижується до м. Ставрополя, а потім знов підноситься. Проти м. Сенгиля та м. Ульяновська вона сягає 70—80 м, а проти цього останнього міста (Каплиця горішня) розпадається на дві вирівні тераси. На північ вона зни-

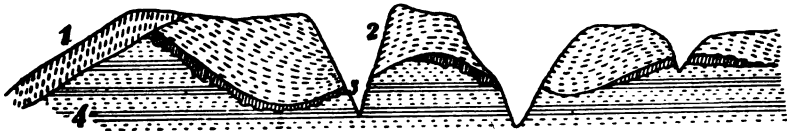


Мал. 15. Схема будови Болгарського басейну.

Abb. 15. Schema der Struktur des Bolgarbeckens (nördlich von Samara).

1. Алювій Волги. Alluvium der Wolga.
2. I тераса. I. Terrasse.
3. II тераса. II. Terrasse.
4. Піски й суглинки шлейфів. Sande und Lehme der Schleifen.
- A. Давнє корито. Altflusbett.
5. Піски III тераси (похованої). Sande der III. Terrasse (fossil).
6. Сиртові глинні. Syrtische Tone.
7. Піскова фація пліоцену. Sandfazies des Pliozän.
8. Глиниста фація пліоцену. Tonfazies des Pliozän.
9. Пермські поклади. Permische Ablagerungen.

жується й біля м. Тетюш буде заввишки на 50—60 м над заплавою Волги. Її прекрасні перетини Красного яру поблизу Ульяновська доводять, що складена вона з сірих та жовтих пісків, здебільшого з буравим відтінком та з проверстками вельми піскуватих суглинків.



Мал. 16. Співвідношення пісків II та III тераси поблизу с. Суходолу (Ульянівської округи).

Abb. 16. Wechselbeziehungen der Sande der II. und III. Terrasse bei Suchodol Bezirk Uljanowsk.

1. Делювіальні суглинки. Deluviallehm.
2. Буру-червошуваті піски II тераси. Braun-rötliche Sande der II. Terrasse.
3. Горизонт вивітрювання й похований ґрунт. Verwitterungshorizont und fossiler Boden.
4. Жовті піски з брунатними глинистими проверстками III тераси. Gelbe Sande mit braunen Tondurchschichtungen der III. Terrasse.

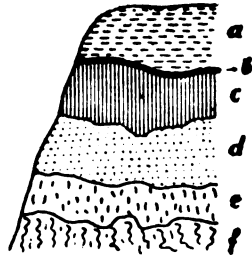
Найцікавіше буде те, що ця так високо піднесена над Волгою тераса на схід знижується метрів на 30—40 і переходить у широку увігнуту рівнину, що має видовжену в меридіональному напрямкові форму; при чім її помережали невеличкі западинки, блюдця та озерця. Біля верхів'я Калмаюра (50 км від Ульяновська) рівнину вкриває видовжене болото на 2 км завширшки, біля с. Чердакли є витягнуте озеро, а біля с. Бритовки — велика улоговина

з рівним дном. На схід місцевість підноситься й її перетинають глибокі недавні яри. Не треба мати великої уяви, щоб переконатися, що це рештки стародавнього річища Волги, значно простолінійнішого, ніж корито, що вона ним пливе нині; річище це розташовано вище, ніж сучасне корито річки не менше як на 40 м; починається воно біля прикрого завороту Волги коло гирла р. Майни та виходить до м. Ставрополя. На схід місцевість спадисто підноситься й утворює приступок третьої тераси; цей приступок добре видно з річок Ташелки, Ериклі та Красної.

Будова цієї просторої місцевості, відомої під назвою „Болгарського басейну“, що дав їй цю назву П. Язиков, дуже своєрідна (мал. 15). Піски другої тераси, що, як уже зазначено вгорі, буде заввишки 80—120 м, заглиблюються під рівень Волги ще не менше як 30 м. За 25—30 км від Волги з-під цих пісків, що мають буравковтате зафарблення, виходять інші піски, що вельми різняться з першими пісками. Ці останні піски (піски третьої тераси)—жовті, тонковерстуваті, подекуди сильно грубі з глинястими динамоновими смужками. Догори ці піски переходять у позем звітрення, при чім зчаста натрапляємо на верстви похованого ґрунту та вельми денудаційну поверхню, що відмежовує їх від пісків другої тераси (мал. 15). Жовті піски повільно підносяться, при чім накриття пісків другої тераси зменшується; водночас із цим відбуваються такі значні зміни: піски починають чергуватися з суглинками, в горішній частині з'являються відомі вже нам верстуваті суглинки, що заповожиюють різні заглиблення в пісках. Сірі піски насподі, верстуваті суглинки вгорі підносяться щораз вище на плято й переходять у типові піски шалейфів, що обгортають усі горбовини і знижуються річними долинами та великими балками.

Третю терасу поховано під цими пісками; проте її визначають вище піднесені жовті піски, що прекрасно відслоні біля с. Лобівки на межі Татарської республіки, біля с. Рождествено на Майні, біля с. Тіїнського коло Мелекеса, біля с. Мусорки, Ташли та інших місць. Жовті піски в східньому напрямі починають переверстовуватися з глинами типу сиртових, при чім на схід, високо на плято, з'являються товщі сиртових глин, прикритих сірими та бурими пісками другої тераси по дуже нерівній поверхні. Біля західнього краю смуги сиртових глин бачимо, що останні покололися й серед них з'являються проверстки жовтих пісків. Біля сс. Лобівки та Шапкина на крайній півночі 110 аркуша видно, як жовті піски підстелюють сиртові глини (мал. 17).

З цих фактів можна зробити такі висновки: піски другої тераси молодші за жовті піски та сиртові глини; їх відмежовує від тих та тих денудаційна



Мал. 17. Перетин поблизу с. Шапкина (Татарська республіка).

Abb. 17. Querschnitt bei Şapkino (Tatarische Republik).

- a. Бурі піски (Q_1^R). Rotbraune Sande (Q_1^R).
- b. Похований ґрунт. Fossiler Boden.
- c. Сиртові глини (Q_1^{MK}). Syrtische Tone (Q_1^{MK}).
- d. Жовті піски (Q_1^M). Gelbe Sande (Q_1^M).
- e. Перікти суглинки (N_2). Bunte Lehme (N_2).
- f. Жовті піски (N_2). Gelbe Sande (N_2).

поверхня. Жовті піски в горішній своїй частині рівнобіжні із спідніми сиртовими глинами, а в долішній частині вони давніші за ці останні. Сиртові глини не поширюються на захід від лінії Юркул-Мелекес—Сухі Аврالی—Ново-Еремкіно і переходять у піски в західньому напрямі, а це показує, що вони припадають на периферійні частини возького зниження, що його центральні частини займають два поземі пісків, що їх потужність подекуди має понад 100 м, як це довело свердлування на воду.

У районі виходів сиртових глин є ще товщі сірих лоснякових пісків, що поволі переходять догори в яскравожовті дрібнозернисті та тонковерстуваті піски з лімонітовими проверстками. Ці піски в районі цілковитого свого розвитку мають нагорі позем сіро-зелених щільних глин та копальний ґрунт. По інших місцях їх зрізують або піски, рівнобіжні з пісками другої тераси, або сиртові глини. Стратиграфічні взаємини в верхів'ях р. Шапки, правого допливу р. Малого Черемшана, свідчать за те, що ці піски лежать нижче від жовтих пісків третьої тераси.

Подібні піски навряд чи належать до потретинних покладів і, на мою думку, їх треба паралелізувати з витворами акчагилу, що його піскувату фацію вони становлять. За відомостями Ф. П. Саваренського (37), під червоно-бурими сиртовими глинами Низового Заволжя є прастарий ґрунтовий позем, а нижче від нього залягають сірі та жовті лоснякові піски, що їх цей автор, у згоді з С. С. Неуструєвим (22), зачисляють до горішнього пліоцену.

Дуже можливо, жовті й сірі лоснякові піски Болгарського басейну синхронічні з цими пісками і становлять той самий позем. Паралелізувати їх з ергенінськими пісками, як це робить Ф. П. Саваренський на підставі своєї першої праці про це питання (13), тепер не можна, бо піски Ергенів стосуються мабуть до дуже прастарого моменту—до низів пліоцену, а може й до цілого міоцену. Накреслена коротенька картина будови Болгарського басейну характеризує нам надзвичайно своєрідні умови відкладання. Перш за все нас вражає надзвичайна височінь, що до неї сягають піски терас; нічого подібного ми не спостерігаємо не тільки на Волзі, а й по інших ріках. Далі є ще одна особливість, що про неї передніше не згадувалось. Це наявність на вельми високому рівні слідів течій Волги в західній частині Самарської Луки.

Не заглиблюючись у подробиці з цього приводу, можна констатувати, що сучасна долина р. Уси, що якимось дуже дивно врізується в масив вапняків Самарської Луки, є слід стародавньої течії р. Волги в напрямі відворотному до сучасного напрямку течії р. Уси. Ця остання річка плине в долині завширшки на 15 км з широкою заплавою та широкими пісковими терасами, при чім в районі її гирла спостерігаємо низку терас на підвищеннях, що складаються з вапняків; одну з цих терас треба прирівнювати до абравійних терас акчагилу.

Природно, що р. Уса не могла виробити посеред твердих порід таку долину; її, очевидно, виробила Волга, що текла за стародавніх часів від Ставрополя до Сизрані на захід від Жегулів, а не через Самарські ворота. З цим цілком пов'язується той факт, що саме тут є просторі площі, зайняті акчагильськими покладами, розташованими почасти по лінії Жегулівської

дислокації (24). Це свідчить, що тут здавна існувало зниження, що ним акчагильська трансгресія добулася на північ від Самарської Луки, бо на схід її височина вельми значна й акчагильської протоки там не могло бути.

У згоді з цим, увесь цей район уздовж Уси й далі аж у надсизранську улоговину вкривають великі площі пісків. Ще М. Є. Ноїнський (24) звернув увагу на ті піски і дав щодо них пояснення, на нашу думку, неправдиве й надумане, бож дуже легко уявити собі, що тут було стародавнє річище Волги, що прямувало від Ставрополя, де саме закінчується згадана стародавня долина Волги, вгору р. Усою й далі широким заворотом на Кримзу до Сизрані, а далі на південний схід у район болота Майтуга, де в неї вливалася Самарка (мал. 18).

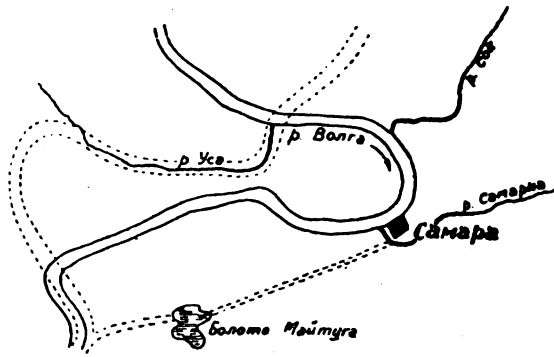
Це річище, нині не активне, правило воно за сточище вод з півночі за передакчагильських часів та на початку потретинного періоду. Надалі справа гостро змінилася, це річище закрилося й стік пішов через Самарські ворота.

Перше ніж торкнутися цього дивного факту, треба спинитися на питанні про вік волзьких терас.

Перша тераса, як ми бачили, переходить у хвалинську і, значить, буде одночасна з нею. Вгору вона помалу підноситься і, за відомостями, що я їх маю від Є. Н. Щукиної, в районі Костроми вона містить у собі вюрмську морену.

Усі автори, що працюють у Надволжі, досить одноставно прирівнюють (29, 13, 14, 16, 37, 41) хвалинську трансгресію до вюрмської епохи. Це цілком збігається також і з тим, що в суглинках, що підстеляють хвалинські поклади, завжди знаходять вюрмську фауну хребетників. Піски другої тераси на Сурі так само стосуються до морени, як і піски Медведиці, до тої самої морени. Обидві тераси заввишки будуть однакові, й тому немає жадних перешкод до того, щоб піски ці зачислити до ріських витворів. Занурення другої тераси доводить її зв'язок із ховарськими морськими верствами, що їх цитовані вгорі автори зачисляють також до ріської епохи.

Через те, що астраханські червоні глини залягають між бакинськими та ховарськими верствами й, за Ф. П. Саваренським, тотожні з долішньою частиною сиртових глин, а бакинські глини П. А. Православлев (29) паралелізує з міндельським зледенінням, то сиртові глини, так само, як і червоно-бурі глини України, треба зачислити до міндель-ріської епохи. Вгорі ми бачили, що до цього висновку треба прийти й за відомостями Г. Ф. Мірчинка та В. Д. Ласкарева. Тому цілком незрозумілою стає пізніша думка першого з них (17) про належність цинамоново-бурих сиртових глин



Мал. 18. Давня припустима течія рік Волги й Самарки (вказано крапковою лінією) в районі Самарської Луки.

Abb. 18. Hypothetischer Altflusslauf der Wolga und Samarka (mit Punktierlinie bezeichnet) im Bereich der Flussäue bei Samarskaja Luka.

до ріської епохи. Дані Ф. П. Саваренського, а також С. С. Неуструєва свідчать, що хозарські поклади прилягають до сиртових глин. А поділ червоно-бурих глин та астраханського позему поміж ріською та міндельською епохами, що його проводить Г. Ф. Мірчинк, суперечить фактичним даним, що їх подає Ф. П. Саваренський.

Як я собі уявляю, сиртові глини будуть гомологи до ательських делювіальних суглинків і відклалися вони, як і останні, на початку міжльодовикової епохи, тобто за міндель-ріського часу. За сучасними уявленнями (50), ця міжльодовикова епоха мала значно гарячіший клімат ніж ріс-вюрмська епоха або й сучасна доба. Отже немає нічого дивного, що остаточне зникнення міндельського льодовика могло супроводитися такими кліматичними умовами, що припускали на південному сході відкладання червоних глин з гіпсом; цих умовин не знало Середнє Надволля, де гіпсу було менше й де панували жовто-бурі тони субаеральних та субаквальних порід. Жовті піски другої тераси цілком логічно потрапляють тоді до міндельської епохи, бо вони стародавніші від сиртових глин і цілком гомологічні до ріських пісків другої тераси.

Отже, першу терасу треба вважати за вюрмську, другу — за ріську і третю за міндельську, що цілком відповідає і спостереженим фактам, і нашій загальній уяві про хід подій у плейстоцені. Виразні сліди розмиву між комплексами пісків у Болгарському басейні, існування кори звітрення також свідчить, що піски тут мають цілком неоднаковий вік, і їх швидше треба паралелізувати з трьома зледеніннями, — вони бо становлять сліди проходу вод цих трьох зледенінь.

Вернімося до тих особливих умов, що панували за перших двох льодовикових епох у Болгарському басейні.

Міндельське зледеніння застає такий стан речей у Надволжі: ріки плинуть з вододілу на північ; на сході Кама тече своїм стародавнім шляхом через Болгарський басейн, Усу до Сизрані й далі на південь замість сучасної Волги. Поява льодовикових вод у районі Нижнього Новгорода викликає переповнення рік, що плинуть на північ і переливання їх через вододіли цих рік у Каму; утворюється урізок сучасної Волги між Нижнім Новгородом та Казанню. Вузкий прохід через Усу не в силі вмістити всіх вод, і вони починають поволі підноситися; при чім масив Жегулів правив тут за велетенську греблю. Ріка Сок на цей час уже пробіла собі шлях через Самарські ворота в Самарку на дуже великій височині. Повільне згромадження льодовикових вод спричинилося до постання великого озера на північ від Жегулів, що його стік відбувався, мабуть, через Усу, а почасти води пройшли в долину Сока та Самарки. Самарські ворота почали підсилено розроблятися.

Ріське зледеніння вельми наблизилось до долини Волги; можливо, що околиці підвищення вкривали на той час широкі снігові лани, що танучи видавали велику силу вод. Стік вод в півночі Волгою затримували Жегулі, рівень підносився щораз вище. Водночас розтавання снігів на правобережжі Волги, у верхів'ях Уси та Сизранки викликало посилене нагромадження пісків, що поволі засипали давнє річище. Рівень вод піднісся до вершка другої тераси, тобто близько 120 м над Волгою; можливо, що це було не суцільне

озеро, а той рівень, що на ньому відбувалося пересування річища ріки. Таке піднесення рівня викликало ще більший стік через Самарські ворота та підсилену розробку їх.

Існування підгачування вельми виразно відбилосся на різниці у височині тої самої другої тераси (мал. 12): справді, вище Самарської Луки ця височина сягає 120 м, а нижче вона не перевищує 50 м. Ця остання височина відповідає нормальному піднесенню вод у Волзькій долині за ріського часу; цьому самому відповідає рівень води в допливах, що відклали піски другої тераси в їхніх долинах та викликали появу осадів застояних вод по балках, що не мали стоку, як це буває щовесни тепер, коли натиск високих волзьких вод надовго порушує режим рік, що вливаються у Волгу, та викликає появу сточних вод по гирлових частинах балок, де відкладаються тонкі намули.

Вище Жегулів панували цілком інші умови — тут води згромадилися до крайньої міри, а потім раптово знизилися до нормального рівня, як тільки приплив вод перестав бути надмірний. Друга тераса тягнеться дуже високо до Казані, а потім вельми розходитьсь вшир (23), наближаючись до межі зледеніння, що над нею є дві тераси — одна наша перша, значно піднесена, а друга та, що диференціювалася з горішніх частин заплави, та що, за словами Є. Н. Щукиної, проходила крізь ділянку розвитку вюрмської морени. Чи не відповідає вона бюльській терасі Дніпра, що її описав Г. Ф. Мірчинк?

Нарис історії Волги, виложений угорі, не можна вважати ще за остаточний, — це тільки слабенька перша спроба розв'язання дуже великої проблеми, що до неї ми тільки підходимо.

Тут важливо довести тільки той факт, що за міндельської та ріської епох існувало величезне підгачування льодовикових вод, Волга залишила своє давнє річище та утворилася Самарська Лука. До цього на протязі обох ранніх льодовикових епох існував повторний базис ерозії. Дуже бажано перевірити це шляхом підрахунку крайніх кривих різних рік того часу, що влявалися в Волгу вище Болгарського басейну.

Третій тип потретинних покладів, що є на сході, а точніше — на південному сході СРСР, — це витвори морські, а саме поклади каспійських трансгресій, що їх вельми докладно описав у низці праць П. А. Правословлев (28, 29, 30, 31, 32). Додавати до цієї майстерної роботи мені, звичайно, немає чого, тим паче, що мені не доводилося працювати по районах їх суцільного розвитку. Треба тільки встановити деякі пункти, пов'язані з цими трансгресіями, бо вони корисні для висвітлення широких питань геології потретинних покладів.

Як відомо, за потретинного періоду існували три великі трансгресії — бакинська, ховарська та хвалинська, відмежовані одна від одної верствами континентального походження з рештками хребетників, та три малі: кемрудська, лжорджанська та саринська, що їхні сліди останніми часами викрив П. А. Православлев (31, 32).

Три великі трансгресії мають вельми багато спільних рис щодо фавни, що проте різняться деякими особливостями в кожній з них. Ці відміни

можна висновувати тільки з порівняльного вивчення комплексів фавни. Бакинська трансгресія різниться наявністю деяких архаїчних елементів, що пізніше трапляються. Хозарська — вельми великою кількістю солодководних форм, тоді як морські форми сливе тотожні з тими, що на них доводиться натрапляти по хвалинських верствах. Усі їх об'єднує те, що вони не мають *Cardium edule*, що з'явився в Каспії тільки останніми часами й поширився до Аралу дуже загадковим способом.

З погляду осадів — бакинські поклади репрезентують темнозелені та синяві глини, хозарські — глинясті піски, а хвалинські — тонкоплитнякові бурі („шоколядні“) та сіро-зелені глини з проверстками пісків по периферії басейну.

Нас цікавить у даному випадку походження цих трансгресій та приділення їх до певного моменту потретинної історії. Найбільші трансгресії будуть перша та остання, тобто бакинська та хвалинська. Найменше розвинена — хозарська, що її поклади не заходять на північ далі від Камишина, тоді як бакинські поклади є по р. Єруслану, а хвалинські відомі на північ від Саратова. Це цілком збігається з літологічним характером осадів, що їх для хозарських покладів репрезентують піскуватоглинясті та піскуваті поклади, тоді як бакинські та хвалинські поклади репрезентують глинясті породи. П. А. Православлев та інші автори висунули ідею про синхронічність каспійських трансгресій із зледенінням. Інші автори, як от В. Д. Ласкарев та Б. А. Полин ов, не відмовлялися від цієї ідеї, але інакше порівнювали трансгресії із зледеніннями, аніж це робив П. А. Православлев. На нашу думку, немає будь-яких фактів, що суперечили б синхронізації каспійських трансгресій і зледенінь, як це робив свого часу П. А. Православлев і як це підтримував я в інших своїх працях (13, 14) і цілком незалежно Є. В. Мілановський (15, 16). Міжльодовикові поклади, до того ще в умовах гарячого й помірного, сухого, степового й напівстепового клімату такі характеристичні, що ці витвори — сиртові глини та їхні гомологи, делювіальні суглинки, не можна синхронізувати з льодовиковими епохами, а дані стратиграфії не припускають порівнювати їх з каспійськими покладами. Тому, природно, останні не можна укласти інакше, як до льодовикової епохи. Подібний зв'язок трансгресій та льодовикових епох навряд чи випадковий; скорше треба шукати тут певних закономірностей в формі того чи того причинного зв'язку. Цей зв'язок, природно, може бути тільки однобічний, тобто мова може мовитися тільки про вплив льодовика на трансгресію, а не навпаки. А вплив льодовика може бути троякий: 1) кліматична зміна великого району через звогчення, що викликало зледеніння (погляд Д ж е м а й с о н а 43); 2) епейрогенічні рухи, що виникли завдяки ізостатичній компенсації навантаження льодовиком; сюди ми зачисляємо й явища різних тектонічних рухів різкішого характеру (Б. Л. Лічков 12); 3) визнання трансгресійних басейнів, як комплекторів крижаних вод льодовика (Г. Ф. Мірчинк 17). Можливо, що ці фактори можна сплучати, накладувати їх та комбінувати різними способами.

Для нас вельми важливо встановити, до якого моменту льодовикової епохи належить каспійські трансгресії. Природно, що вплив звогчення клімату відбуватиметься на початку зледеніння; явища ізостації викличуть

коливання в середині або наприкінці льодовикової епохи; а третя причина зв'язана з кінцем зледеніння. Мені вже доводилося висловлюватися в тому розумінні, що збільшення площі Каспійського моря пов'язано із збільшенням вогкості атмосфери, що відбувалася на початку періоду наступання льодів, що їх сама поява зв'язана з концентрацією водяної пари атмосфери в формі льодовикової поволоки. Природно, що звогчення клімату повинно було поширитися далеко за периферією льодовика й досягти тих місцевостей, що поза часом зледеніння мали сухий і навіть напівпустельний клімат.

Такий клімат має нині Долішньо-Волзький край. Незначного звогчення року 1926, коли літо в Надволжі було надзвичайно дощове, було цілком досить, щоб змінити характер травостою степу та режиму підземних вод. Явище звогчення на початку епох зледеніння безперечні: ми зачисляємо сюди появу торфово-болотяних витворів в основі бакинських верств, існування озерних покладів під ріською мореною, а також болотяних покладів під ріськими давньоалювіяльними пісками в Заволжі. Пригадаймо, що вюрмська тераса зв'язана з існуванням боліт по балках, витворів, безперечно, не сучасних, що вони й тепер розмиваються ярами.

Тому сліди звогчення ми вбачаємо не тільки в тому, що з'явився трансгресійний Каспій, а і в тому, що утворилися поклади континентального типу, що їх нині не утворюється на посушливому південному сході. Якщо наша концепція правдива, то поява трансгресії мусить бути приділена до першої половини льодовикової епохи, коли антициклон, що розвивався на льодовику, ще не поширив свого впливу на околиці біля льодовика країни.

Але тут виникають серйозні суперечності, що вимагають певних корективів. Перш за все, звертає на себе увагу невідповідність максимального ріського зледеніння та мінімальної хозарської трансгресії, хоч, здається, це події рівночасні. Мимоволі виникає питання, чому сильне звогчення, що потягло за собою найбільший наступ льодів у нашій країні, порівняльно слабо вплинуло на рівень Каспійського моря; природно було б чекати на вельми значне піднесення його й затоплення значно більшої площі, ніж це було в дійсності. Питання це можна поставити й інакше, — чому хвалинська трансгресія, пов'язана з часом найменшого зледеніння мала, навпаки, максимальний розвиток?

Мені здається, що тут мала значення комбінація впливу звогчення з рухами земної кори, до якої міри інтерференція обох впливів, що викликала за першого випадку незначне пересування морського басейну, а за другого, навпаки, — дуже значне пересування його.

В усякому разі, ми повинні виходити з того, що загалом стратиграфія наша правдива, а для нас незрозумілі ті закономірності, що керували тоді пересуванням берегової лінії Каспію.

Ми мусимо завжди рахуватися з тим, що льодовикове навантаження викликало зниження півночі європейського континенту й відповідне піднесення півдня, що виявилось появою по берегах Середземного моря відповідних терас (12). Окрім того, на підставі законів ізостації, всяке зниження одної частини земної кори, безперечно, повинно викликати відповідне піднесення іншої частини.

Розгляньмо з цього погляду наш схід. Міндельське зледеніння, що викликало зниження вкритої ним країни, повинно було мати як свій відгук якість піднесення за периферією зледеніння і знов рівнобіжне з ним зниження. Простежити це ми ще не маємо змоги, бо найкраще було б бачити це на терасах Дону, а про них ми маємо тим часом вельми невиразні уявлення. Дуже можливо, що до цього часу стосуються рухи в районі Дон-Медведицького валу та Надволзького підвищення і антагоністичне зниження надкаспійської улоговини (довготривалість бакинської трансгресії, що виявляється у могутньому нагромадженні мулистого матеріалу). Розтавання міндельського льодовика, безперечно, викликало піднесення півночі, що звільнилася від криги; відповідно до цього зниження найближчої екстрагляціальної смуги та піднесення надкаспійської улоговини — зникнення бакинської трансгресії.

Риське зледеніння, природно, викликало сильне зниження величезної площі та відповідне піднесення, що припадало на Заволжя. Сліди піднесення ми спостерігаємо скрізь в Самарському Заволжі, де рівень акчагилу значно вищий, ніж у районі Саратова. Здається, піднесення на півночі було більше, ніж на півдні, проте зниження це було незначне й не дозволило з'явитися занадто великій трансгресії Каспію, — море було порівняльно неглибоке й на півсолонководне завдяки вливанню в нього мас крижаних вод льодовика. За Є. В. Мілановським (16), зниження Заволжя та пов'язані з ним дислокації треба зачислити на кінець риського часу, а не на початок його, як це гадав я (13, 14). Справді, тоді можна припускати піднесення півночі завдяки розтаванню льодовиків та зниженню периферичної смуги, тобто саме Заволжя. Затоплені рисько-хозарські тераси немов доводять, що Є. В. Мілановський може бути правий; тоді з цим збігається існування на Ергенях хвалинської тераси, нижчої за хозарську (8). Зниження замороженої вюрмським льодовиком площі повинно було викликати піднесення середньої частини сучасної території РСФРР та зниження Заволжя одночасно з піднесенням північної частини Каспійського басейну, про що повідомляє П. А. Православлев (3). Тоді буде зрозуміла велика хвалинська трансгресія; опріч того, дуже ймовірним буде коливання всієї місцевості, не обхопленої зледенінням, бо умови Чорноморського басейну були інші і піднесення Каспію не поширилося на Чорноморський басейн. Це питання варте спеціального гивчення його та добору відповідних фактів. А тут, мені здається, важливо тільки накреслити, в якому саме напрямку треба шукати розв'язання проблеми про каспійські трансгресії. Нам залишається тільки розглянути погляд Г. Ф. Мірчинка.

В його останній праці (17) є вказівка, що він пов'язує каспійські трансгресії з масою льодовикових вод, що потрапили до моря наприкінці зледеніння й викликали велике піднесення його рівня. Для Г. Ф. Мірчинка становить аксіому саме переповнення Каспію льодовиковими водами, а тому він і переносить появу трансгресій на кінець льодовикових епох. За такої концепції відразу виникає питання — чому найменше зледеніння дало найбільшу трансгресію, а найбільше — найменшу? Я гадаю, що хоч і яке спокусливе настановлення Г. Ф. Мірчинка, але воно досить схематичне та елементарне. Виникає також цілком до речі питання, чи можливо взагалі при-

пускати піднесення рівня Каспію за рахунок льодовикових вод. Нині Волга під час поводи вливає мільйони кубометрів води, а проте не викликає періодичного піднесення рівня Каспію. Далі цілком законний сумнів викликає й твердження, що найбільші маси вод припадали на кінець льодовикової епохи; скорше можна було б сподіватися на безперервну появу вод на час стаціонарного стану льодовика та обумовленого рівновагою припливу льоду й спаду води.

Повільний перехід болотяних покладів у давньоалювіяльні піски говорить за те, що поява великої кількості вод та занесення долин пісками почалося дуже рано — найскорше на початку льодовикової епохи. Піднесення базису ерозії за трансгресії викликало повільне піднесення рівня рік і занесення передніше сильно глибоких долин пісками, сполучене з застоєм вод у балочній системі.

Геть усюди можна спостерігати повільний перехід у вертикальному напрямку пісків угору в верстуваті суглинки, що свідчить про послаблений з часом спад води. Коли б прийняти погляд Г. Ф. Мірчинка, то треба було б чекати на якраз зворотне явище. Якщо уявити собі, що за другої половини льодовикової епохи відбувалося повільне кліматичне висихання, що викликало випаровування льодовика, то навряд чи можна було б припускати особливу кількість вод у цей час.

Г. Ф. Мірчинк зазначає (20), що час утворення лесу збігається з розвитком алювіяльних процесів. А через те, що перший процес низка авторів (9, 11, 20, 89, 49, 50) пов'язує з стаціонарним станом льодовика та розвитком на ньому максимуму антициклональних вітрів, то природно, що й другий процес треба зачислити також на середину льодовикових епох.

Коли б трансгресії відбувалися наприкінці льодовикової епохи, то вони значно впливали б на клімат околицьної місцевості, а проте ми цілком виразно бачимо, що початок міжльодовикових епох має сухий і гарячий клімат. Окрім того, низький рівень вод Каспію на початку зледеніння викликав би збільшений розмив, бо довелося б припустити дуже низький рівень базису ерозії, що з часом потроху підносився.

Все сказане говорить за те, що поява льодовикових вод наприкінці зледеніння й навіть на початку міжльодовикової епохи мало ймовірна. Виповнення Каспійського басейну льодовиковими водами не відповідає спостереженим фактам, — напівпустельній фазі, що тоді існувала, і невідповідній кількості вод до розміру морського басейну. Коли навіть припустити, як це робить Є. В. Мілановський, що рівень ховарського моря був вищий за рівень хвалінського, хоч і це дуже мало правдоподібне, то самий характер осадів говорить за те, що останнє море було значно глибше.

Спостережені факти скорше говорять за те, що трансгресії відбувалися за всякої епохи першої половини зледеніння; ці факти не припускають застосовувати їх до епохи виразно сухої. Їх існування, як це правдиво зауважує Є. В. Мілановський, підтримували крижані води льодовика, а в міру кліматичного висихання вони поволі скорочувалися. А як це висихання викликало поступове зникання й самого льодовика, що посувався до того ж на північ, то кількість вод поволі меншала на кінець зледеніння.

Говорячи про ідеї Г. Ф. Мірчинка, варт згадати кількома словами про один дивний факт — відсутність у Надволжі лесу. Г. Ф. Мірчинк (20) з'ясовує це явище існуванням окремого коридору поміж північним льодовиком та Карпатами, при чім західні вітри видували з нього значну кількість лесового пороку, що відкладався на зразок віяла в басейні Дніпра.



Мал. (Abb.) 19.

Мені здається, що можна з'ясувати цей факт трохи інакше, як це робить Г. Ф. Мірчинк. Основою наших міркувань буде існування на льодовику центра високого тиснення з льодовиковими фенами, що розходилися від нього та, знижуючись з льодовика, повинні були звертати на південний схід, південь та південний захід. У Надволжі, що лежало на південний схід від центра зледеніння, вітри були з півночі й північного сходу (50) (мал. 19).

На цьому своєму шляху вони не зустрічали широких зандрових ланів, що їх не існує вздовж південно-східнього краю зледеніння; піски розташовувалися по глибоких річкових долинах і тому винесення порошу було порівняльно незначне. Далі на захід справа стояла трохи інакше: вітри переходили у східні; вони натрапляли на своєму шляху на величезні площі пісків, що прискорено розвіювалися і давали матеріал до нагромадження великих мас еолового лесу. За ріської епохи Дінський язик одмежував простори східних вітрів, ще й нині вельми буйних на Надволжі взимку, від західніших просторів. Відсутність великих піскуватих і до того рівнинних площ не давала приводу до нагромадження еолового порошу. За вюрмської епохи умови були трохи відмінні, а проте основний мотив лишався той самий — не було піскуватих площ у східних і північно-східніх частинах країни. Розвіювання відбувалося на захід і ще далі на захід відбувалося відкладання його продуктів. У Надволжі немає слідів збільшеного розвіювання, дюнові дільниці рідкі й у кращому випадку можна говорити хіба тільки про невеличке перевіювання горішніх частин пісків терас, що їх горбастий рельєф постав водянним шляхом, бо їхні перетини свідчать за те, що вони складені з поземо верстуватих пісків, іноді з поверстками суглинків. Природно, що незначне розвіювання не могло викликати покладів лесу. У нас немає слідів пустелі по краю льодовика, що їх описують П. А. Тутковський, Д. Н. Соколов і В. В. Різниченко (39, 38, 35, 36). Найбільше, що можна констатувати — це степову та напівпустельну фазу за міжльодовикової епохи, а слідів льодовикового розвіювання еолової обробки кам'яних порід ми тут цілком не спостерігаємо.

Здається, умови вітрів на сході та на заході були різні, і тому сліди еолової чинності з'являються тільки на захід від Курська, а нагромадження лесу розташовується ще далі на захід. Вплив коридору Г. Ф. Мірчинка взагалі мало ймовірний; скорше можна було б припускати появу за льодовикової епохи східних та північно-східніх вітрів і тільки за міжльодовикової епохи — західніх. Мені здається, що постання лесу йшло за рахунок вітрів, що віяли з льодовика; це доводить також і те, що воно відбувалося за часів стаціонарного стану льодовика, коли західні вітри навряд чи тоді були.

Окрім того, гіпотеза Г. Ф. Мірчинка придатна хіба для вюрмської епохи, але для ріської вона аж ніяк неможлива, бо край льодовика щільно підходив до Карпатів і далеко спускався на південь; отже тих умовин, що їх вимагає гіпотеза Г. Ф. Мірчинка, тоді не існувало (мал. 19).

А чинність льодовикових фенів могла відбуватися цілком вільно, і їх постійний закрут на південний схід сам собою визначав нагромадження порошу на південному заході рівнини щодо того ще стримуване лінією Карпатських гір, що заважали розносити той пил широко по Західній Європі.

Намальована тут картина потретинних покладів нашого сходу потребує ще великих поправок та корективів. Усяка наукова думка розвивається діалектично й не може спинятися на певних статичних моментах. Нові факти можуть значно змінити висловлені думки, наше завдання підкоритися цій безперервній течії та вдосконаленню наших знань; оголошені друком праці —

Епохи	Україна	Правобережжя Волги	Каспійська улоговина	Сиртовий край	Болгарський басейн	Високе Заволжя
W	Перший позем лесу	Алювіальні поклади ярів	Хвалдинські верстви	Алювіальні поклади балочної системи	Перша тераса Волги. Торфово-болотні поклади ярів	Перша тераса річкових долин. Торфово-болотні поклади
RW	Копальний ґрунт	Делювіальні суглинки	Атальські суглинки	Делювіальні суглинки	Делювіальні суглинки	Делювіальні суглинки
R	Морена й другий позем лесу Піски другої тераси Дніпра	Піски другої тераси Дону, Медведиці, Сури й Сизранки Морена р. Медведиці	Хозарські глини	Жовто-бурі глини та суглинки	Піски другої тераси Волги, верстуваті суглинки. Піскуваті-глинясті шлейфи схилів	Піски другої тераси Самарки Шайфи Бузууцького бору та ін. високостей
MR	Копальний ґрунт Бурі глини Східної України	Червоні глини Олександрівського грабена та Сталінградської округи	Астраханські червоні глини	Бурі сиртові глини. Червоно-бурі сиртові глини	Сиртові глини. Горішня частина пісків третьої тераси	Сиртові глини
M	Третій позем лесу. Піски третьої тераси Дніпра	Розмиті піски третьої тераси	Бакінські верстви	Піски третьої тераси Волги	Пісоканий ґрунт. Піски третьої тераси Волги	

це тільки етапи певного розворушення думки. Зупинка на змінах думок, висловлених якимсь дослідником, буде рівноцінною з його науковою смертю, і тому, я гадаю, що наступним разом, можливо, доведеться висловлюватися з приводу теоретичних питань трохи інакше, як нині; а фактичний матеріал, звичайно, повинен лишатися незмінний; його збирання, здається, ще не закінчене, і тому не надійшов ще час для широких узагальнень. Ще багато й довго шукатимуть дослідники шляхів, ще не раз потраплятимуть на слизьке знов повертатимуться, аж доки не натраплять на просту й вільну путь.

ЛИТЕРАТУРА — LITERATUR

1. Архангельский А. Д. К истории послетретичного времени в Низовом Поволжье. Тр. Почв. Ком. I, в. I. 1912.
2. Архангельский А. Д. и Добров С. А. Геологический очерк Саратовской губ. М. 1913.
3. Берг Л. С. О происхождении лесса. Изв. Русск. Геогр. Общ. III, 1916.
4. Берг Л. С. О почвенной теории образования лесса. Изв. Геогр. Инст. 1926.
5. Богачев В. В. Пресноводная фауна Евразии, ч. I. Тр. Геолог. Комит. Н. С. 135 Л. 1924.
6. Докучаев В. В. Геологическое описание Нижегородской губ. Мат. оценки земель Нижегородской губ. С. XIII. СПб. 1886.
7. Жирмунский А. М. Послетретичные отложения южной части Смоленской губ. Изв. Ак. Наук. 1925.
8. Каменский В. М. Плиоценовые и постплиоценовые отложения северных Ергеней и Приергенинской степи. Бюлл. Моск. О-ва Исп. Пр. Отд. Геолог. II. 1923—1924.
9. Крокос В. И. Время происхождения украинского лесса. Почвоведение. 1926.
10. Крокос В. И. Матеріали до характеристики четвертинних покладів східної та південної України. Мат. досліджен. ґрунтів України, в. 5. Харків. 1927.
11. Ласкарев В. Д. Обзор четвертичных отложений Новороссии. Зап. Общ. С. Х. южн. России. I. 88—89, Кв. I. Одесса. 1919.
12. Личков Б. Л. Основная закономерность вековых поднятий и опусканий земной коры. Природа. 1927, II.
13. Мазарович А. Н. О ледниковых отложениях Южного Поволжья. Вестник. Моск. Горн. Академии. 1921. I.
14. Мазарович А. Н. Опыт схематического сопоставления неогеновых и послетретичных отложений Поволжья. Изв. Акад. Наук СССР. 1927.
15. Милановский Е. В. Геологический очерк Поволжья. М. 1927.
16. Милановский Е. В. Александровский грабен в Южном Поволжье. Изв. Ассоц. Научн.-Исслед. Инстит. I МГУ. 1929.
17. Мирчинк Г. Ф. Соотношение четвертичных и континентальных отложений Русской равнины и Кавказа. Изв. Ассоц. Научн.-Иссл. Инстит. I МГУ, II, 3—4. 1928.
18. Мирчинк Г. Ф. Из истории послетретичного периода в России. Научные Известия. Сбор. IV. М. 1922.
19. Мирчинк Г. Ф. О соотношении речных террас и стоянок палеолитического человека в бассейне р. Десны и Сожа Бюлл. Моск. О-ва Исп. Природы. 1929. Отд. Геолог. VII (1—2).
20. Мирчинк Г. Ф. О физико-географических условиях эпохи отложения верхнего горизонта лесса. Изв. Ак. Наук. Отд. Физ. Мат. 1928.
21. Неуструев С. С. и Прасолов Л. А. Самарский уезд. Мат. к оценке земель Самарской губ. V. 1911.
22. Неуструев С. и Бессонов А. Новоузенский уезд. Мат. к оценке земель Самарской губ. III. 1909.
23. Нечаев А. В. Геологические исследования северо-западной части Казанской губ. Тр. Казанского О-ва Естеств. XXV, 3. 1895.
24. Нонинский М. Э. Самарская Лука. Тр. Казанского О-ва Естествоисп. XI—V, 4—6. 1913.

25. Павлов А. П. Неогеновые и послетретичные отложения Южной и Восточной Европы. Мемуары Геолог. Отделения общ. Люб. Естеств. Антроп. и Этногр., в. 5. 1925.
26. Павлов А. П. О рельефе равнин и его изменениях под влиянием работы подземных и поверхностных вод. Землеведение. 1898. III—IV.
27. Павлов А. П. Генетические типы материковых образований ледниковой и послеледниковой эпох. Изв. Геолог. Ком. 1888.
28. Православлев П. А. Материалы к познанию ниже-вожских каспийских отложений. Варшавские Универ. Известия. 1908.
29. Православлев П. А. О значении вертикальных изменений в окраске песчано-глинистых пород в области нижнего течения р. Волги. Изв. Росс. Ак. Наук. 1918.
30. Православлев П. А. Гидрогеологические условия в области нижнего течения рр. Б. и М. Узней. Тр. Ленинградск. О-ва Естествоисп. XXXIX—I—III. 1914.
31. Православлев П. А. Каспийские осадки в низовьях р. Волги. Изв. Центр. Гидрометеор. Бюро. 1926.
32. Православлев П. А. Северо-западное побережье Каспия. Изв. Центр. Гидрометеор. Бюро. 1929.
33. Прасолов Л. и Неуструев С. Николаевский уезд. Мат. оценки земель Самарской губ. Т. I. 1903.
34. Полянов Б. В. Пески Донской области, их почвы и ландшафты. Почвоведение. 1924, в. 3—4; 1925, в. 1—2.
35. Різниченко В. Документи пустелі в районі Кавіівських дислокацій. Вісн. Укр. Відд. Геолог. Ком. В. 9. 1928.
36. Різниченко В. По ярах та кручах Канівських гір. 1928.
37. Саваренский Ф. П. „Сыртовые“ глины Заволжья в бассейне рр. Б. и М. Узней. Бюлл. Моск. Сбщ. Исп. Прир. V(1). 1927.
38. Соболев Д. Н. Польско-Украинская перигляциальная золовая формация. Вістн. Укр. Відд. Геолог. Ком., в. 6.
39. Тутковский П. А. Ископаемые пустыни Северного полушария. Землеведение. 1909.
40. Тутковский П. А. К вопросу о способе образования лесса. Землевед. IV. 1899.
41. Шатский Н. С. Балыклейский грабен и дизъюнктивные дислокации Низового Поволжья. Вестн. Моск. Горн. Ак. 1921, I, 1.
42. Чирвинский В. Геологический путеводитель по Киеву. Киев. 1926.
43. Jamieson. The Inland Seas and Salt Lakes of The Glacial Period. Geolog. Mag. n. S. II.
44. Kessler P. Das eiszeltliche Klima und seine geologische Wirkungen in nicht vereistem Gebiet. Stuttgart. 1925.
45. Lamansky W. W. Das Absterben der Gletscher und die Eiszeit. Zeitschr. für Gletscherkunde VIII. 3. 1914.
46. Lucovič M. T. The eocene molluscan fauna from the area between the Aral Sea and Lake Ghalkar and its importance. Геологички анали Балканского полуострова. Кн. 8, в. 2. Београд 1926.
47. Pavlov A. P. On Oligocene Sandstone Dyke in the Neocomian Clays in the district of Alatyр in Russia. Geolog. Mag. 1897.
48. Pavlov A. P. Voyage géologique de Kazan à Tsaritzine. Gulde du VII Congrès Géologique International à St-Petersbourg. 1897.
49. Soergel. Löss, Eiszeiten und Paläolithische Kulturen. Jena. 1929.
50. Köppen W. und Wegener A. Die Klimate der geologischen Vorzeit. Berlin. 1924.
51. Litchkov. Sur les terrasses du Dniepr et du Pripiat. Matér. pour la géologie générale et appliquée. 1928.

ZUSAMMENFASSUNG

Die geomorphologische Gliederung der osteuropäischen Ebene kann folgendermassen zusammengefasst werden (Abb. 1): 1) das Gebiet der letzten Vereisung, deren Hauptmerkmale die Moränenlandschaft und das Vorkommen von zwei oder drei Moränen sind. 2) Das Gebiet der maximalen Vereisung, wo die Moränenlandschaft fehlt, das Relief aber ein reines Erosionsrelief ist; hier ist nur eine

Moräne vorhanden und ein grosses Areal von Sanden eingenommen. Der südwestliche Teil ist mit Löss bedeckt, und der südöstliche entbehrt seiner; 3) das Gebiet der borealen Meerestransgression; 4) das extraglaziale Gebiet, aus drei Bezirken bestehend: der Bezirk der äolischen Aufschüttung und der Flusserosion — südliche Ukraine; — der Bezirk der Erosion und Ablation — östliche Ukraine, das Don- und Wolga-bassin, der Bezirk der Kaspischen Transgression.

Im Osten der russischen Ebene unterscheiden wir drei Typen von Quartärablagerungen: Moränen, Alluvial- und marine Ablagerungen (Abb. 4). Der Löss fehlt in diesem Gebiet vollständig. Die Erosionstätigkeit im östlichen Russland begann gegen Ende des Oligozän. Es gibt Kontinentalablagerungen (Ergenifformation) der Miozänepoche auf heutigen Wasserscheiden. Die Hauptflusstäler des Wolgagebietes sind in der zweiten Neogenhälfte gelagert, sie enthalten die ingressiven Marine- und Süsswasserablagerungen von Akčagyl (oberes Pliozän) (Abb. 2). Um jene Zeit war die Kama der Hauptstrom; dabei lag die Wasserscheide des Kaspisees und des nördlichen Eismeres südlicher, so dass die Oberläufe der Kama, Wjatka, Wetluga, die Flüsse Sura und Oka sich auf das Eismerebassin bezogen (Abb. 3). Der Akčagylsee dehnte sich auf die Niederung des Transwolgagebiets aus, umkreiste Žeguli von Westen und drang zur Kama, Wjatka und Belaja vor. Im östlichen Russland ist nur eine Moräne vorhanden, deren östliche Grenze den Flüssen Sura und Medwjediza entlang verläuft. Hier gibt es keine Endmoränenwälle und die Moränendecke verschwindet allmählich gegen Osten. Nur am nördlichen Ende des Don-Medwjediza-Walls existiert eine Vorstossmoräne. Die Moränendecke senkt sich zu den grossen Flusstälern hin und ist von einer Schicht geschiebefreien Lehms (Moräneneluvium) überdeckt. Über der Moräne liegt kein Löss. Sie ist an den Talgehängen durch einen Mantel von bräunlichem Lehm abgegrenzt; diese sind deluvialen Ursprungs, d. h. auf dem Wege der Transportierung des Verwitterungsmaterials von den Höhen durch Schnee und Regenwasser in die gesenkten Abhängenteile gebildet. Die Moränengrenze trifft sowohl mit dem westlichen Ende des Wolgaplateau, als auch mit dem nördlichen Rande des Wjatkaabhangs zusammen. Das Alter der Moräne entspricht der Risszeit; die die Moräne überdeckenden Deluviallehme enthalten *Elephas primigenius* und *Rhinoceros tichorhynus* und werden von allen Autoren (Prawoslawlew, Archangelski, Milanowski u. a.) auf Riss-Würm zurückgeführt. An der Peripherie der Moräne gibt es keine grosse Sandflächen; diese sind ausschliesslich in Flusstälern konzentriert.

Mit den Moränen ist die II. Terrasse (die Alluvialterrasse ausgenommen) verbunden, welche auf 15 bis 30 m über die Alluvialterrasse hinausragt: Eine solche Terrasse befindet sich an der Medwjediza und der Sura. Gegen Norden nehmen die Sande die Breitenstreifen ein, welche die verschiedenen Flussysteme verbanden. Pawlow erklärte ihre Bildung durch das Abdämmen der in nördlicher Richtung fliessenden Flusswasser. Es existiert keine ältere Moräne; die Moräne der in Russland maximalen Rissvereisung, liegt auf Süsswasserablagerungen. tiefer sind ältere Gesteine gelagert. Die Sande sind, gleich der Moräne von zur Wasserscheide auskeilenden Deluviallehmen überdeckt. Auf dem Plateau, ausserhalb des Gebietes der Moränenentwicklung, gibt es keine Deckenbildungen, abgesehen von einem feinen Horizont der gewöhnlichen Verwitterungskruste.

Das östliche Russland unterscheidet sich vom westlichen Teile der osteuropäischen Ebene durch absolutes Fehlen einer Lössdecke und im Gegensatz hierzu durch eine bedeutende Entwicklung des deluvialen Überzugs auf den sanft ansteigenden Anhängen der Flusstäler und Schluchten. Diese Gesteinsarten werden häufig als Lössoide bezeichnet und für Lössanaloge (B e r g) gehalten, was durchaus unrichtig ist.

Die Deluviallehme besetzen die Abhänge der Flusstäler und nehmen an Mächtigkeit von den Wasserscheiden zu den Einsenkungen hin zu (Abb. 6). Ihre Unterfläche ist sehr uneben, was von einer alten Erosionsepoche zeugt. Diese fossilen Vertiefungen sind schärfer, als die heutigen eingeschnitten und ihre Basis ist oft tiefer, als der Flusspiegel. Die Lehme,—bald dichtes, bald sandiges Lehmgestein, enthalten Graspflanzenreste, sind ungeschichtet und oft durch vertikale Spalten zerklüftet.

An der Basis der Lehme ist oft Brekzie aus örtlichen Gesteinen gelagert. An steilen Abhängen sind die Lehme von grossen Trümmern der die näheren Höhen bildenden Gesteine angefüllt. Der Lehmbestand ist mit dem Charakter der vorquartären Gesteine der betreffenden Gegend eng verbunden. Ihre Genesis wurde von P a w l o w festgestellt, welcher sie als Deluvium, d. h. das Produkt der Transportierung durch Schneewasser von den Höhen in die Einsenkungen hin bezeichnete. Auf Deluvialbildungen in Deutschland bei Kannstadt, Tübingen u. s. f. hatte schon K e s s l e r (44) hingewiesen, indem er unter der Bezeichnung „Warps“ sehr typische in der russischen Ebene ungemein verbreitete Deluvien beschrieb; diese sind klassisch an sanft ansteigenden Abhängen entwickelt, was den deutschen Geologen so merkwürdig erscheint.

Die Deluviallehme entstanden unter den Verhältnissen des zu Anfang der Riss-Würm Interglazialepoche sehr trockenen Klimas als Folge des Verschwindens des Gletschers bei wenig entwickelter Grasdecke im gemässigten Klima, was das Auftreten von reichlichen Schneewässern zuliess.

Die Deluviallehme sind der Moräne und den Sanden der II. Terrasse überlagert und deshalb jünger als diese. Südlich von Saratow, den Wolgaufern entlang, sind sie durch Tone der Chwalyn-Transgression des Kaspisees verdeckt, welche von fast allen Geologen für der Würmvereisung gleichaltrig gehalten werden.

Die II. Sandterrasse ist am Don und Dnjepr ausgeprägt (L i c k o w, 51) und kann als Thyrrenische gelten. Es gibt noch eine Terrasse—die I, deren Höhe 10—15 m nicht überschreitet, und die mit der Monastyr-Terrasse zu vergleichen ist. Sie besteht aus Sanden und geschichteten Lehmen. Auf dieser Terrasse ist die Mehrzahl der Dörfer, den Flüssen entlang, gelegen. Die Höhen der Don, Dnjepr und Wolgatterassen stimmen südwärts von Samara überein. Die I. Terrasse zieht sich hinunter, den Wolgastrom abwärts entlang; sie ist am linken Ufer an die II. Terrasse angelehnt und am rechten an vorquartäre Gesteine oder an die II. Terrasse bei der Stadt Sysran (Abb. 8). Im Süden steigt die I. Terrasse über den Wolgaspiegel und geht in die von Tonen der Chwalyn-Transgression des Kaspisees formierte Terrasse über; unter diesen Tonen, dem rechten Ufer entlang, treten die Deluviallehme des Riss-Würm hervor (Abb. 7). Die Chwalyn-Terrasse überragt um 30 m den Wolgaspiegel in der südwärts von Saratow gelegenen Gegend. Daraus kann der Schluss über das gleiche Alter der I. Wol-

gaterasse und der durch die Chwalyn-Ablagerungen formierten gezogen werden. An den Nebenflüssen der Wolga sieht man die I. Terrasse in der Form einer von geschichteten Lehmen bestehenden und in die Klüfte nicht eingreifenden Abstufung. Sie ist an die Sande der II. Terrasse angelehnt. Diese enthalten im unteren Teile Einlagerungen von Geröll örtlicher Gesteinsarten und verwandeln sich auf dem Wege über die Schluchten hinauf in Einlagerungen geschichteter sandiger Lehme und toniger Sande (Abb. 9). An der Basis beider liegen stellenweise blaugraue Tone mit Pflanzenresten und mit einer Fauna von Süßwasserschnecken. Derartige Tone sind vom Wjatkaflussgebiet aus nach Norden bis zum Samarkaflussgebiet gelagert. Südwerts von Saratow existieren sie wahrscheinlich nicht. Sie entsprechen anscheinend der Verfeuchtungsepoche zu Beginn der Riss-Eisbewegung.

Die II. Sandterrasse ist mit eigenartigen sandigen Schleifen verbunden, welche über die sanften Abhänge der Wasserscheiden ansteigen und, mit einer ununterbrochenen Sanddecke, die durch die ältere Gesteine gebildeten Höhen überlagern. Ihre Mächtigkeit ist nicht bedeutender, als 10—15 m; nach unten gehen sie in die Sande der II. Terrasse und nach den Höhen hin in geschichtete Lehme über.

Stellenweise lagern sich diese Sande ebenfalls auf das Plateau, die älteren Gesteine vollständig überziehend. Oft bilden sie Einlagerungen mit Lehmen, was die Möglichkeit ihrer äolischen Aufschüttung auf die Höhen ausschliesst. Ihre Genesis ist sehr unklar; wahrscheinlich sind es — teilweise Dejektionskonus der Schluchten, teilweise Ablagerungen von Tauwässern der örtlichen Schneefelder, teilweise aber Sedimente deluvialen Charakters von den Höhen. Alle diese Ablagerungen sind über die unebene Fläche von Deluviallehmen überdeckt (Abb. 10).

Die Lehme der I. Terrasse gehen in den Schluchten in moorige Ablagerungen über, häufig unter Beimischung von Torf, gegenwärtig durch Schluchten zerschnitten (Abb. 11). Die II. Terrasse lässt südlich von Samara allmählich nach und, sich mit der I. Terrasse schneidend, nimmt sie ihren Platz ein. Dies weist darauf hin, dass die II. Terrasse mit dem Khosar-Meeresspiegel verbunden ist, dessen Ablagerungen tiefer, als die Chwalynschen lagern. Zwischen Samara und Irgis liegt die III. Terrasse, bestehend aus älteren Sanden, als die der II. Terrasse.

Die III. Terrasse steigt mit dieser Mächtigkeit bis 60—80 m über den Meeresspiegel und senkt sich nach Süden bis 50—60 m; an der Mündung des Flusses Eruslan jedoch steigt sie nicht höher, als bis 40—50 m, um an die Stelle der II. Terrasse zu treten. Die III. Terrasse fällt mit dem „Syragebiet“¹⁾ zusammen; von Süden ist sie durch die Kaspitransgressionen abgegrenzt (Abb. 12).

In diesem Syragebiet sind die syrtische Tone stark entwickelt. Sie sind durch dunkelbraune und braungraue Tone mit grossen Kalkkonkretionen vertreten. Ihre Beziehung zu den anderen Quartäralagerungen ist folgende: sie decken sich oft über die Denudationsfläche mit den Sanden der II. Terrasse und der mit ihr verbundenen Schleifen.

Die Deluviallehme bedecken stets die syrtischen Tone. Letztere sind beinahe immer über dem in Einsenkungen des alten Reliefs gelegenen Pliozän gelagert (Abb. 13). Deshalb sind in erhöhten Teilen des Transwolga gebiets die syrtischen

¹⁾ Syrt — eine sanfte wellenförmige Anhöhe zwischen den Einsenkungen.

Tone in Vertiefungen gelagert, ohne Terrassen zu bilden. Näher zur Wolga bilden sie alte fossile Abhänge. Sie ziehen sich mit Unterbrechungen von der Kama bis zum Eruslan hin; die grösste Entwicklung zeigen sie zwischen der Moča und dem Eruslan. Die syrtischen Tone haben nichts mit Löss gemein, mit welchem sie manchmal verglichen werden. Ihre Genesis ist unklar — wahrscheinlich sind es teils deluviale, teils alluviale Ablagerungen. Sie sind älter, als die Sande der I. Terrasse und jünger als solche der III. Wahrscheinlich sind sie auf die Mindel-Riss-Epoche zurückzuführen. Es ist durchaus möglich, dass ihr unterer, durch rotbraune Verfärbung gekennzeichneter Teil den roten Tonen analog ist, die dem zwischen den Khosar- und noch älteren Bakuablagerungen gelegenen Astrachan-Horizont angehören. Mit letzteren kann man auch die roten Tone des Bruches bei Alexandrowskaya vergleichen; Pawlow hielt sie seinerzeit für eine Moräne (II), was aber Widerspruch von seiten Milanowski's (16) und auch meinerseits hervorrief. Die von mir mit den syrtischen Tonen parallelisierten Tone sind zwischen dem Don und der Wolga nordwärts von Stalingrad vorhanden (Abb. 14). Bogačew (5) bezeichnet sie als über Pliozänschichten mit *Unio procumbens* liegend; noch südlicher längs den Ufern des Asowmeeres weist er auch auf solche, tiefer in die Schicht mit *Paludina diluviana* des Mindelzeitalters übergehende Tone hin. Sawarenski (37) hält die rotbraunen Tone Südrusslands und die syrtischen Tone für gleiche Bildungen. Die syrtischen Tone sind mithin sehr weit verbreitet und erweisen sich einerseits als älter, als die Rissande und andererseits jünger, als die der Mindel-Moräne synchronischen Schichten, d. h. von Mindel-Riss-Alter.

Den Wolgastrom aufwärts werden folgende Eigentümlichkeiten beobachtet: die I. Terrasse geht ohne Veränderung über die Samarapforte — die Durchbruchsstelle der Wolga durch den Kamm der von paläozoischen Kalksteinen gebildeten Žeguli; noch weiter die Wolga hinauf, steigt sie allmählich und bei Niznij Nowgorod beträgt ihre Höhe 20—25 m. An sie ist eine niedrigere, im Süden unbekannte, Terrasse angelehnt. Die II. Terrasse trägt einen ganz anderen Charakter, als die südwärts von der Samara-Pforte gelegene. Gegen Norden hat sie 120 m Höhe der Žeguli gegenüber und 60 bis 80 m auf der Höhe von Uljanowsk (Abb. 15). Diese Terrasse senkt sich in östlicher Richtung vom Strom, indem sie eine langgezogene Vertiefung mit den Überresten des alten Flussbetts der Wolga bildet. Ostwärts von dieser Vertiefung zieht sich der Abzug der II. Terrasse hin. Die Terrassen sind aus bräunlichen Sanden mit Lehmeinschlüssen formiert. Diesen sind jedoch gelbe Sande unterlagert, welche durch die Denudationsfläche und durch den Verwitterungshorizont von ersteren getrennt sind.

Die Sande der II. Terrasse sind in östlicher Richtung reich an Einschlüssen und Lehmlinsen und steigen immer höher, in Schleifensande übergehend.

Die III. Terrasse ist unter diesen Sanden begraben (Abb. 16); ihre sandigen Ablagerungen gehen allmählich in ihren höheren Teilen in syrtische Tone über. Der Hauptteil der Sande bildet indessen ihre Unterlage (Abb. 17). Man muss annehmen, dass die Sande der III. Terrasse älter, als die syrtischen Tone und wahrscheinlich, der Mindel-Vereisung gleichaltrig sind. Tiefer sind gelbe und graue Sande gelagert, welche sich in östlicher Richtung in typische pliozäne Meeres- und Süsswasserablagerungen verwandeln. Abgesehen von diesen Beson-

derheiten, muss noch der alte Strom der Wolga auf einem hohen Niveau über den Usfluss zur Stadt Sysran, als Umweg des paläozoischen Massivs der Samarabiegung von Westen erwähnt werden. Auf diesem Wege verlief die Entwässerung im Miozän; auf demselben drang auch der Aktagylsee nach Norden durch. Jetzt ist dieses Flussbett mit Sanden überfüllt, und die Wolga hat sich eine Entwässerung durch die Samarapforte gefunden (Abb. 18).

Die I. Wolgaterasse geht südwärts in die Chwalynterrasse über und muss infolgedessen von gleichzeitiger Entstehung mit dieser sein. Sie steigt gegen Norden hin und schliesst im Kostromagebiet die Würmmoräne. Die Ablagerung der I. Terrasse ist auf die Würm-Epoche zurückzuführen, gleich wie die Chwalyn Transgression. Unter beiden befindet sich immer die Fauna von Riss-Würm.

Die II. Terrasse ist mit der Riss-Moräne verbunden und ihr Alter kann keinem Zweifel unterliegen. Sie lässt sich in Konnex bringen mit Khosar-Schichten des Kaspischen Meeres im Gebiet, wo die Rissmoräne vorhanden ist. Es wurde schon früher darauf hingewiesen, dass die syrtischen Tone und die ihnen ähnlichen braunroten Tone Südrusslands auf die Mindel-Riss-Epoche zurückzuführen sind (9, 10, 11.). Die ihre Unterlage bildenden Sande (III. Terrasse) müssen dem Mindel-Zeitalter angehören, umso mehr als tiefer nur Pliozän existiert.

Zu Beginn der Mindelvereisung im Norden waren die Verhältnisse im östlichen Russland folgende: Die Sura, die Oka und andere die Oberläufe der Flüsse des Norddolina-Systems bildende Flüsse strömten nach Norden. Östlicher floss die Kama, die Žeguli von Westen einkreisend. Die Tatsache, dass die Wässer durch den Gletscher gestützt waren, rief eine Veränderung in der Entwässerung der Flüsse hervor, welche ihre Richtung früher nach Süden zur Kama hin nahmen. Dies hat zur Zeit der beträchtlicheren Riss-Vereisung in noch höherem Masse stattgefunden. Die nach Süden gerichteten Wässer wurden durch die Žeguli aufgehalten und zwängten sich südlicher durch; dadurch wurde ein Steigern der Wasser- und Landseebildung nördlich von der Samarabiegung hervorgerufen. Schliesslich haben die Wässer einen Ausgang durch die Samarapforte gefunden und fingen an, sich in diese mit Gewalt einzuschneiden. Während der Riss-Vereisung waren die Höhen von beständigen Schneefeldern bedeckt, deren Auftauen eine grosse Menge Wasser gab. Die von Norden abfliessenden Wässer stiegen, infolge der Unmöglichkeit mit ihrer ganzen Masse die Žeguli einzukreisen, bis zu einer grossen Höhe an; dabei wurde das Flussbett der Wolga zwischen Stawropol und Sysran von Sanden überfüllt, was schliesslich die Richtung der ganzen Wassermasse durch die Samarapforte nötig machte.

Nördlich von letzterer besitzt die II. Terrasse 120 m Höhe und tiefer 50 m, was auf Vorhandensein eines bedeutenden Dammes vor den Žeguli hinweist. In den Tälern der Nebenflüsse steigt die II. Terrasse bis auf 30—50 m und geht in Ansammlungen von Stauwasser, welche sich beim Hochstand des Wassers in der Wolga in den Schluchten anhäuften, über. Die Meeresablagerungen des Quartärs bestehen aus Baku-, Khosar- und Chwalynschichten, die durch Kontinentalablagerungen voneinander getrennt sind. Ausserdem gibt es drei kleine Transgressionen des Postglazials. Alle diese Ablagerungen sind von Prawoslawlew ausführlich beschrieben.

Epoche	Ukraine	Rechtes Ufergebiet der Wolga	Kaspische Niederung	Syrtsches Gebiet	Bolgarbassin	Hohes Transwolga-gebiet
W	Lösshorizont	Alluvialablagerungen der Schluchten	Chwalynskische Schichten	Alluvialablagerungen des Steppenschluchtensystems	I. Wolgaterasse; Torfmoorablagerungen der Schluchten	I. Terrasse der Flusstäler Torfmoorablagerungen
RW	Fossiler Boden	Deluviallehme	Atelsche Lehme	Deluviallehme	Deluviallehme	Deluviallehme
R	Moräne und zweiter Lösshorizont Sande der II. Dnjeprterrasse	Sande der II. Terrasse des Don, Medwediza, Sura, Syranke; Moräne der Medwediza	Khosarskische Lehme	Gelb-rotbraune Tone und Lehme	Sande der II. Wolgaterasse; geschichtete Lehme; sandtonige Schleißen der Gehänge	Sande der II. Terrasse der Samarka; Schleißen des Busulukwaldes und sonstiger Höhen
MR	Fossiler Boden; Rotbraune Tone der östlichen Ukraine	Rote Tone des Alexandrowskischen Grabens und des Stalingradschen Bezirks	Astrachansche Rottone	Braune syrtische Tone. Rotbraune syrtische Tone	Syrtische Tone; oberer Teil der Sande der III. Wolgaterasse	Syrtische Tone
M	III. Lösshorizont Sande der III. Dnjeprterrasse	Erodierte Sande der III. Terrasse	Bakuschichten	Sande der III. Wolgaterasse	Fossiler Boden; Sande der III. Wolgaterasse	

Es ist anzunehmen, dass diese Transgressionen mit den Eiszeiten verbunden sind und entsprechen: die Baku-Transgressionen der Mindel-, die Khosar der Riss- und die Chwalyn der Würm-Eiszeit.

Der Zusammenhang der Transgressionen und der Eiszeiten ist ein doppelter: teils ist es der Einfluss des feuchteren Klimas zu Beginn der Vereisung, teils das Ergebnis von Bewegungen der Erdkruste, die durch die Belastung mit Eis hervorgerufen wurden.

Das Feuchterwerden zu Beginn der Eiszeiten kennzeichnet sich durch das Vorhandensein von Kontinental-Ablagerungen entsprechenden Charakters.

Die Tatsache, dass der grössten Riss-Vereisung die kleinste Khosartransgression entspricht, erklärt sich anscheinend durch eine Hebung der angrenzenden Gebiete in der Vereisungsperiode; zur Würm-Epoche hingegen existierte eine Vertiefung, welche die umfangreiche Chwalyntransgression begünstigte. Die Verformungen der Erdkruste im Wolgagebiet erstreckten sich nicht auf das Ufergebiet des schwarzen Meeres, wo andere Verhältnisse statthatten. Es ist kein Grund dazu vorhanden die Kaspitransgressionen für ein Ergebnis von Eiswasseransammlung zu halten, weil nach L a m a n s k i (45) das Ende der Vereisung überhaupt kaum von einer grossen Menge Wasser gefolgt wurde (17). Im östlichen Russland ist das Alluvium nach einem bestimmten Schema aufgebaut: Sumpfige Ablagerungen in der Tiefe (die Epoche des Auftretens der Eiswässer), feinkörnige Sande Ablagerungen der Wässer aus der Epoche des stationären Zustandes des Gletschers), geschichtete Lehme (die Epoche des Verschwindens der Wässer und der Bildung von kleinen Seen zu Schluss der Vereisung). Dieser Schluss zeichnet sich nicht durch Verfeuchtungserscheinungen aus (17), sondern im Gegenteil durch Trockenwerden des Klimas (9, 10, 45, 13, 15). Das östliche Russland ist durch das Ausbleiben von Löss gekennzeichnet. Dies kann durch die Existenz der Anzyklonalwinde im Laufe der Eiszeit, erklärt werden (37), welche von NO wehten und dabei entweder keinen umfangreichen Sandflächen begegneten, oder das taubige Material nach SW ins Dnjeprbassin abräumten; dort häufte er sich zwischen dem Eisrande und den Karpathen an. Es gab im östlichen Russland eine aride Phase, von welcher die Geologen der Ukraine schreiben (Abb. 19).

ВСЕУКРАЇНСЬКА АКАДЕМІЯ НАУК

Збірник пам'яті академіка П. А. Тутковського
Т. I. 1931

UKRAINIAN ACADEMY OF SCIENCES

Symposium edited as a Memorial to the Late Academician P. A. Tutkowsky
Vol. I. 1931

І. А. ОБРУЧЕВ (Ленінград)

ЛЕС ЯК ЕОЛОВИЙ ҐРУНТ

I. A. OBRUTSCHEW (Leningrad)

LÖSS ALS ÄOLISCHER BODEN

Про генезу лесу написано вже так багато, що питання, здавалося б, мало бути вичерпане до краю і нічого істотно нового сказати про нього не можна. Уже перед 30 роками П. А. Тутковський в докладній статті, з великим шуканом літератури, розглянув гіпотези алювіяльну, делювіяльну (або струменеву) з її варіантами і морську, прилучивсь цілком до еолової гіпотези Ріхтгофена і вперше, докладно умотивувавши, застосував її, щоб пояснити європейський лес, як продукт льодовикових фенів, відкладений за мець льодовикових і польодовикової епохи на степах, які обводили з півдня поясь юренових пустинь (1а). Мало не 20 років тому я так само докладно критикував струменеву (або пролювіяльну, так само делювіяльну) гіпотезу, що її я нову підніс і захищав А. П. Павлов, обізнавши з туркестанським лесом, далі показав недолатності, які має Ріхтгофенова гіпотеза (їх я відзначав так само багато раніш у звідомленнях про подоріж по Китаю та Центральной Азії), по суті не еолова, а еолово-струменева, і запропонував для азійського лесу еолову гіпотезу, подавши її по-новому, а саме відокремивши і в Азії обшири розвіювання від обширів відкладання і вважаючи лес за екзотичний пил (2а).

Але трохи згодом у зв'язку з успіхами, що їх мало ґрунтознавство щодо з'ясування хемічних та механічних процесів, які відбуваються при ґрунтоутворенні, постала нова гіпотеза. Її формулював Л. С. Берг року 1916 під ім'ям ґрунтової і згодом повторив її з різними додатками в кількох статтях, він навіть висловив здивовання, чом це еолова гіпотеза, виразно неслухна, і досі така поширена (Зг, 449). Цю гіпотезу підтримав згодом і ґрунтознавець Неструєв, використавши Гансенові спостереження над звітруванням алюмосилікатних порід (4а). Бергові тоді таки (року 1917) заперечував Богданович, ґрунтуючися на своїх спостереженнях у Китайському Туркестані (5), інші ж еолісти, скільки знаю, спеціально ґрунтової гіпотези не критикували, мимохідь тільки згадуючи за неї в чергових працях. Працюючи над іншими темами, я й собі не реагував на Бергові статті аж до останнього

часу, коли Організаційний комітет 3-го Всесоюзного геологічного з'їзду в Ташкенті запропонував мені зробити доповідь про проблему лесу, природна поставлена на цьому з'їзді. У цій доповіді, що її друкують тепер у другому випуску праць з'їзду, я докладно розглянув справу про лес Китаю, ґрунтуючися на нових даних, які призбирали китайські геологи, а в останній частині піддав критиці гіпотези лесотворення, надто ґрунтову, і доводив, що тільки еолова може з'ясувати без силуваних пояснень генезу первинного лесу. Ця частина, як самостійну статтю, надруковано так само в журналі „Природа“ (1929, № 2). Берг (там таки, № 4) негайно її заперечив; мою відповідь на ці заперечення Берг, як редактор журналу, мав за незручне для себе вміщувати в „Природі“, отже останнє слово в „Природі“ про проблему лесу залишилося за ним, хоч частина його заперечень ґрунтується на тому, що він просто таки не розумів або неправильно тлумачив мої слова, а багато інших були дуже й дуже суперечливі.

У цьому нарисі, уміщеному в збірникові, присвяченому найстарішому нашому еолостові П. А. Тутковському, я хочу ще раз розглянути доводи й твердження ґрунтової гіпотези, як її сформулював Берг, беручи на увагу його останні заперечення, одночасно пояснюючи зачеплені явища та факти з погляду еолової гіпотези.

Берг у своїх статтях доводить, що „лесс и лессовидные породы могут образоваться *in situ* в результате выветривания и почвообразования в условиях сухого климата из самых разнообразных пород. Некоторые отложения однородного механического состава наиболее благоприятствуют образованию из них лесса — некоторые ледниковые и флювио-гляциальные отложения, а также аллювий и делювий. Следует отличать способ и время отложения материнской породы лесса от способа и времени превращения этой породы в лёсс. Первые отлагались преимущественно в ледниковое время, превращение их в лёсс происходило в сухие междуледниковые и послеледниковую эпохи“ (За, 581; 36, 464; Зв, 73; Зг, 105).

Як довід, Берг наводить: сліди ґрунтотворення в лесі; те, що він містить дуже мало гумусу; сучасне лесотворення в зоні помірного відволоження; те, що грубі лесові товщі неоднорідні; він зв'язаний з річковими долинами і механічний склад його змінюється щодалі від річок; зональність лесових порід, що відповідає зональності ґрунтів узагалі; залишки водяної й узбережної фавни; шаруватість лесу і наметні в ньому; перехід лесу в інші породи в певному напрямі.

У своїй статті (26) я розглянув ці доводи в тому самому порядку, в якому подає їх Берг, але тепер викладатиму систематичніш.

1. Еоловий пил, як матеріал лесу. Берг доводить, що ролю, яку відіграє пил у житті суходолу, дуже перебільшено, що уявлення про величезне ґрунтотвірне значення пилу подорожні дістають по таких місцевостях (Туркестан, Китай), де вже кілька тисячоліть існує культура, де горішні поземні ґрунту розорано такою мірою, що вистачить невеликого вітру, щоб усю атмосферу затягло пиловим туманом (За, 582). Він наводить спостереження Неуструєвої в Фергані, Бичихіна на узбережжі Озівського моря (За, 583), Воейкова в Манджурії (Зе, 75) і т. д. і запевнює, ніби пил, що його

описують подорожні в Туркестані, Центральній Азії, Манджурії, Монголії та Китаї, є переважно наслідок діяльності людини, а саме розвіювання поверхневих поземів ґрунту ланів та шляхів (Зг, 450). Продукти ж звітрювання гірських порід у пустинях, як він гадає, залишаються в пустині таки; вітри переносять пил по поверхні ґрунту то в той, то в той бік, аж поки він потрапить у солонець, сповнений водою такир, озеро, річку або море (За, 584; Зд, 334). Усе це він каже на те, щоб довести, ніби пустині не є джерело пилу, який утворює лесові товщі, що пил, який спостерігають подорожні, є місцевий, через перевіювання розораного лесу та інших ґрунтів, тобто утворити лесу не може.

Ніхто не сперечатиметься, що в сухих місцевостях свіжо розорані ниви, не вкриті ще рослинами, що їх не поливають штучно, знов же й шляхи сухої пори року дають вітрові силу пилового матеріалу і цією стороною обшири розвитку лесу стоять на першому місці. Та скільки я знаю, жаден еоліст не запевнював, буцім би то цей місцевий пил, або, правдивіш, тільки цей пил утворює лесові товщі. Цей пил звичайно осаджується на ґрунт, дощ або сніг прибивають його до нього, і він увиходить до складу ґрунту, що утворюється в даній місцевості тепер,— на півдні СРСР до складу чорноземлі, буроземлі, каштанового ґрунту, у Туркестані — сіроземлі, а в Китаї, де лес і далі наростає, він бере участь у цьому процесі разом із пилом далекого походження. Порошні хуртозини й тумани і сучасне відкладання лесового пилу в Китайському Туркестані описав Богданович у своєму запереченні Берг ові й понаводив цитати з подорожніх щоденників (5а).

Але ж головну частину грубих лесових товщ Китаю, Кашгарії, Туркестану, Європи тощо утворено за тих часів, коли не було сільсько-господарської культури, не було ланів, городів, шляхів, коліс і свійських тварин. У Китаї горішній жовтий лес відкладався за часів палеолітичної людини, а долішній червоний навіть багато раніш. За тих часів не було тих численних джерел місцевого пилу, що їх утворює людина, і переважав пил далекий, екзотичний пил, який вітри повиносили з пустинь. А джерел пилоутворення в пустинях подостатком, дарма що в них немає ні ланів, ні городів, ні порошних шляхів, як немає і грубого лесу. Що пил у пустині справді є, це доводять ті сильні порошні хуртовини, що їх описи можна знайти в усіх подорожніх, які відвідували пустині Азії, Африки, Америки та Австралії, а так само в підручниках географії та кліматології. У Центральній Азії я зазначаю чотири джерела пилу.

Мізерна рослинність не може захистити ґрунт від повільного розвіювання. Тривалими сухими днями та тижнями цей ґрунт коло поверхні цілком висихає і вітер може здмухувати з нього дрібні частинки, а вихри, які крутяться гарячої пори то тут, то там майже щохвилини, всмоктують порошок й рослини сміття і підносять їх високо в повітря. Делювій схилів і пролювій широких п'єдесталів гір та горбів — перше джерело пилу. Друге — це рясні виходи корінних порід у скелястих кряжах, горбах, ба навіть на дні долин і на рівнинах, що звітрюються більш чи менш залежно від складу; дуже багато в Центральній Азії порівнюючи м'яких або пухких конгломератів, пісковиків, мергелів та глин крейдового і третинного віку, дуже розчленованих

ярами та вирвами. Третє джерело становлять великі площі сипких пісків, що простягаються широкою смугою в південній частині Центральної Азії від Кашгарії аж до Ордоса й утворюють так само окремі більші чи менші участки в Центральній та Східній Монголії, Джунгарії, навколо Східнього Тянь-Шаня; вітри, перевіюючи піски, раз-у-раз виносять з них багато порошинок і дрібних піщинок. Нарешті, четверте джерело — алювій річок і рік, що збігають з гір, які оточують Центральну Азію, і закінчуються в озерах або губляться в пустині; з їх берегів, островів, обмілин та корит, що оголюються під час мілководдя, вітер і вихри збивають страшенну пилюгу.

Наведу ще спостереження на довід того, що в пустинях і півпустинях Азії створюється пил: в усіх розколинах виходів корінних порід можна бачити, працюючи геологічним молотком, щоб здобути зразок, що на деяку віддаль від поверхні породи вкриті тонким сіро-жовтим пилом, скрізь більш чи менш однаковим, який скидається на подрібнений лес, незалежно від складу породи. Цей пил заповнює ширші розколини, а в тонких являє більш чи менш густу поволоку, що щільно пристає до породи. Таку саму поволоку можна бачити й на зовнішній поверхні стрімчаків та уламків грубовернястих порід в усіх проміжках між зернами і в заглибинах. У плескатих западинах, що трапляються на поверхні скель та брил, де призбирається дощівка, порода трохи чи не завжди вкрита густою коринкою того самого тендітного пилу. Очевидно, що цей пил осідав з повітря тихими днями, прилипає до шаршавих поверхень завдяки росі, дощові краплі змивали його в глибокі розколини, отже вітри не могли його унести.

Берг у своєму запереченні висуває тепер твердження, ніби мандрівні піски, що їх я маю за одне з джерел пилу, в Туркестані та Центральній Азії є наслідок діяльності людини, яка винищує рослинність, і що панівні типи пісків — горбкуваті, грядові і піщані рівнини — у природному стані закріплені. Тепер в природних умовах піски не розвіюються, хоч би в трохі помітних розмірах (Зд, 330). З цих слів треба зробити висновок, що передніш, коли людини не було, мандрівних пісків теж не було, тобто не було одного з великих джерел пилу для лесотворення за соловою гіпотезою. Це твердження неправдиве і для нашого часу, і для минулого. Що людина сприяє тому, що закріплені піски перетворюються на мандрівні, це всі знають; тільки ж усі подорожні, які бували під час сильного вітру в горбкуватих чи грядових пісках (по суті вони закріплені тільки почасти, бо містять багато голих площинок), знають, яка сила пилу збивається з них і як швидко повітря над піщаним обширом мутнішає. Далі, всі ці піски, нерухомі, але даючи вітрам пиловий матеріал, колись були мандрівними бархановими або надмовими, що утворилися без ніякої участі людини за різних епох четвертинного періоду; геологія знає й копалинні піщані пустині з яких завгодно минулих періодів. Величезні сипкі піски пустині Такла-Макан у Таримському сточищі в жадному разі не можна приписати людській діяльності; вони охоплюють надто велику площу в 11 градусів за довготою (рахуючи тільки до низу р. Тарима) і в 3—4 градуси за широтою, занадто великі своєю масою (барханові гряди підносяться аж до 90 м над сусідніми влоговинами, але який завгрушки пісок ще під їх дном — невідомо), майже зовсім не мають рослинності і не

залюднені. Піски ці призбиралися протягом десятків тисяч років з перевіюваного алювію Тарима та інших річок Китайського Туркестану, але так само, коли не найбільше, їх понаносили східні вітри з глибини Центральної Азії. А піски Лібійської пустині й Сагари, що охоплюють тисячі кв. км, так само масивні, оголені й незалюднені?

При вітрі піски створюють пил через те, що в складі їх є й дуже дрібні піщинки, які можуть підноситися в повітря, є й порошок, що утворюється як від тертя піщинок одна об одну, коли їх пересуває вітер, так і пізніш, як піски звітрюються через зруйнування зерен не тільки кварцу, а й інших мінералів, що завжди уміщують у тій чи тій кількості до складу пісків; коли б піски склалися з самого тільки кварцу — вони не могли б заростати, бо на чистому кварцовому піску анічогісінько не може родити; далі пил утворюється з висхлої рослинної речовини, трупів та екскрементів тварин; нарешті, лесовий пил, осівши тихими днями з повітря на піски, при вітрі знову знімається. Заперечувати, що піски створюють пил, незалежно від діяльності людини, може тільки той, хто ніколи не бував під час вітру в пісках Азії або Сагари і не читав описів подорожніх.

Таке саме неправдиве й просто таки вигадане, щоб заперечити еолову гіпотезу, Бергове твердження, ніби продукти розвіювання гірських порід, як правило, залишаються в пустині, вітри переносять їх то сюди то туди, аж поки вони потраплять у воду річки, озера або моря або їх змиють дощі у долини, як пил, що осів на ґрунт (Зд, 334). Він забув про пасатний пил, що його виносять вітри з Сагари до Атлантийського океану так багато, що це явище помітали вже середньовічні мореплавці; він ігнорує численні описані в літературі випадки, коли червоний пил Сагари опадав у Південній Європі; кількість цього пилу в деяких випадках оцінювали в сотні тисяч тонн. На довід того, що дощі змивають пил, Берг наводить Рат'єнові спостереження в Тріполі (Зд, 334), але не каже про те, що Рат'єн протиставить сучасну епоху з її вологою зимою попередньої доби, сухішої, коли в Тріполі утворено грубу лесову товщу з пилу Сагари (6), — про це я кажу в своїй статті (26, 131—132). Пилу з Сагари вноситься багато й тепер, але умови, конче потрібні, щоб призбирувався пил, у країнах, які оточують цю пустиню, змінилися в несприятливому розумінні для цього процесу.

Твердячи, ніби продукти розвіювання, як правило, залишаються назавсіді в пустині, Берг ігнорує так само той факт, що в Центральній Азії немає стоку води в океан. Коли б вітри не виносили дрібних продуктів звітрювання за межі цієї країни, що взагалі становить собою величезну западину, яку звідусіль оточують вищі гірські країни, то вона давно вже була б похована під цими продуктами й вирівняна. Тим часом ми бачимо виходи корінних гірських порід різного віку не тільки на схилах численних гірських пасом, горбкуватих гряд і груп, що перетинають Гобі, а й на дні багатьох долин і западин між ними. Навіть товщі континентальних покладів крейдового й третинного віку, що передніш заповнювали численні долини й западини, на великих площах зникли, а їх залишки розчленовані ущелинами та ярами¹⁾.

¹⁾ Відзначу ще раз, що в Центральній Азії немає степових западин, заповнених лесом, що, як гадає Ріхтгофен, ґрунтуючися на своїй еолово-струменевій гіпотезі, розкидані по цілій

Куди подівсь цей матеріал з окремих замкнених западин? Самий тільки вітер являє ту силу, що може вносити продукти звітрювання у вигляді пилу з країни, яку не дренують річки, що вливаються до морів або океанів. Китайський Туркестан, похований під пісками Такла-Макан і під алювієм Тарима та інших річок, що збігають з Тянь-Шаня, Паміра та Куен-Луня, наочно показує нам, на що обернулася б ціла Центральна Азія, якби вітри не виносили з неї продуктів звітрювання на окраїни і поза окраїни. Східній Туркестан — це величезний тупик, що його оточують дуже високі гори, а крізь них вітри виносять уже небагато пилу; він осідає майже весь на їх унутрішніх, обернених до западини, схилах, утворюючи тут лесові товщі; а на дні западини величезну площу посідають піски, що їх понаносили східні вітри з Центральної Азії до цього тупика, у додаток до пісків, які створюються на місці через перевіювання алювію річок та розвіювання пролювію й корінних порід¹⁾.

Пил з Центральної Азії, з пустинь і півпустинь Гобі виносять, як я давно вже (2а) пояснив, відосередкові вітри. Берг у своєму запереченні твердить, що крім відосередкових вітрів є ще й доосередкові, які переганяють пил назад до пустині; таких пустинь, що з них вітри дули б в усі боки, він не знає. Як і в усіх інших місцях на землі, в пустинях Азії дмуть різні вітри: і з пустині, і до пустині (Зд, 334). Це твердження показує, що Берг або необізнаний з наявними вже в достатній кількості спостереженнями над напрямом, силою й розподілом вітрів за порами року в Центральній Азії, або навмисне не каже про ці дані, щоб спростувати еолову гіпотезу. У Центральній Азії холодної й сухої пори року — восени, узимку та навесні панують відосередкові вітри, до того переважають вітри на SO, S та SW, що несуть пил та пісок на південну окраїну — до Північного Китаю і Таримського столича; ці вітри часто досягають такої сили, як справжні бурі; а влітку часто дмуть доосередкові вітри, що приносять дощі і не такі потужні. Цілоком очевидно, що процес винесення матеріалу з пустині повинен чимало переважати над процесом зворотного повернення його навіть за сучасної доби, вологішої, ніж доба, коли утворивсь грубий лес Китаю. Але й улітку, коли взагалі сухо й гаряче, пісок та пил переносяться з пустині на окраїни, бо порошні хуртовини незрідка трапляються і цієї пори року; крім того, не абияку ролю відіграють вихри, що гарячими годинами дня утворюються в пустині у великій кількості, пробігають, крутячись, великі площі і знімають з ґрунту найдрібніші продукти звітрювання високо в атмосферу, поступінно заповнюючи її пилом; а в горішніх шарах атмосфери і влітку над пустинею переважає

Центральній Азії, крім найцентральніших її частин, які містять осади третинного моря Хай-Хай (на його думку), є тільки в південній окраїні Східної Монголії (де Ріхтгофен і бачив їх). Про це я писав не одного разу в подорожніх звідомленнях і згодом і це твердив усі пізніші подорожні, кінчаючи американською експедицією.

¹⁾ Зазначаючи, що в Центральній Азії немає ні лесу, ні розораних місць, які могли б давати пил, завдяки діяльності людини, я мав на увазі звичайно внутрішні частини країни, обшир розвіювання, пустині та півпустині Гобі, а не її окраїни, де й лес, і ниви є, — про це я сам згадавав в іншому місці статті (26, 125 і 121, 122). Через те Бергове зауваження в його запереченні (Зд, 334), що він не може пристати на моє твердження, бо в Східному Туркестані є й лес, і ниви, це зовсім непотрібний полемічний випад. Природа цілої Центральної Азії мені досить відома.

рух відосередковий, гаряче повітря переміщується до окраїн. Цю важливу ролю вихрів, що виносять пил, давно вже відзначив Л'ючі (7, 526). Але й щодо Сагари можна сказати, що пилу з неї виноситься більше, ніж уноситься; пасатний червоний пил, що опадає в Атлантійському океані, до пустині вже не повернеться, як і пил Сагари, який опадає в Європі і мимохідь, звичайно, в Середземному морі.

2. Відкладання пилу й перетворення його на лес. Пил, що його виносять вітри з пустині, рахуючи й пояс сипких пісків, розвинений найбільше вздовж південної окраїни Гобі, осаджується на степах, як рівнинних, так і горяних, що оточують пустиню, і на схилах гірських пасом, що являють собою так само степи; тут відосередкові вітри слабшають, зустрічаючися з бар'єром високих гір або з протилежними повітряними течіями, і пил поступинно опадає на степ і затримується через рослинність; тут таки частіш опадають атмосферні опади, що прибивають пил з повітря на ґрунт та рослини; рослинність по цих степах неначе спеціально пристосована, щоб затримувати осілий пил, бо стебла й листки її шаршаві або вкриті якпайтоншими волоссянками. Щоб пересвідчитися, що до рослин прилипло багато пилу, вистачить перейти сухими днями кілька кроків лесовим степом — чоботи зараз таки вкриваються порохом, струшуваним з рослин; але вітер його майже не здмухує, а дощі змивають і змиті порошокинки, як і ті, котрі осіли безпосередньо на ґрунт у проміжках між рослинами, прилипають до поверхні ґрунту вже назавсиди і нарощують його. Отож потроху, то швидше, то повільніш, залежно від того, як часто й густо опадає пил, наростає товща солового лесу.

Пилове накопичення на степу перетворюється під захистом рослин на типовий лес з усіма його характеристичними властивостями так само поступинно, як і накопичення пилу через ґрунтотвірні процеси, що, безперечно, відбуваються, бо ми маємо рослинність, повітря та воду, а це головні агенти цих процесів. Вони спричиняються до механічного та хемічного перетворення пилових накопичень: укрупнення частинок, утворення журавчиків, узагалі поземів, збагачених на карбонати, залізистих суг, сторчових рівчачків, що утворюють окремість лесу, їх карбонатної оболонки, нарешті, поруватости всієї маси лесу. Та в цих процесах продукти розпаду рослинної речовини, тобто органічні кислоти, які відіграють таку велику ролю в утворенні чорноземлі, буроземлі, попільняку та інших ґрунтів, мають невелике значення, бо на лесовому степу перегній не утворюється, відмерлі частинки рослин не накопичуються. А що підсоння сухе, то степові трави, полини та інші рослини, вже починаючи з половини літа, висихають; вітер тріпає їх, поступинно ламаючи й уносячи стебла, листки, плоди. Та особливе значення має те, що зима суха, немає постійного снігового вкриття, що не тільки не дає посохлій рослинності розвіюватися, але приминає її до землі, дуже звогчує, коли сніг тоне напровесні, і спричиняється до того, що щороку утворюється густа рослинна повсть, яка поступинно перетворюється на перегній. Сніг, опадаючи вряди-годи на лесовому степу, звичайно не побагату, швидко зникає, випаровуючи або танучи вдень теплими годинами; мало прим'ята ним рослинність знову висихає і це періодичне змочування й висихання

тільки сприяють тому, що стебла й листки розпадаються на шматочки, які вітер уносить і восени, і взимку, і навесні. Ось чому на лесовому степу гумус не може утворитися в хоч трохи помітній кількості, тобто не може утворитися „рослинний ґрунт“ в точному розумінні цього слова. У північному Китаї гумус на лесових степах не утворюється тепер і не утворювався за вологішої попередньої полесової епохи. Спостереження мандрівників виразно кажуть про те, що тепер поверхневий шар лесу, за рідкими винятками, що їх пояснюють місцевими умовами, не має темнішого забарвлення (див., напр., Льочі, 7, I, 475, 494; Ріхтгофена, 8, I і II, мое звідомлення, 2в, I і II і статті китайських геологів). Тільки коріння степових рослин, що залишається в лесі і поступінно відмирає, дає ту мізерну кількість органічної речовини, що бере участь у перетворенні пилового накопичення в лес, сприяючи уносити карбонати та інші солі вглиб. Через те аналізи лесу показують такий мізерний вміст гумусу, виражений здебільшого десятими, ба навіть сотими частками відсотка, що підвищується в руському лесі тільки в горішньому поземі, де він поступінно переходить на чорноземлю, а так само в поземах похованого ґрунту і безпосередньо під ними.

Берг ставить прихильникам еолової гіпотези таке питання: коли лес утворювався по степах, то він мав перейти стадію ґрунту чорноземельного або принаймні каштанозого типу, — де ж подівсь гумус (Зг, 451)? Покликуючися на Тутковського (1а, 247), але не цитуючи його точно, Берг накидає еолістам відповідь, що гумус був, але розклавсь, вилуживсь, і спростовує це, покликуючися на поховані товщі в лесі. Правда відповідь еолістів інакша: в лесі гумусу багато не було й не могло бути через умови підсоння під той час, коли пил накопичувався на степах: поховані ж ґрунти в лесі — це наслідок періодичних змін підсоння, коли гумус утворювався і зберігавсь. Ці ґрунти показують ще, що, коли підсоння сприяло наростанню лесу, вологи, ґрунтової води, яка просочувалася в ґрунт, було так небагато, що вона не могла цілком вилужнити гумус з похованого шару, хоч останній напочатку, звичайно, залягав коло самої поверхні степу.

Те, що російська чорноземля поступінно переходить углиб у лес, показує нам, що підсоння поступінно змінювалося за польодовикової доби. Але треба підкреслити, що для процесу накопичення гумусу особливе значення має не абсолютна кількість атмосферних опадів, а розподіл їх за порами року: вогка осінь та зима з постійним сніговим укриттям сприяє тому, щоб гумус накопичувався у ґрунті, не вважаючи на сухе літо; суха осінь, малосніжна зима перешкоджають цьому, не вважаючи на вогке літо. У північному Китаї весняних та літніх дощів звичайно вистачає для врожаю на лесових незрощуваних ланах, але гумусу нема і озимини на них сіяти не можна ¹⁾.

На Україні та в північному Криму головне значення має озима пшениця,

¹⁾ Берг зрозумів ці слова так, ніби в Північному Китаї не сіють озимини через те, що в ґрунті немає гумусу, і спростовує їх, покликуючися на околиці Пекіна, де озимину сіють (Зд, 330). Це я знаю, але Пекін ближчий до моря і через те зима в ньому лагідніша, а на плято Шансі, Шенсі та Ганьсу — зима суворіша і майже без снігу, там озимини не можна сіяти не через те, що немає гумусу в лесі, а тому, що вітри видують посіви з сухого ґрунту, коли тільки посіви не загинуть від морозів.

а ярове часто гине від посухи, дарма що гумусу багато. У цьому розподілі атмосферних опадів, а не в абсолютній їх кількості, мабуть, треба шукати головну причину, чому ґрунти по степових місцевостях землі такі різноманітні.

В останньому запереченні Берг гадає, що цей процес ґрунтоутворення в лесі з мінімальним накопиченням гумусу неможливий. Він зазначає, що навіть у сіроземлі, продукті півпустині або пустині, є 1,5—3% гумусу, а в ґрунтах сухих степів, бурих та каштанових, навіть 1—2% в перших і 3—5% у других. Як він каже, ґрунтознавство не знає в помірному підсонні степів з доволі густою рослинністю і заразом без гумусу в ґрунті. Він наводить і думку Неуструєва, що за нею, коли лес утворивсь еоловим шляхом, то це було при інших фізично-географічних умовах, коли накопичення було таке швидке й рясне, що ні гумусні, ні карбонатні поземи не встигали утворюватися (Зд, 331, 332). На це я відповім, що, поперше, в лесі карбонатні поземи є, а саме поземи журавчиків, у Китаї подекуди дуже рясних (див., напр., Зв, I, 163, де такий позем описано; це випадок один з багатьох), абож у вигляді білявих невиразних смуг, багатших на вапно, ніж лес вище й нижче за них. Подруге, каштанові ґрунти прилягають з півдня до чорноземельного обширу, а бурі йдуть ще далі на південь; ті й ті являють собою лес, деградований у зв'язку з зміною підсоння і ряснішим утворенням гумусу при сучасних умовах. Сіроземлі, за даними Глинки (9, 379), найчастіш лежать на лесах і лесуватих породах, і понад 1% гумусу трапляється тільки в горішньому шарі в 15 см. І в цьому випадку, як я гадаю, впливає змінене підсоння, що спричинилося до накопичення гумусу й деградування горішнього шару лесу, але меншою мірою, ніж у бурих і, тим більш, у каштанових ґрунтах. Пил, що його приносять вітри, осідаючи на сіроземлі, ще бере участь у ґрунтоутворенні, але за змінених умов уже не дає типового лесу. Завважу до речі, що та сіроземля, яку я бачив на лесі в Ташкентській базі, являє вже ґрунт, що його людина переробила, штучно зрошує й перекопує його протягом сторіч. Так само в Китаї ґрунт зрошуваних ланів та городів, дарма що являє собою горішній шар лесу, але має сіравий колір і, безперечно, містить певну кількість гумусу. Та такі ґрунти слід виключати з дискусії про генезу лесу, бо вони утворюються в умовах, що їх доволіно змінила людина. Потрете, грубі лесові товщі в Китаї, Туркестані і, мабуть, так само в Європі справді створювалися при інших фізично-географічних умовах і багато швидше, ніж, наприклад, тепер у Китаї, як ми побачимо далі. По-четверте, не пошкодить згадати, що крім лесу існують ще й інші ґрунти, які дуже мало або й зовсім не мають гумусу, як от багато латеритів, почасти червоноземлі (*terra rossa*) у Південній Європі та на півдні Північної Америки. Отже накопичення гумусу зовсім не є неодмінна умова ґрунтоутворення. Навіть у попільняках гумусу міститься дуже мало крім найвищого позему А₁; у поземах А₂, В, С його вміст знижується від 0,6 аж до 0,14% (див. Глинка 9, 328 і цілий розділ II, сс. 294—311 про латерити). У цих випадках ми бачимо, що гумус знищено, бо підсоння надмірно вогке, як при високих температурах (латерити), так і при низьких (попільняки), а в лесі він не може накопичуватися через те, що вітер розвіює надземні частини рослин, що не дають через те перегною.

3. Як гадає Берг, це ще не доведено, що типовий лес є грубий (а це, як відомо, одна з підпор еолової гіпотези). Він каже, що лесові товщі неоднорідні, що на Україні їх звичайно перетинають 1—2 поземи похованого ґрунту, а в Китаї товщі лесу в 400—500 м докладно не описано і за даними (покликується на мене) так само різноманітні (За, 615; 16, 91). У Китаї максимальні товщі лесу, що залягають на південь від Ордоса, справді неоднорідні, бо горішня половина являє собою сіро-жовтий новий, а спідня—червоно-жовтий або червонявий давніший лес, що підстеляє перший незгідно і належить першій добі лесотворення кінця пліоцену або початку плейстоцену, згідно з новими дослідями китайських геологів. Та щодо сіро-жовтого лесу я можу твердити, спираючися як на свої спостереження, так і на дані інших мандрівників, що нерідко його товщі в кількадесят метрів цілком однорідні зверху донизу, коли не рахувати поземи карбонатів. Але і в Туркестані і на Україні можна бачити цілком однорідні лесові товщі в 5—10 м, іноді в 20 м, і вже це спростовує ґрунтову гіпотезу, бо ґрунтотвірними процесами можна пояснити перетворення якої завгодно породи відповідного механічного складу на лес тільки завглибшки 2—3 м.

Неоднорідність еолового лесу, так само спостережувану нерідко, цілком можна пояснити еоловою гіпотезою, і вона зовсім її не спростовує. На участок схилу, що на ньому довший час спокійно наростав еоловий лес, може потрапити вода під час особливо великої зливи і відкласти шаруватий лесовий мул або дрібніший пісок: на дні долини еоловий лес за тих самих умов може перекривати шар алювію або пролювію. Поземи жорстви, ріні й піску, що їх можна бачити в еоловому лесі схилів, як вони витягаються від виходів корінних порід і виклинюються вниз схилом, так само пояснюється тим, що грубий матеріал періодично змивається на степ. Їх давно вже описав Ріхтгофен (8, I, 62 і фіг. 3). Поземи конкрецій, що утворюються в лесі, впливають на розподіл ґрунтової води, а зміни рельєфу або дренажу вже за полесової епохи обумовлювали переміщення рівня цієї води і в зв'язку з цим переміщення карбонатного позему. Усе це й створює деяку неоднорідність лесової товщі, цілком нормальну, бо після сухої епохи накопичення лесу настала волога з багатьма опадами, з розмиванням лесу, зміною рельєфу та рівня ґрунтової води. Найбільшу неоднорідність спостерігають у Китаї в товщі червоного лесу, що так само цілком зрозуміло, бо він куди давніший, ніж жовтий і пережив по тому, як призиравсь, дві вологі й одну суху епоху. Крім того, він містить, очевидно, більше залізооксидів, судячи з його кольору. Переміщення цих оксидів і карбонатів у зв'язку з коливаннями рівня ґрунтової води мали бути створювати ту нерізку перемішність темніших і ясніших грубих шарів, що її спостерігають подекуди, коли тільки до неї не спричинилися зміни в складі пилу, який приносять вітри, а це так само можливо.

4. Величину частинок лесу, що її характеризують границі 0,01—0,05 мм, Берг наводить як аргумент проти еолової гіпотези; він дивується, чом це вітер відає перевагу саме частинкам таким завбільшки, коли він, залежно від своєї сили, міг би переносити й більші (Зг, 451). Еолістові на це відповісти не важко: еоловий лес складається з пилу далекого походження, що

Його піднесли вітри й вихри до вищих шарів атмосфери: він плаває в них довший час через те, що малий, для цього зваженого стану в повітрі саме й потрібна певна максимальна величина їх. Більші частинки різні завбільшки, що їх здіймають вітри різної сили, а так само вихри, осаджуються більш чи менш близько. Цю закономірність стверджують факти: скрізь при переході від пустинних площ розвіювання або сипких пісків до обширу лесу, лес спочатку грубий, піщаний через велику домішку більших частинок, принесених з невеликої віддалі; тільки поступінно, щодалі в глиб лесового обширу, лес стає нормальний, глинястіший. Це спостерігають у Китаї вздовж північної окраїни лесового обширу, далі в Джунгарії при переході від пісків оз. Ала-Куль до піщано-лесового степу коло підніжжя Барлика і далі на схилах цього пасма; в Європейській Росії так само відзначено, що на півночі лес дуже піскуватий, а на півдні глинястий, тобто частинки меншають щодалі від обширу розвіювання. У південно-західньому Забайкаллі лес здебільшого піщаний, бо в його утворенні велику участь узяв місцевий матеріал з розвіюваних озерних пісків.

Отже цілком зрозуміло, чом механічний склад лесу по різних місцевостях такий різноманітний, і величина частинок в 0,05 — 0,01 мм зовсім не є така характеристична, як гадає Берг; з аналіз, які він сам наводить (36, 81), видно, що в лесах Туркестану частинки в 0,05 — 0,01 мм становлять від 14 до 58%, частинки дрібніші за 0,01 мм — від 30,7 до 79%; у лесах Чернігівщини частинки в 0,05 — 0,01 мм становлять від 25 до 77%, дрібніші за 0,01 м — від 17,6 до 69%. Захаров дав ряд аналіз лесу Закавказзя, що в них частинки в 0,01 — 0,05 мм становлять тільки 13 — 23%; у цих лесах переважають більші в 0,05 — 0,25 мм (44 — 66%), а в деяких (Мцхет), навпаки, панують частинки дрібніші за 0,01 мм, ба навіть 0,005 мм, які становлять 66%. Пересічний склад вісьмох „субаеральних“ суглинків у Тифліській губ. дає тільки 19,7% частинок в 0,01 — 0,05 мм, 33% дрібніших і 47,3% більших частинок (10,76). Леса цієї місцевости грубі через те, що обшир розвіювання близький. Взагалі механічний та хемічний склад лесу, а так само колір його можуть змінюватися залежно від того, на якій віддалі від обширу розвіювання розташований обшир відкладання, від сили вітрів, що змінюються, від складу порід обширу розвіювання, від домішки місцевого пилу тощо З погляду еолової гіпотези усе це зрозуміле й закономірне.

Досліди Гансена і Гедройца над укрупненням частинок дрібноземлі підо впливом розчинів лужних силікатів, що їх наводить Берг (Зг, 459), ані трохи не суперечать еоловій гіпотезі. Далекий пил, що осів в повітря, звичайно може містити багато частинок, дрібніших за 0,01 мм, бо нижня границя їх для плавання в довітрі не обмежена. Процес їх укрупнення завдяки роботі ґрунтової води, згідно з зазначеними дослідями, може обумовити перевагу в лесі частинок 0,01 — 0,05 мм, що їх звуть дрібним пилом, яка не є навіть повсюдна і неодмінна, як це показано попереду.

5. Залишки водяної й узбережної фавни, що їх наводить Берг на довід водного походження матерньої породи лесу (За, 634; 16, 103), трапляються в еоловому лесі не часто; у списках м'якунів, що їх наводять старі автори для лесу, безперечно, багато наплутано, бо давніш не розрізняли

первинного й вторинного лесу, еолового, делювіяльного, алювіяльного, пролювіяльного. До еолового лесу залишки водяної фавни можуть потрапляти різними способами: їх можуть заносити вітри або вихри з висхлого ложища або береги річки чи озера (легкі черепашки м'якунів, дрібні кістки), птахи й хижакі, як здобич, що вони її їдять на степу осторонь водойми (черепашки, риби, жаби). Ці винятки аж ніяк не хитають правила, що його встановили старанніші досліди, між іншим китайських геологів, що фавна еолового лесу характеристично наземна і складається з м'якунів, рептилій (трапляються дуже рідко), птахів і ссавців. Серед залишків птахів, знайдених останніми часами в лесі Китаю, особливо цікаві скалки шкаралупи яєць одного виду струся — типового осельника степів; знаходили навіть поруч двоє і більше цілих яєць, що їх, очевидно, струсь зніс у гнізді, і вони залишилися невисиджені, найшвидше через те, що під час порошної хуртовини їх засипало.

У лесуватих же породах, створених ґрунтотвірними процесами з різних дрібноземель, знаходження водяної фавни цілком нормальне, але не може бути за довід водної генези матерньої породи лесу взагалі, як це гадає Берг. З другого боку, присутність наземної фавни в різних солодководних покладах ні трохи не дивує, бо її залишки нерідко потрапляють у воду з берегів водойм. Надалі збираючи фавну в лесі, треба точно відрізнити типовий еоловий лес від різних лесуватих порід іншої генези, і тоді списки його фавни ствердять скрізь його наземне вітрове походження.

6. Те, що лес зв'язаний з річковими долинами, це, на Бергову думку, показує озерно-річкове або флювіогляціяльне походження матерньої породи лесу. На довід він наводить: 1) лес дуже часто пристосовується до річкових берегів; 2) дуже часто вододіли не вкриті лесом; 3) щодближе до річки лес стає піскуватіший; 4) механічний склад лесу відповідає осадам, що відкладаються з великих, спокійних поводів; 5) те, що алювій річок та озер може перетворюватися на лес; 6) сліди шаруватости, а нерідко й виразна шаруватість лесу; 7) нерідке підстеляння пісками; 8) у передгір'ях підстеляння пісками та ріняками і перешаровування з ними і 9) фавна (За, 617, 36, 92).

Усі ці ознаки не тільки не суперечать еоловій гіпотезі, але вона дуже добре їх пояснює. Про фавну вже сказано попередю. Лес до річкових берегів по багатьох місцевостях, напр., у Китаї, Туркестані, Тріполі і т. д. зовсім не пристосований, а на Україні цю пристосованість можна пояснити тим, що за сухої лесової епохи в долинах, як знижених частинах рельєфу і вологіших, з густішою рослинністю, пил осаджувався і затримувався більше, ніж на вододілах. Лес зовсім не так часто не вкриває вододілів, як це каже Берг, так само в деяких країнах, як от у Китаї і т. д., цього явища зовсім не спостерігають, а тоді, коли воно є, його легко можна пояснити змінюванням лесу за вологої епохи, що йшла за сухою епохою лесотворення. Лес поблизу річок піскуватіший через те, що вздовж річок до екзотичного пилу міг домішуватися у великій кількості пісок, що його збивають вітри з обмлин, коси, круч, надто холодної пори року, коли тавення північного льодовика припинялося і річки, які він живив, мілішали, ба навіть зникали оголюючи своє корито. Ґрунтова гіпотеза пояснює цей розподіл неслухня-

Берг каже (За, 616), що за льодовикової доби річкові долини були куди багатші на воду, ніж тепер, і весняна вода скрізь розливалася на великих площах, нерідко вкриваючи і вододіли. Та весняна вода, як відомо, біжить швидше і через те може переносити грубший матеріал, тобто на вододілах, що їх вода під час поводи затоплює, лес повинен був бути піскуватіший, а поблизу річок, де відкладався матеріал з низьких, що повільніш течуть, вод, лес повинен був бути глинястіший, а не навпаки. А втім, взагалі неймовірно, щоб льодовикова вода могла затоплювати вододіли, як буде зазначено далі.

У Китаї поблизу великих річок подекуди лес так само дуже піскуватий, напр., на р. Хуан-Хе там, де вона повертає наниз вище від м. Дун-Куан; та ця піскуватість поширена як правило по всій північній окраїні лесового обширу, де лес прилягає до обширу розвитку сипках пісків, що з погляду еолової гіпотези не тільки зрозуміле, але неминуче (див. далі).

В останньому запереченні Берг наводить низку прикладів великої піскуватості лесу поблизу річок і глинястості далеко від них, по-давнішому зв'язуючи це з тим, що води льодовика, який тоне, затоплюють вододіли; між іншим він наводить вододіл між Ішимом і Тоболом у Західньому Сибіру (Зд, 338—340 і мапа.) Зле Ішим біжить з гір сухого Киргизького степу, а Тобол з Південного Уралу, де зледеніння не було, тобто цей вододіл, завширшки 100—200 км, льодовикова вода звичайно не затоплювала. Щоб спростувати мій висновок про те, що лес вздовж річок піскуватіший, у зв'язку з розвіюванням їх піщаних намулів, Берг тепер висуває дивний здогад, ніби тоді на правому березі річок Іртиша, Ішима, Тоболу мали дути західні вітри, а на лівому — східні (Зд, 342). Та кожен розуміє, що на те, щоб пісок з річкового корита розносивсь на обидва береги її долини, зовсім не треба, щоб вітри раз-у-раз дули в протилежному напрямі; вітри, що змінюються в різних напрямках упоперек і навкоси до корита, попеременно розносять пісок. Механічний склад лесу, „соответствующий осадкам, отлагающимся из обширных спокойных разливов“, куди краще пояснює еолова гіпотеза, тобто тим, що тонкий пил осаджується з великого повітряного океану, ніж з поводи льодовикової води, яка в багатьох випадках не була „спокійна“, а бігла, а щоб вона могла затоплювати вододіли, це річ мало ймовірна, як це покажемо далі. Те, що озерний та річковий алювій міг перетворюватися — не на лес, а на вторинну лесувату породу — не суперечить еоловій гіпотезі, як ми про це скажемо далі в розділі про вторинні леси. Сліди шаруватості в лесі і виразну шаруватість лесу в різних випадках пояснюють по-різному. Найчастіш це спостерігають у вторинних лесах різної генези. Самий термін „шаруватий“ або „озерний“ лес Бергові чомусь дуже не до вподоби; він доводить, ніби пил, що потрапив до озера навіть у такій кількості, що утворює помітний осад, не може дати початок лесові, а тільки суглинкові або супіскові (Зг, 452; 16, 77). Але називаючи здогад про утворення озерного лесу „совершенно невероятным“, Берг не завдав собі труда поглянути до першоджерела. Ріхтгофен (8, I, 80, 81) виразно характеризує цю породу як шаруватий мул, що відрізняється від лесу не тільки шаруватістю, а й біляво-жовтим кольором, тим, що містить багато солей, не має поруватості й сторчової окреомости, крім тих місцевостей, де сучасна рослинність вкрила його й своїми

корінцями створила рівчачки. Назву „озерний лес“ Ріхтгофен дав, щоб показати його генезу з того самого матеріялу, як наземний лес, але відкладеного в воді. Щодо того, що такий „озерний“ лес міг утворитися з пилу, який вітри принесли на поверхню озера або на дно великої западини, що її тимчасово заливає вода, в обширі відкладання лесу, то нічого неможливого в цьому процесі немає і заперечувати його не доводиться. А втім, Ріхтгофен уявляв собі цей процес навіть не так, як малює його Берг; перший казав, що озерний лес створюється так само з матеріялу, що його дощові струмки змивають із схилів степової западини до центрального озера, а не тільки з матеріялу, який наносять безпосередньо вітри; у процесі наростання лесової товщі в цих западинах він узагалі приділяє перше місце не вітрові, а дощівці, як зазначено на початку нашої статті і як видно з порядку, в якому перераховано агентів (8, I, 78).

В останньому запереченні Берг знову присвячує аж дві шпальти шаруватим лесам, доводячи, ніби вони шаруваті через те, що підпали лесотвірному процесові протягом короткого часу і ще „не встигли“ перетворитися на справжній лес, а лесуваті через те, що вийшли з води на суходіл і підпали тут процесам звітрювання і ґрунтотворення в сухому підсонні. А під водою не може утворитися нічого подібного до лесу, нехай би там що в цій справі писали Ріхтгофен та інші автори (Зд, 343, 344). На це треба відповісти, що, поперше, як знати з наведеної попереду довідки, Ріхтгофен не казав, ніби в озері може утворитися справжній лес; подруге, еолостові зовсім не треба заперечувати, що поруватости й узагалі лесуватого вигляду шаруватий і річковий або озерний мул може набути і згодом на суходолі під впливом рослин і ґрунтотвірних процесів; потрете, усупереч категоричному Бергівому запевненню я скажу, що шаруватий лесовий мул, відкладений у воді озера або річки з каламуті, принесеної водою, і з пилу, що його понаносили вітри, може зробитися поруватим і почасти втратити шаруватість ще під водою, коли на ньому росте комиш або очерет. У низах р. Теджен у Туркменістані, що їх під час поводи затоплює вода, я бачив такий „озерний“ лес під заростями очерету. Підстеляння лесу пісками і перешаровування з пісками та ріньками не суперечить еоловій гіпотезі. Перешаровування лесу й піску в Голодному степу, що його наводить Берг як безперечний довід алювіяльного походження цього лесу (За, 606, 607), еолова гіпотеза пояснює дуже добре. Цей степ прилягає з заходу до гирла Ферганської долини і тягнеться лівим берегом р. Сир-Дар'ї, що нижче від Ходжента різко відхиляється на північний захід; на півночі степ доходить аж до пісків Кизилкум; отже на степ періодично могла розливатися річка під час катастрофічної повені, а, з другого боку, на неї такі великі бурі могли наносити пісок з півночі. Нормальне накопичення еолового лесу на степу вряди-годи порушували ці агенти, що наносили інший матеріял. Профіль свердловини коло ст. Мурзатбат, що його наводить Берг, показує аж до глибини 131,4 м переміжність чотирьох товщ лесу в 14,9, 52,3, 7,9 і 25,9 м з чотирма таки товщами піску в 2,1, 6,7, 16,1 і 5,5 м. Загалом лес має 101 м, а пісок 30,4 м завгрушки, тобто перший переважає більше, ніж утворює, а всі чотири його товщі чимало перевищують ту границю в 2—3 м, коли ґрунтотвірні процеси можуть перетворювати

дрібноземлю на лес, коли тільки не припускати, що вода Сир-Дар'ї, нарощуючи алювіяльний ґрунт, поволі замулювала степ. Але чому ж ґрунотвірні процеси не перетворили на піщаний лес проміжні піскові товщі?

Під час екскурсій членів Геологічного з'їзду по околицях Ташкенту керівник Н. А. Дімо показував нам по різних місцях високі відслонення, де нешаруватий лес чергувався з шаруватим і з сочками дрібного ріняку; він так само хотів переконати нас цими фактами в алювіяльно-ґрунтової генезі лесу ташкентської оази. Я гадаю, що еолова гіпотеза пояснює ці факти не гірше, коли не краще за ґрунтову. Оаза розташована на дуже пологому похилі від гір до Сир-Дар'ї. Її зрошує р. Чірчік та її відноги, що тепер глибоко врізуються (на 20—30 м) у товщу намулів; за лесової епохи на степу між відногами річки відкладався еоловий лес, а періодично, під час катастрофічних поведень, відноги затоплювали степ, відкладали шаруватий лес і ріняк, ба навіть змінювали своє корито. Такі зміни еолового й водного відкладання створили описану товщу, відкриту тепер через те, що річки глибоко врізалися, мабуть, у зв'язку з наймолодшими рухами земної кори, які збільшили похил оази (доводи таких рухів у Туркестані є). А ґрунтова гіпотеза ледве чи зможе пояснити, чом це одні шари цього алювію ґрунотвірні процеси перетворили на нешаруватий лес, тобто чом вони втратили свою первинну шаруватість, а інші зберегли її, дарма що склад тих і тих доволі дрібноземельний і часто тотожний.

В останньому запереченні Берг пояснює, що пісок ніколи не може перетворитися на лес, коли в ньому немає глинястих частинок, і навіть глинястий пісок не може набути лесуватого вигляду, коли йому не дати для цього певного часу; коли глинястий пісок швидко вкриває намул, то він, зрозуміло, на лес не може перетворитися (Зд, 345, 346). Цими умовами він хоче показати, чом піски в розрізі Голодного степу не поробилися лесуваті і чом у розрізах ташкентської оази одні шари перетворилися на нешаруватий лес, а інші зберегли шаруватість. Останні, набувши вже поруватости, шаруватости „не встигли“ втратити. Ці пояснення, порівнюючи з поясненням, що його дає еолова гіпотеза, виразно такі силувані, що не варто розглядати їх докладно. Коли кілька товщ нешаруватого і шаруватого лесу чергуються, пояснювати, ніби останні „не встигли“ втратити своєї шаруватости, особливо наївно.

Численних випадків, коли грубий і типовий нешаруватий лес залягає на вододілах, ні ґрунтова, ні струменева гіпотеза не пояснюють. Залишаючи осторонь вододіли другорядні, що їх могла затоплювати вода з льодовика, який танув (хоч для Північного Китаю, багатьох місць Туркестану та Туркменістану, північної окраїни Сагари це цілком відпадає), ми знаходимо лес і на таких височинах або в таких умовах рельєфу, що про затоплення будь-якою водою, яка нанесла дрібноземлю, матерню породу лесу за Бергом, не може бути й мови. Такі вкриті лесом найвищі частини плято пров. Шаньсі, гребені та вершки пасом східного кінця Наньшаня в пров. Ганьсу і, надто, плято східної Ганьсу і північної Шаньсі, що обводять з півдня Ордос; це плято підноситься над рівниною Ордоса доволі стрімким схилом на 240—360 м і досягає 1720—1740 м заввишки, являючи собою найвищу частину цілої місцевости, що її охоплює величезна завороть Жовтої ріки, отже на нього

не звідки не можна було нанести збоку дрібноземлю, що згодом перетворилася на лес. Однорідний типовий лес плято досягає в його північній частині максимальної грубости не менш як 400 м, судячи з відслонень глибоко врізаних річкових долин; на південь, до долини р. Вей-Хе, плято поступінно знижується, грубість лесу зменшується, а під жовтим лесом з'являється червоний, якого в північній частині немає. В таких умовах ґрунтова гіпотеза могла б припускати тільки елювій як матерню породу лесу, але в помірному підсонні на складі елювію завсіди відбивається склад корінних порід, з яких він утворивсь, чого в наведених прикладах не спостерігаємо — лес скрізь одноманітний, а крім того ми не знаємо елювієвих товщ в десятки, тим більш у сотні метрів завгрубшки, крім латеритів, що утворюються в тропічному підсонні під буйною рослинністю. Лесу цього плято жадна гіпотеза, крім еолової, пояснити не може, як я зазначав уже давно (2а).

7. Поховані ґрунти в лесі (у Китаї їх немає за рідкими винятками) не можуть бути за аргумент ні проти еолової гіпотези, ні на користь ґрунтовій. Вони доводять тільки, що підсоння тимчасово змінилося і це спричинилося до того, що гумус призбиравсь на степовому ґрунті, де передніш його, як зазначено попереду, не було.

8. Коли утворивсь лес. Берг гадає, що матерні породи європейського лесу відкладалися переважно за вологих льодовикових епох, коли річки несли багато каламутної води, що заливала сучасні вододіли; ці породи перетворювалися на лес за сухих міжльодовикових і польодовикової епох (1а, 619—622; 1г, 464; 16, 94). Великі річкові поводи, потрібні, щоб льодовикова каламуть відкладалася навіть на вододілах, відбувалися, за Бергом, як тоді, коли льодовик танув, так і тоді, коли він підсилено наступав.

Здогад, ніби тоді, коли льодовик підсилено наступав, могли бути великі річкові поводи, цілком неймовірний. Адже ясно, що коли льодовик підсилено наступав, атмосферні опади фіксувалися як сніг та лід, а танення було мінімальне, інакше льодовик не міг би наступати „підсилено“, через те не можна гадати, ніби річкова вода могла під цей час вкривати навіть вододіли. Але і тоді, коли льодовик танув, не можна собі уявити, що могли бути такі потужні потоки, які вкривали б навіть вододіли, отже й цілу країну на південь від льодовика; виходить ціле море і не нерухоме, а таке, що тече на південь, потребує, щоб існувати, постійного й величезного допливу води від льодовика. Таку картину можна собі уявити тільки за умови, що континентальний льодовик розтанув катастрофічно швидко, навіть не за кілька років, а за кілька місяців або тижнів, та це, звичайно, цілком неймовірно. Далі ці колосальні потоки повинні були не відкладати тонкий мул, а страшенно розмивати, вони понижили б і всі морени, що їх залишив льодовик, і всі пухкі витвори попередніх епох, врізаючися навіть у корінні породи. Наслідком цього ми не знаходили б на руській рівнині жадних льодовикових покладів, крім найбільших наметнів, що їх не подужали б і ці потужні потоки, і флювіогляціальних покладів на дні долин, відкладених уже тоді, коли льодовик, дуже зменшившись, відступив далеко на північ, а річки ввійшли вже в береги. Лес, створений наслідком ґрунотвірних процесів з льодовикових покладів, повинен був би залягати тільки на дні долин.

Виходить, що, щоб пояснити, чому лес залягає на вододілах, ґрунтова гіпотеза примушена вдаватися до таких самих неймовірних здогадів, як і струменева.

В останньому запереченні Берг, заперечуючи, що льодовик мав би катастрофічно швидко танути, щоб затопити вододіли, зазначає, що долини були загромаджені флювіогляціяльними покладами, а це й спричинилося до великих річкових поводей. Він наводить спостереження Глинки над вододілом Дін — Вороніж, складеним на всю ширину 4—5 км із флювіогляціяльних покладів, і Лічкова, що доводять великі поводи на Поліссі і ширину третьої тераси Дніпра в сотню кілометрів у середньому бігові (Зд, 327, 328). На це можна відповісти, що великі поводи, які затоплювали вододіли, були подекуди коло південного краю льодовика, що танув, як озеруваті розширення напружених річок: ширина третьої Дніпрової тераси поблизу Києва близько 120 км обумовлена, за Лічковим (11), тим, що долина в кристалічних породах порогів промивалася поволі, адже в напрямі до порогів вона, дедалі звужуючись зникає, і морена не вкриває цю терасу, а лежить під лесом; таких широких терас немає ні у Дністра, ні у Бога, ні у Північного Дінця, тобто це явище місцеве, а не загальне. Але, найголовніше — лес на вододілах поширений і на південь від цих поводей річок льодовикової епохи, і поза ними; Дніпрова тераса і в найширшому своєму місці далеко не доходить до вододілів його сточища в бік як Бога та Дністра на заході, так і Дінця на сході. Отже й останні Бергові вказівки не можуть пояснити, чом матерня порода лесу відкладалася на багатьох вододілах, бо тала вода льодовика могла вкрити всі вододіли, коли льодовик відступав, тільки під час катастрофи, тобто це річ неймовірна. Та крім того за останнього десятиріччя дедалі більше прихильників набуває думка, що лес утворивсь не за межильодовикової епохи, а за льодовикових і що льодовикові епохи це були епохи, коли підсоння було дуже сухе і степи були дуже розвинені, а на степах і осаджувався еоловий пил. Уже 15 років тому Гагелъ, вивчивши велику літературу з четвертинного періоду Західньої Європи, зробив об'єктивний висновок, що межильодовикові епохи були вогкі і теплі і тільки на початку і наприкінці кожної з них температура була низька; як він каже, немає жадного певного, що його стверджували б факти, доводу на те, що протягом межильодовикових епох були ще періоди надмірної сухости і степових умов, як немає безперечних доводів і на те, що лес утворивсь за цих епох. Навпаки, треба вважати за доведене, що лес відкладався за льодовикових епох, а за межильодовикових він розмивавсь, звітрювався і оглинювався (Verlehmung). Фльора льодовикових епох, безперечно, доводить, що коло окраїни льоду існували кліматичні умови тундри з сильними вітрами, що не давали розвиватися вищим рослинам і деревам; позбавлені захисту і багаті на вапно, льодовикові поклади підпали впливові сильних антициклонних вітрів; степова фауна доводить, що існували великі степи, і ховалися в лесі; цілком незрозуміло, як могла б ця фауна сполучатися з існуванням гіпотетичних великих передльодовикових озер і як вона могла б потрапити не у вторинному уложенні до осадів цих озер. Рясні знахідки виробів та вогнищ палеолітичної людини в лесі, почасти разом із повними кістяками ссавців — усе це

вкупі не тільки доводить еолове походження лесу, але цього просто таки не можна сполучити з його водною генезою (12).

Тепер, завдяки дослідям полярних експедицій над напрямом вітрів і розподілом опадів і температур на континентальних льодовиках Гренляндії та Антарктики, добре зведеним у загальну картину в недавно надрукованій повчальній книзі Гобса про льодовикові антициклони (13), можна вважати за найімовірніше, що саме льодовикові епохи були сухі, будь-що-будь у другій половині, і мали антициклонний режим вітрів. Льодовик, що наростав, фіксував у собі величезну кількість вологи в твердому вигляді, відбираючи її поступінно з кругобігу атмосферних опадів; що більше він наростав, тим сухіше ставало підсоння. Сухі й холодні (розмірно) вітри, що стікали з нього на південь, занашували рослинність у широкій смузі, яка безпосередньо прилягала до краю льодів, обертаючи місцевість на пустиню, де тільки по берегах невеличких потоків, які збігали з льодовика, могли жити рослини, як у сучасних оазах пустинь. Висхлий ґрунт широких міжрічкових просторів, позбавлений захисту рослин, підпав розвіюванню і давав рясний матеріал для порошних хуртовин; річкові корита, що оголювалися холодної пори року, коли танення зменшувалося або зовсім припинялося, так само давали матеріал для розвіювання у вигляді флювіогляціяльних покладів. Льодовик почав зменшуватися не через підсилене танення, а через підсилене випаровування снігу та льоду, коли підсоння зробилося дуже сухе і сніг на льодовик майже не опадав. Підсоння тільки дуже поступінно ставало вогкіше в міру того, як волога поверталася до кругобігу атмосферних опадів. Через те й тоді, як льодовик відступав, довший час ще не було рясної талої води, підсоння залишалося досить сухе, а перед льодом зберігавсь обшир розвіювання, поступінно відступаючи на північ; тепер матеріал для розвіювання давали донні морени, що звільнялися з-під льоду й висихали. І тільки згодом, коли льодовик дуже відступив і підсоння зробилося досить вогке, пояс пустині перед льодом, поступінно меншаючи, міг зникнути, поступившись місцем тундри.

На південь від обширу розвіювання, що оточував край льодовика, в смузі, де опадали вже мізерні опади і де було тепліш, розташувавсь обшир накопичення, що являв собою сухі степи. Коли льодовик наступав, він переміщавсь на південь, коли льодовик відступав (до певної границі) — посувавсь на північ. На цих степах відкладавсь пил, що його приносили вітри та вихри з півночі, він призбирувавсь і поступінно перетворювавсь на лес. Тепла й вогка межильодовикова епоха почалася тільки тоді, коли льодовик дуже зменшивсь і звільнив багато вологи; тоді на лесових степах, завдяки рясним опадам, почалося накопичування перегною і утворювання рослинного ґрунту, а так само розмивання й деградація лесу, утворення лесу делювіяльного та алювіяльного.

Дальша льодовикова епоха, в першій половині ще вогка, але холодна, поступінно відновила в тому самому порядку лесонакопичування, а рослинний ґрунт степів став копалинним. Тепла й вогка польодовикова епоха, що створила чорноземлю на лесі України, перейшла на сучасну, трохи сухішу та холоднішу. Усі ці зміни відбувалися, звичайно, дуже поволі і поступінно.

Так можна уявити собі коливання підсоння наприкінці неогену і в плейстоцені і зв'язане з ним ґрунтотворення на півдні руської рівнини. Цілий ряд геологів уже прилучивсь до думки, що лес — продукт сухих льодовикових епох, а не межильодовикових і польодовикової, що були вогкі і спричинилися до створення рослинних ґрунтів, деградації, розмивання й переміщення лесу (див. 16, 14).

Усі особливості еолового лесу пояснюються тим, що він складається найбільше не з місцевого, а з далекого пилу, знятого з площ звітрювання та розвіювання найрізноманітніших порід, але добре перемішаного в повітрі, де він дістав однорідний склад. Цей пил осаджувався не з дошової води чи льодовикових потоків, а з повітря і осаджувався скрізь — і на дні долин, і на схилах, і на вододілах. Тільки ті прошарки жорстви, нарінку, піску, мулу, що трапляються в лесових товщах схилів і дна долин, відокремлені один від одного нормальним нешаруватим лесом й уложені на різних поземах, звичайно виклинюючись униз по схилу, відкладені дошовими струмками, являючи продукт періодичних злив, які змивали матеріал з виходів корінних порід або з розташованих вище товщ лесових на поверхню степу.

На нові Бергові заперечення з приводу висловлених поглядів щодо південно-руського лесу (Зд, 319 — 323) докладну відповідь дасть, я сподіваюся, інший геолог-еолог, обізнаніший з великою літературою про цей лес і з ним самим у різних місцевостях. Відзначу тільки, що всупереч Берговому твердженню, ніби на Україні немає ознак пустинної фази, їх виявлено по різних місцях як пустинне засмалення на поверхні понтичного вапняку під червоно-бурою глиною (Крокос, 16, 254), як пошліфовані піском тристінники, різні еолові западини на корінних породах поблизу Канева і на Поділлі (Рівниченко, 17а, б), не кажучи вже про численні доводи „копальної пустини“, наведені в інтересній і повчальній праці акад. Тутковського (16). Можна гадати, що й на півночі, старанніш і безсторонніш вивчаючи, дослідники знайдуть докази, що передльодовикова пустиня існувала під витворами тундр, торфовищ, лесів та ін., що розвинулися пізніш. Зазначу ще, що мої слова про те, що тепла й вогка польодовикова епоха, яка створила чорноземлю на лесі України, перейшла в сучасну трохи сухішу й холоднішу, спричинилася до непотрібних заперечень Берга, що зрозумів ці слова буквально (1д, 326, 327). Тим часом я хотів тільки відзначити, не кажучи докладно про кліматичні зміни польодовикового часу, що тепер підсоння взагалі сухіше й холодніше, ніж давніш, коли утворювалася чорноземля. Коли ж удаватися в деталі, то Бергові слід було б навести новітній поділ Гамса та Нордгагена (22), заснований на вивченні всіх призибраних даних; вони показують, що після стадії Даун останньої льодовикової епохи йшли: 1) переходова субарктична епоха; 2) бореальна з сухим і теплим континентальним підсонням; 3) атлантийська з вогким і теплим морським підсонням — польодовиковий оптимум тепла; 4) суббореальна суха та тепла; 5) субатлантийська вогка, на початку тепла (давньоісторичний час) і 6) новітня сухіша (середніх та нових віків). І з цього поділу виходить, що сучасна, тобто найновіша епоха, останні віки, а не субатлантийська, яку відзначає Берг у своєму запереченні, сухіша, ніж та епоха, коли розмивався лес, а на лесових степах створювалася чорноземля; те саме спосте-

рігають і по інших країнах. Сучасна епоха і в Китаї сухіша, ніж польодовикова, що їй передувала, коли лесові товщі, створені за останньої льодовикової епохи, дуже розмивалися; через те розмивання трохи послабшало, а лесотворення підсилювалося. Судячи з нової літератури, в Китаї і взагалі в Центральній Азії зібрано ряд ознак, які доводять, що клімат погіршав, тобто зробивсь сухіший, як, напр., піски позасипали окраїни лесового обширу, водовмісність річок послабшала і в їх коритах призбиравсь алювій, пустиня Гобі насунула на степи. в Гобі зникла деревна рослинність тощо. На Памірі Шульц описав спостережану виразну зміну рельєфу, створеного за попередньої вогкішої епохи, і наводить доводи „арідного вирівнювання“ (aride Einebnung) країни (18).

9. Зональність лесових порід, за Бергом (Зг, 461), можна пояснити тільки ґрунтовою гіпотезою. Та, за еоловою гіпотезою, як її тепер подають, типовий лес саме повинен бути зональний, розташовуючись у поясі сучасних і колишніх сухих степів близько обширів розвіювання, що на їхній окраїні він стає грубий і його часто заступає пояс сипких пісків. Ця зональність дуже добре позначена в Центральній Азії, де лес обводить більш чи менш широким кільцем (ширина кільця і грубість лесу залежать від напряму та сили панівних вітрів) обшир кам'янистих і піщаних пустинь та півпустинь Гобі; ми бачимо її і в Туркестані, де лес обводить гірські масиви між ними і піщаними та глинястими пустинями та півпустинями. Є вона і в європейській частині СРСР, де лес обводить з півдня обшир колишнього зледеніння, стає на північ грубший, подекуди багатий на „невеличкі наметні“, подекуди, напр. на Поліссі, його заступають піски. Ці „невеличкі наметні“ в лесі Берг наводить як довід ґрунтової гіпотези, гадаючи, що лес постав з льодовикових покладів, зокрема морен. Лес, що містить багато наметнів або ріні, звичайно буде не еоловий, а вторинний з льодовикових намулів; але окремі наметні на лесовий степ могли занести льодовик, що на нього насував, або річкова повідь, а дрібну рінь — сильна буря. Такі випадки треба точно вивчати на місці всіма сторонами, щоб з'ясувати генезу цього лесу, й тільки тоді вони можуть бути за доводи за або проти якоїсь гіпотези.

У Китаї лес, усупереч Берговому твердженню, створюється ще й тепер, бо підсоння таке, що сухі степи існувати можуть, а Центральна Азія постачає ще пил подостатком. Забарвленого гумусом поверхневого шару ґрунту немає, і це доводить, що підсоння країни ще досить сухе.

Та за сухих льодовикових епох, коли і в Центральній Азії підсоння було багато сухіше, ніж тепер, бо високі гірські пасма і гірські країни, що оточують її з півдня, заходу та півночі, були вкриті потужними льодовиками, які фіксували були в собі багато вологи, — процес лесотворення відбувався швидше. Центральна Азія тоді мала була становити собою майже скрізь цілковиту пустиню і процеси фізичного звітрювання відбувалися інтенсивніш, вітри виносили багато пилу, а в Китаї не було ні розораних місць, ні шляхів, отож лес наростав тільки з пилу далекого походження і поступінно вкрив і заховав під своїми товщами рельєф країни, створений ерозією за попередньої вогкої епохи. За польодовикової вогкої епохи лесові товщі були дуже розчленовані і багато матеріалу змито до річок, винесено до моря, перетворено на алювій, делювій, вторинний лес.

Досліди китайських геологів виявили, що і в Китаї витвори кінця третинного і цілого четвертинного періодів свідчать про те, що сухі епохи не одного разу заступали епохи вогкі. Не кажучи про це докладно (подробіці той, хто цікавиться, знайде в моїй доповіді про проблему лесу, що друкується в працях 3-го геологічного з'їзду в Ташкенті (2д)), я наведу тут тільки схему цих утворень та їх генезу, починаючи від найдавніших.

1) Червона глина з фавною *Hipparion*; це суглинок з непостійними прошарками ріняка, зв'язаного тим самим червоним суглинком і рідкими поземами вапнякових конкрецій; уложений здебільшого поземо на розмитій поверхні рівних давніших порід; в окремих гніздах його міститься багата фавна ссавців (*Cervicornia*, *Pellicornia*, *Rhinocoridae*, *Canidae*, *Ursidae*, *Mustelidae*, *Viverridae*, *Hyaenidae*, *Felidae*, *Hipparion richthofeni*, *Proboscidea*, *Rodentia*), птахів (*Struthionidae*), рептилій (*Emydinae*, *Testudinidae*). Вік — долішній пліоцен. Відкладання, безперечно, наземне в степових умовах, судячи з ссавців і струсуватого птаха; але мавпи (у пров. Хо-Нань), жирафуваті, олені, свині, бобруваті, болотяна черепаха показують, що були гайки, озерця та болота. Цю глину щодо генези порівнюють з глиною Пікермі, гадаючи, що це пересортований залишок кори дуже довгого звірювання поверхні, що найбільше складалася з вапняків, як от середземноморських червоноземель. Підсоння було тепле і досить сухе. Крім цієї глини, до того самого віку зачисляють як фації поклади озёрні з м'якунами і бурхливих потоків, ще мало вивчені. Можливо, що в складі червоного суглинку бере участь і еоловий матеріал, винесений з Центральної Азії. Після його створення йшла епоха вогкіша з підсиленням розмиванням, і через те ці поклади збереглися по небагатьох місцевостях і різні завгрубки.

2) Формація Сан-Мен і стародавнього червоного лесу становить такі три фації — озерно-річкову, бурхливих потоків та еолову; фація бурхливих потоків (почасти давніша, ніж інші дві і в долішній частині, може, належить до епохи розмивання червоних глин) являє грубі піски з нарінком, рінню, часом з прошарками глини, червоняві або червоні, що подекуди містять великі наметні або переходять цілою товщею на ріняк, зв'язаний в конгломерат; подекуди серед пісків трапляється товща червоного лесу на кілька метрів, а згори ця фація здебільшого закінчується товщею такого лесу на 5—10 м. Завгрубки 40—50 м. Фавна дуже вбога (*Helix*, *Quadrula*). Озерно-річкова фація складається з пісків, червоних піщаних глин та ріняків, подекуди з зеленкуватих пісків червоних піщаних глин та білих мергелів; має рясну фавну м'якунів, жаб, птахів та ссавців, що відрізняється від фавни червоної глини тим, що зовсім не має жирафуватих, *Aceratheridae*, *Ictitheridae* і має ближчі до сучасних *Equus*, *Ovis*, *Siphnaeus*, *Arvicola*, але має ще й архаїчні елементи, як от *Chalicotherium*, *Hipparion* (зрідка), *Canis schlosseri*, *Hyaena ultima*. Маючи багато коней, оленів, антилоп, *Leptobus*, ця фавна дуже скидається на горішньо-пліоценову або долішньо-плейстоценову фавну Західньої Європи (*Villa franchien*, *Forest beds*, *Val d'Arno*) і показує на помірно тепле та вогке підсоння, але гіпс, що трапляється в горішніх шарах, свідчить, що підсоння дедалі сухішало. Еолову фацію репрезентує червоний лес, завгрубки понад 40 м, що містить поземи журавчиків; від жовтого лесу він відрізняється тим,

що він глинястіший, твердіший, не такий поруватий, має рожевий, червонявий або жовто-червоний колір. Фавну репрезентують *Helix*, *Struthiolithus*, *Siphnaeus arvicolinus*, *Rhinoceros cf. sinensis*, *Equus sp.*, *Machairodus*, *Hyaena ultima*, *Canis schlosseri*, *Paracamelus gigas*, *Lagomys plicidens*, тобто має форми, почасти тотожні з фавною озерно-річкової фації. Система Куе-Те Льочі дуже розвинена в західній частині провінції Ганьсу (в районі Лань-Чжоу, Сініна, Східнього Наньшаня і вздовж Жовтої річки), складена з глин, пісків, ріняків різнобарвних на колір, особливо червоних, завгрушки понад 1000 м, судячи з убогої фавни м'якунів та *Siphnaeus arvicolinus*, почасти одночасна з формацією Сан-Мен, почасти може бути давніша (насподі) і молодша (вгорі), являючи собою відклад величезного озера, що до нього вливалася була Жовта річка.

3) Формація Хуан-Ту або жовтого лесу так само являє три фації; її починає фація бурхливих потоків, що відповідає епосі великого розмивання покладів формації Сан-Мен, коли сухе підсоння епохи червоного лесу заступила епоха вогкіша; її репрезентує найбільше підлесовий ріняк — конгломерат завгрушки кілька метрів, що містить убогу фавну, вимиту з формації Сан-Мен.

Озерно-річкову фацію репрезентує частина „озерного“ лесу Ріхтгофена, а в Південному Ордосі шаруваті піски понад 60 м завгрушки, у спідньому поземі з силою кісток носорогів, слонів, коней, биків, газелі, оленя, антилоп, верблюда, вовка, гієни, а так само палеолітичних виробів з кварциту (не місцевого); кістки часто поламані людською рукою; скалки струсєвих яець трапляються в шарі палеоліту, але ще більше в повищих. У горішніх же 15 м немає вже *Rhinoceros tichorhinus*, але багато добре оброблених неолітичних виробів. Чимала спідня частина пісків, судячи з дігональної шаруватости й того, що в ній зовсім немає ріні, може бути й наземним витвором, але уложені зверху два торфові шари з *Planorbis*, поділені пісками (горішні 15 м), очевидно, становлять озерно-болотяний поклад. Фацію еолову репрезентує жовтий лес з його відомими властивостями, поземами журавчиків, подекуди (на гірських схилах або поблизу гір на дні долини) з прошарками ріні, нарінку, жорстви з піском. Жовтий лес уложений на нерівній, розмитій поверхні червоного лесу або на описаному попереді підлесовому ріняку і досягає по більшості місцевостей 50—70 м, а на південь від Ордоса аж до 400 м завгрушки. Фавна в ньому не рясна, кістки трапляються зрідка і дуже крихкі, розподіл дуже вбогий, найбільше трапляється наземних м'якунів *Helix*, *Pupa*, *Succinea*, *Cathaica*, *Zua*, *Methodontia*, *Eulota*, *Buliminopsis*, що почасти живуть ще по тих самих місцях, почасти тільки далі на південь; в хребетних найчастіш трапляються слонячі бивні і зуби, але не мамутячі, а може бути *Elephas nomadicus*, далі *Rhinoceros aff. simis*, *Ovis? sp.*, *Hyaena sp.*, *Ursus sp.*, *Sus sp.*, *Equus sp.*, *Cervus sp.*; знайдено так само черепа бобрватого й черепаха; з птахів найчастіш яйця *Struthiolithus*, як побиті, так і цілі, іноді двоє і більше поруч. Взагалі це фавна середнього плейстоцену. В Південному Ордосі в базальному ріняку лесу і в найнижчих його поземах знайдено палеолітичне знаряддя, а в горішніх поземах — неолітичне, тобто людина жила вже в Північному Китаї перед початком лесової епохи і на її початку, далі зникла і знову з'явилася вже аж наприкінці.

4) Формациї полесової епохи Пан-Чжао. Епоху відкладання грубого жовтого лесу заступила епоха куди вогкіша, що під час неї лесові товщі дуже розчленувала ерозія; їй відповідають новітні поклади на дні та схилах сучасних долин, уложені на поверхні розмивання давніших покладів — формацій Хуан-Ту, Сан-Мен, червоної глини, мезо- і палеозоя. Дарма що фації цієї епохи вивчено недосить, але вже розрізняють досить певно такі: 1) алювіяльну фацію шаруватого лесового мулу, піску, ріняку на дні та долішній частині схилів сучасних долин, незрідка у вигляді терас; 2) делювіяльну — перевідкладеного змиванням, почасти й перевіюванням, більш чи менш шаруватого лесу на схилах, подекуди з прошарками піску, жорстви, ріні; 3) торфову — як рідкий виїняток, напр., в околицях Пекіна, де знайдено поховане торфовище; 4) чорноземельну — як горішній шар ґрунту в улоговинах південної окраїни Східньої Монголії; 5) печерну з кістками різних тварин, кістками та виробами людини неолітичного та пізніших віків; 6) еолову — сипких пісків і лесу; піски створює розвіювання сучасного алювію річок на дні долин та Великій рівнині, лесу на схилах і сипких пісків на південній окраїні Центральної Азії; сипкі піски насувають на окраїну лесового обширу, створюючи бархани на поверхні лесової товщі, засипаючи лани, городи та селища. Еоловий лес створювався і тоді, як епоха Хуан-Ту закінчилася (звичайно цей процес відбувався повільніш); це доводиться тим, що в горішній частині грубого лесу немає похованих ґрунтів, які мали б створитися, коли б за епохи найвогкішого підсоння й підсиленого розмивання на поверхні лесових степів призбирався гумус. Відкладання типового лесу відбувається й тепер, судячи з знаходжуваних завглибшки 1—1,5 м череп'я глиняного посуду, уламків цегли, залишків трупів, бронзових виробів (початку нашої ери), несторіянського пам'ятника 781 року, викопаного в околицях м. Сі-ань-фу з-під кількох футів нешаруватого лесу. Лес наростає ще й тепер як коштом місцевого пилу, що його збивають вітри з ланів, шляхів, круч, сухих річкових корит, так і коштом пилу, що його приносять вітри з Центральної Азії — звичайно менше, ніж за епохи Хуан-Ту. Лес наростає на дні широких долин, на поверхні лесових плято та приступків, на пологіших схилах, дарма що ерозія триває. Фавна цієї епохи складається з м'якунів, що живуть і тепер (в алювії, делювії, лесі) і залишків хребетних; у вторинному лесі знайдено залишки великого оленя, барана, бика; у торфовищах Пекіна — залишки оленя, бика, свині, собаки, великих риб, буйволячий череп, над торфом бронзові, кістяні та залізні вироби, а в іншому місці, глибше, поліровані кам'яні сокири та долота; у печерах Західніх гір Пекіна знайдено невелику фавну ссавців, серед них їжатця, що тепер живе тільки в Південному Китаї. Судячи з терас річкових долин віки ерозії за епохи Пан-Чжао кілька разів заступали віки відкладання намулів.

У Китаї ми бачимо дві лесові товщі різної якості й віку, що, очевидно, відповідають двом льодовиковим епохам у Центральній Азії, які можна зіставити з останніми двома льодовиковими епохами в Європі (ріс та вюрм). Можливо, що докладніш вивчивши обидві лесові товщі, виявлять, що кожна з них відповідає двом епохам зледеніння, поділеним межильодовиковою епохою, тобто, що жовтий лес відкладено за епох ріс та вюрм, а червоний — за епохи

гюнд і міндель. У Китаї немає похованих ґрунтів і льодовикових покладів, що вклинюються між лесами різного віку в Європі та на Україні, через те перевести цей поділ тут важко і це є завдання майбутнього. Червоняв-ий колір спідньої лесової товщі можна пояснити тим, що за епохи, коли його створено, в Центральній Азії великі площі западин були ще вкриті гобійськими покладами, тобто континентальними осадами крейдового та третинного віку, а в них червоні кольори переважають; крім того, проміжні підвищення давніших порід під той час були ще вкриті червоною корою звітрювання, створеною за попередніх гарячіших і вогкіших епох. Отже пиловий матеріал, що його пустині Центральної Азії давали за першої епохи зледеніння, повинен був мати переважно червоний колір. За епохи, коли створювано жовтий лес, площі червонокольорових гобійських покладів у Центральній Азії вже дуже поменшали через розвіювання, а червона кора звітрювання зникла і пустині давали такий самий сіро-жовтий пил, який вони дають і тепер.

У Туркестані лес оточує більш чи менш широкою смугою гірські пасма Тянь-Шаня та Алая, дістаючись у глиб гірських долин, підносячись на схили і поширюючись від підніжжя гір у бік прилеглих рівнин, захоплюючи так само великі межигірські долини Фергани та Кульджі, справжні мішки, відкриті на захід. За льодовикового періоду гірські пасма були вкриті снігом та льодом більше, ніж тепер, але не до підніжжя, й тип зледеніння залишавсь альпійський; на захід була розташована велика Арало-Каспійська западина, яку допіру покинуло море, що іще недавно заливало деякі її частини. Ця западина й сусіднє пустинне плято Устюрта становили собою обшир розвіювання; пухкі, що висихали, морські осади перевіювали вітри; пісок залишивсь у межах западини і створив сучасні піски Кара- і Кізил-Куми, а пил вітер уносив на південний захід і південь до Копет-Дага і Парапаміза, надто ж на південний схід та схід по Алая і Тянь-Шаня; коло цього гірського бар'єра вітри осаджували пил, а що льодовик був близько, то тут було досить осадів, щоб могли існувати сухі степи, які накопичували лес. Крім того, фени, які спускалися з снігових пасом, приносили на ці самі степи пил, знятий в обширі звітрювання на гребенях та скелях, що височилися над снігом, а так само з поверхневих та кінцевих морен льодовиків, та навряд, щоб цього пилу було багато, — переважав пил з пустині. Особливо багато пилу скоплювано в мішках Фергани та Кульджі. Сусідні гори та льодовики спричинялися до тимчасових різних порушень процесу наростання лесу у вигляді винесених потоками не тільки прошарків жорстви, а й цілих товщ ріняку, що їх відзначив уже Міддендорф, як характеристичну особливість туркестанського лесу передгір.

За спостереженнями ґрунтознавців, туркестанський лес коло поверхні переходить на „сіроземлю“, що містить у горішніх 10—15 см від 1 до 2% гумусу на плято та схилах увалів, тим часом як на рівнинах він стає ясніший (46). Очевидно, підсоння країни тепер вогкіше, ніж було за льодовикового періоду, і тут може трохи накопичуватися гумус, більше поблизу гір, менше на рівнинах. Але пил, що його наносять вітри з перевіюваних площ пісків, річкового та морського алювію, виходів корінних порід, а так само той, що його вітри збивають з ораних місць, шляхів, круч тощо, безперечно, й тепер відкладається скрізь, де знаходить захист від рослинности, тобто великою

мірою бере участь у наростанні сіроземлі зверху. Про кількість та якість пилу можна скласти уявлення на підставі спостережень Неуструєвої (19), а про те, яке порожнє повітря у Туркестані, знають усі, хто бував у цій країні. До далекого пилу тепер домішується багато місцевого, процес наростання еолового ґрунту не припинивсь, у супереч Берговим словам (Зг, 450), як і в Північному Китаї, але цей ґрунт змінив свій тип, бо в ґрунтоутвірному процесі взяв участь перегній.

Берг у своєму запереченні зазначає, що вздовж північного підніжжя Копет-Дага відкладається не лес, а пролювій, що його потоки винесли з гір (Зд, 329).

Це мені добре відомо з особистих спостережень 1886—1888 рр.; у статті про лес я докладно пояснив, чом від західного кінця цього підніжжя до ст. Гяуарс немає лесу, а на схід до м. Лютфабада лес є (2а, 23—25). Але і в цій частині, позбавленій лесу вздовж підніжжя, на північному схилі гір, на гребенях, а так само далі на південь, скрізь, де схили не занадто прикрі або де лес уже не змитий, він уложений (див. Богданович, 5б, 26; 5в, 7, 8). На північному схилі Парапаміза і аж до кордону Туркменії уложений дуже грубий лес, що складає горби „баїри“ і містить прошарки конгломерату подібно до того, що його незрідка спостерігають і в Туркестані в лесі передгір. Як такі прошарки, так і те, що лес шаруватий і нешаруватий чергуються, тобто туркестанський лес неоднорідний, еолова гіпотеза дуже добре пояснює в умовах підгірського утворення, тим часом як ґрунтова гіпотеза в особі Берга примушена пояснювати, що шаруватість в одних шарах збереглася, а в інших зникла, мовляв, через те, що перші підпадали лесотвірному процесові протягом короткого часу і через те „не встигли“ перетворитися на справжній лес (Зд, 345). Яке воно, це пояснення, наївне, ми вже відзначили попереду, але наївність ця стає ще рельєфніша в зв'язку з іншими Берговими заявами. Щодо грубости однорідного лесу в 5—10 і 20 м, яка спростовує, на мою думку, ґрунтову гіпотезу, бо ґрунтоутвірні процеси обмежуються тільки горішніми 2—3 м, Берг тепер каже, що він розглядає лес як продукт не тільки ґрунтоутвірних процесів, але, найбільше, як наслідок звітрювання в широкому розумінні слова в умовах сухого (степово-пустинного) підсоння і не вбачає підстав, щоб відкидати можливість перетворення більш чи менш однорідної породи в лес навіть тоді, коли вона має завглубшки 10 або 20 м (1д, 329). Коли так, то це вже новий варіант ґрунтової гіпотези, де головну роль приділяють глибокому звітрюванню; та як воно відбувається завглибшки 10 або 20 м, щоб перетворити, наприклад, шаруватий річковий або озерний суглинок, або супісок, або льодовиковий мул (усе це „більш чи менш однорідні“ породи) на нешаруватий типовий лес, цього Берг не пояснює. Ми знаємо, що які завгодно тверді корінні породи в тропічному досить (але не надмірно) вогкому підсонні перетворюються на велику глибину в латерит через процеси звітрювання в зв'язку з тим, що в них міститься багато органічних кислот, які дає рослинний перегній. Та як відбувається звітрювання в умовах сухого підсоння і вбогій степової рослинності завглибшки 10 або 20 м, цього ми ще не знаємо; і коли воно може яку завгодно більш чи менш однорідну породу перетворити до

цієї глибини в типовий лес, то як пояснити те, що серед нешаруватого лесу зберігаються прошарки лесу шаруватого? Тут „не встигли“ — вже застосувати не можна.

На руській п'ятформі за джерело пилу, що відкладався на сухих південних степах, були льодовикові витвори й продукти розвіювання ґрунту пустині, яка обводила південний край льодовика, як описано попереду. Та є й інше можливе джерело пилу, що його я вже був відзначив (2а, 37). Уявімо собі північні $\frac{2}{3}$ руської п'ятформи, північ Польщі та Німеччини під потужним льодовиком, а Кавказ, Карпати та Альпи під альпійськими льодовиками; у проміжку залишається пояс, вільний від льоду, що дуже звужується на захід і розширюється на схід, де він відкривається в велику Арало-Каспійську западину, яку обмежують далі на сході та півдні льодовики Тянь-Шаня, Алая, Паміра і Парапаміза. Чи не одержимо ми умови, потрібні на те, щоб антициклонні вітри, які спускалися руським льодовиком, різко повертали в цьому коридорі на захід, надто, коли взяти на увагу, що вітри, які дмуть від бігунів до рівноденника, звичайно відхиляються на захід через обертання землі. Коли це міркування правдиве, то в коридорі, вільному від льоду, утворювався потужний протяг, що всмоктував у нього повітря з Арало-Каспійської западини і тоді вітри могли виносити пил з цього обширу розвіювання і відкладати його на південно-руських степах, а пил з обширу розвіювання коло краю руського льодовика уносити ще й на захід, де він брав помітну участь у створенні лесу Західньої Європи.

Дельти Волги, Уралу, Емби, Терека, піщані береги Каспійського моря разом із Устюртом теж могли бути за джерела пилу, що його уносили вітри на південно-руські степи. Судячи з останньої схеми геологічних процесів на Надволжі, що її склав Мазарович (20, 1090), новітні трансгресії Каспійського моря збігаються з початком кожної з льодовикових епох, а далі, у зв'язку з тим, що встановилося сухе підсоння, море відступало, залишаючи великі площі пухких піщано-глинястих покладів, що швидко висихали й підпадали розвіюванню. Отже, в пониззі Волги ми подибуємо ще один обшир, що міг дати рясний пил, який вітер уносив на захід. Цікаво відзначити твердження того самого геолога, що на схід від Волги лесу немає (20, 1089). Тим часом, коли б матеріал для південно-руського лесу вітри приносили тільки з півночі, не можна було б пояснити, чом лесу за Волгою немає. Та що Заволжя становило собою обшир не відкладання, а розвіювання за епохи створення лесу, то цілком зрозуміло, чом його там немає. Замість лесу ми бачимо в південному Заволжі сипкі піски — другий продукт розвіювання, відкладений у цій місцевості, на окраїні обширу розвіювання.

Берг у своєму запереченні зазначає, що в мене в справі про туркестанський пил є суперечність, бо я, мовляв, попереду кажу, що пил Устюрта та Арало-Каспійської западини вітри виносили на схід, південний схід, південь та південний захід до Тянь-Шаня, Парапаміза та Копет-Дага (Зд, 324). Суперечности я не бачу; тяга на захід не могла відхилити всю масу повітря, що надходила до западини з півночі, а відбилася в західній частині западини, найближчої до Каспію і пил до південно-руських степів вітри приносили найбільше з пустині Устюрта, з берегів Каспію, з низів Емби та Уралу

і південно-західньої частини Киргизького степу, тим часом як на сході, судячи з того, як розподілено лес у Туркестані та Туркменістані, переважали вітри з північного заходу, півночі та північного сходу; ці останні, тобто північно-східні вітри, що відкладали лес на Копет-Дазі, неначебно вже виявляють відхилювальний вплив коридору. А втім, цю гіпотезу, що я її висловив, звичайно, треба ще перевірити спостереженнями на південному сході руської платформи.

За один з доводів ворогів еолової гіпотези було те, що лесу немає в Північній Африці, навколо Сагари, найбільшої пустині і обширу розвіювання. Та їм доводиться нагадати давно вже відомий факт, що багато червонявого пилу Сагари (пасатного пилу) вітри виносять на захід до Атлантийського океану, факт, що його відзначає багато мореплавців (за нього згадується в підручниках геології, напр., у Мушкетова, 3-є вид., II, 95), а так само численні випадки, коли такий самий пил опадав під час південних вітрів у цілій південній Європі. Далі останніми роками лес виявлено в Альжирі (2r), Тунісі, а недавно і в Тріполі; у Тріполі, за Ратъенсом (6), лес уложений широким поясом на південь від берега Середземного моря, має всі властивості типового лесу, але червоняво-жовтий і грубший (90% частинок більших за 0,1 мм). Подекуди він грубший за 80 м; він містить поземи конкреційного вапняка, вздовж морського берега перекритий дюнами з жовтого морського піску, а в середині пояса — барханами дуже дрібного червонявого піску. Тепер лесова товща розчленована ярами (ваді) і коло підніжжя височини її перекриває жорства. Дарма що південні вітри приносять багато пилу і дрібного піску, що осаджуються на ґрунті, але їх змиває під час дощів. Очевидно, і в Північній Африці підсоння за попередньої епохи було багато сухіше, ніж тепер і пустиня давала більше пилу, що відкладався у тих частинах її окраїн, де були відповідні умови, щоб він призбирувався і перетворювався на лес (дуже грубий, бо обшир розвіювання був близький). Тепер вимових дощів стає, щоб культивувати ячмінь на лесі, дуже тут родючому, а коли лес зрешувати (з колодязів), можна культивувати виноград, фіги та маслини.

Вітшель ствердив, що в Альжирі, Тунісі, Тріполі та Південній Палестині існує своєрідний дуже піскуватий лес; у Тріполі він уложений навіть на плято Джебель заввишки 700 м і досягає 5—6 м на вапняку. Він гадає, що пил Сагари давніш відігравав був не абияку ролю в утворенні європейських ґрунтів; відомі червоноземлі, розвинені по країнах на берегах Середземного моря, за Гальд'єрі, зовсім не становлять залишку від звітрювання вапняків, що на них уложені і що від них занадто відрізняються хемічним та мінералогічним складом, будь-що-будь, в Південній Італії, де так часто дмуть південні вітри „сірокко“ (і „криваві дощі“), червоноземля складається з пилу Сагари. Вітшель відзначає недоладність в еоловій гіпотезі щодо європейського лесу, а саме невідповідність між обширом розвіювання у вигляді морен перед льодовиком і обширом розвитку лесу, покликуються на те, що африканський пил, який опадає в Європі, подібний, ба навіть тотожний з матеріалом лесу, як це зазначили дослідники, і висловлює здогад, що за лесової епохи пил Сагари брав посутню участь в утворенні європейського

лесу (2г). Ця гіпотеза заслуговує на увагу, хоч коли припустити, що попереду льодовика, який насував, утворювався пояс пустині, що була за обшир розвіювання, і що пил на південно-руські степи вітри приносили так само з Середньої Азії, ця невідповідність усовується.

Заперечуючи, усупереч новим даним, великі поклади типового лесу в Північній Африці, Берг пояснює це тим, що тут немає великих площ дрібноземель, а лес Тріполі він не вважає за лес тому, що в ньому 90% частинок більших за 0,1 мм; він гадає, що це давні накопичення піску, що дістали лесуватого вигляду через ґрунтотвірні процеси (1д, 335). Еолова гіпотеза пояснює правдивіше, чом типовий лес в Північній Африці розвинений розмірно мало; до цього спричинилося сусіднє Середземне море, що вбирало головну масу пилу з Сагари, що його вітри виносили на північ; адже й тепер частину цього пилу вітри заносять через море до Європи і справу про те, що він брав участь у створенні червоноземлі в Південній Європі, зовсім не розв'язано негативно, як запевнює Берг. Цю справу підніс Гальд'єрі року 1913 і недавно знову Вітшель, а нова розвідка Райфенберга (23) цієї гіпотези зовсім не розглядає, обмежуючися гіпотезами хемічної генези на місці. Лес Тріполі — безперечно, пилове накопичення, як це знати з усіх спостережень, що їх наводить Ратьєнс; а його грубість дуже легко пояснити тим, що він уложений близько обширу розвіювання, пустинь Сагари. Такий самий грубий, тобто піскуватіший лес ми бачимо і подовж північної окраїни лесового обширу Китаю, поблизу пісків південної окраїни Центральної Азії, а так само по інших місцевостях Азії (в пасмі Барлик, у південно-західньому Забайкаллі), скрізь поблизу сипких пісків або піщаних намулів. Усе це з погляду еолової гіпотези цілком зрозуміле й закономірне, а запропоноване від Берга без жадного мотивування пояснення, ніби лес Тріполі — накопичення піску, — жадної критики не витримує, судячи з усього, що про цей лес пише Ратьєнс.

Я пересвідчений, що поблизу всіх пустинь земної кулі, як обширів панівного звірювання та розвіювання, мають бути обшири відкладання продуктів цих процесів у вигляді лесу, скоро тільки кліматичні умови були такі, що могли б існувати сухі степи, і коли для цих степів було відповідне місце. Коли лесу немає з того чи того боку пустині, це пояснюється підсонням, що спричинилося до іншого типу ґрунтотворення, або напрямом вітрів, коли тільки цього не можна пояснити попросту недостатніми дослідями.

10. Сучасне лесотворення, що його Берг наводить, як довід на те, що лес створено ґрунтотвірними процесами, доводить тільки, що відповідні складом пухкі породи можуть набути лесового вигляду. Алювій, делювій, елювій і пролювій, що складаються з піску та глини в різних співвідношеннях, вкриті степовою рослинністю, коли підсоння сухе, перетворюються. Їх пронизує коріння рослин, у них відбувається перерозподіл розчинних складових частин, утворюється карбонатний шар або конкреції, залізясті підтьоки, укрупнюється зерно, вони набувають поруватости. Під впливом цих процесів початкова шаруватість може цілком зникнути; поховання наземних м'якунів та кісток степових тварин може дати копалинну фавну, тотожну з лесовою. Наслідком цього вийде порода, що її з першого погляду можна взяти

за типовий лес і що її в багатьох випадках мандрівники могли описувати як лес. Але уважно вивчаючи можна з'ясувати справжню природу такого „лесу“ з цілої низки ознак: залишки жорстви, що більш чи менш розклалася, підлежної породи (в елювії та делювії), залишки шаруватости, солодководі м'якуни (в тонкому річковому або озерному флювії), прошарки нарінку або ріни (у грубшому алювії), жорства різних порід (у пролювії). За важливу ознаку буде так само й те, що такий „лес“ завгрубшки матиме не більш як 2—3 м, тобто матиме глибину, до якої доходить коріння більшости степових рослин і що до неї поширюються ґрунтотвірні процеси. Можна буде помітити в багатьох випадках, що вигляд „лесу“ трохи змінюється, коли він переходить з підніжжя на схил, коли підноситься схилом, коли різко змінюється склад підлежної корінної породи (в елювії та делювії), при переході від однієї матерньої, тобто первинної породи, до другої—від пролювію або алювію до делювію та алювію. Ніколи ці лесуваті породи не мають того однорідного складу, будови й кольору на великій віддалі по вертикалі та горизонталі, що такі характеристичні для еолового лесу. Лесуватого вигляду може набути навіть морена, наметневий суглинок, коли він убогий на жорству і наметні, що відразу виявляють генезу такого „лесу“ і пояснюють більшість тих випадків, коли в лесі знаходили наметні, що їх зазначає Берг (36, 77). Флювіогляціяльні та еолові піски підо впливом тих самих процесів у відповідному підсонні так само набувають на деяку глибину вигляду лесу, тільки дуже піскуватого і, коли пісок еоловий, часто бідного на вапно. В утворенні всіх цих лесуватих порід у відповідних умовах підсоння й місцевости більшу чи меншу роль може відігравати й лесуватий пил, що осідає з повітря. Коли пил бере велику участь, лесувата порода іншої генези і коло поверхні може навіть перейти в еоловий лес.

Відзначу ще одну хибу в ґрунтовій гіпотезі, як її подає Берг. Не одного разу, в різних статтях він каже, що лес і лесуваті породи утворюються *in situ* наслідком звітрювання і ґрунтотворення з якнайрізноманітніших порід в умовах сухого підсоння. Він відзначає (3г, 460) так само сучасне лесотворення в Туркестані та Закавказзі, де алювії і делювії перетворюються в лес, ба навіть, за Богословським, на сучасне лесотворення в черноземельній зоні, де в Саратовській та Сібірській губ. воно відбувається в мореновому суглинкові і делювії третинних порід під черноземлею до глибини 2,5—3 м; підсоння середнього Надвожжя неначебто не можна назвати досить сухим. Знов же, в останній статті, відкидаючи еолову гіпотезу, як я її подаю, і те, що пилові накопичення можуть перетворюватися підо впливом ґрунтотвірних процесів на лес без помітного утворення гумусу, він каже, що в степах, навіть сухих, ґрунтотворення відбувається поруч призбирування гумусу. Щоб це довести, він наводить, скільки гумусу міститься в каштанових та бурих ґрунтах і в сіроземлі, продукті навіть не степів, а півпустині і пустині (3д, 331, 332). Доводиться спитатися, а які, нарешті, умови лесотворення ґрунтотвірними процесами за ґрунтовою гіпотезою Берга, коли навіть у півпустині та пустині ці процеси створюють не лес, а сіроземлю, а з другого боку створюють лес під черноземлею на Надвожжі? І що таке лес, за Бергом, ґрунт чи підґрунтя, чи в одних випадках ґрунт, в інших підґрунтя?

Усе це дозволяє нам зробити такий висновок щодо ґрунтової гіпотези.

Ґрунтотвірні процеси створюють лесуваті породи невеличкі заврубшки з різних дрібноземель. Але типовий однорідний і грубий лес вони утворюють тільки з особливої матерньої породи, що являє собою накопичення еолового пилу, продукту звітрювання в пустинях; цей пил, через ґрунтотвірні процеси в умовах сухого підсоння, перетворюється на лес рівнобіжно з тим, як накопичується; тимчасові порушення цих умов спричиняються до перерв в однорідності лесової товщі у вигляді прошарків ріняку, піску, шаруватого лесу, похованого ґрунту. Ґрунтова гіпотеза відіграла свою корисну ролю; вона допомогла з'ясувати ті процеси, що через них накопичення еолового пилу перетворюються на типовий лес цілком так само, як інші дрібноземлі перетворюються на лесуваті породи ¹⁾). Отже, ґрунтова гіпотеза тільки доповнює еолову, але заступити її не може і не повинна на це претендувати. Я сподіваюся, що на це кінець-кінцем пристануть і ті ґрунтознавці та географи, які, захопившись новими здобутками педології, виступають проти еолової гіпотези, висуваючи замість неї ґрунтову. Те саме можна сказати і щодо пролювіяльної гіпотези, що допомогла з'ясувати деякі особливості лесових товщ, але ніколи не заступить еолову.

Еолова гіпотеза витримала вже багато нападів, її не одного разу оголошували як неслушну і намагалися були здати до архіву науки, та вона виходила з боротьби за існування переможна, тільки вдосконалюючись і поглиблюючись під вогнем жорстокої критики, часто безпідставної. У своїй новій формі вона вже багато досконаліша, ніж початкова, що її запропонував Ріхтгофен для китайського, Тутковський для європейського лесу, і прихильників її дедалі більше.

Наприкінці скажу, що лесом слід було б називати тільки еоловий, а всі інші — лесуватими породами, або ж перший — первинним лесом, а решту — вторинним, бо тільки в еолового всі його характеристичні особливості створено тоді, як він утворювався із пилового накопичення, тим часом, як решта тих властивостей, що дозволяють звати їх лесом, набули геть згодом. Відміну між первинним та вторинними лесами можна бачити в таблиці (див. ст. 291).

Зрозуміло, що первинний лес, що його заступили ті чи ті агенти на місці початкового уложення, перетворюється на вторинний — алювіяльний, делювіяльний, пролювіяльний; озерний лес Ріхтгофена так само належить до вторинних, хоч в його складі може брати участь і пил, що опав безпосередньо в озеро. Лес не заступлений, а тільки змінений на місці первинного уложення в зв'язку з зміною підсоння, не слід зачисляти до вторинних; це деґрадований лес, що втратив тою чи тою мірою тільки деякі характеристичні риси, але зберіг решту. „Комплексна“ гіпотеза походження лесуватих порід, що її захищає Жирмунський, потрібна для вторинних лесів, еоловий її не потребує.

Коли ми визнали значення ґрунтотвірних процесів, що перетворюють накопичення пилу, який наносять вітри на сухий степ, поступінно і безперервно

¹⁾ Еолісти ніколи не заперечували, що в лесі сухих степів відбуваються ґрунтотвірні процеси, як у кожному ґрунті, але вони не замислювалися над деталями цього процесу, що становить спеціальність ґрунтознавців, які тільки недавно з'ясували його, але не цілком, бо не пояснили, чом це гумусу в лесі немає.

Ознаки	Лес	Лесуваті породи
Матеріал.	Еоловий, найбільше екзотичний, тобто принесений збоку.	Делювіяльний, алювіяльний, пролювіяльний, льодовиковий, часто місцевий.
Будова.	Нешаруватість первинна і нормально повна.	Нешаруватість вторинна і часто неповна.
Грубість зерна.	Зменшується щодаля від обширу розвіювання.	Залежить від величини первинного матеріалу.
Фавна.	Наземна з випадковою домішкою водної або узбережної поблизу водойм.	Наземна, водяна, узбережна або змішана.
Грубість.	Велика — до 400 м, але частіш від 10 до 70 м.	Невелика, 2—3 м, крім рідких винятків.
Загальний характер.	Однорідний на великих площах незалежно від рельєфу.	Різнорідний, часто змінюється залежно від рельєфу.
Умови уложення.	Скрізь — на вододілах, схилах, дві долини та на рівнинах.	На вододілах тільки другорядних, що їх могла затопити вода.
Поширення.	На сухих степах поза пустинями сучасними або колишніми.	Де-не-де і в пустинях, напр., в оазах, на берегах річок, навколо джерел.
Розподіл.	Зонально і закономірно щодо обширів розвіювання і залежно від панівних вітрів та рельєфу.	Зонально, але тільки залежно від підсоння і дрібноземлі, що перетворюється на лесувату породу.

на еоловий типовий лес, це зовсім не є така величезна поступка на користь ґрунтової гіпотези, як і визнавши, що генеза лесуватих порід різнорідна, еолова гіпотеза зовсім не здала своїх головніших позицій, як це проголошує Берг на початку своєї останньої статті (Зд, 319). Це тільки дальше поглиблення й удосконалення еолової гіпотези, яка й далі твердить, що типовий лес по всіх країнах є продукт розвіювання в пустинях, що його повиносили з них як пил вітри, відклавши на сухих степах. Це вона твердить усупереч ґрунтовій гіпотезі, яка, принаймні в особі Берга, заперечує навіть можливість пилових накопичень і ролю вітрів пустині і гадає пояснити генезу будь-яких лесів перетворенням алювію, елювію, делювію, пролювію, морен та інших дрібноземель ґрунотвірними процесами не під час їх відкладання, а багато пізніш. Еоловий лес куди більше поширений, грубший і має більше економічне значення, ніж усі інші лесуваті породи, що певна, може бути навіть велика, їх частина є перемитий, перенесений або деґрадований лес, тобто створена з того самого пилу пустинь. У цьому полягає присуття відміна в поглядах еолістів та ґрунтовиків. Відокремлюючи типовий еоловий лес, що набув своїх характеристичних рис уже за тих часів, коли пил накопичувався на сухому степу, від усіх інших лесуватих порід різноманітної генези, які набули лесового вигляду згодом, еолісти краще пояснюють питання, досі затемнюване й ускладнюване тим, що будь-які леси і лесуваті породи плутали і намагалися пояснювати їх усі однаково.

Закінчу свою статтю твердженням, що проблему лесу не можна правдиво розв'язувати, не беручи на увагу історії четвертинного періоду в Центральній Азії і Північному Китаї. Вивчати європейський лес важко, бо він походить з пилу передльодовикових пустинь, що змінювали своє місце залежно від межильодовикового покрову різних епох, бо його перекривали різні льодовикові поклади, бо він змивавсь, переміщувався і деградував за межильодовикових і польодовикової епох і зробивсь різноманітним. Те саме можна сказати і про лес Північної Америки, де справа іще складніша, бо там пустиння існує й тепер. Сагара так само не являє досить сприятливих умов для спостережника; ця пустиння занадто близька до двох морів — Атлантийського та Середземного, що обіймають більшу частину обширу відкладання пилу. Тільки в Азії ми знаходимо велику пустиню в центрі сходулу і бачимо найгрубший лес у великому розвитку за її периферією; льодовики гірських країн, що обводять пустиню, здебільшого не доходили до лесового обширу і льодовикові поклади не перемішуються з лесом; зміна льодовикових і межильодовикових епох не так різко відбивалася і досі зберігся мало змінений великий обшир розвіювання (в Європі він уже давно зник) і обшир відкладання; лесові степи ніколи не оберталися на тундри і їх ніколи не вкривали ліси. Переходячи в пустині до пояса пісків і далі до лесового обширу, спостережник може простежити і тепер ще процес лесотворення, принесення і відкладання пилу, а що лес дуже розчленований ерозією, то його товщу можна вивчати детально. Той, хто побував у Центральній Азії та Китаї, не може пристати на жадну гіпотезу створення первинного лесу, крім еолової, бо все, що він бачив, пояснює тільки вона.

ЛИТЕРАТУРА — LITERATUR

1. Тутковський П. А. а) К вопросу о способе образования лесса. „Землеведение“, 1899, кн. 1—2. б) Ископаемые пустыни северного полушария. Дополнок до „Землеведения“, 1909 р., 373 ст.
2. Обручев В. А. а) К вопросу о происхождении лесса. „Известия Томского технологического института“, 33, 1911. б) Проблема лесса. „Природа“, 1929, № 2. в) Центральная Азия, Северный Китай и Наньшань. Изд. Р. Г. Общ., 2 тома, 1900, 1901. г) К вопросу о североафриканском лессе. „Землеведение“, 1914, кн. 4. д) Проблема лесса. „Труды 3-го Всесоюзного геологического съезда в Ташкенте“ в 1928 г., вып. 2, 1930.
3. Берг Л. С. а) О происхождении лесса. „Изв. Р. Г. О.“, 42, 1916, в. 8. б) Климат и жизнь. Москва, 1922. в) О почвенной теории образования лесса. „Изв. Геогр. Инст.“, в. 6, 1926. г) Проблема лесса. „Природа“, 1927, № 6. д) Проблема лесса. II. Там таки, 1929, № 4. е) Происхождение атмосферной пыли в Средней Азии. Там таки, 1929, № 1, ст. 75.
4. Неуструев С. С. а) Почвенная гипотеза лессообразования. „Природа“, 1925, № 1—3. б) Почвенно-географический очерк Чимкентского уезда. Изд. Перес. упр. 1910, СПб.
5. Богданович К. И. а) К вопросу о лессе (по поводу статьи Л. С. Берга). „Изв. Р. Г. О.“ 53, 1917, ст. 202—213. б) Орогеологические наблюдения в Нагорной части Закаспийской обл. и т. д. „Изв. Геол. Ком.“ VI, 1887, № 2—3. в) Хорассанские горы и культурная полоса Закаспийской области. „Изв. Р. Г. О.“ 23, 1878.
6. Rathjens C. Löss in Tripolitaniën. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde. Berlin 1928. № 5—6.
7. Loczy L. Beschreibung der geologischen Beobachtungen und deren Resultate. Die wiss. Ergebnisse d. Reise des Gr. Béla Széchenyi in Ost-Asien 1877—1880. Bd. I, Wien, 1893.
8. Richthofen F. v. China. Bd. I, II. Berlin 1877 u. 1882.
9. Глинка К. Д. Почвоведение. Изд. 3-е, Москва, 1927.
10. Захаров С. А. О лесовидных отложениях Закавказья. „Почвоведение“, 1910, № 1.

11. Личков Б. Л. О террасах Днепра. „Геол. Вестник“, № 4—5, 1927.
12. Gagel C. Probleme der Diluvialgeologie. Branca-Festschrift. Leipzig, 1914, S. 124—163.
13. Hobbs W. The glacial anticyclones. New York, 1926.
14. Münichsdorfer F. Der Löss als Bodenbildner. Geolog. Rundschau, XVII, 1926.
- Н. 5 и XVIII, 1927, Н. 4.
15. Soergel W. Lössе, Eiszeiten und paläolithische Kulturen, Jena, 1919.
16. Крокос В. И. Краткий очерк четвертичных отложений Украины. „Бюлл. Моск. общ. исп. пр.“, Н. С. 34. № 3—4, 1926.
17. Резниченко В. В. а) Следы древней пустыни в Подолии. „Вестник Укр. Отд. Геолкома“, 1925, в. 6 б) Документы пустыни в районе Кавевских дислокаций. Там таки, 1928, в. 9.
18. Schultz A. Aride Einebnung im Pamir. Geol. Charakterbilder. Н. 33. Berlin, 1928.
19. Неуструева М. Результаты работ станции по наблюдениям над атмосферно-пылевыми явлениями близ г. Ош Ферганской области. — „Изв. Докуч. Почв. Ком.“, 1914, № 4.
20. Мазарович А. Н. Опыт схематического сопоставления неогеновых и послетретичных отложений Поволжья. „Изв. Акад. Наук“, 1927, № 9—11 и 12—14.
21. Wittschell L. Die Bedeutung äolischer Böden in Nordafrika. Pet. Mitt. 1928, № 11—12.
22. Gams H., Nordhagen R. Postglaziale Klimaänderungen und Erdkrustenbewegungen in Mitteleuropa. Mitt. Geogr. Ges. München, 1923.
23. Reifenberg A. Die Entstehung der Mediterran-Roterde (Terra rossa). Kolloidchemische Beihefte 28, 1929, Dresden-Leipzig.

* * *

Über die Genese des Lösses ist schon so viel geschrieben worden, dass es scheinen dürfte, die Frage sei schon erledigt und nichts wesentlich Neues wäre darüber zu sagen. Bereits vor 30 Jahren hat P. A. Tutkowsky in einer ausführlichen Arbeit mit einem umfangreichen Literaturverzeichnis die verschiedenen diesbezüglichen Hypothesen, nämlich die alluviale, deluviale (oder proluviale) mit ihren Varianten, und die marine nachgeprüft und sich durchaus der äolischen Theorie Richthofens angeschlossen. Auch hat Tutkowsky erstmalig die Verwendung derselben für die Erklärung des europäischen Lösses, als Endproduktes der Eisföhne, gegeben, der sich in der Interglazial- und Postglazialzeit an den von Süden den Gürtel der Moränenwüsten umrändernden Wüsten abgelagert hat (1a).

Vor annähernd 20 Jahren ist von mir gleichfalls die proluviale (auch deluviale) Hypothese, die wiederum von A. P. Pawlowsky nach seiner Kenntnissnahme des turkestanschen Lösses aufgegriffen wurde, einer eingehenden Kritik unterzogen worden. Ferner wies ich die schwachen Stellen der schon viel früher von mir in Reiseberichten über China u. Zentral—Asien gekennzeichneten Richthofenschen Theorie nach, die wesentlich keine äolische, sondern eine äolisch-proluviale Hypothese ist, und schlug für den asiatischen Löss die äolische Hypothese in einer neuen Fassung vor, welcher auch für Asien eine Trennung der Abwehungs- und Anlagerungsgebiete, sowie die Bewertung des Lösses als exotischen Staubes zugrunde gelegt war (2a).

Kurz darauf entstand im Konnex mit den Errungenschaften der Bodenkunde im Sinne einer Deutung der bei der Bodenbildung statthabenden chemischen und mechanischen Prozesse eine neue 1916 von L. C. Berg formulierte Hypothese mit der Bezeichnung Boden-Hypothese, die späterhin von ihm mit verschiedenen Zusätzen in mehreren Artikeln wiederholt wurde; dieser Forscher gab dabei sogar seiner Verwunderung darüber Ausdruck, dass die offensichtlich unhaltbare äolische Hypothese immer noch so verbreitet ist (3a, 449). Späterhin vertrat

diese Hypothese auch der Bodenkundler Neustrujew, der sich der Beobachtungen Hanssens über die Verwitterung von Alumensilikatgesteinen bediente (4a). Zur selben Zeit erfolgte Berg gegenüber Widerspruch seitens Bogdanowitsch (5), während die übrigen Äolisten, insoweit mir bekannt, die Bodenhypothese keiner speziellen Kritik unterzogen haben: sie beschränkten sich viel mehr auf beiläufige Bemerkungen in ihren laufenden Arbeiten. Von anderen Themen in Anspruch genommen, habe auch ich bis neuerdings auf die Abhandlungen Bergs nicht reagieren können. Erst in jüngster Zeit stellte ich auf Veranlassung des Organisationsausschusses der 3. Allrussischen geologischen Tagung zu Taschkent einen Bericht über das hier naturgemäss wiederaufgenommene Lössproblem zusammen. In diesem Bericht, der gegenwärtig in dem 2. Heft der Abhandlungen genannter Tagung gedruckt wird, habe ich auf Grund jüngster Befunde chinesischer Geologen die Frage nach dem Löss in China ausführlich erörtert und im letzten Teil der Arbeit die Hypothesen der Lössentstehung, insbesondere die Bodenhypothese einer Kritik unterzogen, wobei ich zu beweisen suchte, dass nur die äolische Hypothese imstande ist, ungezwungen die Genese des primären Lösses zu erklären. Dieser Teil wurde auch in der russischen Zeitschrift „Priroda“ (Natur), 1929, № 12 veröffentlicht, er rief sofort neuen Widerspruch von Seiten Bergs hervor (ibid. № 4). Meine Entgegnung hierauf wurde von Berg, dem Schriftleiter der „Priroda“, — in dieser Zeitschrift, als ungelegen, nicht abgedruckt, so dass zuletzt Berg in der „Priroda“ hinsichtlich des Lössproblems das Wort beführt hat, obgleich ein Teil seiner Erwidernngen auf direktem Missverstehen meiner Worte bzw. unrichtiger Deutung derselben beruhte; auch waren viele von seinen sonstigen Erwidernngen durchaus dubiös.

In der vorliegenden Übersicht, die in der, dem ältesten russischen Äolisten P. A. Tutkowsky gewidmeten Sammlung erscheint, sollen nochmals die Beweisgründe und Thesen der Bodenhypothese nach der Formulierung Bergs durchsichtet werden, — unter Berücksichtigung seiner letzten Erwidernngen und bei gleichzeitiger Deutung der Erscheinungen und Tatsachen im Ausblick der äolischen Hypothese.

Berg sucht in seinen Abhandlungen zu beweisen, dass der Löss und die lössartigen Formationen sich in situ aus den verschiedenartigsten Gesteinen, als Ergebnis von Bodenbildung unter den Verhältnissen ariden Klimas bilden können. Einige Ablagerungen gleichartiger mechanischer Zusammensetzung seien besonders geeignet für die Entstehung von Löss aus denselben, und zwar einige glaziale und fluvioglaziale Ablagerungen, sowie auch das Alluvium und Deluvium. Zu unterscheiden sei Art und Zeit der Ablagerung des Muttergesteins des Lösses von Art und Zeit der Verwandlung dieses Gesteins in Löss. Die Ablagerungen haben vornehmlich während der Eiszeit, die Umwandlung in Löss während der trockenen interglazialen und postglazialen Perioden statt gefunden (3a, 581; 3b, 464; 3c, 73; 3d, 105).

Als Beweis hierfür beruft sich Berg auf das Vorhandensein von Spuren von Bodenbildung im Löss; auf den geringfügigen Gehalt des letzteren an Humus; die jetztzeitliche Entstehung des Lösses in der Zone gemässigter Befeuchtung; die Ungleichheit der mächtigen Lössmassen; den Konnex des Lösses mit Flusstälern und die Änderung seiner mechanischen Zusammensetzung mit der Entfer-

nung von den Flüssen; auf die Zonalität der Lössformationen in Übereinstimmung mit der Bodenzonalität überhaupt; auf die Überreste von Wasser- und Ufergebietsfauna; die Schichtigkeit des Lösses und dessen Gehalt an Geschieben; auf den Übergang des Lösses in andere Formationen in horizontaler Richtung.

In meinem Artikel (2b) habe ich diese Beweisführung in derselben Reihenfolge behandelt, wie dies Berg tut, jetzt will ich meine Erörterungen in mehr systematischer Weise durchführen.

Äolischer Staub, als Lössmaterial. Berg meint, dass die Rolle des Staubes im Leben des Binnenlandes stark übertrieben sei. Die Vorstellung von der enormen bodenbildenden Bedeutung des Staubes gewannen die Reisenden von solchen Gegenden (Turkestan, China), in denen eine Kultur bereits seit Jahrtausenden besteht, und wo die obersten Bodenschichten dermassen aufgepflügt sind, dass selbst ein geringer Wind genügt, die ganze Atmosphäre in einen Staubbeweg zu hüllen (3a, 582). Indem Berg die Beobachtungen Neustruews in der Ferghana, diejenigen Bytschichins am Küstengebiet des Asowschen Meeres und die Wojeikows zitiert, behauptet er, von den Reisenden in der Mandschurei, der Mongolei und China beschriebene Staub sei, in der Hauptsache, ein Ergebnis der Tätigkeit des Menschen, nämlich Abwehung der obersten Schichten der Felder und Wege (3d, 450). Was hingegen die Auswitterungsprodukte der Gesteine in der Wüste anbelangt, so verbleiben dieselben, seines Erachtens, eben in der Wüste: der Staub werde von den Winden über die Erdoberfläche hin und her transportiert, bis derselbe schliesslich in einen Solontschak (Salzmorast), in einen mit Wasser gefüllten Takyr, einen Landsee, einen Fluss oder in das Meer gelangt (3a, 584; 3d, 334). Alles dies soll als Beweismittel dafür dienen, dass nicht die Wüsten für die Entstehung des Lössmassen bildenden Staubes verantwortlich zu machen sind und dass der von Wüstenreisenden beobachtete Staub örtlicher Natur und durch Abwehen aufgepflügten Lösses und anderer Böden bedingt ist, also keinen Löss zu schaffen vermag.

Gewiss wird es von niemandem bestritten werden, dass in ariden Gegenden die frisch aufgepflügten, mit Vegetation noch nicht bestandenen und künstlich nicht bewässerten Äcker, gleichwie die Wege, in der trockenen Jahreszeit dem Winde eine Menge Staubmaterial liefern, und dass in dieser Hinsicht die Gegenden mit Lössbildung die erste Stelle einnehmen. Soviel mir aber bekannt ist, hat ja auch keiner von den Äolisten je behauptet, dass dieser lokale Staub, oder richtiger gesagt nur dieser Staub die Lössmassen schafft. Der Staub setzt sich natürlicherweise an dem Boden ab, er wird durch Regen und Schnee an denselben fixiert und geht in den Bestand des in der betreffenden Gegend in der Jetztzeit sich formierenden Bodens über und zwar in Süd-Russland in den Tschernosjom, die Rotbraunerde, den kastanienfarbenen Boden, in Turkestan in den Bestand der Grauerde; in China hingegen, wo der Löss noch im Anwachsen begriffen ist, beteiligt sich der Staub mitsamt dem Staube weitentfernten Ursprungs an dem Prozess der Lössbildung. Staubstürme und Nebel, sowie die zeitgenössische Ablagerung von Lössstaub im Chinesischen Turkestan sind von Bogdanowitsch in seiner gegen Berg gerichteten Erwiderung, beschrieben worden, mit Zitaten aus Reisetagebüchern (5a).

Demgegenüber ist zu bemerken, dass der hauptsächlichste Teil der mächtigen Lössmassen Chinas, Kaschgaris, Turkestans, des südlichen Russlands, Europas u. s. f. zu den Zeiten entstanden ist, wo noch keine landwirtschaftliche Kultur vorhanden war; keine Felder, Gemüsegärten, Wege, Räder und Haustiere existierten damals. In China lagerte sich der obere, gelbe Löss zur Zeit der Existenz des paläolithischen Menschen ab und der untere rote Löss noch sehr viel früher. Zu jenen Zeiten fehlten noch die zahlreichen Bezugsquellen des örtlichen Staubes, die ihren Ursprung dem Menschen verdanken; es prävalierte der exotische Staub aus weiter Entfernung, der aus den Wüsten von den Winden transportierte Staub. Nun gibt es aber in den Wüsten Quellen genug für die Staubbildung trotz dem Nichtvorhandensein sowohl von Feldern, Gemüsegärten und staubigen Wegen, als auch mächtigen Lösses. Das Vorhandensein von Staub wird bewiesen durch die häufigen und heftigen Staubstürme, die von allen Wüstenreisenden in Asien, Afrika, Amerika und Australien, sowie auch in den Lehrbüchern für Geographie und Klimatologie beschrieben werden. Für Zentralasien habe ich vier Staubquellen angegeben.

Die spärliche Vegetation vermag es nicht, den Boden vor langsamer Abwehung zu schützen. Während der langen trockenen Tage und Wochen trocknet der Boden an der Oberfläche vollständig aus, so dass der Wind kleine Teilchen abwehen kann. Die während der heissen Stunden bald hier, bald dort nahezu jede Minute sich erhebenden Wirbelwinde saugen die Staubteilchen und die Pflanzenabfälle auf und erheben dieselben hoch in die Luft empor. Das Deluvium der Gehänge und das Proluvium der breiten Unterlagen der Berge und Hügel ist die erste Staubquelle. Als zweite sind die vielen Ausgehenden der Grundgesteine an felsigen Graten, Hügeln und selbst an Talsohlen und in Ebenen zu nennen, die mehr oder minder, je nach ihrer Zusammensetzung, verwittern; es gibt in Zentralasien sehr viele, verhältnismässig weiche oder lockere, durch Klüfte und Rillen in bedeutendem Masse voneinander getrennte Konglomerate, Sandsteine, Mergel und Tone vom Kreide- bzw. Tertiäralter. Die dritte Quelle stellen die ausgedehnten Flächen Flugsandes dar, die sich in einem breiten Streifen im südlichen Teile Zentralasiens, von Kaschgarien bis nach Ordos, erstrecken und auch einzelne mehr oder minder umfangreiche Bezirke in der zentralen und der östlichen Mongolei und Dschungarien um den Thian-Schan bilden. Indem nun die Winde die Sande anwehen, verfrachten sie beständig aus denselben viele Staubteilchen und kleine Sandfragmente. Die vierte Quelle ist das Alluvium der Ströme und Flüsse, die von den, Zentralasien umgebenden, Gebirgen herabfliessen und die entweder in Landseen münden oder sich in der Wüste verlieren; durch den Wind wird von deren während des Niedrigwassers entblösten Ufern, Inseln, Sandbänken und Flussbetten viel Staub emporgehoben.

Es lassen sich noch Beweise für die Staubbildung in den Wüsten und Halbwüsten Asiens anführen. Arbeitet man mit dem geologischen Hammer zur Gewinnung von Proben, so lässt sich ersehen, dass in einiger Entfernung von der Oberfläche die Gesteine mit feinem, graugelben, überall mehr oder minder gleichförmigem Staub bedeckt sind, der, unbekümmert um den Bestand des Gesteins, zerkleinertem Löss gleicht. Dieser Staub füllt alle grösseren Spalten an, in den feineren Rissen präsentiert er sich als mehr oder weniger dichter, dem Gestein

anhaltender Ansatz. Einen gleichen Ansatz kann man auch an der äusseren Oberfläche der Klippen und der Bruchstücke grobkörniger Gesteine in allen Zwischenräumen zwischen den Körnern, sowie in den Vertiefungen beobachten. In den flachen Vertiefungen an der Oberfläche von Felsen und Gesteinsmassen, wo sich das Regenwasser ansammelt, ist das Gestein nahezu stets mit einer kompakten Rinde ebendesselben feinen Staubes überdeckt. Es hat sich offenbar dieser Staub aus der Luft an windfreien Tagen abgesetzt und ist durch den Tau an die unebenen Flächen verfestigt worden, um sodann durch Regentropfen in die Risse hinein übergespült und von weiterem Abtransport durch den Wind gerettet zu werden.

In seiner Erwiderung betont nun Berg, dass die Flugsande, welche ich für die Quelle des Staubes in Turkestan und Zentralasien halte, ein Ergebnis der Tätigkeit des die Vegetation vernichtenden Menschen seien und dass die jetzt vorherrschenden Sandtypen in der Form von Haufen, Rippensanden (Rippelmarken) und Sandebenen in natürlichem Zustande fixiert sind. In der Jetztzeit kämen, unter natürlichen Bedingungen, keine Sandabwehungen in irgend wie erheblichem Umfange vor (3e, 330). Aus dieser Fassung würde hervorgehen, dass vormals, als der Mensch noch nicht existierte, auch keine beweglichen Sande vorhanden gewesen seien, dass somit auch eine der bedeutenden Bezugsquellen des Staubes für die Lössformation (nach der äolischen Hypothese) gefehlt habe, Diese Behauptung ist unrichtig sowohl für die Gegenwart, als auch für die Vergangenheit. Dass der Mensch die Umwandlung fixierter Sande in bewegliche fördert, ist jedermann bekannt; demhingegen wissen alle Reisenden, die während starken Windes in Haufen- oder Rippen-Sanden sich befunden haben (diese Sande sind nur bedingungsweise fixiert, da sie viele kahle Flächen enthalten), wie viel Staub sich von denselben abhebt und wie bald die Luft über dem sandigen Gebiet undurchsichtig wird. Abgesehen hiervon, waren alle diese Sande, die, wenn auch unbeweglich, doch den Winden Staubmaterial liefern, einst bewegliche Barchanen bzw. Dünen, die ohne jegliche Mitwirkung des Menschen zu verschiedenen Epochen der Quartärperiode entstanden waren. Kennt doch die Geologie fossile Sandwüsten beliebiger verflussener Zeitabschnitte. Die ungeheuren Flugsande der Wüste Takla-Makan im Tarim-Becken können durchaus nicht menschlicher Tätigkeit zugeschrieben werden. Besitzen doch dieselben einen viel zu grossen Flächeninhalt, nämlich 11 Längengrade (bloss bis zum Unterlauf des Tarim gerechnet) zu 3—4 Breitengraden und ist ihre Gesamtmasse zu gewaltig (die Barchanen-Rippen erheben sich bis zu 90 m über den benachbarten Talkesseln, wie bedeutend aber die Mächtigkeit des Sandes unter der Talkesselsohle ist, bleibt ungewiss); auch entbehren diese Sande völlig der Vegetation und sind sie unbewohnt. Sie sind das Resultat einer Ansammlung von Sand im Laufe von Zehntausenden von Jahren aus dem abgewehten Alluvium des Tarim und anderer Flüsse, sowie auch, wenn nicht hauptsächlich, von Sand, der durch Ostwinde ans dem Inneren Zentralasiens angeweht wurde. Was wäre nun von den Sanden der Lybischen Wüste und der Sahara zu sagen, die einen massiven kahlen und unbewohnten Flächenraum von vielen Tausenden qkm einnehmen.

Die Staubigkeit der Sande bei Wind ist dadurch bedingt, dass in deren Bestände auch sehr kleine Sandkörnchen vorkommen, die in die Luft emporgehö-

ben werden können; auch gibt es Staubteilchen, die sowohl durch Reibung der vom Winde getriebenen Sandpartikeln gegen einander entstehen, als auch bei weiterer Auswitterung der Sande infolge der Zerstörung von Körnern von Quarz und anderen, in gewissen Mengen stets im Sande enthaltenen Metallen; denn beständen die Sande nur aus Quarz, dann wäre ein Bewachsen derselben unmöglich, da ja reiner Quarzsand absolut unfruchtbar ist. Ferner resultiert Staub aus ausgetrocknetem Pflanzenmaterial, von Tierleichen und Exkrementen. Endlich wird der Lössstaub, der aus der Luft an windstillen Tagen sich am Sande abgesetzt hat, durch den Wind wieder emporgehoben. Dem Sande eine nicht durch menschliche Tätigkeit bewirkte Staubigkeit absprechen, kann nur derjenige, welcher nie zu Zeiten von Wind in den Sanden Asiens bzw. der Sahara verweilt oder keine diesbezüglichen Reisebeschreibungen gelesen hat.

Ebenso unrichtig und speziell zum Bestreiten der äolischen Hypothese ausgesinnt ist die Behauptung Bergs, die Abwehungsprodukte der Gesteine verblieben in der Regel in der Wüste, indem sie durch den Wind hin und her getrieben würden bis sie schliesslich ins Wasser der Flüsse, Seen und des Meeres gelangten oder auch als am Boden niederschlagener Staub vom Regen in die Täler ausgewaschen würden (1e, 334). Berg vergisst ganz den Passatstaub, der von den Winden aus der Sahara in den Atlantischen Ozean abtransportiert wird und zwar in solchen Mengen, dass dieses Phänomen bereits im Mittelalter von den Seefahrern verzeichnet wurde. Er will nichts von den vielen in der Literatur beschriebenen Fällen von rotem Staubregen in Süd-Europa wissen; die Mengen an diesem, aus der Sahara stammenden Staube wurden in manchen Fällen zu Hunderttausenden geschätzt. Das Auswaschen des Staubes durch Regen sucht Berg durch die Beobachtung Rathjens (1e, 334) in Tripolis zu erhärten, verschweigt aber, dass letztgenannter Forscher die zeitgenössische Epoche mit ihrem humidem Winter der vorangehenden trockeneren Zeit gegenüberstellt, als in Tripolis eine mächtige Lössmasse aus dem Saharastaub entstand (6), worüber ich in meiner Abhandlung spreche (2b, 131, 132). Auch zur Jetztzeit geht in grosser Menge Abtransport von Staub aus der Sahara vor sich, es haben sich jedoch die für Staubansammlung in den diese Wüste umsäumenden Ländern erforderlichen Verhältnisse in einem für diesen Vorgang ungünstigen Sinne geändert.

Mit seiner Behauptung, dass die Abwehungsprodukte in der Regel stets in der Wüste verbleiben, ignoriert Berg auch die Tatsache, dass dem zentralen Asien ein Abfluss der Wässer in den Ozean fehlt. Würden von den Winden die feineren Verwitterungsprodukte nicht jenseits der Grenzen dieses Gebiets abgetragen werden, das im Grossen und Ganzen ein enormes, von allen Seiten von höheren Bergländern umgebenes Landgesenke ist, so würde dieses schon längst durch besagte Produkte begraben und ausgeglichen worden sein. Vielmehr werden jedoch Ausgehende von Grundgesteinen verschiedenen Alters nicht nur an den Gehängen der zahlreichen Bergketten, hügelartigen Graten und Gruppen, welche die Wüste Gobi durchfurchen, angetroffen, sondern auch an den Talsohlen und Vertiefungen. Verschwunden sind auf grossen Flächenräumen die Massen kontinentaler Ablagerungen vom Kreide- und tertiären Alter, die ehemals viele Täler und Vertiefungen anfüllten, während ihre Überreste durch Klüfte und

Schluchten zertrennt sind¹⁾). Es erhebt sich nun die Frage, wo denn dieses Material aus den einzelnen eingeschlossenen Vertiefungen geblieben ist. Die einzige Kraft, die es vermag, Verwitterungsprodukte in der Form von Staub aus Ländern davonzutragen, die nicht durch in Meere oder Ozeane mündende Flüsse drainiert werden, ist der Wind. Das unter den Sanden des Takla-Makan und unter dem Alluvium des Tarim und anderer vom Thian-Schan, Pamir und Kuen-luen-abfließenden Flüssen begrabene chinesische Turkestan zeigt deutlich genug, was aus ganz Zentralasien geworden wäre, falls von den Winden die Verwitterungsprodukte nicht an die Randgebiete und jenseits derselben entführt würden. Das östliche Turkestan ist eine enorme, von sehr hohen Bergen eingeschlossene Sackgasse; über diese Berge tragen die Winde nur wenig Staub ab; dieser setzt sich fast gänzlich an den inneren zur Vertiefung hin geneigten Hängen, indem er hier Lössmassen entstehen lässt; am Boden der Vertiefungen wird eine grosse Fläche von Sanden eingenommen, die in diese Sackgasse von Ostwinden aus Zentralasien angeweht worden sind, zuzüglich der an Ort und Stelle durch Überwehung des Alluviums und Abwehung des Proluviums und der Grundgesteine entstandenen Sande²⁾).

Den Abtransport von Staub aus Zentralasien, aus den Wüsten und Halbwüsten von Gobi, habe ich schon längst (2a) auf zentrifugale Winde zurückgeführt. Berg behauptet in seiner Erwiderung, dass es abgesehen von zentrifugalen Winden noch zentripetale, die den Staub in die Wüste zurücktreiben, gebe; Wüsten, aus denen die Winde nach allen Richtungen hin blasen, kenne er nicht. Wie an allen sonstigen Stellen der Erde, wehen auch in den Wüsten Asiens verschiedene Winde: sowohl von der Wüste her, als auch zu der Wüste hin (3e, 334). Durch seine Behauptung zeigt Berg entweder seine Unkenntnis der schon in genügender Menge vorhandenen Beobachtungen über Richtung, Stärke der Winde und deren Verteilung nach Jahreszeiten in Zentralasien oder er verschweigt diese Befunde bloss zwecks Widerlegung der äolischen Hypothese. In Zentralasien herrschen während der kalten und trockenen Jahreszeit, im Herbst, Winter und Frühjahr zentrifugale Winde, unter Prävalenz von Winden in der Richtung nach SO, S und SW, die Staub und Sand ins südliche Randgebiet, das nördliche China und das Tarimbecken treiben. Diese Winde erreichen oft die Stärke von

¹⁾ Ich will hier noch einmal betonen, dass in Zentralasien mit Löss angefüllte Steppenvertiefungen, deren Existenz Richthofen auf Grund seiner äolisch-proluvialen Hypothese im gesamten Zentralasien, mit Ausnahme der allerzentralsten Teile desselben, die s. E. Sedimente des tertiären Meeres Chan-Chai enthalten, annahm, in Wirklichkeit nicht vorhanden sind, abgesehen von dem südlichen Randgebiete der östlichen Mongolei (wo Richthofen sie auch gesehen hat). Davon habe ich mehrmals in meinen Reiseberichten geschrieben und ist dies auch von allen späteren Reisenden, die letzte amerikanische Expedition miteinbegriffen, bestätigt worden.

²⁾ Indem ich behauptete, dass es in Zentralasien weder Löss noch Aufpflügungen gäbe, die Staub erzeugen könnten, hatte ich natürlicherweise nur die inneren Partien des Landes im Sinne, nämlich das Verwehungsgebiet der Wüste und Halbwüste Gobi und nicht die Randgebiete derselben, wo sowohl Löss, als auch Weidegelände existieren, worüber ich an anderer Stelle der Arbeit, berichtete (2b, 125 und 121, 122). Mithin ist die Bemerkung Bergs in seiner Erwiderung (3e, 334), er könne meiner Behauptung nicht beipflichten, da im östlichen Turkestan sowohl Löss, als auch Ackerboden vorhanden sei, ein völlig unnötiges polemisches Kampfmittel. Die natürlichen Verhältnisse von ganz Zentralasien sind mir zur Genüge bekannt.

Stürmen. Im Sommer hingegen sind zentripetale, regenbringende, schwächere Winde ein häufiges Vorkommen. Verständlich genug ist es nun, dass der Abtransportprozess von Material aus der Wüste gegenüber dem Rückführungsvorgang selbst zur Jetztzeit, die feuchter als die Epoche der Bildung mächtigen Lösses in China ist, vorwalten musste. Aber auch während des im Grossen und Ganzen recht trockenen und heissen Sommers findet Abwehung von Sand und Staub aus der Wüste nach den Randgebieten hin statt; sind ja Staubstürme auch zu dieser Jahreszeit keine Seltenheit. Abgesehen hiervon spielen hier noch eine grosse Rolle die Wirbelwinde, welche während der heissen Stunden in der Wüste in grosser Menge entstehen. Dieselben legen, wirbelnd, grosse Strecken zurück, sie heben vom Boden minimal kleine Verwitterungsprodukte hoch in die Luft empor, diese allmählich mit Staub anfüllend. Auch im Sommer prädominiert in den oberen Schichten der Atmosphäre über der Wüste eine zentrifugale Bewegung, so dass die heisse Luft nach den Randgebieten hin vorrückt. Auf diese wichtige, Staub abtransportierende Rolle der Wirbelwinde hat schon vor längerer Zeit Loczy (7, 526) hingewiesen. Auch in Bezug auf die Sahara lässt sich behaupten, dass daselbst die Abwehung gegenüber der Staubzufuhr vorwaltet; der in den Atlantischen Ozean abgesetzte rote Passatstaub kommt ja nicht mehr in die Wüste zurück, wie auch der in Europa und unterwegs ins Mittelländische Meer niederfallende Saharastaub.

2. Ablagerung von Staub und Umwandlung desselben zu Löss. Der Staub wird von den Winden aus der Wüste, — die hauptsächlich an dem südlichen Randgebiet der Wüste Gobi entwickelte Zone der Flugsande mit einbegriffen, — entführt und in den Steppen und zwar sowohl in den Tiefebene, als auch in den die Wüste umrahmenden bergigen Steppen, gleichwie an den Gehängen der Bergketten, die ja gleichfalls Steppen darstellen, deponiert. Hier schwächen die zentrifugalen Winde ab, indem sie auf Hindernisse in der Gestalt von hohen Gebirgen bzw. auf entgegenwirkende Luftströmungen stossen. Der Staub lässt sich allmählich zur Steppe nieder und wird von der Vegetation festgehalten. Hier kommt es auch häufiger zu atmosphärischen Niederschlägen, die den Staub aus der Luft an den Boden und an die Pflanzen anheften. Die Vegetation dieser Steppen scheint gerade für das Festhalten des zur Ablagerung gelangenden Staubes angepasst zu sein, da ihre Stengel und Blätter rauh bzw. mit feinsten Härchen bedeckt sind. Um sich von der Menge des den Pflanzen anhaftenden Staubes zu überzeugen, genügt es während der trockenen Tage bloss einige Schritte in einer Lössteppe zu machen; sofort bedecken sich die Stiefel mit Staub, der von den Pflanzen abgeschüttelt wird. Was Wind anbetrifft, so weht er den Staub nahezu gar nicht ab, aber vom Regen wird derselbe abgespült und die so abgespülten Staubkörnchen, gleichwie die unmittelbar am Boden in den Zwischenräumen zwischen den Pflanzen gelangenden Staubpartikel haften für immer an die Bodenoberfläche fest und lassen den Boden emporwachsen. Auf diese Weise häuft sich allmählich, bald schneller, bald langsamer, je nach Häufigkeit und Dichte der Staubfälle, die äolische Lössmasse. Die Umbildung des in der Steppe sich ansammelnden, durch die Pflanzen geschützten Staubes in typischen, durch seine Gesamtbeschaffenheit gekennzeichneten Löss geht ebenso allmählich vor sich, wie die Anhäufung von Staub infolge von Bodenbil-

dungsvorgängen, die ja ohne Zweifel stattfinden, da hier die Hauptagenzien jener Prozesse: Vegetation, Luft und Wasser vorhanden sind. Durch diese wird die mechanische, sowie chemische Umwandlung der Staubansammlungen bewirkt; ferner die Vergrößerung der Teilchen; die Entstehung von Lösskindeln und überhaupt von karbonatreichen Horizonten; die Bildung von Eisenansätzen und vertikalen Kanälchen, welche die Varietät Löss schaffen, endlich die Bildung der Karbonathülle und die Porosität der Gesamtlössmasse. Bei diesen Vorgängen kommt jedoch den Abbauprodukten der Pflanzensubstanz, d. i. den organischen Säuren, die eine so grosse Rolle in der Entstehung der Schwarzerde, Roterde und des Podsol und dergleichen Böden spielen, nur eine geringfügige Bedeutung zu, da in der Lösssteppe kein Humus sich bildet und die abgestorbenen Pflanzenpartikelchen sich nicht ansammeln. Infolge des ariden Klimas vertrocknen Steppengräser, Wermut und andere Pflanzen bereits zu Mitte des Sommers; der Wind saugt an ihnen, bricht ihre Stiele, Blätter und Früchte allmählich ab und trägt dieselben fort. Von besonderer Tragweite ist hier jedoch die Trockenheit des Winters bei Fehlen einer permanenten Schneedecke, welche die eintrocknende Vegetation nicht nur vor Abwehung schützt, sondern sie noch dem Boden andrückt und beim Schmelzen im Frühjahr stark anfeuchtet, so dass die Entstehung einer alljährlichen, mit der Zeit in Humus sich verwandelnden, dichten, filzigen vegetativen Schicht bewirkt wird. Der zu Zeiten in der Lösssteppe gewöhnlich in geringer Menge niedergehende Schnee verschwindet bald, indem er während der warmen Tagesstunden entweder verdunstet oder schmilzt. Die vom Schnee nur wenig angedrückte Vegetation trocknet von Neuem ein. Dieses periodenmässige Benetzen und Austrocknen ist wiederum der Zerstückelung der Pflanzenstiele und Blätter förderlich, wobei die einzelnen Stücke vom Winde im Herbst, Winter und Frühjahr davongetragen werden. Ebendeshalb kann in der Lösssteppe sich kein Humus in nennenswertem Betrage bilden, d. i. es vermag kein „pflanzlicher Boden“ im strikten Sinne des Wortes, zu entstehen. Im nördlichen China bildet sich in den Lösssteppen heute kein Löss, auch formierte er sich nicht in der vorangehenden feuchteren Nachlössperiode. Aus den Beobachtungen von Reisenden ergibt sich mit Bestimmtheit das Fehlen einer dunkleren Verfärbung der Oberflächenschicht des Lösses mit seltenen, durch lokale Verhältnisse zu erklärenden Ausnahmen (s. u. a. L o c z y 7, 1, 475, 494; Richthofen 8, 1 und 11, meinen Bericht 2c, 1 und 11 und Abhandlungen der chinesischen Geologen). Bloss die im Löss verbleibenden und allmählich absterbenden Steppenpflanzenwurzeln ergeben die geringfügige Menge an organischer Substanz, welche an der Umwandlung des angesammelten Staubes zu Löss beteiligt und dem Abtransport der Karbonate und sonstigen Salze in die Tiefe förderlich sind. Daher zeigen auch die Lössanalysen einen so geringen Gehalt an Humus, meist in Zehnteln, ja selbst Hundertsteln von Prozenten ausgedrückt. Gesteigert ist der Gehalt an Humus in dem russischen Löss bloss im oberen Horizont, wo derselbe allmählich in Tschernosjom übergeht, sowie in den Horizonten des fossilen Bodens, als auch unmittelbar unterhalb dieses.

Berg richtet an die Vertreter der äolischen Hypothese folgende Frage: Falls der Löss sich in Steppen gebildet hat, so musste er das Stadium eines Bodens vom Schwarzerde- oder, zum mindesten, vom kastanienfarbigen Typ durchma-

chen. Wo ist nun der Humus geblieben? (3d, 451). Berg beruft sich auf Tutkowsky, ohne ihn jedoch genau zu zitieren, und suggeriert den Äolisten eine Beantwortung der Frage, die darauf hinausläuft, dass Humus wohl vorhanden gewesen war, aber dass derselbe sich zersetzt hat, und ausgelaugt worden ist; dieses widerlegt er durch den Hinweis auf fossile Massen im Löss. Richtig wird die erhobene Frage von den Äolisten anders beantwortet. Im Löss war unter den klimatischen Verhältnissen zur Zeit der Staubansammlung in den Steppen, Humus in irgendwie nennenswert reichlicher Masse nicht vorhanden und konnte auch nicht vorhanden gewesen sein. Was die fossilen Böden im Löss anbelangt, so sind sie das Resultat periodischer Änderungen des Klimas, wobei Humus sich bildete und bestehen blieb. Diese Böden zeigen noch, dass während des das Anwachsen von Löss begünstigenden Klimas die Menge an Feuchtigkeit und Grundwässern, welche den Boden durchdrang, nicht so erheblich war, als dass sie imstande gewesen wäre, den Humus aus der fossilen Schicht völlig auszulaugen, obwohl diese zu Anfang, natürlicherweise, ganz an der Oberfläche der Steppe eingelagert war.

Das allmähliche Eindringen des russischen Tschernosjoms in den Löss weist auf eine allmähliche Umänderung des Klimas während der Postglazialzeit hin. Zu betonen ist aber, dass eine besondere Bedeutung für den Prozess der Humusan-sammlung nicht die absolute Menge an atmosphärischen Niederschlägen, sondern die Verteilung dieser nach Jahreszeiten hat: ein feuchter Herbst und ein Winter mit beständiger Schneedecke begünstigt die Ansammlung von Humus im Boden, unbekümmert um einen trockenen Sommer, während ein trockener Herbst und ein schneearmer Winter hemmend wirkt, trotz eines feuchten Sommers. In Nord-China ist die Frühjahrs- und Sommer-Regenmenge gewöhnlich genügend für die Ernte bei nicht bewässerten Löss-Feldern, obschon doch der Humus fehlt und kein Wintergetreide dort angebaut werden kann¹⁾. In der Ukraine und in der nördlichen Krim kommt eine führende Bedeutung dem Winterweizen zu, während das Sommergetreide infolge der Dürre oft eingeht, obwohl doch Humus in grosser Menge hier vorhanden ist. Die Hauptursache der Verschiedenartigkeit der Böden in den Steppengebieten der Erde ist eben wahrscheinlich in dieser Verteilung der atmosphärischen Niederschläge und nicht in deren absoluter Menge zu suchen.

In seiner letzten Erwiderung hält Berg den obenbeschriebenen Bodenbildungsprozess im Löss mit Mindestansammlung von Humus für unmöglich und führt aus, dass selbst in einem Produkt der Halbwüste oder Wüste — der Grauerde — 1,5 bis 3% Humus enthalten ist und in den Böden der ariden Steppen, den grauen und kastanienfarbigen Böden 1—2% bzw. 3—5%. Die Bodenkunde kenne im

¹⁾ Berg fasst diesen Satz in der Weise auf, in Nord China werde keine Winterung deshalb angebaut, weil dem Boden Humus fehle und sucht dies zu widerlegen, indem er auf die Umgegend Pekins verweist, wo Wintergetreidebau existiert (3e, 330). Dies ist mir wohl bekannt, aber Peking hat infolge der Meeresnähe einen milderen Winter, während die Plateaus von Chan-si, Schen-si und Kan-Su strengere und nahezu schneelose Winter haben; hier ist das Wintergetreide nicht wegen des Nichtvorhandenseins von Humus im Löss ausgeschlossen, sondern um deswillen, weil die Saaten vom Winde aus dem trockenen Boden weggeweht würden, wenn sie nicht vom Froste zugrunde gerichtet worden wären.

gemässigten Klima keine Steppen mit genügend dichter Vegetation, und dabei doch fehlendem Humus im Boden. Berg beruft sich auf die Ansicht Neustrjews, dass wenn der Löss auf äolischem Wege entstanden sei, so habe dies unter anderen physisch—geographischen Verhältnissen geschehen müssen, wo das Anhäufen so schnell vor sich ging und so reichlich war, dass weder Humus noch Karbonathorizonte zur Bildung gelangen konnten. (3e, 331, 332). Hierauf lässt sich erwidern einmal, dass es im Löss Karbonathorizonte gibt, nämlich Horizonte von Lösskindeln, die in China stellenweise recht reichlich sind (s. z. B. 2c, 1, 163, wo ein derartiger Horizont beschrieben ist; dies ist einer von den vielen Fällen) oder auch in der Form von weisslichen undeutlichen Streifen, die reicher an Kalk sind, als der Löss über und unter denselben. Sodann grenzen im Süden an das Tschernosjomgebiet kastanienfarbene Böden, denen noch südlicher Roterden nachfolgen. Beide Arten sind Löss, der im Konnex mit der Umänderung des Klimas und reichlicherer Humusformierung unter zeitgenössischen Bedingungen entstanden ist. Die Grauerden sind den Angaben Glinkas (9, 373) zufolge, am häufigsten Lössen und lössartigen Formationen überlagert; ein nennenswerter Gehalt an Humus (über 1%) lässt sich nur in der oberen 15 cm-Schicht beobachten. Auch in diesem Falle erkennt man die Wirkung der Klimaumänderung, welche die Ansammlung des Humus und der degradierten oberen Lössschicht bedingte, wohl aber in geringerer Masse als in den Roterden, geschweige denn der kastanienfarbigen Böden. Der vom Winde angetragene und an der Grauerde sich absetzende Staub beteiligt sich noch an der Bodenbildung, ergibt jedoch bei veränderten Verhältnissen schon keinen typischen Löss. Zu bemerken wäre noch in diesem Zusammenhange, dass die Grauerde, die ich auf dem Löss in der Oase von Taschkent gesehen habe, einen vom Menschen bearbeiteten, künstlich bewässerten und Jahrhunderte lang umgegrabenen Boden darstellt. Desgleichen präsentiert sich wohl in China der Boden bewässerter Felder und Gemüsegärten als eine obere Lössschicht, besitzt jedoch eine grauliche Verfärbung und enthält unbedingt ein gewisses Quantum an Humus. Solche Böden sind jedoch in die Erörterung über die Genese des Lösses nicht miteinzubeziehen, da sie unter durch menschliche Willkür alterierten Verhältnissen entstanden sind. Zum dritten, ging die Bildung mächtiger Lössmassen in China, Turkestan und, aller Wahrscheinlichkeit nach, auch in Europa tatsächlich unter anderen physisch-geographischen Umständen und dabei viel geschwinder vor sich, als z. B. zurzeit in China, worauf noch später einzugehen sein wird. Viertens sei noch darauf verwiesen, dass es abgesehen vom Löss noch sonstige, sehr humusarme bzw. humuslose Böden gibt, wie z. B. viele Laterite, z. T. die Roterden (Terra rossa) in Südeuropa und im Süden Nordamerikas; mithin ist die Humusansammlung keineswegs eine notwendige Voraussetzung der Bodenbildung. Selbst in den Podsolen ist der Humusgehalt sehr gering mit Ausnahme des Horizontes A₁; in den Horizonten A₂, B, C fällt dessen Gehalt von 0,6 zu 0,14%. Siehe Glinka (9, 328 und das gesamte Kapitel 11 S. 294—331 über Laterite). In diesen Fällen ist Vernichtung des Humus infolge übermässiger Feuchtigkeit des Klimas sowohl bei hohen Temperaturen (Laterite), als auch bei niedrigen (Podsole) zu beobachten; im Löss aber hemmt seine Anhäufung das Abwehen der überirdischen Pflanzenteile durch den Wind; diese ergeben daher keinen Humus.

3. Die Mächtigkeit des typischen Lösses, die einer der Stützpunkte der äolischen Hypothese ist, wird von Berg gleichfalls angezweifelt. Er erklärt nämlich, dass die Lössmassen nicht homogen sind; in Süd-Russland würden sie gewöhnlich von 1—2 Horizonten fossilen Bodens durchschnitten und in China wären Lössmassen von 400—500 m eingehend nicht beschrieben und den vorhandenen Daten (ich selbst werde zitiert) nach, seien dieselben auch heterogen (3a, 615; 1b, 91). Allerdings sind in China die maximalen, südlich von Ordos gelagerten Lössmassen nicht homogen. Ihre obere Hälfte ist grau-gelber junger Löss; die untere — rot-gelber und rötlicher älterer Löss, der dem ersteren nicht gleichartig unterlagert ist und den neueren Untersuchungen der chinesischen Geologen zufolge, der ersten Periode der Lössbildung zu Ende des Pliozäns oder zu Anfang des Pleistozäns angehört. Was nun den grau-gelben Löss anbelangt, so bin ich in der Lage, auf Grund meiner Beobachtungen, sowie Angaben anderer Reisenden zu behaupten, dass dessen Massen nicht selten im Verlaufe von Dutzenden von Metern, von oben nach unten zu gerechnet, vollkommen homogen sind, wenn man nur von den Karbonathorizonten absieht. Auch in Turkestan sowie in Russland lassen sie völlig homogene Lössmassen zu 5 bis 10 m, ja mitunter zu 20 m beobachten; hierdurch wird die Bodenhypothese widerlegt, da sich durch bodenbildende Vorgänge die Umwandlung einer beliebigen Formation von geeigneter mechanischer Zusammensetzung in Löss nur in einer Tiefe von 2 bis 3 m erklären lässt.

Die nicht selten anzutreffende Ungleichförmigkeit des äolischen Lösses ist durchaus durch die äolische Hypothese erklärbar und ist keineswegs als eine Widerlegung dieser aufzufassen. Auf einen gewissen Abschnitt eines Abhanges, wo längere Zeit der äolische Löss ruhig anwuchs, konnte bei besonders starkem Platzregen Wasser gelangt sein und geschichteten Lössschlamm bzw. feineren Sand abgelagert haben. An einer Talsohle kann der äolische Löss, unter eben denselben Umständen, von einer Schicht Alluvium oder Proluvium überdeckt werden. Die im äolischen Löss der Gehänge zur Beobachtung gelangenden Schotter Kies- und Sandhorizonte, die sich von den Ausgehenden der Muttergesteine in die Länge ziehen und sich nach unten, dem Abhange entlang, einkeilen, lassen sich gleichfalls durch periodische Erosion des groben Materials nach der Steppe hin erklären und sind schon längst von Richthofen (8, 1, 62 und Abb. 3) beschrieben worden. Die im Löss entstehenden Horizonte von Konkretionen üben einen Einfluss auf die Grundwasserverteilung aus, und die bereits in der Nachlössperiode stattgehabten Alterationen des Reliefs und der Drainierung bewirkten die Verschiebung des Niveaus dieser Wässer und im Zusammenhang hiermit, eine Verschiebung des Karbonathorizontes. Dies alles schafft nun eine gewisse Heterogenität der Lössmasse, was durchaus in der Norm ist, denn der ariden Periode der Lössansammlung folgte eine feuchte Zeit mit einer grossen Niederschlagsmenge, mit Erosion des Lösses, Umänderung des Reliefs und des Grundwasserstandes. Die grösste Ungleichartigkeit lässt sich in China in der roten Lössmasse beobachten, was auch verständlich genug ist, da dieser viel älter als der gelbe ist, und da er nach seiner Ansammlung zwei humide und eine aride Periode durchgemacht hat. Ausserdem scheint er, seinem Aussehen nach, mehr Eisenoxide zu enthalten, durch deren Verschiebung, sowie durch die der Karbonate im Konnex mit den Schwankungen des Grundwasserstandes, die stellenweise zur Beobachtung

kommende, nicht scharf ausgesprochene Wechsellagerung von intermittierend dunkleren und helleren dicken Schichten geschaffen sein muss, wenn nur dies nicht auf Alterationen in der Zusammensetzung des angetriebenen Staubes zurückzuführen ist, was auch möglich ist.

4. Die Grösse der Lösspartikel, welche in den Grenzen von 0,01 bis 0,05 *mm* schwankt, wird von Berg auch als Argument gegen die äolische Hypothese gebraucht. Er äussert seine Bedenken darüber, weshalb vom Winde gerade solche Teilchen bevorzugt werden, während derselbe doch bei genügender Stärke grössere Teile forttragen könnte (12, 451). Eine Erwiderung dagegen dürfte dem Äolisten nicht schwer fallen. Der äolische Löss besteht aus Staub, dessen Entstehungsstelle weit entfernt liegt, und der von Winden und Wirbeln in höhere Luftschichten emporgehoben wird, um dort, infolge seiner geringen Grössenverhältnisse längere Zeit zu schweben; für diesen suspendierten Zustand in der Luft muss ja gerade eine gewisse Höchstdimension der Teilchen gelten. Die von den Winden verschiedener Stärke, sowie von Wirbeln emporgehobenen grösseren Teilchen diverser Dimensionen werden nicht weit fortgetragen, sondern in grösserer oder geringerer Nähe abgesetzt. Als Beleg für diese Gesetzmässigkeit lässt sich folgendes anführen: Allenthalben, an den Übergangsstellen von Wüstenüberwehungs- bzw. Flugsandflächen ins Gebiet des Lösses ist dieser anfangs grobkörnig und sandig wegen eines beträchtlichen Zusatzes an grösseren Partikeln, die aus einer geringeren Entfernung zugeführt worden sind; nur ganz allmählich wird, mit wachsender Entfernung in das Lössgebiet hinein der Löss normal d. i. lehmiger. Dies lässt sich im gesamten nördlichen Randgebiete der Lössregion in China beobachten, desgleichen in der Dsungarei beim Übergang der Sande der Oase Ala-Kul in die sandige Lössteppe am Fusse des Barlykgebirges, sowie an den Gehängen dieses Bergrückens. Auch im europäischen Russland wird eine grosse Sandigkeit des Lösses im Norden und Lehmigkeit desselben im Süden verzeichnet, d. i. Kleinerwerden der Partikel mit der Entfernung vom Überwehungsgebiet. Im südöstlichen Transbaikalien ist der Löss meistens sandig, da an seiner Bildung örtliches Material von den abgewehten Landseesanden in hohem Masse beteiligt ist.

Die Mannigfaltigkeit der mechanischen Zusammensetzung des Lösses in verschiedenen Gegenden ist daher verständlich genug, und die Teilchengrösse zu 0,05—0,01 *mm* ist garnicht so charakteristisch, wie dies Berg sich denkt. Aus den von ihm selbst angeführten Analysen (1b, 81) lässt sich ersehen, dass in Turkestaner Löss der Prozentsatz an Teilchen zu 0,05 bis 0,01 *mm* 14—58 v. H. beträgt; kleinere, als 0,01 *mm*, Teilchen machen 30,7 bis 79% aus; in den Lössen des Gouvernements Tschernigow belaufen sich Teilchen von 0,05 bis 0,01 *mm* auf 25—77% und kleinere als 0,01 *mm* auf 17,6—69%. Für die Lössen Transkaukasiens hat Sacharow eine Reihe von Analysen geliefert; hier sind Teilchen zu 0,01 bis 0,05 *mm* nur im prozentualen Satz von 13—23% vertreten; es prävalieren grössere Teilchen von 0,05 bis 0,25 (44—66%), aber auch gegenteilig herrschen in einigen Lössen (Mzchet) Teilchen, die kleiner als 0,01 *mm* und selbst 0,005 *mm* gross sind, im Betrage von 66%, vor. Der Durchschnittsbetrag von acht subaeralen Lehmen des Gouvernements Tiflis beläuft sich auf nur 19,7% Teilchen zu 0,01 bis 0,05 *mm*; 33% kleinerer und 47,3% grösserer Teilchen

(10,76). Die Grobkörnigkeit der Löss dieser Gegend kann auf die Nähe des Abwehungsgebietes zurückgeführt werden. Überhaupt vermag die mechanische und chemische Zusammensetzung, sowie die Verfärbung des Lösses Umänderungen in Abhängigkeit vom Abstand der Ablagerungs- und Abwehungsregion von einander zu erfahren, sowie auch je nach der Änderung der Windstärke, dem Bestande der Gesteine im Abwehungsgebiete, lokalem Staubzusatz u. dgl. m. Dies alles ist verständlich und gesetzmässig, vom Standpunkte der äolischen Hypothese aus betrachtet. Die Versuche Hannsens und Gedroiz betreffend die Anreicherung von feinkörnigen Bodenteilchen unter der Einwirkung von Lösungen alkalischer Silikate, auf die sich Berg beruft (1d, 459) widersprechen keineswegs der äolischen Hypothese. Der von weitem angeführte, aus der Luft abgesetzte Staub kann gewiss viele kleinere als $0,01\text{ mm}$ Teilchen enthalten, da für das Schweben in der Luft dieselben minimal nicht beschränkt sind. Wie die Versuche gezeigt haben, kann infolge des durch die Tätigkeit des Grundwassers bewirkten Anreicherungsprozesses der Teilchen, solche zu $0,01$ bis $0,05\text{ mm}$, die als feiner Staub bezeichnet werden, im Löss vorwaltend werden; dieses Prävalieren besteht jedoch, wie dies oben ausgeführt ist, nicht einmal allenthalben und ist auch nicht zwangsläufig.

5. Überreste von Wasser- und Ufergebietfauna, welcher sich Berg als Beleg für den aquatilen Ursprung des Lössmuttergesteins bedient (1a, 634; 1b, 103), werden im äolischen Löss nur selten angetroffen; in den von früheren Autoren zusammengestellten Verzeichnissen von Mollusken für den Löss ist vieles verwirrt, da ehemals zwischen primärem, sekundärem, äolischem, deluvialem, alluvialem und proluvialem Löss kein Unterschied gemacht wurde. In den äolischen Löss können die Reste der Wasserfauna auf verschiedenem Wege eingebracht worden sein: durch Windstöße oder Wirbelwind von dem ausgetrockneten Bett oder Ufer eines Flusses oder Landsees (leichte Molluskenmuscheln oder kleine Knochen); von Vögeln und Raubtieren als Beute, die in der Steppe abseits von den Wasserbecken verzehrt worden war (Muscheltiere, Fische und Frösche). Derartige Ausnahmen untergraben in keiner Weise die durch eingehendere Untersuchungen u. a. auch von chinesischen Geologen festgestellte Tatsache, dass die äolische Lössfauna eine charakteristische Binnenlandfauna, bestehend aus Mollusken, Reptilien (sehr selten), Vögeln und Säugetieren, ist. Unter den in der letzten Zeit im Löss Chinas aufgefundenen Überresten von Vögeln sind von besonderem Interesse die Bruchstücke der Eierschalen einer Straussart — eines typischen Steppenbewohners; es sind sogar nebeneinander zwei und mehr heile Eier gefunden worden, die offenbar vom Strauss im Nest abgelegt und nicht ausgebrütet waren, am wahrscheinlichsten umdeswillen, weil sie während eines Staubsturmes verschüttet wurden.

Was nun die lössartigen Formationen anbetrifft, die aus verschiedenen feinkörnigen Böden durch Bodenbildungsprozesse geschaffen worden sind, so ist das Vorkommen einer Wasserfauna in denselben durchaus in der Norm, kann jedoch nicht, als beweiskräftig für eine aquatile Genese des Lössmuttergesteins überhaupt gelten, wie dies Berg annimmt. Auf der anderen Seite ist das Vorkommen einer Binnenlandfauna in verschiedenen Süßwasserablagerungen garnicht verwunderlich, da deren Überreste recht häufig von den Ufern der Wasserbe-

cken ins Wasser gelangen. In Zukunft wird man beim Einsammeln der Fauna im Löss einen strikten Unterschied zwischen typischem äolischem Löss und sonstigen Formationen anderer Genesis zu machen haben und werden dann die Verzeichnisse der Fauna des ersteren Lösses allenthalben seinen Binnenland-Windesursprung erhärten.

6. Der Konnex des Lösses mit Flusstälern weist, nach Berg, auf den Landsee-fluviatilen, resp. fluvio-glazialen Ursprung des Lössmuttergesteins hin. Als Belege hierfür nennt Berg: 1. Die sehr häufige Verknüpfung des Lösses mit den Flussufern. 2. Das sehr häufige Freisein der Wasserscheiden vom Löss. 3. Die Steigerung der Sandigkeit des Lösses mit der Annäherung zu den Flüssen. 4. Die den Sedimenten aus umfangreichen ruhigen Inundationsflächen entsprechende mechanische Zusammensetzung des Lösses. 5. Die mögliche Umbildung des Fluss- und Landseealuviums zu Löss. 6. Spuren von Schichtung, häufig auch deutlicher Schichtenbau des Lösses. 7. Häufige Unterlagerung von Sanden. 8. Unterlagerung von Sanden und Schottern, sowie Wechsellagerung mit denselben an den Vorgebirgen. 9. Fauna (3a, 617, 3b, 92).

Alle diese Merkmale widerlegen die äolische Hypothese nicht, vielmehr lassen sie diese recht wohl erklären. Die Fauna ist schon im vorstehenden besprochen worden. Ein Konnex des Lösses mit den Flussufern existiert in vielen Gegenden, z. B. in China, Turkestan, Tripolis u. s. f. garnicht; was Süd-Russland anbelangt, so kann derselbe dadurch erklärt werden, dass während der ariden Lössperiode der Staub sich in den feuchteren Gesenken des Reliefs, nämlich in den eine dichtere Vegetation besitzenden Tälern absetzte und dort in grösserer Menge zurückgehalten wurde, als an den Wasserscheiden. Das Nichtüberlagertsein der Wasserscheiden von Löss ist durchaus nicht so häufig, wie Berg behauptet und ist dies in manchen Ländern, wie in China u. a., nicht der Fall; dort, wo die Lössbedeckung fehlt, kann dies leicht durch Erosion des Lösses während des humiden Zeitalters, das der ariden Lössbildungsperiode nachfolgte, erklärt werden. Die Steigerung der Sandigkeit des Lösses kann recht gut darauf zurückgeführt werden, dass längs den Flüssen dem exotischen Löss in grosser Menge Sand beigemischt werden konnte, der durch die Winde von Sandbänken, Nehrungen und Uferabhängen emporgehoben worden war, insbesondere in der kalten Jahreszeit, wo das Schmelzen des nordischen Gletschers sistierte und die von letzterem gespeisten Flüsse verseichten, ja selbst verschwanden, wodurch die Flussbetten entblösst wurden. Die Bodenhypothese deutet diese Verteilung in unwahrscheinlicher Weise. Berg meint (3a, 6167), die Flusstäler seien während der Eiszeit viel wasserreicher gewesen, als zur Jetztzeit; die Hochwässer hätten sich über grosse Flächenräume ergossen, häufig auch die Wasserscheiden überflutend. Nun fliessen aber bekanntlich die Hochwässer schneller und können sie daher gröberes Material transportieren. Es müsste somit der Löss an den Wasserscheiden, die bei Hochwasser überschwemmt werden, sandiger sein, als in der Nähe von Flüssen, wo das Material von seichten und langsamer fliessenden Wässern abgesetzt wird und wo demnach der Löss lehmiger sein sollte; aber nicht gegenteilig. Übrigens ist das Überschwemmen der Wasserscheiden, wie im Nachfolgenden auszuführen sein wird, überhaupt unwahrscheinlich.

Auch in China gelangt in der Nähe grosser Flüsse, stellenweise, eine grosse

Sandigkeit des Lösses zur Beobachtung, so z. B. an dem Flusse Hwang-ho, von dessen Ablenkung ab zum Unterlaufe hin, oberhalb der Stadt Dun-Chuan. Eine derartige Sandigkeit ist jedoch als allgemeine Regel über das ganze Randgebiet der Lössregion verbreitet, wo diese an das Gebiet der Entwicklung von Flugsanden angrenzt, was vom Gesichtspunkt der äolischen Hypothese nicht nur verständlich, sondern auch unvermeidlich ist (s. unten).

In seiner letzten Erwiderung führt Berg eine Reihe von Exempeln einer grösseren Sandigkeit des Lösses in der Nähe von Flüssen und grösserer Lehmigkeit weiter ab von denselben an, indem er dies wie auch schon früher mit der Inundation der Wasserscheiden durch die Tauwässer des Gletschers in Zusammenhang bringt; u. a. beruft er sich auf die Wasserscheide des Ischim und die des Tobol in Westsibirien (3e, 338—340 und Karte). Demhingegen lässt sich sagen, dass der Ischim den Bergen der ariden Kirgisischen Steppe entströmt und der Tobol dem Südlichen Ural, wo keine Vereisung und wo daher natürlich auch keine Überflutung dieser 100—200 km breiten Wasserscheide durch die Gletscherwässer stattgefunden hatte. Zur Widerlegung meines Befundes über die grössere Sandigkeit des Lösses längst den Flüssen im Konnex mit dem Überwehen ihrer sandiger Ablagerungen tritt Berg jetzt mit der merkwürdigen Annahme hervor, dass solchenfalls am rechten Flussufer des Irtysch, Ischim und Tobol Westwinde wehen mussten und am linken — Ostwinde (3e, 342). Nun ist es aber jedermann verständlich genug, dass für die Sandüberwehung von dem Flussbett nach beiden Ufern des Tales hin garnicht, als etwas Konstantes, eine gegenteilige Windrichtung erforderlich ist; abwechselnd wird diese Abwehung durch wechselnde Winde verschiedener Richtungen quer und schräg zum Flussbett hin bewirkt. Die mechanische Zusammensetzung des Lösses, die den aus umfangreichen ruhigen Inundationsgebieten sedimentierenden Niederschlägen entspricht, lässt sich besser durch die äolische Hypothese d. h. durch Ablagerung feinen Sandes aus dem gewaltigen Luftmeer erklären, als durch Überflutung von Gletscherwässern, die oftmals nicht „ruhig“ waren, sondern strömten; was nun ihren grossen Umfang und die Überflutung der Wasserscheiden anbelangt, so ist dies recht unwahrscheinlich, wie weiter unten gezeigt werden wird.

In Bezug auf die mögliche Umwandlung nicht in Löss, sondern in sekundäre lössartige Formationen, in Landsee- und Fluss-Alluvium lässt sich sagen, dass dieselbe der äolischen Theorie nicht widerspricht, worüber im Nachstehenden bei der Erörterung des Abschnittes über sekundäre Löss die Rede sein wird. Die Spuren an Schichtung im Löss und distinkter Schichtenbau desselben wird in den Einzelfällen verschiedentlich erklärt. Selbst die Bezeichnung „geschichteter“ bzw. „Landsee“- Löss scheint aus irgend einem Grunde Berg nicht zu gefallen, er sucht zu beweisen, dass sogar dann, wenn Staub in einen Landsee in solchen Mengen gelangt, dass ein nennenswerter Niederschlag entsteht, derselbe nur Lehm oder sandigen Lehm, nicht jedoch Löss zu erzeugen vermag. (1d, 452, 1b 77). Indem nun Berg die Annahme einer Entstehung von Landseelöss für „gänzlich unwahrscheinlich“ hält, hat er dabei die Mühe gescheut, sich mit der ursprünglichen Quelle vertraut zu machen (c, 1; 80, 81). Richthofen kennzeichnet mit aller Bestimmtheit diese Formation als geschichteten Schlamm, der sich vom Löss nicht nur durch Schichtung unterscheidet, sondern auch durch weisslich-gelbe Färbung, Salzreichtum,

Fehlen von Porosität und vertikalen Varietäten, abgesehen von den Örtlichkeiten, wo der Schlamm von der zeitgenössischen Vegetation überdeckt war und wo durch deren Wurzeln Kanälchen geschaffen wurden. Die Benennung „Landseelöss“ wurde von Richthofen gewählt, um dessen Genesis aus demselben Material, wie der im Wasser sedimentierte Binnenlandlöss hervorzuheben. Was nun die Möglichkeit der Entstehung derartigen „Landseelösses“ aus Staub anbelangt, der von Winden einer Landseeoberfläche oder der Sohle einer umfangreichen, temporär von Wasser gefüllten Senkung im Gebiete der Lössablagerung zugeführt wird, so ist zu bemerken, dass ein derartiger Vorgang durchaus nichts Unmögliches ist; jedenfalls kann ein solcher nicht in Abrede gestellt werden. Übrigens stellte sich Richthofen diesen Prozess nicht einmal so vor wie ihn Berg schildert. Seines Erachtens wurde der Löss nicht nur aus dem Material geschaffen, das unmittelbar vom Winde zugeführt wurde, sondern auch aus demjenigen, welches von den Regenströmen von den Gehängen der Steppengesenke in einen zentralen Landsee ausgewaschen wurde. Im Grosse und Ganzen räumt Richthofen im Vorgang des Anwachsens der Lössmasse in diesen Senkungen eine führende Stellung den Regenwässern und nicht dem Winde ein, wie dies eingangs verzeichnet worden ist und was sich aus der Reihenfolge, in der die betz. Agenzien geordnet sind, äussert (8, 1, 78).

Indem Berg in seiner letzten Erwidrerung wiederum zwei Spalten den geschichteten Lössen einräumt, sucht er zu beweisen, dass dieselben umdeswillen geschichtet sind, weil sie dem lössbildenden Prozess nur kurze Zeit unterworfen waren und „nicht Zeit gehabt hätten“ sich in aktuellen Löss umzuwandeln; lössartig hingegen seien sie deshalb, weil sie nicht auf einmal aus dem Wasser ans Land gelangten und hier bei trockenem Klima sich Verwitterungs- und Bodenbildungsprozessen unterzogen. Im Wasser könne sich nichts Lössähnliches bilden, was nun auch Richthofen u. and. Autoren hierüber schreiben mögen (3e, 343, 344). Hierauf wäre zu erwidern, einmal, dass, wie aus obenangeführtem Zitat ersichtlich, Richthofen nicht behauptet hat, dass in einem Landsee wirklicher Löss sich bilden könne; sodann braucht der Äolist es garnicht zu leugnen, dass der geschichtete Fluss- bzw. Landseeschlamm Porosität sowie überhaupt einen lössartigen Aspekt auch späterhin auf trockenem Lande unter der Einwirkung von Pflanzen und bodenbildenden Prozessen annehmen kann; endlich muss ich, der kategorischen Behauptung Bergs zuwider, sagen, dass geschichteter Lössschlamm, der im Wasser eines Landsees oder Flusses aus der vom Wasser zugeführten Trübung oder aus dem von Winden angetriebenen Staube abgesetzt wird, wohl porös zu werden und z. T. der Schichtung verlustig zu gehen vermag, wenn in diesem Schlamm Schilf wächst. Ich selbst habe an dem Unterlauf des Flusses Tedshen, in Turkmenien während Hochwassers solchen „Landseelöss“ unter Schilfdickichten wachsen sehen.

Das Unterlagern von Löss unter Sanden und die Schichtenlagerung mit diesen sowie Schottern widerspricht nicht der äolischen Hypothese. Die geschichtete Wechsellagerung von Löss und Sand in der Hungersteppe, die Berg als unwiderleglichen Beleg für die alluviale Entstehung dieses Lösses bezeichnet (1a, 606, 607), lässt sich sehr wohl mit Hilfe der äolischen Hypothese erklären. Diese Steppe grenzt im Westen an die Einmündung des Ferghana-Tales und erstreckt sich

längs dem linken Ufer des Flusses Syr-Darja, der unterhalb Chodschtsents schroff nach SW ablenkt; nach Norden zu erstreckt sich die Steppe bis zu den Sanden der Wüste Kisil-Kum. Unter diesen Lagerungsverhältnissen konnte periodisch während katastrophaler Hochwässer der Fluss die Steppe überfluten; auf der anderen Seite konnte der Steppe von Norden her, während aussergewöhnlicher Stürme, Sand zugeführt werden. Durch diese, sonstiges Material zuführende Agenzien wurde das normaliter vorsichgehende Anhäufen von äolischem Löss in der Steppe von Zeit zu Zeit gestört. Am Profil eines Bohrloches an der Station Murzarabat, das von Berg angegeben wird, lässt sich eine Wechselschichtung von vier Lössschichten zu 14,9; 52,3; 7,9 und 25,9 m und vier Sandschichten zu 2,1; 6,7; 16,1 und 5,5 m erkennen. Die Gesamtmächtigkeit des Lösses beträgt 101 m und des Sandes 30,4 m; ersterer übertrifft demnach mehr als um das Dreifache den letzteren. Die vier Schichten zusammen übersteigen weitgehend den für die Umwandlung von feinkörnigem Boden vermittelt bodenbildender Prozesse in Löss zulässigen Endwert von 2—3 m; es sei denn, dass man eine den Alluvialboden vermehrende langsame, aber konstante Verschlammung der Steppe durch die Wässer des Syr-Darja annimmt. Nun erhebt sich aber die Frage, weshalb denn die zwischenliegenden Sandmassen durch die Bodenbildungsvorgänge nicht in sandigen Löss umgewandelt wurden.

Während einer Exkursion der Teilnehmer der geologischen Tagung in der Umgebung von Taschkent zeigte uns der Leiter der Exkursion N. A. Dimo an verschiedenen Stellen hohe Entblössungen, in denen ungeschichteter Löss mit schichtigem Löss, sowie mit Linsen feineren Schotters abwechselte; auch Dimo wollte, unter Zugrundelegung dieser Vorkommnisse, uns von der Alluvialbodengenese des Lösses der Taschkentschen Oase überzeugen. Meines Erachtens erklärt die äolische Hypothese diese Tatsachen nicht schlechter, wenn nicht besser, als die Bodenhypothese. Es ist nämlich diese Oase an einem Abhang der Berge zum Syr-Darja hin gelegen und wird vom Flusse Chirchik und dessen Armen bewässert, die sich jetzt weit (bis zu 20—30 m) in die Ablagerungsmassen eingeschnitten haben; während der Lössperiode lagerte sich in der Steppe zwischen den Flussarmen äolischer Löss ab und von Zeit zu Zeit, während katastrophaler Hochwässer überschwemmten die Flussarme die Steppe, lagerten schichtigen Löss und Schotter ab und änderten sogar ihr Bett. Derartige äolische und aquatile Wechselablagerungen schufen die jetzt durch tiefe Flusseinschnitte durchfurchte Masse, was wahrscheinlich durch jüngste Bewegungen der Erdkruste, die das Gefälle der Oase steigerten, bewirkt wurde (Beweise für solche Bewegungen in Turkestan sind vorhanden). Die Bodenhypothese wird wohl kaum imstande sein, Klärung darüber zu schaffen, weshalb einige Schichten dieses Alluviums durch bodenbildende Prozesse in ungeschichteten Löss verwandelt wurden, d. i. ihre Schichtung einbüssten, während andere wiederum diese beibehielten, obschon die Zusammensetzung beider feinkörnig und oft identisch ist.

In seiner letzten Erwiderung meint Berg, dass Sand nie in Löss sich umwandeln könne, es sei denn, dass derselbe tonige Partikeln trägt; selbst toniger Sand vermöge kein lössartiges Aussehen anzunehmen, falls ihm hierzu nicht eine gewisse Zeitdauer zur Verfügung steht; wird hingegen toniger Sand schnell von einer Anwehung überdeckt, so könne er sich naturgemäss nicht in Löss verwan-

deln, (3e, 345, 346). Damit will Berg zeigen, weshalb die Sande in der Entblössung der Hungersteppe nicht lössartig geworden sind und weshalb in den Entblössungen der Taschkenter Oase sich einige Schichten in ungeschichteten Löss verwandelt haben, während wiederum andere ihren Schichtenbau beibehalten haben. Letztere haben wohl schon Porosität erlangt, sind aber noch nicht „so weit gekommen“, dass sie ihren Schichtenbau eingebüsst hätten. Das Gezwungene dieser Deutung im Vergleich zu derjenigen der äolischen Hypothese liegt so auf der Hand, dass es sich nicht verlohnt, sie näher zu erörtern. In dem Falle einer Wechsellagerung mehrerer Massen ungeschichteten und geschichteten Lösses erscheint die Erklärung, das letztere noch nicht dazu gekommen seien, ihren Schichtenbau einzubüssen, besonders naiv.

Viele Fälle von Lagerung mächtigen und typischen ungeschichteten Lösses an den Wasserscheiden sind sowohl mit Hilfe der Bodenhypothese, als auch der Proluviumhypothese nicht zu erklären. Sieht man von den untergeordneten Wasserscheiden ab, die durch die Wässer des schmelzenden Gletschers überflutet werden konnten (obgleich für das nördliche China, für viele Stellen Turkestans, und Turkmeniens, für das nördliche Randgebiet der Sahara diese Möglichkeit durchaus ausgeschlossen ist), so wird Löss auf solchen Höhen und unter solchen Bedingungen des Reliefs angetroffen, wo von einer Überflutung durch irgend welche Wässer, welche Feinerde, — das Muttergestein des Lösses nach Berg — mitgeführt haben, nicht die Rede sein kann. Derart sind die von Löss überdeckten oberen Teile des Plateaus der Provinz Schan-si, die Bergrücken und Höhen der Gebirgsketten des östlichen Endes des Njan-Schan in der Provinz Kan-su und insbesondere das im Süden Ordos umsäumende Plateau des östlichen Kan-su und des nördlichen Schen-si: dieses Plateau erhebt sich als recht steiler Abhang bis zu 240—360 m über der Ebene von Ordos und erreicht eine absolute Höhe von 1720—1740 m; es ist dies der höchste Teil der von der ungeheuren Krümmung des Gelben Flusses (Hoangho) umfassten Gegend, so dass demselben von nirgendwo anders Feinerde, die späterhin zu Löss umgewandelt wurde, hat zugeführt werden können. Ein gleichartiger, typischer Löss des Plateaus erreicht in dessen nördlichem Teil eine Höchstmächtigkeit von nicht weniger als 400 m, den Entblössungen an den tiefeingeschnittenen Flusstälern nach zu urteilen. Nach Süden, zum Tale des Wai-che hin, fällt das Plateau allmählich ab, die Lössmächtigkeit wird geringer und unter dem gelben Löss tritt roter Löss, der in dem nördlichen Teil fehlt, in Erscheinung. Unter diesen Verhältnissen könnte die Bodenhypothese bloss Eluvium als Muttergestein des Lösses in Betracht ziehen. Im gemässigten Klima manifestiert sich jedoch immer im Bestande des Eluviums der Bestand der Grundgesteine, aus denen dieses sich gebildet hat, während dies bei den angegebenen Fällen nicht zur Beobachtung gelangt, denn der Löss ist hier stets gleichartig. Abgesehen hiervon, sind Eluviumschichten zu Dutzenden und umso weniger zu Hunderten Meter Mächtigkeit unbekannt, ausser Lateriten, die im tropischen Klima unter einer üppigen Vegetation sich bilden. Wie ich bereits längst gezeigt habe (2a), kann der Löss dieses Plateaus durch keine andere, als die äolische Hypothese gedeutet werden.

7. Die fossilen Böden im Löss (die in China mit seltenen Ausnahmen fehlen) können weder gegen die äolische Hypothese, noch zugunsten der

Bodenhypothese als Beweismittel verwertet werden. Sie dienen bloss als Beleg für eine zeitweilige Klimaänderung, durch die eine Akkumulation von Humus in dem vordem humuslosen Steppenboden bewirkt wurde, wie darauf oben hingewiesen worden ist.

8. Zeit der Lössbildung.

Berg meint, das Muttergestein des europäischen Lösses habe sich vornehmlich während der humiden Glazialperioden abgelagert, als die Ströme grosse Mengen an trüben, die heutigen Wasserscheiden überflutenden Wässern mit sich führten. Die Umwandlung dieser Formationen zu Löss sei während der ariden Interglazial- und Postglazialzeiten erfolgt (1a, 619—620; 1d, 464, 1b, 94). Die grossen, für die Sedimentierung der Gletschertrüben selbst an den Wasserscheiden erforderlichen Stromüberschwemmungen sind, nach Berg, sowohl zur Zeit des Höhepunktes der Gletscherschmelze, als auch während dessen gesteigerten Vorstosses vorgegangen.

Durchaus unwahrscheinlich ist die Annahme, dass während des verstärkten Gletschervordringens grosse Stromüberschwemmungen sich hätten ergeben können. Klar genug ist es ja doch, dass bei der Steigerung des Gletschervordringens die atmosphärischen Niederschläge in der Form von Schnee und Eis fixiert wurden, das Schmelzen hingegen auf ein Minimum beschränkt war, denn anderenfalls würde doch der Gletscher nicht „in verstärktem Masse“ haben vordringen können. Aus diesem Grunde kann zu jenen Zeiten von einer Bedeckung sogar der Wasserscheiden durch die Stromwässer keine Rede sein. Aber auch während der Höchstentfaltung des Tauens des Gletschers kann man sich nicht dermassen mächtige Ströme vorstellen, dass durch dieselben selbst die Wasserscheiden, mithin also insgesamt das ganze Land südlich vom Gletscher überflutet worden wären. Es würde sich hierbei ein vollständiges Meer ergeben haben und zwar ein nicht unbewegliches sondern ein nach Süden zu fliessendes Meer, das für seine Existenz eines konstanten und enormen Wasserzuschusses seitens des Gletschers benötigt haben würde. Ein derartiges Bild kann man sich nur unter der Voraussetzung eines katastrophal schnell verlaufenden Abschmelzens des kontinentalen Gletschers vorstellen, und zwar nicht einmal im Laufe mehrerer Jahre, sondern nur einiger Monate oder Wochen, was natürlicherweise ganz unwahrscheinlich ist. Sodann hätten diese enormen Ströme nicht eine Ablagerung feinen Schlammes, sondern eine starke Durchwaschung bewirkt, sie würden alle vom Gletscher zurückgelassenen Moränen, alle lockeren Bildungen der vorangehenden Perioden vernichtet und sich dabei sogar in die Grundgesteine eingeschnitten haben. Als Endergebnis hiervon hätten wir in der russischen Ebene keine Glazialablagerungen zu verzeichnen ausser den grössten Geschieben, für die selbst die Wucht dieser Ströme nicht ausreichte und abgesehen von fluvioglazialen Ablagerungen an den Talsohlen, die bereits zu jener Zeit abgesetzt waren, als der Rückzug des bedeutend reduzierten Gletschers weit nach Norden hin statthatte und als die Flüsse bereits in ihre Ufer zurückgetreten waren. Der durch bodenbildende Vorgänge aus Glazialablagerungen formierte Löss hätte ja nur an den Talsohlen abgelagert sein müssen. Somit muss die Bodenhypothese, um die Anlagerung des Lösses an den Wasserscheiden zu erklären, zu ebenso unwahrscheinlichen Voraussetzungen greifen, wie dies die proluviale tut.

In seiner letzten Erwiderung beruft sich Berg, indem er die Notwendigkeit eines katastrophal schleunigen Schmelzens des Gletschers für die Überflutung der Wasserscheiden in Abrede stellt, auf das Angefülltsein der Täler mit fluvioglazialen Ablagerungen, was grosse Überschwemmungen bewirkt habe. Er führt hierbei Beobachtungen von Glinka betreffs der in ihrer ganzen Breite von 4–5 km aus fluvioglazialen Ablagerungen zusammengesetzten Wasserscheide des Don-Woronesh, sowie die von Litschkow an, die grosse Überflutungen im Polessje und eine 100 km betragende Breite der dritten Terrasse des Dnjepr an dessen Mittellauf erwiesen (3e, 327, 328). Hierauf liesse sich erwidern, dass die die Wasserscheiden überflutenden grossen Überschwemmungen stellenweise am südlichen Rande des schmelzenden Gletschers in der Form von landseeartigen Verbreiterungen der gestauten Flüsse statthatten. Die nächst Kiew 120 km betragende Breite der dritten Dnjeprterrasse ist nach Litschkow (II) durch langsame Erosion des Tales in den kristallinischen Gesteinen der Porogi (Dnjepr-Stromschnellen), bedingt, zu denen hin dieselbe, sich immer mehr verengernd, allmählich verschwindet; die Moräne überdeckt nicht diese Terrasse, sondern ist dem Löss unterlagert. Derart breite Terrassen besitzt weder der Dnjestr, noch der Bug, sowie auch nicht der nördliche Donetz; mithin ist diese Erscheinung von lokalem, nicht von allgemeinem Charakter. Was aber die Hauptsache ist, an den Wasserscheiden sind Lössse auch südlich von den Inundationen der Flüsse der Eiszeit und ausserhalb derselben verbreitet. Die Dnjeprterrasse reicht an ihrer breitesten Stelle längst nicht bis an die Wasserscheiden des Stromgebietes des Dnjepr sowohl nach dem Bug und Dnjestr im Westen, als auch nach dem Donetz im Osten hin. Demnach vermögen auch die letzten Ausführungen Bergs die Ablagerung des Löss-Muttergesteins an vielen Wasserscheiden nicht aufzuklären, da doch immerhin das Bedecken aller Wasserscheiden durch Tauwässer des Gletschers bei dessen Rückzug katastrophal, d. h. unwahrscheinlich bleibt. Überdies bricht sich in dem letzten Jahrzehnt immer mehr die Ansicht Bahn, dass der Löss sich nicht während der Interglazialzeiten, sondern während der glazialen formiert hat, und dass letztere Perioden Zeiträume ausserordentlicher Trockenheit des Klimas und weitgehender Bildung von Steppen, wo sich der äolische Staub absetzte, waren. Schon vor 15 Jahren ist G a g e l auf Grund eines Studiums der umfangreichen Literatur betreffend das Quartär Westeuropas zum objektiven Schluss gelangt, dass die interglazialen Perioden feuchtwarm waren; bloss zu Beginn und zu Ende einer jeden Epoche war die Temperatur niedrig: seines Erachtens gibt es keinen einzigen sicheren und durch Tatsachen gestützten Beleg dafür, dass im Laufe des interglazialen Zeitalters noch Perioden von äusserster Dürre und Steppenbedingungen bestanden hätten, gleichwie auch keine unumstössliche Beweise von Lössbildung während dieser Perioden. Demgegenüber kann man als erwiesen erachten, dass der Löss zu den Eiszeiten sich ablagerte und während der Interglazialzeiten Erosion, Verwitterung und Verlehmung erfuhr. Die Flora der Eiszeit beweist einwandfrei, dass an den Randgebieten des Eises klimatische Bedingungen der Tundra mit starken Winden bestanden, welche die Entwicklung höherer Pflanzen und Bäume nicht zuliesse. Die schutzlosen kalkreichen Gletscherablagerungen waren der Wirkung starker Antizyklonalwinde ausgesetzt; die Steppenfauna, die das Vorhandensein umfangreicher Steppen beweist, wurde im Löss

begraben; ganz unverständlich wäre es, wie denn diese Fauna mit der Existenz hypothetischer, umfangreicher, präglazialer Landseen in Einklang zu bringen wäre, und wie diese Fauna in die Sedimente dieser Landseen in nicht sekundärer Ablagerung gelangt wäre. Zahlreiche Funde an Erzeugnissen und Herden des paläolithischen Menschen im Löss z.T. mitsamt vollständigen Säugetierskeletten lassen nicht nur die äolische Herkunft des Lösses erkennen, sondern sind auch direkt unvereinbar mit einer aquatilen Genesis desselben (12).

Heute, dank den Untersuchungen von Polarexpeditionen betreffend die Richtung der Winde und die Verteilung von Niederschlägen und Temperaturen an den kontinentalen Gletschern Grönlands und der Antarktis, worüber eine gute Gesamtübersicht das unlängst erschienene lehrreiche Buch von Hobbs über die glazialen Antizyklone (13) enthält, kann man es am wahrscheinlichsten erachten, dass gerade die Eiszeiten trocken waren, zum mindesten während der zweiten Hälfte und dass sie ein antizyklonales Windrégime besaßen. Der anwachsende Gletscher fixierte in sich eine ungeheure Menge an Feuchtigkeit in festem Zustande, diese nach und nach dem Kreislaufe der atmosphärischen Niederschläge entziehend. Je mehr der Gletscher anwuchs, umso arider wurde das Klima. Die vom Gletscher nach Süden hin wehenden verhältnismässig trockenen und kalten Winde zerstörten die Vegetation in dem unmittelbar an den Gletscherend grenzenden Landsstreifen und verwandelten diese Gegend in eine Wüste, wo nur an den Ufern der vom Gletscher herabfließenden kleinen Wasserläufe Pflanzen in der Weise, wie in den Wüstenoasen der Jetztzeit, fortkommen konnten. Der ausgetrocknete Boden umfangreicher, zwischen den Flussläufen gelegener Gelände, denen der Pflanzenschutz fehlte, war der Abwehung preisgegeben und lieferte ergiebige Material für die Staubstürme; die Strombetten, die während der kalten Jahreszeit, wenn das Abschmelzen abnahm bzw. vollständig sistierte, sich entblösten, lieferten ebenfalls Abwehungsmaterial in der Form fluvioglazialer Ablagerungen. Eine Reduktion des Gletschers resultierte nicht aus verstärktem Abschmelzen, sondern war eine Folgeerscheinung der gesteigerten Verdunstung des Schnees und Eises zu der Zeit, als die Trockenheit des Klimas ihren Höhepunkt erreichte und der Schneefall auf den Gletscher nahezu gänzlich aufhörte. Das Klima wurde nur sehr allmählich humider nach Massgabe des Wiederauftretens von Feuchtigkeit im Kreislauf der atmosphärischen Niederschläge. Daher waren die Tauwässer auch beim Gletscherrückzug noch lange Zeit nicht in reichlicher Menge vorhanden, das Klima blieb auch jetzt noch recht trocken. Vor dem Eise hatte sich eine allmählich nach Norden hin zurückziehende Abwehungsregion erhalten. Das Material für die Abwehung stellten nun die vom Eis befreiten und austrocknenden Grundmoränen. Erst späterhin als der Gletscher sich stark zurückgezogen hatte, und das Klima zur Genüge humid geworden war, konnte der Wüstengürtel vor dem Eise nach und nach abnehmen und der Tundra seinen Platz einräumen.

Südwärts von dem das Gletscherende umsäumenden Abwehungsgebiet, wo die Niederschläge spärlicher waren und wo es wärmer war, lag das Akkumulationsgebiet, das sich als aride Steppen präsentierte. Diese Region rückte zur Zeit des Vorstosses des Gletschers nach Süden hin und zur Zeit des Rückzuges des letzteren nach Norden hin (bis zu einer gewissen Grenze) vor. An diesen Step-

pen setzte sich der von Winden und Stürmen, von Norden her verfrachtete Staub ab; letzterer sammelte sich an und verwandelte sich allmählich in Löss. Die warm-feuchte Interglazialepoche begann erst nachdem der Gletscher sich bedeutend verkleinert und viel Feuchtigkeit ausgelöst hatte; erst dann setzte, infolge der reichlichen Niederschläge, die Humusansammlung und die Bildung des pflanzlichen Bodens ein; jetzt begann auch die Erosion und die Degradierung des Lösses, sowie die Bildung von deluvialem und alluvialem Löss. Die darauffolgende, in ihrer ersten Hälfte noch humide, aber kalte Glazialperiode restituierte in derselben Reihenfolge die Lössansammlung und es wurde der pflanzliche Steppenboden fossil. Die warm-feuchte Postglazialzeit, die auf dem Löss der Ukraine den Tschernosjom schuf, ging in die zeitgenössische etwas trockenere und kältere Epoche über. All diese Übergänge erfolgten naturgemäss sehr langsam und allmählich.

In der hier angedeuteten Weise kann man sich die Schwankungen des Klimas zu Ende des Neogens und während des Pleistozäns, sowie die damit vergesellschaftete Bodenbildung im Süden der russischen Tiefebene vorstellen. Eine Reihe von Geologen hat sich bereits der Anschauung angeschlossen, dass der Löss das Produkt der ariden Glazialperioden sei, nicht aber der Inter- und Postglazialzeiten, die humid waren und die das Entstehen von pflanzlichen Böden, die Degradation, Erosion und Umstellung des Lösses (s. 15, 14) bewirkten.

Alle Besonderheiten des äolischen Lösses lassen sich dadurch erklären, dass derselbe, zur Hauptsache, nicht aus lokalem, sondern aus weit distantem Staub besteht, welcher von den Verwitterungs- und Abwehungsflächen der verschiedenartigsten Gesteine emporgehoben wurde, und in der Luft gründlich durchmischt, seinem Gehalt nach gleichartig wurde, und dass dieser Staub nicht aus dem Wasser der Regenstrahlen bzw. der Gletscherströme, sondern aus der Luft zur Absetzung gelangte und dabei sich allenthalben absetzte, sowohl an den Talsohlen und Gehängen, als auch an den Wasserscheiden. Nur die in den Lössmassen der Talabhänge und -Sohlen vorkommende Durchschichtungen von Schotter, Kies, Sand und Schlamm, welche voneinander durch normalen unschichtigen Löss getrennt und an verschiedenen Horizonten gelagert sind, indem sie sich gewöhnlich abwärts längs des Abhanges verjüngen und auskeilen, sind von den Regenstrahlen und Bächen abgelagert worden und sind das Erzeugnis periodischer Regengüsse, die das Material von den Ausgehenden der Grundgesteine und von höher gelegenen Lössmassen auf die Steppenoberfläche durchwuschen.

Neuere Widerlegungen Bergs betreffend den südrussischen Löss (3e, 319--323) werden, wie ich hoffe, von einem anderen, mit der diesbezüglichen umfangreichen Literatur mehr vertrauten und diesen Löss verschiedener Gegenden kennenden Geologen-Äolisten eingehend beantwortet werden. Bemerken möchte ich bloss, dass im Gegensatz zur Behauptung Bergs über das Fehlen von Anzeichen der Wüstenphase im Süden Russlands, solche an verschiedenen Stellen in der Form von Dunkelrinden an der Oberfläche des pontischen Kalksteines unter rotbraunem Ton (Krokos 16, 284), sowie als durch Sand abgeschliffene Dreikanter verschiedener äolischer Einsenkungen an den Grundgesteinen bei Kanew und in Podolien (Resnitschenko 17a, b) ermittelt worden sind, ganz abgesehen von zahlreichen Beweisen „fossiler Wüsten“, die im interessanten und lehrreichen Werke Tut-

kowskys (1b) verzeichnet sind. Es ist anzunehmen, das im Norden, bei sorgfältigerem und unvoreingenommenem Studium ebenfalls Belege für das Vorkommen der präglazialen Wüste unter den Bildungen der später entstandenen Tundren, Torflager, Wälder u. s. f. werden gefunden werden. Ich möchte noch hinzufügen, dass meine Ausführungen darüber, dass die warmfeuchte postglaziale Zeit, die den Tschernosjom auf dem Löss der Ukraine entstehen liess, in die jetztzeitliche etwas trockenere und kältere Epoche übergegangen ist, eine unnötige Erwiderung seitens Bergs hervorgerufen hat, der diesen Satz buchstäblich aufgefasst hat (1e, 326, 327). Ich wollte ja nur, ohne näher auf die klimatischen Veränderungen der Postglazialzeit einzugehen, betonen, dass das Klima der Jetztzeit überhaupt trockener und kälter ist, als es zur Zeit der Tschernosjombildung war. Lässt man sich hingegen auf Einzelheiten ein, so hätte Berg die auf einem Studium aller vorhandenen Daten begründete neueste Aufteilung Gams und Nordhagens (22) anführen sollen, die darauf hinweisen, dass dem Daunstadium der letzten Eiszeit nachstehende Perioden nachfolgten: 1. Eine subarktische Übergangszeit. 2. Eine boreale, mit trocken-warmem kontinentalem Klima. 3. Eine atlantische mit feucht-warmem Seeklima: das postglaziale Wärmeoptimum. 4. Eine subboreale, trocken-warme. 5. Eine subatlantische humide, eingangs warme (alt-historische Zeit). 6. Die neueste trockenere Epoche (Mittelalter und Neuzeit). Aus dieser Aufteilung ergibt sich, dass die zeitgenössische neueste Periode, das letzte Zeitalter, nicht aber die subatlantische Epoche, auf die Berg in seiner Erwiderung verweist, trockener ist, als die Zeit der Lösserosion und der Tschernosjombildung in den Lösssteppen; ebendasselbe lässt sich in anderen Ländern beobachten. Die jetztzeitliche Periode ist auch in China trockener, als die vorangehende postglaziale Zeit, wo eine starke Erosion der durch die letzte Glazialperiode geschaffenen Lössmassen vorsichging; daher wurde der Erosionsvorgang einwenig abgeschwächt, die Lössbildung hingegen verstärkt. Der neuesten Literatur zufolge, ist hinsichtlich China und überhaupt Zentralasien eine Reihe von Symptomen gesammelt worden, die eine Verschlechterung des Klimas in der Richtung grösserer Trockenheit erweisen; wie z. B. das Überschütten der Randgebiete der Lössregion durch Sand, ein Abschwächen der wasserführenden Tätigkeit der Flüsse, die Anhäufung von Alluvium in den Flussbetten, der Vorstoss der Wüste Gobi auf die Steppen, der Schwund der Baumvegetation in ebengerannter Wüste u. a. m. Schultz hat im Pamir eine distinkt zu unterscheidende, in der vorangehenden feuchteren Zeit stattgehabte Reliefveränderung beschrieben und Beweise für die „aride Einebnung“ des Landes (18) geliefert.

Nach Berg (1d, 461) ist die Zonenverteilung der Lössbildungen nur mittels der Bodenhypothese zu erklären. Nun muss aber der äolischen Hypothese, in ihrer neuesten Fassung, zufolge, der typische Löss gerade zonal sein, indem er im Gürtel der zeitgenössischen und früheren ariden Steppen und in nächster Nachbarschaft von den Abwehungsregionen belegen ist, in deren Randgebieten er gröber wird und häufig einem Gürtel von Flugsanden Platz macht. Diese Zonalität ist ausgezeichnet in Zentralasien ausgedrückt, wo der Löss in der Form eines mehr oder minder breiten Gürtels (wobei dessen Breite, sowie die Lössmächtigkeit von der Richtung und Stärke der herrschenden Winde abhängt) das Gebiet der steinigen und sandigen Wüsten und Halbwüsten Gobis umsäumt.

Die Zonation lässt sich gleicherweise in Turkestan verfolgen. Hier werden vom Löss die Gebirgsmassive in dem Abstand zwischen diesen und sandigen und tonigen Wüsten und Halbwüsten umsäumt. Auch fehlt die Zonation nicht im europäischen Teil der U. d. S. S. R., wo der Löss im Süden die Region der ehemaligen Vereisung umsäumt, nach Norden zu gröber wird, an einzelnen Stellen durch „kleine Geschiebe“ angereichert ist und stellenweise, z. B. im Polesje, mit Sanden abwechselt. Diese „kleinen Geschiebe“ im Löss zitiert Berg als Beleg für die Bodenhypothese, indem er dafür hält, dass der Löss aus Gletscherablagerungen, im Speziellen aus Moränen entstanden ist. Natürlicherweise ist der viele Geschiebe bzw. Schotter enthaltende Löss nicht äolisch, sondern sekundär von Gletscherablagerungen stammend; einzelne Geschiebe konnten jedoch in die Lösssteppe durch den auf diese vordringenden Gletscher oder das Austreten der Flüsse und der feine Schotter durch starke Stürme angeführt worden sein. Solcherart Fälle erheischen eine genaue Untersuchung an Ort und Stelle in allen Beziehungen zwecks Aufklärung der Genesis des betreffenden Lösses und vermögen sie erst dann als Beweis für oder gegen irgend eine Hypothese zu dienen.

Entgegen der Behauptung Bergs, bildet sich Löss auch heutzutage in China, wo das Klima das Vorkommen arider Steppen zulässt; auch Zentralasien liefert noch Staub in genügender Menge. Das Fehlen einer humusfarbigen Oberflächenschicht des Bodens beweist, dass das Klima des Landes noch zur Genüge trocken ist.

Nun ging aber der Lössformierungsprozess schneller vor sich während der ariden Glazialepochen, wo in Zentralasien das Klima viel trockener, als das der Jetztzeit war, da die im Süden, Westen und Norden Zentralasien umgebenden hohen Gebirgsketten und Gebirgsländer mit mächtigen, in sich viel Feuchtigkeit fixierenden Gletschern bedeckt waren. Zentralasien muss damals fast durchweg eine gänzliche Wüste gewesen sein, die Vorgänge physischer Verwitterung verliefen energischer, die Winde transportierten viel Staub ab und in China existierten weder Aufpflügungen, noch Wege, so dass der Löss ausschliesslich aus dem Staub weit entfernter Gegenden anwuchs und nach und nach das während der vorangehenden, feuchten Periode durch Erosion gebildete Relief des Landes unter seinen Massen begrub. Während der darauffolgenden feuchteren Periode wurden die Lössmassen stark zergliedert und viel Material in die Flüsse ausgewaschen, ins Meer abgetragen und in Alluvium, Deluvium und sekundären Löss verwandelt.

Untersuchungen der chinesischen Geologen haben gezeigt, dass auch in China die Bildungen des Endes des Tertiärs und des Gesamtquartärs für mehrfachen Wechsel von humiden und ariden Perioden sprechen. Ohne auf Einzelheiten eingehen zu wollen, die von den Interessenten in meinem Bericht über das Lössproblem, welcher mit vollständigen Literaturangaben in den Abhandlungen der III. geologischen Tagung zu Taschkent (2e) abgedruckt wird, nachgeschlagen werden können, möchte ich hier bloss des Schemas jener Formationen und deren Genesis, von den ältesten ausgehend, Erwähnung tun.

1. Roter Ton mit der Fauna Hipparion: Es ist dies ein Lehm mit beständigen Durchschichtungen von Schotter, der durch ebendenselben roten Lehm

verbunden ist, und mit seltenen Horizonten, von Kalkkonkretionen versehen ist. Gelagert ist derselbe meist horizontal an der erodierten Oberfläche diverser älterer Gesteine; er enthält in einzelnen Nestern eine reiche Fauna von Säugetieren (*Cervicornia*, *Pellicornia*, *Rhinoceridae*, *Canidae*, *Ursidae*, *Mustelidae*, *Viverridae*, *Hyaenidae*, *Felidae*, *Hipparion richthofeni*, *Proboscidae*, *Rodentia*), Vögeln (*Struthionidae*), Reptilien (*Emydinae*, *Testudinidae*). Alter: unteres Pliozän. Die Ablagerung ist zweifellos eine Binnenlandablagerung unter Steppenverhältnissen, den Säugetieren und dem strausartigen Vogel nach zu urteilen. Das Vorkommen von Affen (in der Provinz Ho-nan), giraffenartigen Tieren, Hirschen, Schweinen, Biberartigen und Sumpfschildkröten lässt das Vorhandensein von Gehölzen, kleiner Landseen und Sümpfen erkennen. Der Genese nach wird dieser Ton dem Pikermi-Ton zugeordnet, indem man annimmt, derselbe sei ein umgeformter Rückstand der Kruste von sehr langanhaltender Verwitterungsdauer der Oberfläche, die wesentlich aus Kalksteinen in der Art der Roterden im Mittelmeergebiet bestand. Das Klima war warm und zur Genüge trocken. Ausser diesem Ton zählt man ebendenselben Alter noch als Fazien die noch wenig erforschten Absätze von Landseen mit Mollusken und solche von stürmischen Strömen zu. Möglicherweise ist an der Zusammensetzung des roten Lehmes noch äolisches, aus Zentralasien angetriebenes Material beteiligt. Nach der Formierung desselben folgte eine feuchtere Periode mit gesteigerter Erosion, weshalb diese Ablagerungen sich bloss in wenigen Örtlichkeiten erhalten haben und verschiedene Mächtigkeit aufweisen.

2. Die Formation des San-Men und roten Altlösses stellt gleichfalls drei Fazien dar: die Landsee-fluviatile, die der stürmischen Ströme und die äolische. Die zweitgenannte Fazies (zum Teil älter, als die beiden anderen und in ihrem unteren Teile vielleicht der Epoche der Erosion der roten Tone zugehörig) präsentiert sich als rötlicher bzw. roter Grobsand mit Kies, Schotter, bisweilen mit Tondurchschichtungen, welcher stellenweise grosse Geschiebe enthält, oder seiner Gesamtmasse nach in zu Konglomeraten gebundenen Schotter übergeht. Stellenweise kommt zwischen den Sanden eine einige Meter mächtige Lössschicht vor; nach oben zu wird diese Fazies meist durch 5—10 m mächtigen Löss beschlossen. Die Mächtigkeit der Fazies beträgt 40—50 m. Die Fauna ist sehr selten vertreten (*Helix*, *Quadrula*). Die Landsee-fluviatile Fazies besteht stellenweise aus Sanden, sandigen Tönen und Schottern, stellenweise aus grünlichen Sanden, roten sandigen Tönen und weissen Mergeln; sie enthält eine reichhaltige Fauna: Mollusken, Frösche, Vögel und Säugetiere, die sich von der Rottonfauna durch vollständiges Fehlen giraffenartiger Tiere, *Aceratheridae* und *Ictitheridae*, sowie durch das Vorkommen der zur Jetztzeit näheren *Equus*, *Ovis*, *Siphnaeus*, *Arvicola* unterscheidet; dieselbe besitzt jedoch auch archaische Elemente, wie z. B. *Chalicotherium*, *Hipparion* (selten), *Canis schlosseri*, *Hyaena ultima*. In Anbetracht der charakterischen Menge an Pferden, Hirschen, Antilopen und *Leptobus* ähnelt die Fauna sehr der Oberpliozän- und Unterpliozänfauna Westeuropas, (Villafranchien, Forest beds, Val d'Arno). Sie weist auf ein gemässigt-warmes und humides Klima hin, während das Vorhandensein von Gips für Steigerung der Trockenheit Zeugnis ablegt. Die äolische Fazies ist durch roten, Lösskindelhorizonte enthaltenden, über 40 m

mächtigen Löss vertreten. Dieser differiert vom gelben durch Härte, geringere Porosität, durch rosafarbene, rötliche oder gelbrote Verfärbung. Die Fauna ist durch *Helix*, *Struthiolites*, *Siphnaeus arvicolinus*, *Rhinoceros cf. sinensis*, *Equus* sp., *Machairodus*, *Hyaena ultima*, *Canis schlosseri*, *Paracamelus gigas*, *Lagomys plicidens* vertreten, d. h. sie umfasst z. T. der Fauna der Landsee-fluviatilen Fazies identische Formen. Der im westlichen Teile der Provinz Kan-su (im Bereich von Liang-tschou, Sining, dem östlichen Nan-schang und am Gelben Fluss) stark entwickelte, aus buntfarbenen, insbesondere roten Tonen, Sanden und Schottern zusammengesetzte, über 1000 m mächtige Kue-te-Komplex von Loczy ist z. T., der spärlichen Mollusken- und *Siphnaeus arvicolinus*-Fauna nach zu urteilen, kontemporär der Formation San-Men, teilweise vielleicht auch älter (unten) bzw. jünger (oben); es sind dies Absätze eines ungeheuren Landsees, in den der Gelbe Fluss mündete.

3. Die Formation Huang-tu oder gelber Löss präsentiert sich ebenfalls als drei Fazies; sie setzt mit der Fazies reissender Ströme ein; diese entspricht dem Zeitalter starker Erosion der San-men-Ablagerung zu der Zeit, wo das aride Klima der Rotlössperiode einer feuchteren Epoche Platz machte. Genannte Formation ist in der Hauptsache durch Unterlössschotter vertreten — einem Konglomerat von mehreren Metern Mächtigkeit, das eine seltene, aus der Formation San-men ausgewaschene Fauna enthält. Die Landsee-fluviatile Fazies hat zu Vertretern teilweise den „Landsee“-Löss Richthofens und im südlichen Ordos — geschichtete, über 60 m mächtige Sande; im unteren Horizonte mit einer Masse Knochen von Nashörnern, Elefanten, Pferden, Stieren, Gazellen, Hirschen, Antilopen, Kamelen, Wölfen, Hyänen, sowie paläolithischen Artefakten aus Quarzit (nicht lokal). Die Knochen sind häufig von Menschen entzweigeschlagen; Straus-eierscherben sind reichlich in der Paläolithschicht vorhanden; jedoch noch in grösserer Anzahl in der höher gelegenen Schichten. In den oberen 15 Metern wird *Rhinoceros tichorhinus* nicht mehr angetroffen, wohl aber viele gut verarbeitete neolithische Werkzeuge. Ein bedeutender unterer Teil der Sande, dürfte, wenn man seine Diagonalschichtung und das völlige Fehlen von Schotter in Betracht zieht, eine Binnenlandablagerung sein. Die zwei obengelagerten, durch Sande (die oberen 15 m) von einander getrennten zwei Torfschichten mit *Planorbis* sind hingegen offenbar Landsee-Moor-Ablagerungen. Die äolische Fazies ist durch gelben Löss mit seinen bekannten Eigenheiten, Lösskindelhorizonten, mit stellweisen (an den Bergabhängen und an Talsohlen in der Nähe von Gebirgen) Durchschichtungen von Schotter, Kies, Grus mit Sand vertreten. Der gelbe Löss ist auf der unebenen erodierten Oberfläche des roten Lösses oder auf dem obenerwähnten Unterlössschotter gelagert und erreicht in den meisten Gegenden eine Mächtigkeit von 50—70 m; südlich von Ordos beträgt dieselbe bis 400 m. Seine Fauna ist arm, Knochen sind selten und mürbe, die Verteilung ist sehr spärlich. Die Hauptrolle spielen hier *Helix*, *Pupa*, *Succinea*, *Cathaica*, *Zua*, *Methodontia*, *Eulota*, *Buliminopsis*, die z. T. jetzt noch hier, teilweise aber erst südlicher leben. Von Säugetieren kommen am häufigsten Elefantenhauer und -Zähne vor, nicht aber die des Mammut, vielleicht auch die des *E. nomicus*, ferner *Rhinoceros aff. simis*, *Ovis?* sp., *Hyaena* sp., *Ursus* sp. *Sus* sp., *Equus* sp., *Cervus* sp. Auch ist der Schädel eines biberartigen

Tieres und eine Schildkröte gefunden worden; von Vögeln sind am häufigsten die Eier des *Struthiolithes*, sowohl Scherben als auch heile; bisweilen zwei und mehr beieinander liegend. Im Grossen und Ganzen ist dies die Fauna des Mittelpleistozäns. Im südlichen Ordos sind im Basaltschotter des Lösses und in den alleruntersten Horizonten des letzteren paläolithische Werkzeuge und in den oberen Horizonten neolithische Werkzeuge gefunden worden. Demnach lebte der Mensch in China schon vor Beginn der Lössperiode und zu Anfang derselben, um darauf zu verschwinden und sodann am Ende besagter Epoche wieder aufzutreten.

4. Formationen der Postlössperiode Pan-Tschao. Dem Zeitalter der Ablagerung mächtigen gelben Lösses folgte eine erheblich humidere Periode, während deren die Lössmassen stark durch Erosion zergliedert wurden. Dieser letzteren Periode entsprechen die jüngsten Ablagerungen an den zeitgenössischen, Talsohlen und -Abhängen, welche der Erosionsoberfläche der älteren Ablagerungen nämlich den Formationen Huang-tu, San-men, dem roten Ton, den mesozoischen und paläozoischen Formationen überlagert sind. Obgleich die Fazien dieser Periode noch nicht zur Genüge beforscht sind, so lassen sich doch mit gewisser Sicherheit nachstehende unterscheiden: 1. Die Alluvialfazies geschichteten Lössschlammes, Sandes, Schotters an den Sohlen und dem unteren Teile der Abhänge zeitgenössischer Täler, mitunter in der Form von Terrassen. 2. Die Deluvialfazies des durch Erosion und teilweise durch Überwehung mehr oder minder verlagerten schichtigen Lösses an den Gehängen, stellenweise mit Durchschichtungen von Sand, Grus und Schotter. 3. Die Torffazies, als seltene Ausnahme, beispielsweise in der Umgebung Pekins, wo ein fossiles Torflager aufgefunden wurde. 4. Die Tschernosjomfazies, als obere Bodenschicht in kesselförmigen Einsenkungen des südlichen Randgebiets der östlichen Mongolei. 5. Die Höhlenfazies mit Knochen verschiedener Tiere, Menschenknochen und Artefakten des Menschen von neolithischem und späteren Zeitaltern. 6. Die äolische Flugsand- und Lössfazies. Die Sande wurden durch Abwehung des zeitgenössischen Flussalluviums an den Talsohlen und der grossen Tiefebene, des Lösses an Abhängen und der Flugsande des südlichen Randgebietes Zentralasiens gebildet; letztere dringen in das Randgebiet der Lössregion ein, bilden hier Barchane an der Oberfläche der Lössmasse und überschütten Felder, Gemüsegärten und Ortschaften. Die Bildung äolischen Lösses erfuhr keine Unterbrechung nach dem Ende der Huang-tu-Epoche (wohl wurde aber natürlicherweise dieselbe verlangsamt), was durch den Wegfall fossiler Böden in der oberen Partie des mächtigen Lösses erwiesen ist; denn diese hätten entstehen müssen, falls während der Periode des feuchtesten Klimas und gesteigerter Erosion Ansammlung von Humus an der Oberfläche der Lössteppen stattgefunden hätte. Ablagerung typischen Lösses erfolgt auch jetzt, falls man nach den in einer Tiefe von 1—1,5 m gefundenen Scherben von Tongeschirr, den Ziegelbruchstücken, den Überresten von Särgen und den Bronzeerzeugnissen, sowie nach dem in der Umgebung von Tsi-nan-fu unter einigen Fuss ungeschichteten Lösses ausgegrabenen nestorianischen Denkmal von 781 urteilt. Das Anwachsen des Lösses geht auch heutzutage vor sich, sowohl auf Kosten des durch Winde von Ackern, Wegen, Abstürzen, trockenen Flussbetten abgehobenen lokalen Staubes, als auch auf Kosten des von den Winden aus Zentralasien

zugeführten Staubes; natürlich geschieht dies jetzt in geringerer Masse, als während der Huang-tu-Periode. Der Löss wächst an den Sohlen breiter Täler, an den Oberflächen der Lössplateaus und Abstufungen, sowie an den weniger abschüssigen Gehängen empor trotz der noch weiter andauernden Erosion. Die Fauna dieser Periode setzt sich aus heute noch lebenden Mollusken (im Alluvium, Deluvium, Löss) und Überresten von Wirbeltieren zusammen. Im sekundären Löss wurden die Überreste eines grossen Hirsches, eines Hammels und Stieres entdeckt; in Torflagern nächst Peking die Überreste eines Hirsches, eines Stieres, eines Schweines, eines Hundes und grosser Fische, ein Auerochschenschädel; über dem Torf: Bronze-, Knochen- und Eisenerzeugnisse und an einer anderen tiefer gelegenen Stelle polierte Steinbeile und Meissel. In Höhlen der westlichen Berge Pekings wurde eine kleine Säugetierfauna angetroffen, darunter ein Stachelschwein, das zurzeit bloss in Südchina vorkommt. Nach den Flusstalterrassen zu urteilen, wechselten die Erosionszeitalter der Pan-Tschaoperiode mehrmals mit Zeiten von Sedimentablagerung ab.

In China lassen sich hingegen zwei Lössmassen verschiedener Qualität und Alters erkennen, die offensichtlich zweien Glazialepochen Zentralasiens entsprechen. Diese können mit den zwei letzten Glazialepochen Europas (Riss und Würm) in Koanex gebracht werden; möglich ist es jedoch, dass eine eingehendere Beforschung beider Lössschichten erweisen wird, dass jede derselben zweien durch eine Interglazialperiode voneinander getrennten Eiszeiten entspricht, nämlich, dass der gelbe Löss sich zur Riss- und Würmeiszeit abgelagert hat und der rote Löss während der Günz- und Mindelvergletscherung. Das Fehlen fossiler Böden und glazialer, zwischen die Lössen verschiedenen Alters sich einkeilender Ablagerungen in Europa und Südrussland bereitet einer solchen Aufteilung in China Schwierigkeiten, dieselbe bleibt der Zukunft vorbehalten. Die rötliche Verfärbung der unteren Lössschicht kann ihre Erklärung darin finden, dass zur Zeit ihrer Bildung in Zentralasien die umfangreichen Flächen der Einsenkungen noch mit Gobiablagerungen bedeckt waren, d. i. mit kontinentalen Sedimenten vom Kreide- und Tertiäralter, in denen rote Farben vorwiegen. Ausserdem waren zu jenen Zeiten die Zwischenhöhen der älteren Gesteinsarten noch mit den während der vorangehenden heissfeuchten Epochen entstandenen roten Verwitterungsrinden bedeckt. Es musste mithin das in der ersten Vereisungsperiode von den Wüsten Zentralasiens gelieferte Staubmaterial wesentlich von roter Verfärbung gewesen sein. Zur Zeit der Bildung des gelben Lösses hatten sich die Flächen rotfarbiger Gobiablagerungen in Zentralasien schon in bedeutendem Masse infolge von Abwehung verringert und war die rote Verwitterungsrinde bereits verschwunden, so dass die Wüsten einen ebenso grau-gelben Staub lieferten, wie zur Jetztzeit.

In Turkestan umsäumt der Löss in einem mehr oder weniger breiten Streifen die Gebirgsketten des Thian-Schan und Alai, wobei er in die Bergtäler hineindringt, die Abhänge emporsteigt und vom Fusse der Berge nach den anstossenden Ebenen hin sich verbreitet; auch besetzt er die weiten Täler der Ferghana und der Kultja, echte, nach Westen hin offene Säcke. Zur Eiszeit waren die Gebirgsketten mehr mit Schnee und Eis bedeckt, als in der Gegenwart, nicht aber bis zum Fuss derselben; der Vereisungstyp trug noch alpinen Charakter. Nach Westen hin verlief die schon vom Meer verlassene Aral-Kaspi-Einsenkung; ein-

zelle Teile derselben wurden jedoch von dem Meere überflutet. Diese Depression, sowie das Wüstenplateau des Ust-Urt waren das Abwehungsgebiet; die lockeren, trocknenden Meeressedimente wurden von den Winden abgeweht. Der Sand verblieb innerhalb der Einsenkung und bildete die zeitgenössischen Sande Kara-Kum und Kisil-Kum, während der Staub nach SW u S zum Kopetdag und Parapamis abgetragen wurde, insbesondere jedoch nach SO und O zum Alai und Thianschan. An diesem Hindernis in der Form von Gebirgen setzten die Winde den Staub ab und die nahebelegenen Gletscher lieferten genügend Niederschläge für die Existenz der lössansammelnden, ariden Steppen. Ausserdem trugen die von den Schneegebirgsrücken herabwehenden Föhne an diese Steppen Staub ab, der in den Verwitterungsgebieten von den über dem Schnee hervorragenden Graten und Felsen, den Oberflächen- und Endmoränen der Gletscher abgehoben worden war. Viel war jedoch kaum von diesem Staube vorhanden; es prävalierte Wüstenstaub. Besonders viel Staub wurde in den Säcken Ferghanas und Kultjas aufgefangen. Die Nachbarschaft der Berge und Gletscher bewirkte zeitweise schroff ausgeprägte Störungen des Prozesses des Lössanwachsens nicht nur in der Form von Gruszwichenschichten, sondern auch ganzer Schottermassen, die von den Strömen abtransportiert wurden; dies ist schon von Middendorff, als ein charakteristisches Kennzeichen des Turkestaner Lösses der Vorgebirge verzeichnet worden.

Den Beobachtungen der Bodenkundler zufolge, geht der Löss Turkestans zur Oberfläche hin in „Grauerde“ über, die in den oberen 10 bis 15 cm 1 bis 2% Humus am Plateau und an den Anhängen enthält, während dieselbe in den Ebenen heller wird (4b). Das Klima des Landes ist offenbar jetzt humider, als zur Eiszeit war und ermöglicht eine gewisse, in der Nähe der Berge bedeutendere, an den Ebenen hingegen geringere Humusansammlung. Indessen setzt sich auch in der Jetztzeit ohne jeden Zweifel der Staub, der durch Wind von den Sandüberwehungs-Flächen, fluviatilem und marinem Alluvium, von den Ausgehenden des Grundgesteins abgetragen wird, sowie derjenige, welcher von aufgepflügten Stellen, Wegen, steilen Abhängen u. dgl. abgehoben wird, überall dort ab, wo er Schutz seitens der Vegetation findet, d. h. er ist, in bedeutender Masse, an dem Anwachsen der Grauerde oberhalb beteiligt. Über Menge und Beschaffenheit des Staubes verschafft man sich eine Vorstellung nach den Beobachtungen von Neustrujewa (19): von der Staubigkeit der Luft in Turkestan hat jedermann, der dieses Land besucht hat, genügende Kenntnis. Dem distanten Staub wird jetzt viel lokaler beigemischt, der Anwachsungsvorgang des äolischen Bodens hat hingegen, der Behauptung Bergs (3d, 450) zuwider, nicht aufgehört, ebenso wie in Nord-China; dieser Boden hat bloss infolge der Beteiligung von Humus im Bodenbildungsprozess seinen Typ geändert.

Berg weist in seiner Entgegnung darauf hin, dass längs dem nördlichen Fusse des Kopetdag sich nicht Löss, sondern Proluvium abgelagert, das durch die Ströme aus den Gebirgen abgetragen wird (3e, 329). Dies ist mir bekannt genug durch eigene Beobachtungen in den Jahren 1886—88. In meiner Arbeit über den Löss habe ich eingehend ausgeführt, weshalb vom westlichen Ende dieses Gebirgusses bis zur Station Gjaurs kein Löss vorkommt, während er östlicher bis zur Station Lutfabad existiert (2a, 23—25). Auch in dieser lössfreien Partie

ist der Löss längs dem Gebirgsfuss, an den nördlichen Berghängen, an den Gebirgskämmen, sowie weiter nach Süden, allenthalben, wo die Abhänge nicht allzu steil sind, oder der Löss nicht bereits ausgewaschen worden ist, gelagert (s. Bogdanowitsch 5b, 26; 5c, 7, 8). Am nördlichen Abhang des Parapamis bis zur Grenze Turkmeniens ist sehr mächtiger Löss eingelagert, aus dem die als „Bairy“ bezeichneten Hügel zusammengesetzt sind, und der Konglomeratdurchschichtungen enthält, wie dies mitunter am Löss der Vorgebirge Turkmeniens beobachtet wird. Sowohl besagte Durchschichtungen, wie auch die Wechsellagerung von geschichtetem und ungeschichtetem Löss, d. i. die Ungleichartigkeit des Turkestaner Lösses findet ihre zufriedenstellende Erklärung in der äolischen Hypothese unter Entstehungsverhältnissen am Fusse des Gebirges, während die Bodenhypothese in der Person Bergs. sich genötigt sieht, das Erhaltensein der Schichtung in den einen Schichten bei Schwinden der Schichtung in anderen darauf zurückzuführen, dass erstere nicht lange dem bodenbildenden Prozesse unterworfen waren und deshalb nicht „dazu gekommen wären“ zu echtem Löss sich umzuwandeln (3e, 345). Das Naive dieser Erklärung ist schon hervorgehoben worden; noch hervorstechender wird dasselbe im Konnex mit anderen Behauptungen Bergs. In Bezug auf die Mächtigkeit gleichartigen Lösses zu 5—10 und 20 m die, meines Erachtens, die Bodenhypothese widerlegt, da die Bodenbildungsprozesse sich bloss auf die oberen 2 bis 3 m beschränken, meint Berg jetzt, er habe den Löss nicht nur als Produkt bodenbildender Vorgänge betrachtet, sondern vornehmlich als Ergebnis der Verwitterung im weiten Sinne des Wortes unter Verhältnissen eines ariden (Steppen-Wüsten) Klimas. Er sehe keinen plausiblen Grund dafür, die Möglichkeit der Verwandlung eines mehr oder minder gleichartigen Gesteins zu Löss in Abrede zu stellen, selbst wenn dasselbe eine Mächtigkeit von 10 oder 20 m besitzt (1e, 329). Ist dem so, so ist dies bereits eine neue Varietät der Bodenhypothese, in der die Hauptrolle der tiefen Verwitterung zugesprochen wird. Auf welche Weise dies aber in einer Tiefe von 10—20 m so zustande kommen sollte, dass z. B. geschichteter fluviatiler, bzw. Land-Seelehm oder sandiger Lehm oder Glazialschlamm (alles dies sind mehr oder weniger gleichartige Formationen) zu ungeschichtetem typischen Löss umgewandelt wird, — darüber lässt sich Berg nicht aus. Nun wissen wir wohl, dass jedes beliebige harte Grundgestein im tropischen, zur Genüge (jedoch nicht übermässig) humiden Klima bis zu einer bedeutenden Tiefe mittels der Verwitterungsprozesse, infolge der Gegenwart reichlicher organischer Säuren, die der Pflanzenhumus liefert, in Laterit verwandelt wird. Wie aber die Auswitterung in einer Tiefe von 10 oder 20 m unter den Bedingungen eines ariden Klimas und einer spärlichen Steppenvegetation erfolgen sollte, dies wissen wir noch nicht. Falls der Auswitterungsvorgang es vermag bis zu dieser Tiefe jedes beliebige mehr oder weniger gleichförmige Gestein zu typischem Löss umzuwandeln, so erhebt sich die Frage, auf welche Weise man dann das Erhaltensein von Durchschichtungen geschichteten Lösses inmitten des ungeschichteten sich erklären könnte. Hier ist doch der Ausdruck „nicht dazu gekommen sein“ nicht angebracht.

An der russischen Plattform sind wie oben schon angegeben, als Quellen des an den ariden Steppen des Südens sich ablagernden Staubes die Glazialbildungen und die Abwehungsprodukte des Bodens der Wüste, die das südliche

Ende des Gletschers umsäumte anzusprechen. Nun gibt es noch eine andere mögliche Staubquelle, auf die ich schon einmal (2a, 37) verwiesen habe. Stellen wir uns die nördlichen $\frac{2}{3}$ der russischen Plattform, den Norden Polens und Deutschlands von einem mächtigen Gletscher überdeckt und den Kaukasus, die Karpaten und die Alpen unter alpinen Gletschern sich befindend vor. Im Zwischengebiet ergibt sich ein eisfreier, nach Westen zu sich stark verjüngender und nach Osten hin sich verbreiternder Gürtel. Im Osten mündet derselbe in die umfangreiche Aral-Kaspiensenkung, die noch weiterhin im Osten und im Süden durch die Gletscher des Thianschan, Alai, Pamir und Parapamis begrenzt wird. Sollten sich hier nicht Bedingungen ergeben, die dazu erforderlich sind, um die längs dem russischen Gletscher herabkommenden antizyklonalen Winde sich in diesem Korridor jäh nach Westen umwenden zu lassen. Hierbei wäre noch das beständige Abweichen der von den Polen zum Äquator wehenden Winde nach Westen infolge der Umdrehung der Erde um ihre Achse zu berücksichtigen. Sind diese Überlegungen richtig, so ergibt sich in diesem eisfreien Korridor ein starker Luftzug, der in demselben den Staub aus der Aral-Kaspi-Einsenkung absaugt. Dann kann der Staub aus diesem Abwehungsgebiet in beträchtlicher Menge abgetragen und an den südrussischen Steppen deponiert worden sein, während der Staub der Abwehungsregion am Ende des russischen Gletschers ebenfalls nach Westen abtransportiert werden und hier in merklicher Masse an der Lössbildung in Westeuropa sich beteiligen konnte.

Auch die Deltas der Wolga, des Ural, der Emba und des Terek, die sandigen Küsten des Kaspisees mitsamt dem Ust-Urt vermochten es, als Bezugsstellen für den von Winden in die südrussischen Steppen zugeführten Staub zu fungieren. Dem von Masarowitsch (20, 1090) zusammengestellten, neuesten Schema der geologischen Vorgänge im Wolgaströmgebiet zufolge, koinzidieren die jüngsten Transgressionen des Kaspischen Meeres mit dem Beginn der jeweiligen Glazialperioden. Sodann, im Konnex mit dem Sicheinstellen eines ariden Klimas rückte das Meer zurück, weite Flächen loser sandig-toniger Absätze hinterlassend, die bald austrockneten und der Abwehung anheimfielen. Mithin finden wir am Unterlauf der Wolga abermals ein Gebiet, das reichlichen von den Winden nach Westen verfrachteten Staub geliefert zu haben vermag. Interessanterweise verzeichnet obengenannter Geologe das Fehlen von Löss im Osten der Wolga (20, 1089). Würde nun das Material für den russischen Löss ausschliesslich von Norden her angeführt worden sein, so wäre das Nichtvorhandensein des Lösses jenseits der Wolga unerklärbar; war hingegen das Transwolgagebiet zur Zeit der Lössbildung keine Ablagerungs-, sondern eine Abwehungsregion, so ist sein Fehlen daselbst verständlich genug. Statt des Lösses finden wir im südlichen Transwolgagebiet Flugsande, nämlich das zweite Abwehungsprodukt, welches sich in dieser Gegend, dem Randgebiet der Abwehungsregion, abgesetzt hatte.

Berg spricht in seiner Erwiderung über die mir zum Problem des Turkestaner Staubes unterlaufenen Widersprüche, da ich vordem gesagt habe, der Staub des Ust-Urt und der Aral-Kaspi-Einsenkung sei nach O, SO, S und SW nach dem Thian-Schan, Parapamis und Kopet-dag fortgeführt worden (3e, 324). Ich, meinerseits, sehe hier keinen Widerspruch. Der Zug nach Westen vermag nicht die ganze von Norden her in die Einsenkung gelangende Luftmasse abge-

lenkt zu haben. Derselbe manifestierte sich in der, der Kaspiregion nächstgelegenen, westlichen Partie der Einsenkung, und in die südrussischen Steppen wurde Staub vornehmlich aus der Ust-Urt Wüste, von den Kaspiüfern, von den Gebieten der Stromunterläufe der Emba und des Ural und aus dem südwestlichen Teil der Kirgisischen Steppe angeweht, während östlicher, nach der Verteilung des Lösses in Turkestan und Turkmenien zu urteilen, Winde von NW, N u NO prävalierten, wobei die den Löss am Kopet-dag absetzenden NO Winde, wie es scheint, bereits die ablenkende Wirkung des Korridors zeigen. Diese von mir vertretene Hypothese ist naturgemäss noch der Nachprüfung mittels Beobachtungen am Süd-Osten der russischen Plattform bedürftig.

Eines der Argumente der Gegner der äolischen Hypothese ist das Fehlen von Löss in Nord-Afrika um die Sahara herum, die grösste Wüste und das bedeutendste Abwehungsgebiet. Demgegenüber wäre auf die längst schon bekannte, von zahlreichen Seefahrern und in den Lehrbüchern der Geologie (z. B. Muschketow 3. Aufl. 11. 95) verzeichnete Tatsache der Abtragung grosser Mengen von rötlichem Staub der Sahara nach Westen in den Atlantischen Ozean (Passatstaub), sowie auch auf viele Fälle von Absetzung gleichen Staubes bei Südwinden, in ganz Südeuropa hinzuweisen. Ferner ist in den letzten Jahren Löss in Algerien, Tunis und unlängst in Tripolis ermittelt worden. In letztgenanntem Lande ist noch Rathjens (6) Löss in einem breiten Gürtel südlich von der Küste des Mitteländischen Meeres angelagert. Derselbe besitzt alle Qualitäten des typischen Lösses, nur ist er rötlich-gelb, sowie gröber (90 v. H. der Teilchen sind grösser als 0.1 mm). Seine Mächtigkeit übersteigt stellenweise 80 m; er enthält Kalkkondensationshorizonte, wird längs der Meeresküste von Dünen gelben Seesandes und innerhalb des Gürtels von Barchanen sehr feinen, rötlichen Sandes überlagert. Zurzeit ist die Lössmasse durch Schluchten (Usdi) zergliedert und am Fusse der Anhöhen von Schotter überlagert. Obwohl die Südwinde viel Staub und feinen Sand antreiben, der sich am Boden absetzt, so werden dieselben doch während der regnerischen Jahreszeit abgewaschen. Offenbar war das Klima der Vorperiode bedeutend arider, als das der Jetztzeit, und lieferte die Wüste mehr Staub. Dieser setzte sich in derjenigen Parteien ihrer Randgebiete ab, wo entsprechende Bedingungen für eine Ansammlung und Umwandlung des Staubes in Löss (sehr grob infolge des nahen Abwehungsgebietes) bestanden. In der Gegenwart reicht die Winterregenmenge für Gerstebau im Löss, der hier sehr fertil ist und bei Bewässerung (aus Brunnen) den Anbau von Wein, Feigen und Oliven ermöglicht.

Witschell bestätigt das Vorkommen eines eigenartigen, sehr sandigen Lösses in Algerien, Tunis, Tripolis und Südpalästina; in Tripolis ist er sogar am Plateau von Djebel in einer Höhe von 700 m gelagert und erreicht 5—6 m auf Sandstein. Er meint, der Saharastaub habe vormals eine wichtige Rolle bei der Bodenbildung Europas gespielt. Nach Galdieri sind die bekannten in den Mittelmeerländern entwickelten Roterden keineswegs der Rückstand der Verwitterung von Kalksteinen, an denen sie gelagert sind und von denen sie sich allzusehr ihrer chemischen und mineralogischen Zusammensetzung nach unterscheiden. Zum mindesten in Süd-Italien wo die Südwinde Sirocco (und „Blutregen“) so häufig sind, besteht die Terra rossa aus Saharastaub. Witschell beruft sich,

unter Hinweis auf eine schwache Stelle der äolischen Hypothese im Hinblick auf den europäischen Löss, nämlich, dass die Abwehungsregion in der Form von Moränen vor dem Gletscher dem Gebiete der Lössentwicklung nicht entspräche, auf die von den Forschern verzeichnete Ähnlichkeit, ja selbst Identität des in Europa nidergehenden Afrikastaubes und des Lössmaterials und spricht die Vermutung aus, dass zur Lösszeit der Saharastaub wesentlich an der Lössbildung in Europa beteiligt war (2d). Diese Hypothese ist wohl beachtenswert, wenngleich bei unserer Voraussetzung, dass vor dem vordringenden Gletscher ein das Abwehungsgebiet bildender Wüstengürtel entstand, und dass den südrussischen Steppen auch aus Mittelasien Staub zugetragen wurde, besagte Inkongruenz beseitigt wird.

Indem Berg, im Gegensatz zu den jüngsten Daten, das Vorkommen erheblicher Ablagerungen von typischem Löss in Nord-Afrika in Abrede stellt, sucht er dies durch das Fehlen grosser Feinerdeflächen zu erklären; den Löss Tripolis hingegen hält er nicht für Löss um deswillen, weil er 90% Partikeln über 0,1 mm enthält. Es seien dies frühere Sandansammlungen, die infolge bodenbildender Prozesse, den Aspekt von Löss angenommen hätten (1e, 335).

Richtiger ist die Erklärung der geringen Entwicklung des typischen Lösses in Nord-Afrika seitens der äolischen Hypothese. Bewirkt wird dies durch die Nachbarschaft des Mittelmeeres, das die Hauptmasse des nach Norden abtransportierten Staubes absorbierte. Wird doch auch in der Gegenwart ein Teil dieses Staubes über das Meer nach Europa getrieben, und wird die Frage nach der Beteiligung desselben an der Bildung der Roterde in Südeuropa durchaus nicht im verneinenden Sinne erledigt, wie dies Berg behauptet. Besagte Frage wurde im Jahre 1913 von Paldieri angeschnitten und unlängst von Witschell wieder aufgegriffen, während die jüngste Monographie Reifensbergs (23) diese Hypothese garnicht streift, sondern sich auf Hypothesen chemischer Genese an Ort und Stelle beschränkt. Wie aus allen von Rathjens angeführten Beobachtungen ersichtlich, ist der Löss Tripolis unbedingt eine Staubansammlung. Was dessen Grobkörnigkeit anbelangt, so lässt dieselbe sich sehr einfach durch seine Lagerungsnähe zum Abwehungsgebiet, d. h. der Wüste Sahara erklären. Einen ebenso groben, mithin mehr sandigen Löss sieht man auch in der nördlichen Randregion des Lössgebiets Chinas, benachbart mit den Sanden des südlichen Randgebiets Zentralasiens, sowie auch in sonstigen Gegenden Asiens (Barlyk, im südwestlichen Transbaikalien) immer jedoch in Nachbarschaft von Flugsanden bzw. Sandanlagerungen. Die alles ist vom Gesichtspunkte der äolischen Hypothese betrachtet ganz verständlich und gesetzmässig, und die von Berg ohne jedliche Motivierung vorgeschlagene Deutung der Löss Tripolis sei eine Sandansammlung, hält nach alledem, was hierüber Rathjens schreibt, keiner Kritik stand.

Ich, meinerseits, bin der Überzeugung, dass in der Nachbarschaft aller Wüsten der Erde, wo Verwitterung und Anwehung vorwiegen, Ablagerungsgebiete der Ergebnisse dieser Prozesse in der Form von Löss bestehen müssen, falls nur die klimatischen Verhältnisse das Vorkommen arider Steppen ermöglichen und wenn für diese entsprechender Platz vorhanden ist. Das Fehlen von Löss an einer gewissen Seite der Wüste muss seine gesetzmässige Erklärung in dem, einen anderen Bodenbildungstyp bewirkenden Klima oder in der Windrichtung finden, insofern dasselbe nicht einfach auf Untersuchungsmängel zurückzuführen ist.

10. Die von Berg als Beleg für die Lössbildung mittels bodenbildender Vorgänge angegebene zeitgenössische Lössentstehung beweist bloss, dass die ihrer Zusammensetzung nach geeigneten losen Gesteine einen Lössaspekt gewinnen können. Das aus Sand und Ton, in verschiedenen Mengenverhältnissen, bestehende Alluvium, Deluvium, Eluvium und Proluvium wird unter den Bedingungen eines ariden Klimas umgebildet. Besagte Formationen werden von Pflanzenwurzeln durchdrungen und sie erfahren eine Umstellung ihrer löslichen Bestandteile; es kommt zur Bildung von Karbonatschichten oder Konkretionen und Eisenabsetzungen, zur Kornvergrösserung und Porosität. Unter der Einwirkung solcherart Prozesse kann die anfängliche Schichtung gänzlich schwinden. Die Begrabung festländischer Mollusken und Knochen von Steppentieren vermag eine der Lössfauna identische Fauna zu liefern. Als Endresultat ergibt sich eine Formation, die auf den ersten Blick für typischen Löss gehalten werden kann und die auch in vielen Fällen als solcher von den Reisenden beschrieben werden konnte. Vielmehr lässt aber ein eingehendes Studium an einer Reihe von Merkmalen die wahre Natur eines solchen „Lösses“ erkennen. Hierher zählen: Rückstände mehr oder minder zersetzten Gruses des unterlagernden Gesteins (im Eluvium und Deluvium Überreste einer Schichtung, Brackwassermollusken (in feinem fluviatilem und Landsee-Alluvium), Kies- und Schotterdurchschichtungen (in größerem Alluvium), Grus verschiedener Gesteine (im Proluvium). Ein wichtiges Merkmal ist auch die geringe Mächtigkeit derartigen „Lösses“, die 2—3 m nicht übersteigt, d. h. die Tiefe, bis zu welcher die Wurzeln der Mehrzahl der Steppenpflanzen eindringen und bis zu der die bodenbildenden Prozesse reichen. In vielen Fällen wird man eine gewisse Umänderung des Aussehens der Lösses bemerken; nämlich beim Übergange desselben vom Gebirgsfusse zum Abhang und beim Ansteigen längs des letzteren, bei jäher Änderung der Zusammensetzung des untergelagerten Grundgebirges (im Falle von Eluvium und Deluvium), beim Übergange von einem (dem Ursprungs-Muttergestein) zu einem anderen — vom Proluvium oder Alluvium zum Deluvium oder Eluvium. Nie aber besitzen diese lössartigen Formationen die Gleichartigkeit der Zusammensetzung, Struktur und Verfärbung in bedeutender Ausdehnung in senkrechter und wagerechter Richtung, durch welche der äolische Löss charakterisiert ist. Ein lössartiges Aussehen kann selbst die Moräne und der Geschiebelehm annehmen, falls dieser arm an Grus und an Geschieben ist; letztere zeigen sofort die Genese eines derartigen „Lösses“ an und erklären die meisten von Berg angeführten Fälle (3b, 77), wo im Löss Geschiebe angetroffen werden. Die fluvioglazialen und äolischen Sande gewinnen unter der Einwirkung dieser Prozesse in einem geeigneten Klima in einer gewissen Tiefe auch das Aussehen eines, wenn auch recht sandigen Lösses, der im Falle äolischen Sandes oft kalkarm ist. In der Bildung all dieser lössartigen Gesteine unter entsprechenden klimatischen und örtlichen Verhältnissen kann auch der aus der Luft sich absetzende Staub eine mehr oder minder wichtige Rolle spielen. Bei erheblicher Beteiligung von Staub kann an der Oberfläche das lössartige Gestein einer anderen Genese sogar in äolischen Löss übergehen.

Noch eine dunkle Stelle ist in der Bergschen Darlegung der Bodenhypothese zu verzeichnen. Mehrmals in verschiedenen Artikeln spricht sich Berg dahin aus, dass unter den Bedingungen eines ariden Klimas Löss und lössartige Gesteine in

situ als Resultat von Verwitterung und Bodenbildung aus den verschiedenartigsten Gesteinen entstehen. Auch weist er (3d, 460) auf die jetztzeitige Lössbildung in Turkestan und Transkaukasien hin, wo das Alluvium und das Deluvium in Löss umgebildet wird, und sogar, nach dem Vorgange Bogoslowkys auf die zeitgenössische Lössbildung in der Tschernosjomzone, wo in den Gouvernements Saratow und Simbirsk die Lössbildung im Moränenlehm und im Deluvium tertiärer Gesteine unterhalb des Tschernosjoms bis zu 2,5—3 m tief erfolgt, während das Klima des Wolgagebiets doch kaum für arid genug gelten kann. Auf der anderen Seite erklärt Berg in seiner letzten Abhandlung, indem er die äolische Hypothese in meiner Fassung und die Möglichkeit der Umwandlung von Staubansammlungen mittels bodenbildender Vorgänge in Löss ohne merkliche Humusbildung, in Abrede stellt, — dass selbst in ariden Steppen die Bodenbildung mit Humusansammlung einhergeht; als Beleg hierfür beruft er sich auf den Humusgehalt der kastanienfarbenen und rotbraunen Böden, sowie der Grauerde, die nicht einmal ein Erzeugnis der Steppen ist, sondern das von Halbwüsten und Wüsten (3e, 331, 332). Jetzt wäre wohl die Frage angebracht, wie sich denn schliesslich die Bedingungen der Lössbildung mittels bodenbildender Vorgänge der Bergschen Bodenhypothese gemäss gestalten, wenn selbst in der Halbwüste und in der Wüste diese Prozesse nicht Löss, sondern Grauerde erzeugen, auf der anderen Seite aber im Wolgagebiet Löss unterhalb des Tschernosjoms entstehen lassen? Ferner, was ist nun eigentlich, nach Berg Löss: ein Boden, oder ein Untergrundboden, oder: in einigen Fällen ein Boden, in anderen hingegen ein Untergrund?

Alles obengesagte lässt uns nachstehende Schlussfolgerungen über die Bodenhypothese ziehen.

Die bodenbildenden Prozesse erzeugen aus verschiedenen Feinerden lössartige Formationen geringer Mächtigkeit. Den typischen gleichartigen und mächtigen Löss erzeugen sie hingegen bloss aus einem speziellen Muttergestein, welches eine Ansammlung von äolischem Staub, dem Produkt der Auswitterung in den Wüsten ist. Mit der Anhäufung von Staub geht die Umbildung des letzteren in Löss infolge von bodenbildenden Prozessen unter den Bedingungen eines ariden Klimas einher. Temporäre Störungen besagter Bedingungen veranlassen Unterbrechungen der Gleichartigkeit der Lössmasse in der Form von Durchschichtungen, bestehend aus Schotter, Sand, geschichtetem Löss und fossilem Boden. Die Bodenhypothese hat eine nützliche Rolle gespielt, insofern sie zur Klärung der Vorgänge beigetragen hat, mittels deren Ansammlungen von äolischem Staub genau ebenso in typischen Löss verwandelt werden, wie die sonstigen Feinerden in lössartige Formationen ¹⁾. Mithin ist die Bodenhypothese nur als ein Zusatz zu der äolischen anzusprechen; diese zu ersetzen vermag sie keineswegs und sollte sie auch darauf keinen Anspruch erheben. Ich hege die bestimmte Hoffnung, dass hiermit sich schliesslich auch diejenigen Bodenkundler und Geographen für einverstanden erklären werden, welche sich durch die jüngsten Errungenschaften der Pedologie bestimmen lassen, gegen die äolische Hypothese vorzugehen und an

¹⁾ Die Äolisten haben es nie in Abrede gestellt, dass im Löss arider Steppen wie in jedem Boden bodenformende Prozesse vorsichgehen, sie haben sich nur mit den Einzelheiten dieses Vorganges nicht beschäftigt, dieses den Bodenkünlern überlassend. Letztere haben denselben erst vor kurzem, wenn auch nicht völlig gedeutet; unaufgeklärt verbleibt noch das Fehlen von Humus im Löss

Stelle dieser die Bodenhypothese zu stellen. Ebendasselbe lässt sich auch hinsichtlich der proluvialen Hypothese sagen, die wohl geholfen hat, einige Besonderheiten der Lössmassen zu deuten, nie aber die äolische Hypothese wird ersetzen können.

Die äolische Hypothese hat schon vielen Angriffen standgehalten. Mehrmals wurde diese Hypothese für hinfällig erklärt, ja man versuchte es ganz mit ihr abzutun, aber immer wieder ging dieselbe siegreich aus dem Kampf ums Dasein hervor, sich immer vervollkommnend und unter dem Feuer einer rücksichtslosen, oft unbegründeten Kritik sich vertiefend. In ihrer jüngsten Gestaltung ist sie bereits viel vollendeter, als in der ursprünglichen Fassung Richthofens für chinesischen und Tutkowskys für europäischen Löss und die Zahl ihrer Anhänger mehrt sich noch immer.

Zum Schluss möchte ich noch hinzufügen, dass als Löss nur der äolische zu bezeichnen ist, alle übrigen hingegen als lössartige Gesteine (Formationen) oder auch: ersterer als primärer Löss und die sonstigen als sekundäre, da ja nur bei dem äolischen Löss alle ihn kennzeichnenden Besonderheiten bei seiner Entstehung aus der Staubansammlung geschaffen werden, während bei den übrigen diejenigen Eigenschaften, welche für sie die Bezeichnung Löss als zulässig erscheinen lassen, späterhin akquiriert sind.

Die Unterschiede zwischen dem primären und dem sekundären Löss sind in nachstehender Tabelle zusammengestellt.

TABELLE

Merkmale	Löss	Lössartige Formationen
Material	Äolisch, in der Hauptsache exotisch, d. i. von ausserhalb zugeführt.	Deluvial, alluvial, proluvial, glazial, häufig lokal.
Struktur	Primäre und normal vollständige Ungeschichtetheit.	Sekundäre und häufig unvollständige Ungeschichtetheit.
Korngrösse	Nimmt mit der Entfernung von dem Abwehungsgebiet ab.	Hängt von der Grösse des primären Materials ab.
Fauna	Festländisch mit zufälligem Zusatz von Wasser- bzw. Uferfauna nächst den Wasserbecken.	Festländisch, Wasser- bzw. Uferfauna oder gemischt.
Mächtigkeit.	Gross — bis zu 400 m, häufiger jedoch von 10 bis 70 m.	Gering, 2—3 m, mit seltenen Ausnahmen.
Gesamtcharakter	Gleichartig an grossen Flächen unabhängig vom Relief.	Verschiedenartig, rasch wechselnd je nach Relief.
Lagerungsverhältnisse	Überall — an Wasserscheiden, Gehängen, Talsohlen und Ebenen.	Nur an untergeordneten Wasserscheiden, die überflutet werden konnten.
Verbreitung.	An ariden Steppen ausserhalb zeitgenössischer bzw. vormaliger Wüsten.	Hin und wieder in Wüsten. z. B. Oasen, an Flussufern, um Quellen herum.
Verteilung.	Zonal und gesetzmässig in Bezug auf die Abwehungsgebiete und in Abhängigkeit von den herrschenden Winden und dem Relief.	Zonal, jedoch bloss in Abhängigkeit von Klima und Vorkommen von Feinerde, die eine Umbildung in lössartiges Gestein erfährt.

Erkennt man nun die Bedeutung der bodenbildenden Vorgänge im Sinne einer allmählichen, aber beständigen Umbildung der von den Winden den ariden Steppen zugeführten Staubansammlung in äolischen typischen Löss an, so ist dies noch längst nicht einer weitgehenden Konzession der Bodenhypothese gegenüber gleichbedeutend zu nehmen, und wenn man auch die Verschiedenartigkeit der Genese lössartiger Gesteine zugibt, so kommt dies keineswegs einem Rückzug der äolischen Hypothese gleich, wie das Berg eingangs seiner letzten Schrift (3e, 319) proklamiert. Es ist dies vielmehr eine Vertiefung und Vervollkommnung der äolischen Hypothese, die ihre Behauptung auch weiter aufrechterhält, nämlich, dass der typische Löss in allen Ländern ein Abwehungsprodukt der Wüsten ist, aus denen er als Staub von den Winden abgetragen und sodann in den ariden Steppen abgesetzt wird. Diese Behauptung steht in krassem Gegensatz zur Bodenhypothese die, zum mindesten in der Person Bergs, die Möglichkeit selbst von Staubansammlungen, sowie die Rolle der Wüstenwinde in Abrede stellt und die Lössgenese durch jederart Umwandlung des Alluviums, Eluviums, Deluviums, Proluviums, der Moränen und sonstiger Feinerden infolge von bodenformenden Vorgängen nicht zur Zeit der Ablagerung, sondern viel später, — zu erklären sucht. Der äolische Löss besitzt eine viel grössere Verbreitung, Mächtigkeit und wirtschaftliche Bedeutung, als alle übrigen lössartigen Formationen. Ein gewisser, ja vielleicht sogar bedeutender Teil der letzteren ist ausgewaschener verfrachteter, bzw. degradierter Löss, der somit in primärer Form aus ebendenselben Wüstenstaube entstanden ist. Hierin besteht der wesentliche Unterschied der Anschauungen der Vertreter der äolischen und Bodenhypothese. Indem die Äolisten den typischen äolischen Löss, der seine kennzeichnende Merkmale bereits zur Zeit der Staubansammlung in der ariden Steppe erlangt hatte, von allen sonstigen lössartigen Gesteinen aussondern, bringen sie mehr Klarheit in das Problem hinein, welches bisher dadurch verdunkelt und verwickelter wurde, dass man jederart Löss und lössartige Formationen zusammenwarf und für diese alle ein und dieselbe Erklärung anzuwenden suchte.

Meine vorliegende Arbeit beschliessend, behaupte ich, dass das Lössproblem ohne Rücksichtnahme der Geschichte der Quartärperiode in Zentralasien und in Nord-China richtigerweise nicht zu lösen ist. Der Löss Europas ist infolge seines Entstehens aus dem Staube der dem Gletscher vorgelagerten und ihre Stelle zu verschiedenen Epochen je nach den Grenzen der Eisdecke ändernden Wüsten, dank seiner Überlagerung mittels glazialer Absätze verschiedener Art und wegen Erosion, Umlagerung und Degradierung während der interglazialen und postglazialen Zeitalter u. s. f., — vielartig und der Beforschung schwer zugänglich geworden. Ebendasselbe lässt sich vom Löss Nordamerikas sagen, wo die Frage wegen des Vorhandenseins einer jetztzeitigen Wüste sich noch komplizierter gestaltet. Auch die Sahara bietet keine günstigen Bedingungen für die Beobachtung: genannte Wüste ist zu nahe an zwei Meeren gelegen: dem Atlantischen Ozean und dem Mitteländischen Meer, welche die grösste Partie des Staubablagerungsgebiets einnehmen. Nur in Asien findet sich eine grosse Wüste im Zentrum des Festlandes, sowie Löss grösster Mächtigkeit und ausgedehnter Entwicklung an ihrer Peripherie. Die Gletscher der die Wüste umsäumenden Bergländer drangen meistens nicht bis zum Lössgebiet vor und die Gletscherabsätze wurden mitsamt dem Löss

nicht umgelagert. Der Wechsel der Glazial- und Interglazialperioden äusserte sich weniger markant und bis heute ist, in wenig veränderter Form, eine ausgedehnte Abwehungsregion (in Europa ist sie längst verschwunden) und ein Ablagerungsgebiet erhalten geblieben. Die Lössteppen sind nie in Tundren umgebildet worden und waren nie mit Wald bestanden. Von der Wüste aus, den Sandgürtel und sodann das Lössgebiet betretend, kann der Beobachter noch heute den Lössbildungsvorgang, das Anführen und Absetzen des Staubes verfolgen; die starke Zergliederung des Lösses durch Erosion ermöglicht ein eingehendes Studium dessen Gesamtmasse. Jeder, der Zentralasien und China besucht hat, wird keine andere Hypothese der Entstehung des primären Lösses akzeptieren können ausser der äolischen, da alles was er gesehen hat, nur durch diese erklärbar ist.

UKRAINIAN ACADEMY OF SCIENCES

Symposium edited as a Memorial to the Late Academician P. A. Tutkowsky
Vol. I 1931

Д. Н. СОБОЛЕВ (Харків)

ПРО ГЛЯЦІОДИСЛЬОКАЦІЮ

D. N. SOBOLEW (Charkiw)

ÜBER GLAZIODISLOKATION

Цілою низкою своїх праць¹⁾ за останні роки я встановлював та з'ясував значення льодовикових дисльокацій задля геоморфології Середньої Наддніпрянщини. На мою думку, гляціальні витвори ріського дніпровського язика становлять льодовиковий комплекс, що складається з язикового басейну, оточеного на південному заході та на сході головним мореновим поясом.

За язиковий басейн правила для льодовика третя, або ріська тераса Середнього Дніпра; ця тераса, як виявилось, устелена ріською мореною з підлежними їй, а почасти й криючими її верстуватими басейновими осадами. Усе це вкриває зверху вюрмський лес. Над рівною поверхнею язикового басейну подекуди підносяться острівні горби; деякі з них становлять виступи підчетвертинного підложжя, що підпало механічній чинності льодовика. Саме такою буде відома гора Пивиха біля Градизького — довгастий, простягнутий у напрямі руху криги, горб, що його ядро складається з київського мергелю, а породи, що під мореною, мають значні прояви льодовикового тиску. Сама ж морена, бувши потужною в периферичних частинах горба (на NW та SO), в середній його частині вельми редукована. На підставі усного повідомлення В. В. Різниченка, горб цей не становить останку плято, а своєю будовою відповідає третій (а за його обрахунком — п'ятій) дніпровській терасі. Картину навалного чину криги відбиває ще й інший острівний горб третьої тераси — це гора Калитва поблизу Китайгорода, але вона ближче буде до морени натиску, що розташована уперек рухові льодовика, з насадженою на неї насипною кінцевою мореною. Природу решти острівних горбів язикового басейну покищо не з'ясовано. Окрім цих позитивних морфологічних

¹⁾ Д. Соболев. Природа Каневских дислокаций. Бюл. Моск. Общ. Ест., 1926. — О природе каневских дислокаций. Праці 1-го з'їзду дослідж. продукц. сил України, 1926. — По поводу работы Б. А. Личкова: „К вопросу о террасах Днепра“. Вісн. Укр. Від. Геол. Ком., в. 11, 1928. — Геоморфологічні спостереження на Середньому Дніпрі. Мат. дослідження ґрунтів України, в. II, 1928. — Эскиз геоморфологии Украины. Бюл. Моск. Общ. Ест., 1929.

елементів, тобто форм піднесення, поверхня язикового басейну має, як здається, і негативні форми рельєфу, тобто форми продавлювання, — це я пускаю задля деяких районів Полісся, але це в теорії уявляється цілком природним і для всього басейну.

Проявлення льодовикового тиску та навального чину його в головному мореновому поясі є, звісно, і в його східньому крилі, а надто виразно й чітко це помітно на крилі південно-західньому. Тут головний мореновий пояс лежить значною мірою на височинах правого берега Дніпра. Після того, коли дніпровський льодовик запорожнив уже свій язиковий басейн, він мусів був опанувати бар'єр правобережжя. Це правобережжя рогоподібними виступами поділено на низку берегових заток, що правила для окремих лопатів південно-західнього краю льодовика за окремі язикові басейни; ці льокальні, так мовити, басейни обрамовані кожен зокрема своїми кінцевими мореновими поясами, що мали на собі ознаки льодовикового зібгання, прокатки та виволочки.

Клясичну морену натиску дає величава канівська горбиста дуга. Тут льодовик у долині Дніпра вривався в ріську терасу на глибину близько 100 м, сягаючи до юрських глин; тут він уперся правим боком у цю стіну, зсунув її з місця, розколовши юрські глини та створивши на поверхні свого сковзання хвилі тертя, виволік горішню частину глин разом із тими породами, що лежать вище (сеноман, палеоген) та відкладами третьої тераси на правий берег; він її прокотив, сильно пофалдував та зібгав; і все це супроводилося насувами, „скидами“ або піднесеннями тощо. Прямовисна переміщення окремих поземів доходить, як здається, 160 м, але, взявши пересічно, буде, звичайно, значно менше. Розміри поземого переміщення встановити точно не можна, проте воно становить менше, як 20 км (відстань по паралелі від Озерища, де під четвертинними відкладами виявлено свердловиною юрські глини, до західнього краю зони канівських зібгань). Ширина самої зібганої зони більшої частини простору дуги не перевищує, як здається, 10 км, зменшуючись подекуди до 5 км, а довжина цілої дуги сягає 35 км. На гребені дуги морена має подекуди малу потужність.

Не менше буде вартий уваги глядіяльний комплекс, що його вюрмські води перетворили на другу терасу, — циркоподібний язиковий басейн вільшанської улоговини, що оточений з зовнішнього боку — з південного заходу, півдня та південного сходу — красивим мореновим амфітеатром Корсунсько-Городищенського району та Мошногір'я; цей басейн має виразно чіткі позначки хвилястого тертя, навального чину криги, прокатки та виволочки порід підложжя поза межі язикового басейну на віддаль близько 11 км. Для поверхні мошногірського натиско-моренового пасма буде характерною сильна редукція днової морени.

Обгрунтовуючи льодовикову природу середньодніпряньських дисльокацій, мені довелося, між іншим, покористуватись з аналогічних до цього явищ, відомих мені в Литві, Білорусі та Польщі, а саме — гляціодисльокацій околиць Варшави, району між Добржиним та Плоцьким і віленсько-менської моренової дуги.

Вивчення, разом із Н. Н. Соболевим, явищ льодовикового тиску в околицях Вільни показало нам, що вони, ці явища, набирають там видатної

ваги, як формотвірні фактори. Не тільки великі, як саме моренове пасмо, але й малі форми рельєфу, як, наприклад, деякі з заокруглених горбів моренового краєвиду, а також і довгасті друмлінуваті горби, мають на собі ознаки походження завдяки льодовиковому тисненню, або завдяки витискуванню льодовиком порід, що були йому за підложжя. Найзвичайніші випадки виявів тиску льодовика будуть ті, коли він продушує своє підложжя, що супроводиться при цім більш-менш інтенсивним пофалдуванням порід, підлеглих морені. Складнішою буде будова деяких видовжених у напрямі руху криги довгастих горбів на мореновому плято, що розташоване з внутрішньої сторони морено-навальної дуги на правім березі р. Вілії. Ядро такого горба складається іноді з дисльокваних смужкатих глин, а з боків його оповиває наметневий суглинок; він, цей суглинок, добувається й наверх, хоча глибина його тут буває вельми незначна. Очевидно, що під час постання такого горба-вичавки крижана маса з тих чи тих причин тисла з боків горба сильніше, аніж в напрямі осьової лінії, а через це в середині горба смужкаті глини, що по них сунувся льодовик, і були вичавлені вгору. Інші горби відрізняються від допіру з'ясованих своєю, так би мовити, односторонньою; тут морена впирається в зібгане ядро з одного боку, добувається на його поверхню, але тут вельми потоншується й переходить у наметневий пісок та нагромадження наметнів. Усе це до того ж вкриває груба товща діагонально-верстованих пісків. От до горбів-вичавок я й прирівнював пивиський острівний горб, а гора Калитва більше нагадує горби того другого періоду.

Величавіші прояви навального чину спостерігаємо в межах самої віленської моренової дуги. Тут у глинищі цегельні в Дворчанах ми бачимо, що ядро навального підвищення складається з потужної товщі смужкатих глин. З північного боку на них натискає морена, розколота на дві половини: долішня частина, що її складають верстви наметневого суглинка та що переверстовуються з верствами піску, заломилася й утворює лежачу фалду-петлю; вона чільною стороною впирається в смужкаті глини. Ці останні зібгані в дрібні, надзвичайно складні фалди, що випинаються догори, а по них пнється на верх підвищення відколота горішня частина морени. Глибина її нагорі не значна, але вона має силу наметнів, що рясно вкривають тут лани. Ядерні смужкаті глини не могли, звісно, тут, на верховині підвищення, утворитися. Відклалися вони, певна річ, на низькішому гіпсометричному рівні і тільки пізніше їх виперло догори. Коли б можна було згодитися з тим, що зібгані смужкаті глини, що є тут на терасах, постали з самого початку на одному, приблизно, рівні, тоді б можна було вирахувати й височину цього піднесення, яке для Дворчан мало б щонайменше 125 м. Широчина зони морени натиску в околицях Вільни вельми незначна й не перевищує небагатьох кілометрів. На схід горбасте поле віленсько-менської дуги вельми розширюється й обіймає від 25 до 40 км широчини, при загальній довжині дуги близько 160 км. Цілу віленсько-менську галузь А. Б. Місуна схильна була розглядати як морену натиску, що для неї правив за бар'єр пояс розташованих на південь виходів крейди. А втім із описів А. Б. Місуни цілком ясно, що на схід від Вільни до складу цього поясу входять і добре

виявлені насипні кінцеві морени. З віленською мореною натиску можна, до певної міри, аналогізувати канівську зону гляціодислокацій.

Мої спостереження над гляціодислокаціями околиць Варшави я, почасти, оголосив у спільній з П. М. Короневичем праці (від року 1914¹⁾), а частина цих праць ще й досі не оголошена. У моєму рукопису, від року 1913 є з цього приводу ось такі уваги, що їх я висловив уже друком²⁾:

„У більшості перетинів, де спостерігаються налягання моренових мергелів на верстуваті ділювіяльні відклади, на них легко можна завважити більш-менш виразні ознаки льодовикового тиснення. У найпростішому випадкові підлежні морені верстви будуть положисто зігнуті, як це можна бачити на зразках смужкатих глин у Єліонках. Крутіші фалди спостерігалися за передніших часів за Мокотівською заставою. У найгорішніх поземах, на межі з мореною смужкаті глини химерно, звичайно, поскручуваці, як це ми бачимо в тих самих Єліонках, а так само й по багатьох інших місцях. Смужкаті глини частенько перетинають невеликі скиди; вони бувають іноді такі незначні, що їх можна помітити тільки зблизька. Такими мікроскидами зчаста поперетинано цілу товщу глин і завдяки цьому вони набувають своєрідного мозаїчного вигляду.

„За значної крутизни фалди можуть переходити в виступи в вигляді кругих стрімчастих витворів, що простромляють верхню товщу. У Прушкові виступи пластичних чорних та голубуватих з червоними плямами глин становлять цілу серію невеликих насувів. Надто добре спостерігати виступи смужкатих глин у товщу флювіогляціяльних пісків, що лежать вище, в околицях Баніохи. Тут можна іноді бачити, як верх такого виступу загинається (очевидно — в бік руху льодовика) та розривається на окремі шматки, що уложені на зразок чоток. Можливо, що цим шляхом постали й великі кутуваті скиби смужкатих глин, що плавають у флювіогляціяльних пісках у тій самій місцевості. Аналогічне явище становить „скручений позем“, що залягає на Мокотіві поміж двох морен і що складається з пісків, перемішаних із скибами смужкатих та познанських (?) глин. Різниця полягає тільки в тім, що завдяки незначній гурбині міжморенової верстви в Мокотіві явища скручування виявляються тут інтенсивніше. Такі самі вприски познанських глин у флювіогляціяльні піски можна спостерігати й на Біянах, де ті самі глини вприснені також і в саму морену; це саме в передніші часи можна було бачити й по відслоненнях за Мокотівською заставою. Треба мати на увазі, що в Варшаві вздовж краю плято, що становить лівий берег Висли, є чималий виступ познанських глин; саме він, оцей виступ, і дав початок скибам цих глин, що трапляються у варшавському ділювії на південний захід від цього виступу.

„Цікавим буде той факт, що в той час як у Варшаві та в Баніосі фалди та виступи лежать на північний захід, у Прушкові вони спрямовані на північний схід, цебто в обох випадках простягання рівнобіжне берегові давньої

¹⁾ П. Короневич и Д. Соболев. О ледниковых отложениях окрестностей Варшавы (реферат). Наук. Зап. Катеринославської Катедри Геол. 1926. Те ж in extenso. Тр. Харьк. Общ. Исп. Прир., LI, в. 2, 1928.

²⁾ Д. Соболев. Природа каневских дислокаций. с. 206.

діаювіальної долини. До того ж напрямок насувів та загинання гребенів виступів показує, що тиск відбувався з боку цієї долини“.

Отже ще в ті часи я намалював картину гляціодисльокацій для Варшави, що так виразно нагадує нам картину канізьку: забиті кригою долини, що від них виходить бічний натиск на варшавський ріг. Вже тоді для мене була ясна ще одна подробиця, що становить дальший розвиток тієї самої думки. У деяких перетинах міжморенових пісків „трапляються вельми звітрілі наметні кристалічних порід, що свідчать, може бути, про значний проміжок часу, що на його протязі повинні були дійти процеси поверхневого звітрювання цих порід, перше ніж їх накрив верхній наметневий мергель. Разом із цими наметнями на Повонзках у пісках трапляються зчаста глиняні балабухи („катуни“), що їх, можливо, можна розглядати як указівку на процеси ярової ерозії під час відкладання піскуватої товщі; адже й нині глиняні балабухи надто зчаста постають у ярових виносах, особливо навесні, коли тануть свіги. У зв'язку з підсиленням розмиву глинястого підложжя, що на ньому відкладалися піски, будуть, мабуть, і вельми характерні для цього позему вприски глини, що залягають нижче — то у вигляді виступів, що простромлюють піски, то у вигляді відшибків вельми, звичайно, зім'ятих скиб, що вільно плавають у пісковій товщі. Хоча ці вприски, а так само й та верства пісків, що їх вміщає, іноді й мають на собі виразні ознаки механічного чину на них льодовика, що пізніше насунувся, але пояснювати самий факт розпросторености цих вприсків у пісках тільки льодовиковим тиском було б доволі важко“¹⁾. Для цього треба припустити існування проваллів, що прорізують берег долини і вриваються в глини. Від берегової кручі та стін ярів крига, що їх запорожнювала, й могла дуже зручно відривати глиняні скиби, виволікати їх, переносити та перекочувати. Звичайно, що за такої ситуації льодовик мусів сильно денудувати своє підложжя.

Тут треба відзначити, що хоча „скручений позем“ уже з часів робіт В. П. Амаліцького трактується як продукт льодовикового зібгання, відомі на ті ж таки часи більші порушення в різних верствах нижче горішньої морени все ж вважалися за тектонічні явища. Отже, мій погляд, що відкидає їхню ендотектонічність, був і щодо району Варшави відособлений серед глибоко засвоєних поглядів; тільки в найпізніші часи польські геологи²⁾ у своїх працях щодо варшавських дисльокацій приходять до висновків, що збігаються з моїми і що становлять дальший їх розвиток.

Ці праці ділять територію Варшави щодо структури на дві частини: на схід, вздовж берега долини Висли, тягнеться смуга дисльокацій і в межах її давніші поклади високо піднесені. За довжини близько 9 км дисльокація має раптом близько 1 км видимої широкости, але вона насправді ширша, бо частину піднесення знищив розмив Висли і воно потрапило під наддукову терасу річки, на північний схід від Варшави. Загальна реконструйована амплітуда порушень перевищує 80 м. Ці порушення становлять низку більш-менш

¹⁾ П. Короневич и Д. Соболев. О ледниковых отложениях, с. 70 (реферат, с. 148).

²⁾ J. Lewiński. Dyluwjum Polski i Danji. „Rocznik Polsk. Tow. Geolog.“, 1929. — J. Lewiński i St. Zb. Różycki. Dwa profile geologiczne przez Warszawę. Sprawozd. z posiedz. Tow. Nauk. Warsz., III, t. XXI. 1929. — St. Zb. Różycki. Interglacial Żoliborski. Ibid.

рівнобіжних брахіантиклиналей, розташованих кулісоподібно, в напрямі NW—SO. На захід вони набирають площинного характеру й завмирають. Ці брахіантиклиналі взагалі несиметричні: південно-західній бік їх крутий, північно-східний — пологіший. Є, можливо, й лускуваті насуви на SW. Загальна вісь піднесення NNW—SSO буде славе рівнобіжна до долини Висли й виявляє ще осциляції щодо своєї довжини. У дислокаціях беруть участь всі породи, що підлежні горішній морені, до пліоценових познанських глин включно. Сама ця морена має значні, але тонкі скиби познанських глин, що плавають над ділювіальними покладами, що заповнюють синклінали. Їх повідривала горішня морена з гребенів найближчих виступів познанських глин в антиклиналях. Рівна поверхня, що на ній лежить горішня морена, буде екзараційною поверхнею, а не ерозійною чи якоюсь іншою. А втім на цій поверхні, а саме на поверхні виступу познанських глин, що її (поверхню) безпосередньо вкриває горішня морена, є ерозійні жолобини, що мають близько 17 м завглибшки. З іншого боку на захід від смуги порушень, відступивши трохи від цієї смуги, тягнеться приблизно з півдня на північ на протязі близько 10 км вузька (близько 800 м) западина, що буде близько 25 м завглибшки; польські автори тлумачать цю западину як екзараційний водорій ріської епохи; що западину заповнили озерні відклади ріс-вюрмської міжльодовикової доби та торфи часів наближення вюрмської льодовикової епохи.

На мою гадку було б правдоподібніше розглядати цю западину, як ерозійне вижолоблення часів ріс-вюрмської міжльодовикової епохи; це вглиблення заповнюють ріс-вюрмські міжльодовикові осадки (між іншим і ті глиняні балабухи з ярів, що ми про них згадували вище), а прикриває ці осадки горішня, тобто вюрмська морена; цю морену варшавські геологи, щоб бути їм у згоді із власними стратиграфічними побудованнями останніх часів, цілком довільно визнають за продукт соліфлюкції ріської морени, що утворився під час вюрмського зледеніння; морени цього зледеніння у Варшаві, на думку згаданих геологів, ніби зовсім немає, а дві варшавські морени належать: горішня — до рісу, а долішня — до мінделя. Наявність міндельської та ріської морени я констатував у вище цитованій (разом із Короневичем) праці і в ній також з'ясовано, що горішня варшавська морена не ріська, а вюрмська, бож в околицях Варшави (наприклад, у Щенсливицях) вона вкриває ріс-вюрмський інтергляціал. Що це аніяк не „соліфлюкція“ доводить хоча б те, що підлежні їй поклада, наприклад, смужкаті глини, по багатьох місцях інтенсивно зібгані — цілком так само, як і під горішньою мореною на терені Варшави. Цебто ця „соліфлюкція“ насправді буде варшавська горішня, тобто вюрмська, а не ріська морена.

Так чи інакше, але виложені вище спостереження польських геологів приводять їх до висновку, що варшавське порушення буде гляціального походження, що материкова крига збирала у фалди своє підложжя і водночас відривала від нього горішні частини в міру їх випинання завдяки дислокації. Льодовиковий тиск, як це видно з напрямів елементарних антиклиналей (NW—SO), відбувався з північного сходу. Загальний напрям смуги порушення — NNW—SSO вказує на напрям того простору, що лежав перед пофалдуванням та що правив за упір для льодовикового

тиску, що відбувався з NO. Кулісоподібний розполог елементарних антикліналей скося стосовно до загальної дислокаційної смуги потверджує ту думку, що тиск з північного сходу ішов косо, стосовно до упору. Треба гадати, що дислокаційна зона лежить на межі двох індивідуальних шматків материкової криги; з цих шматків, східній, що сунувся вздовж Прусько-Мазовецького зниження, натискав з NO на сусідній і відтрочував його на захід. У суміжній смугі виникли потужні бічні тиснення, що викликали пофалдування підложжя. Стан положення відшибків на SW від виступів теж доводить про рух криги з NO.

З виложеного цілком ясно, що аналогія варшавського району зібгання канівським значно більша, аніж та, що я вказував передніше, бож не тільки характером, але й масштабом варшавські гляціодислокації збігаються, як виявилось, з канівськими.

Гляціальна істота дислокацій великого району між Влоцлавком та Добржином для мене теж була ясна ще за мого побуту в Варшаві¹⁾, хоча мені особисто довелось оглянути тільки деякі перетини у Плоцьку. Щодо цього району, то в моїй закінченій ще року 1917, але все ще не оголошеній праці — „Геоморфогенезис севернопольской низменности и областей ею сопредельных“²⁾ є між іншим такі рядки:

„У районі Гомбіна, Плоцька та Влоцлавка Куяво-Прусько-Литовський горбистий пояс переходить на правий берег Висли. На цьому березі геть далеко висушена на SO горбиста ділянка, що розташована на О від Вишеграда та Тервінська. Східню частину цієї ділянки вивчив свого часу Православев... Описаний відруб горбистого району становить ніби загострений край вислинського язика, що висуновся далеко на SO, звідки північно-східне кінце рило лопати знову підтягується до NW правим берегом Висли. До нього приєднується невеликий горбистий район між Дробиним та Бодзановим, суцільна ж горбиста смуга починається трохи далі, нижче Плоцька. Рясні берегові перетини між Плоцьким та Влоцлавком виявляють ознаки переходу кінцево-моренових утворень через Вислу. На цьому перебігу річка перетинає численний виступ верств буровугільної формації та плястичних глин, що виявляє збурене наверствовання з переважним простяганням верств, що ступають рівнобіжно до осі Вислинського язика та з спадом на NNO під кутом 1—60 і більше, з виразними ознаками льодовикового тиску. Порухення наверствовань третинних шарів у згаданому напрямі Скринніков констатує біля Плоцька, Виняр і між Добржином та з Влоцлавком. На останній альниці він бачив, крім того, в одному місці третинні верстви, зібгані льодовиком у фалду, по інших місцях — розрізнені фалди та ніби окремі крила фалд, і встановити зв'язок між цими останніми важко. Так само й Православев констатує, що між Плоцьким та Влоцлавком третинні верстви зчаста виявляють порушене уложення. В околицях Добржина льодовикові витвори мають на нерівному підложжі, з вельми збурених третинних верств, і ці верстви, опріч основного нахилу на NO, виявляють також ознаки сильного зібгання та взагалі механічної деформації їх з боку льодовика. В одному

¹⁾ Короневич и Соболев, I. с., с. 92.

²⁾ Друкується в Тр. Геол. Ком.

місці ми бачимо велику фалду з третинних буровугільних верств, вигнутих льодовиком і вкритих зверху та з боків мореновим суглинком з наметнево-рїняковим підложжям. В іншому місці ті самі верстви утворюють меншу фалду й її збоку прикриває морена, а зверху — верствуваті наметневі утворення, а вище знову наметневий суглинок. Частенько льодовикові утворення заповоженіюють ніби яри в третинних породах. Ці останні часто й густо найвигадливішим чином порушені в своєму уложенні; цілі ділянки їх по-різному розбито скидами, окремі серії верств поставлено сторчма, зібгано, вигнуто, поперекидувано. Проте ці порушення автор застосовує вже до зсувів. Поблизу південно-східнього та північно-західнього країв горбистої смуги, саме в тому місці, де вона перекидається через Вислу, виявлено силу наметневого матеріялу. За вказівками Православлєва, біля Плоцька, трохи нижче Виняр, по бичівникові правого яру на поверхні плястичних глин з'являються подекуди потужні товщі грубих, густо навалених тут наметнів. Вони ховаються під водою й становлять для судноплавства камінний жбир („банку“). Так само й нижче Влоцлавка починається коло правого берега річки величезне розсипище — жбир великих наметнів, що гостро в межень виступають з під води. Цей жбир тягнеться кілометрів на 5—7 униз річкою й кінчиться недалеко від колонії Любанс, де провадиться промислова здобич наметневого каміння. Так само й Скринніков констатує, що ще кілометрів на 3 вище Влоцлавка берег Висли засіяний наметнями.

„З поданого тут опису не важко зробити висновок, що горбиста смуга, де її перетинає Висла, виявляє таку будову, що аналогізується з будовою морени натиску. Верстви порід, що утворюють підложжя до льодовикових покладів, висунуті тут до поверхні, орієнтовані в напрямі руху льодовика і, крім того, вельми зібгані та фалдисті. Чи становлять вони льодовиковий висув підложжя, ачи відірвану від нього величезну брилу третинних порід, позбавлену коріння, — сказати це без спеціальних дослідів немає змоги. Проте цікаво відзначити таке: далі на північ, в межах тієї ж Куяво-Пруссько-Литовської смуги, свердловина в Рипині на глибину 100 метрів від поверхні натрапила в товщі льодовикових покладів на брилу буровугільної формації на 27 м grubини. Через Влоцлавок проходить західній край горбистого поясу. Одночасно тут уриваються виходи третинних порід, а вниз за течією Висли в берегах виступають самі но четвертинні відклади“.

У своїй праці з пізніших часів¹⁾, я відзначаю, що „поперечник зібганої зони вздовж Висли виміряється верст на 15. Вертикальний розмах піднесення буровугільної формації в Добржині точно визначити неможливо. Коли виходити з уложення її поверхні у Влоцлавку (+36 м на р. м.), Гостинині (+27) та Гомбині (+23) і з абсолютної височини берега в Добржині (близько 94 м), амплітуда піднесення сягає 60—70 м. Це буде мінімальна цифра, бо вже у Плоцьку на поверхню буровугільної формації натрапили на глибині 15 м нижче рівня моря; по інших місцях Північно-Польської низини вона лежить на кілька десятків метрів (близько 73) нижче рівня моря. І тут, як і в Каневі, зібгання перебуває у видимому зв'язку з перед-

¹⁾ Соболев. Природа каневских дислокаций, с. 208.

льодовиковим рельєфом. Якраз приблизно вздовж Висли проходить крутий уступ підложжя четвертинних покладів; він відразу падає в напрямі до півночі від + 50 м над р. м. до 0 (а потім і нижче, аж до 39 м по деяких місцях у Західній Пруссії). Упершись в цей уступ, льодовик зібгав його й видавив угору пухкі та пластичні породи підложжя. Звідси наймовірніша величина їх піднесення від нормального рівня їх уложення на вислинському правобережжі в безпосередньому сусідстві з дисльокованим районом (від 0 до 15 м нижче р. м.) до сучасної височини їх перебування в межах зібганої брили (+ 94 м) визначається приблизно в 100—110 м².

Влоцлавсько-Добржинські дисльокації здавна визначалися в своїй основі за орогенні, і цей погляд за традицією міцно тримався в Польщі аж до останніх часів. Ще зовсім недавно Я. Левінський¹⁾ знов, і вже докладніше, описав ці значні дисльокації, що охопили всі третинні поклади та давній дилювій, але незгідно й поземо вкриті останнім гляціалом. На його уявлення, третинні верстви відщеплені від свого підложжя — чорних неокомських глин, що виявляють сливе рівну поверхню й уложені в брахіантикліни північно-західнього простягання; вони мають правильне, розмірно, антиклінальне ядро з буровугільних пісків та флеців, у той час як синкліни заповнені потужними дрібнопофалдованими пліоценовими познанськими глинами; на ці останні зчаста налягають уложені разом із ними у фалди гляціальні та флювіогляціальні витвори. Цілий цей комплекс зверху рівно зрізаний і його вкриває досить груба верства морени останнього (вюрмського) зледеніння. Ці дисльокації доведено свердлуванням і вони прекрасно виявлені в правім крутім березі Висли, що її долина перетинає фалди трохи навскоси. Амплітуда фалд збільшується від Влоцлавка да схід і сягає на горі Спеталь та поблизу Добржина максимуму — близько 100 м.

У цитованих тут працях автор трактував ці дисльокації як тектонічні, а саме: як наслідок сковзання третинних покладів та давнього дилювію по їхньому неокомському підложжю в напрямі з Куявського цоколя на NO до Прусько-Мазовецького зниження. Через те, що вюрмська морена лежить на дисльокованих верствах незгідно та поземо, а давніші дилювіяльні поклади дисльоковано, час постання дисльокацій можна було застосувати тільки до останнього інтергляціалу, тобто до часу, коли диференційні рухи земної кори дужче нахилили неокомську плиту, а це й викликало явища сковзання. А тепер автор, хоч і не цілком упевнено, схиляється до думки про можливість гляціального толкування для дисльокацій. Він гадає тільки, що вони постали не за вюрмського зледеніння, що воно їх не могло утворити, бо воно висилало лопать на SO до Плоцька, а дисльокації мають рівнобіжне цій лопаті простягання NW — SO, отже вони могли постати тільки завдяки тискові з NO. Таким чином дисльокації могла створити тільки ріська крига,

¹⁾ J. Lewiński. Mouvements tectoniques quaternaires et la moraine de fond dans la vallée de la Vistule aux environs de Wloclawek. Comptes-Rendus Séances Service Géol. Pologne. N° 7. 1924. — Sur les dislocations quaternaires et sur la moraine de vallée dans la vallée de la Vistule près de Wloclawek. „Bull. Service Géol. Pologne“. Vol. II, p. 497. 1924. Обидві ці праці мені в оригіналі досі не відомі. Зміст їх тут я виложив на підставі праці: J. Lewiński. Dyluwjum Polski i Danji.

²⁾ J. Lewiński. Dyluwjum Polski i Danji.

що в N на S Прусько-Мазовецькою западиною та пересуваючись через її край натискала на неї і цим викликала дисльокації.

Цей погляд у найважливіших точках цілком збігається з моїм поглядом, і подібність влоцлавсько-добржинських дисльокацій з канівськими виступає нині ще разючіше. Подібність ця відбивається не тільки в деталях, але ще й у тому, що обидва випадки констатують відщеплення брили та волочіння її льодовиком по глинястому підложю. У справі про ріську епоху постання влоцлавсько-добржинських дисльокацій я не зважуюсь висловитися з цілковитою певністю. Коли на це пристати, тоді вони й за віком були однаковіснінькі з канівськими. Та, проте, мушу зазначити, що вважаю за неслухне усунення з боку Я. Левінського вюрмського льодовика від його участі в утворенні цих дисльокацій на тій підставі, що льодовик сунув до SO, а дисльокації утворено тиском з NO. Дисльокації північно-західнього простягання, звичайно, могли бути легко створені річним тиском і льодовика, що сунувся на SO, як це відбувалося і в Каневі, і в Варшаві, і як це я припускав і для району Влоцлавка та Добржина (див. вище с. 340).

Треба відзначити тут ще таке. Польські геологи дійшли тепер щодо гляціальної природи надвислянських дисльокацій до тих висновків, що для мене здавна були ясні; вони (геологи) не посилаються проте на належні мої праці, що вони їм, безперечно, були відомі. Я можу це з'ясувати тільки тим, що цієї однодумности досягнуто не прямим засвоєнням мого погляду, а іншим, більш незалежним шляхом, і це задля цінности їхніх висновків має, звісно, певну вагу. Я. Левінський називає цей шлях, — це буде його персональне обізнання під час міжнароднього конгресу року 1928 з данськими гляціодисльокаціями, що таким чином набувають для нашої теми великого інтересу.

Невеликий острів Мюен показує спокійно-горбистий краєвид двової морени. Широкі та пласкі горби підносяться близько 50 м над рівнем моря, а поміж них є депресії, що ховаються націть під рівень моря. Але незначна східня частина острова несподівано виявляє цілком інший характер. Вона становить високу випуклину близько 143 м над рівнем моря, і ця випуклина закінчується на сході крутим урвищем до моря — Møens-Klint, бо море знищило вже східню половину баянського піднесення. Поверхня випуклини нерівна й порізана низкою сухих долин, більш чи менш перпендикулярних до берега. Поміж долинами підносяться високі ваги вододілів і на них, під товким покриттям морени, виступає крейда. На дні долин так само виступає морена, так що окремі крейдяні горби розділені глибокими западинами; ці западини заповнено льодовиковими витворами, а серед них можна розпізнати горішню морену, таку саму, як та, що вкриває поверхню крейдових піднесень, міжльодовикові поклади з останками морської (евмської?) фауни та долішню морену. Досліджуючи підніжжя крейдових виступів між заглибленнями, що їх заповнюють льодовикові витвори, по багатьох місцях можна бачити, що горішня частина крейдового виступу лежить на льодовикових покладах, а під ними знову виступає крейда. Так, наприклад, в одному місці було видно такий профіль: над пляжем підноситься крейда, її зрізує скісна поверхня, що повільно підноситься від пляжу в напрямі на північ

з ухилом близько 15° на протязі близько 250 м; на крейді лежить 2—2,5 м грубини сіра долішня морена, внизу — з верстуватими нарічковими пісками, а на морені знову стіна крейди, що сягає близько 100 м над рівнем моря, на крейді ж знову такі верстуваті піски та верства горішньої морени. На фотосвітлинах Hintze видно, що кожний крейдовий горб становить окремий блок, насунутий на льодовикові поклади. Уся піднесена частина острова має саме таку структуру і саме цій структурі завдячує згадана височина цієї частини острова. Поперечник цього караваєподібного піднесення має близько 3,5 км. З одного боку це піднесення кінчається урвищем до моря, а з інших трьох боків воно оточене простором з непорушеним уложенням покладів. Хоча Hintze і вважав ці дисльокації за тектонічні, а проте описані їх особливості та порівняння з іншими дисльокаціями, що їх генеза ще очевидніша, переконали всіх співучасників конгресової екскурсії в тім, що ці явища постали завдяки тисненню криги.

Не менш цікавий буде ще й інший дисльокований район в Ristinge Klint на острові Лянгелянд. Він так само являє караваєподібну підпухлість, що виступає в рельєфі — підпухлість, що її утворили досить складні дисльоковані серії четвертинних покладів, що в їх основі видно четвертинну ж таки пластичну глину. Уся поверхнева дисльокована серія на 23—30 м завгрубшки розщиплена на окремі луски, насунуті одна на одну в напрямі з SO на NW, що показують ухили від 26° до 70° . Чола лусок іноді підібгані. Верства пластичної глини править за долішню поверхню сквозання, по ній насунута відщеплена від своєї основи дисльокована серія, що утворює луски. На північ і на південь з кінцем клінту наверхствовання переходить у нормальне. Данці розрізняють у себе моренові поземи—А, В, С, D, E та F; з них чотири останні зачисляють до стількох же стадій останнього зледеніння. На Ristinge Klint морена D бере участь у порушеннях, отже дисльокації могли бути викликані тільки кригою стадії E або F. Стадія F спинилася не доходячи одного чи півтора кілометрів до району дисльокацій, але цікаво, що його не вкрито й мореною E, хоча вона й поширювалась далеко за його межі. Ця обставина залишала нерозв'язаною справу механізму постання гляціодисльокацій. Проте всякі сумніви щодо цього розвіяв Lönstrup Klint.

Північно-західня частина Вендсиселя становить рівнину, що знижується від 25—30 м над рівнем моря на NO до 15—20 м на SW. Над рівнем цієї рівнини підносяться заокруглені пласкі горби, що зветься „острівні горби“; вони сягають на 68 м над рівнем моря або трохи нижче. Lönstrup Klint на протязі 12,8 км урізує крутим приступком цю рівнину і перетинає: один з горбів—Rubjerg. На рівнині спокійно залягає нормальна серія четвертинних покладів: пізньольодовикові морські поклади в вигляді горішніх йолдієвих глини, що залягають поміж пісків; під ними моренний пісок, флювіогляціяльні піски, льодовикові смужкаті глини, що лежать на долішніх йолдієвих глинах.

В підвищенні Rubjerg'а, що має загальної протягlosti з півночі на південь близько 6,2 км, четвертинні поклади дисльоковано, при чім інтенсивність дисльокацій підсилюється від обох країв зо середини горба. Смужкаті глини та верстуваті піски утворюють низку клинів чи лусок, що насунулися одна на одну в напрямі на SSW. У середині клинів смужкатих глини

верстуватість їхня не порушена, але в пісках спостерігаємо сильне збурення, їх верстви химерно вигнуто. Клини нахилені в бік NNO, а їхній спад в кінцевих частинах горба — на півночі і на півдні — коливається від 20° до 40°, а в середній частині — збільшується до 60° або навіть до 70°. І що крутіше їх поставлено, то вище вони піднесені, отже, в середній, найбільш збуреній частині горба берегове урвище сягає 60 м височини. В одному місці, де порушення доходить максимуму, тут в основі луски долішні йоддієві глини вичавлені. Горішні краї піднесених лусок рівненько зрізані, а подекуди позагинаті та відтягнуті на південь. Суцільного моренового накриття на поверхні немає і тільки де-не-де збереглися наметні. Насуви постали, видимо, під впливом тиснення криги з NNO, при чому порушення відбулося тільки на тонкій поверхневій частині покладів, бож максимальна грубина насунутих лусок сягає 40 м. Брили нагромаджувалися, очевидно, в мерзлому стані, бо в середині лусок смужкатих глин зібгання не видно. Навпаки, там, де виключно високо опинилися виперті долішні йоддієві глини, що глибоко лежали, вони зібгані й їх позбавлено ознак первісної верстуватости. Виходить, що в момент дисльокації вони перебували в верстуватому стані. Очевидячки, під тиском криги скорина повсякчасної мерзлоти була розламана на окремі шматки, що повідокремлювалися від пластичного підложжя й насунулися один на один. Увесь характер цього явища такий, що його аніяк не можна витлумачити звичайним натиском криги на перепону. Ознак такої перепони тут не спостерігається, бо виперті поклади не лежали перед тим, як їм підвестися, вище ніж по околицях і не були вони урізані з NNO крутим краєм: вони в цьому напрямі повільно набувають нормального непорушеного наверствовання. Тобто, нагромадження відбувалося без попереднього існування перепони на первісно рівній поверхні льодовикового підложжя. Отже, виходить, що не натиск, а скоріш, як на це пристає А. Jessen, тиснення криги на своє підложжя ламало його на окремі брили, а тертя криги об своє підложжя переміщало їх у напрямі руху й насувало одна на одну. Маса криги сунучись зрізувала висунуті краї лусок, подекуди позагинала їх і потягла за собою; що важливо ще відзначити, це те, що на поверхні піднесення, утвореного самим льодовиком, крига не залишила тут своєї морени: льодовик тут не седиментував, а денудував. Вік гляціодисльокації визначається точно, бо порушенню підпали смужкаті глини та флювіогляціяльні піски, „Vorschüttungs Sande“ криги стадії С, а морена цієї стадії не дисльокована. Lönstrup Klint, як указує Я. Левінський, з'ясовує нам багато чого загадкового. Перш за все явища такого порядку мусять бути досить поширені, бож усі „острівні горби“ північного Вендсиселя будуть подібного ж походження та матимуть подібну ж будову. Далі ми можемо тепер зрозуміти й порушення Ristinge Klint'a та Møen. В Ristinge ми маємо справу з таким самим, тільки меншим, лущінням поверхневих покладів та насувом їх з SSO, звідки сунулась крига стадії Е. Відсутність морени на поверхні Ristinge буде аналогічним явищем до її відсутности на Lönstrup. Збурений район так само утворює легке піднесення. У Møen різня полягає на тім, що тут гляціодисльокації підпали крейдові верстви.

Я не можу не відзначити тут наближеної аналогії будови та походження цих данських острівних горбів із тими утвореннями в Середній Наддніпрянщині.

що я їм, за цікавим збігом обставин, дав таку саму назву. Це будуть Пивиха та Калитва. Механізм постання таких форм я свого часу з'ясував відносно горбів-вичавок в околицях Вільни.

У наведених прикладах данських гляціодисльокацій ми бачили місцеве лущення поверхневих мас на обмеженій простороні з насупом лусок у напрямі руху криги. На берегах Лімфіорда можна спостерігати транспорт чималих відірваних мас на великій відстані. Там, де Лімфіорд найширший, у цілій низці місць на його берегах та на островах видно високі ізольовані підвищення, круто зрізані з боку моря. Їхнє ядро утворилося із своєрідної породи „Moler“, що становить поклад палеогенового або дол'шньоеоценового моря та показує чергування верств діятомового намулу та вулканічного попелу. Усі ці маси „молера“ не перебувають *in situ*. По багатьох місцях видно їх налягання на льодовикові поклади, а самі вони інтенсивно фалдисті. Де залягає „молер“ *in situ*, невідомо; але в кожному разі уся ця серія гігантських його блоків, що утворюють значні височини, десь, можливо, зі дна Лімфіорда, була відірвана й виволочена на берег. Дисльокація тут просунулась набагато далі й була інтенсивнішою, ніж на Lönstrup Klint'i, бо вона не тільки роздрібнила „молер“ на окремі брили, але й понесла їх з свого місця відриву на далеку відстань.

Ця картина дуже нагадує виволочку з язикового басейну та перенесення на далеку відстань порід, що входять у склад моренового амфітеатру Корсунсько-Городищенського району та Мошногір'я.

Обмірковуючи питання про польські гляціодисльокації, як про один з їх аналогів, Я. Левінський розглядає ще відому мускауську фалдисту дугу („Muskauer Faltungsbogen“) на бранденбурзько-сілезькій межі. На відстані близько 14 км між краями її складають невисокі, близько 20 м, рівнобіжні, правильної форми вали піскової ріської кінцевої морени, а під цією мореною, вглибині, буровугільні копальні виявили рясні потужні фалдисті явища в вуглевмісному еоцені. Більш-менш неправильні фалди, почасти розірвані, незгідні взагалі з напрямом поверхневих валів, дисльокували міоцен до видимої глибини на 70 м, і залишається невідомим, на якій саме глибині починається непорушений міоцен. Міоцен зібгано в пластичному непромерзлому стані.

З'ясовуючи умовини постання цих дисльокацій, Wolff, що займався цим питанням, висловлює сумнів, щоб вони постали під впливом того великого клаптя рісу, що утворив поверхневі вали, бож під час наступу цього льодовика ґрунт мусів бути глибоко промерзлим; гадає, чи не природніше буде пов'язувати фалдистість міоцену Мускау з якоюсь фазою відступання міндельської льодовикової поволоки, коли звільнене з-під неї підложжя не було промерзле. Я. Левінський, не відкладаючи можливості такого тлумачення, відзначає проте, що коли його прийняти, то залишається все ж неясним, а як же могли тут також постати й поверхневі вали ріської кінцевої морени. Аналогізуючи з українськими пластичними гляціодисльокаціями, що їх утворила — це безперечно — та крижана поволока (ріс), що її морена вкриває ці дисльокації, я схильний гадати, що й мускауські порушення постали за тих самих умовин, тобто, що їх утворила ріська крига.

На силу-силенну інших прикладів гляціодисльокацій Північної Німеччини, що на них указує Wahnschaffe¹⁾, ми тут посилатися не будемо, бо вони досить добре відомі.

Так само я не маю наміру виложити в цьому короткому нарисі матеріали з гляціодисльокацій на терені нашого Союзу поза межами України. Обмежуся тільки небагатьма прикладами, що доводить наявність також дисльокації і у нас та що вони мають, як мені здається, більше поширення, аніж про це звикли гадати. На них досі не звертали належної уваги й зчасти невідповідно їх тлумачили.

В околицях Леґінаду геологи, що провадили там детальне здійснення²⁾ констатували цілу низку гляціодисльокацій. А. В. Фаас в околицях ст. Тайци та в басейні р. Пудости виявив, що там верстви ордовіцьких ехіносферитових вапняків залягають не цілком спокійно: вони мають зчасти пофалдованість, що на денній поверхні виявляється в формі гребенів та влоговин, видовжених переважно з північного сходу на південний захід. М. Е. Янішевський дослідив горбовини Кірхгоф та Дудергоф, при чім він виявив вельми складну їх дисльокацію. Льодовик, посовуючись по такому субстратові, як пластична синя кембрійська глина, зрушив значні товщі кембрійських порід у вигляді згаданих горбовин. Тут ми маємо справу з системою фалд здебільшого в напрямі на NO—SW; вони зчасти перекинуті та розірвані і взагалі відповідають обрисові рельєфа. Територія пляшета П—56 односторової мапи, що її (територію) дослідив К. Д. Глінка, складається на значній простороні з кембрійської глини, а в південній та західній частинах її трапляються породи унгулітового та дикціонемового поверхів і ордовіцькі вапняки. Ці останні лежать подекуди поземо, а подекуди мають, поруч із кембрійськими, надзвичайно складне й поплутане уложення: іноді поруч із фалдою ехіносферитового вапняку трапляються частини фалд ортоцератитового та главконітового вапняків. Частенько на поверхні ортоцератитового вапняку лежать товщі унгулітового дикціонемового поверхів та перероблена кембрійська глина. Такі самі явища спостерігаються і в південній частині району Пулківських височин. Зіставляючи всі такі факти, спостережені на дослідній території, К. Д. Глінка визнає за причину всіх місцевих дисльокацій чинність льодовикової поволоки.

Взагалі всі дисльокації на південь від Фінської затоки, що їх передніше зчасти вважали за тектонічні, будуть, як видно, льодовикового походження.

Великі льодовикові порушення порід є і в Північній Росії. Б. К. Ліхареv³⁾, що виявив у східній частині 69-го аркуша в долині П. Двіни та по її допливах нові виходи цехштейнового вапняку, констатув водночас цікавий факт, а саме: що ці вапняки підпали за часів першого (ріського—Д. С.) зледеніння цієї місцевости енергійному руйнуванню та переміщенню окремих брил чи шматків; автор каже, що більшість (коли не всі) спостережені відслонення залягають не в первісному місцезнаходженні і виведені іноді з поземого стану. Надто показові демонстративні щодо цього перетини біля

¹⁾ Wahnschaffe. Geologie und Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. 4 Aufl. 1921. — Geologische Landschaftsformen in Norddeutschland. 1924.

²⁾ Изв. Геол. Ком., 1925, XLIV, № 2, с. 92—93.

³⁾ Изв. Геол. Ком., 1925, XLIV, № 2, с. 73.

лог. Троїцького, що їх попередні дослідники цього краю (Барботи-де-Марні, Амаліцький) тлумачили цілком інакше.

В Азіатській частині СРСР гляціальну натуру я вгадав ¹⁾ по описаних від В. Нехорошева алтайських дисльокаціях третинних буровугільних верств у Чуйських степах та на березі ріки Кокси. Ці дисльокації в фалдовій формі, іноді досить інтенсивній, або в вигляді доволі безладного зібгання захопили товщу буровугільних, здебільшого піскуватих глин, що залягають на розмітій поверхні метаморфічних лупаків, прикритих льодовиковими наметневими покладами. Грубина дисльокованої товщі на березі річки Кокси вельми мала: як видно буде раптом близько 10 м. Перетин, що його подав В. Нехорошев, перетинає тут невелике валувате (?) піднесення, що має близько 35 м у поперечнику (міркуючи за рисунком) та близько 6 м розмірної височини. Поблизу південно-західнього краю перетину на поверхні фундаменту з метаморфічних лупаків лежить, як видно, насунута з південного заходу, невелика ділянка зібганого, почасти розірбаного метаморфічного лупаку, що переходить до північного сходу на лупакову брекчію; ця брекчія впирається чолом в ядро горбовини, що його складають частиною простовисно стоячі, частиною безладно поламані та зібгані верстви буровугільних покладів. Усе це зверху вкрито мореною; брекчію південно-західнього краю перетину так само можна вважати за місцеву морену або за невеликий відбиток підложжя. Перетин буровугільного родовища Чуйського степу та його опис показують, що там уздовж південного підніжжя Курайського кряжу лежить смуга морени, видимої грубину її на рисунку визначено близько 80 м (?). На південь на низькішому гіпсометричному рівні з-під морени виходять інтенсивно фалдисті буровугільні верстви, грубину їх на рисунку показано близько 50 м (абсолютної потужності зібганої серії на рисунку не показано). Рисунок припускає міркування, що морена не тільки вкриває, але почасти й упирається в бік зібганого буровугільного ядра.

ZUSAMMENFASSUNG

Vorliegende Abhandlung strebt nicht danach, neue wissenschaftliche Tatsachen festzustellen, sondern nur den vom Verfasser vertretenen Gesichtspunkt betreffs der grossen Bedeutung der Glaziodislokationen für die Geomorphologie mancher Länder, besonders der nördlichen Ukraine zu stützen und zu popularisieren. Die in der Abhandlung angeführten Beispiele der Glaziodislokationen wurden ehemals meist anders gedeutet, und zwar in der Regel auf gewöhnliche tektonische Erscheinungen zurückgeführt. Jeder neue Gesichtspunkt muss die Beharrungstendenz der sich festgesetzten Anschauungen überwinden. Als Verf. vor einigen Jahren zum ersten Mal die Dislokationen des mittleren Dnjeprgebiets, unter denen er das Vorhandensein von Auspressungsinselbergen in der Ebene des Dnjeprzungenbeckens, Staumoränenfaltungsbögen und ausgeschleppten Moränenamphitheater in den Grenzen des Randmoränengürtels feststellte, glazial deutete, führte er ausser Beweisen, sozusagen, lokalen Charakters die ihm bekannten analogen Erscheinungen im nördlichen Polen und Litthauen an. Doch war diese Beweisführung deswegen mit Schwierigkeiten verknüpft, weil von den zum Vergleich angegebenen Gegenden wenn auch schon längst, doch nur die Glaziodislokationen der Umgegend von

¹⁾ Д. Соболев. Об алтайских экзодислокациях. „Вест. Геол. Ком.“, 1927. № 6.

Wilna vom Verfasser (zusammen mit N. N. Sobolew) beschrieben worden waren. In Bezug auf die anderen angeführten Analogien, und zwar die Warschauer- und Wloclawek-Dobrzyner Dislokationen, deren glaziale Natur der Verfasser schon vor etwa 15 Jahren erkannt hatte, war es bisher nicht möglich, die in den längst druckfertigen Manuskripten enthaltenen Beobachtungen und Auffassungen zu veröffentlichen. Der Verfasser war also auch betreffs der polnischen Dislokationen ein Vorkämpfer für ihre glaziale Deutung, ebenso wie hinsichtlich der Dislokationen des mittleren Dnjeprgebiets. Die Sachlage wurde noch dadurch verwickelter, dass unlängst J. Lewinski, einer von den bedeutenderen polnischen Geologen, den Gesichtspunkt der tektonischen Deutung der Wloclawek Dislokationen bestätigte. Obwohl dieser Gesichtspunkt nur das Ergebnis einer weiteren Entwicklung von längst festgelegten Anschauungen war, konnte doch infolge der zeitlichen Neuigkeit der Arbeit der Eindruck erweckt werden, als ob die neueren polnischen Forschungen sich mit den Folgerungen des Verfassers nicht decken. Das mochte die Zurückhaltung der meistens vorsichtigen Geologen in ihrer Stellungnahme zu den vom Verfasser ausgeführten Deutungen der Dislokationen des mittleren Dnjeprgebiets begünstigen. Um den Rest dieses Misstrauens zu beseitigen, hält der Verfasser es für angebracht seine russischen Kollegen mit den Folgerungen mancher neueren Untersuchungen der polnischen Forscher, und wiederum J. Lewinskis bekannt zu machen. Sie bestätigen nicht nur die glaziale Herkunft jener polnischen Dislokationen, die der Verfasser auf diese Weise erklärt hatte, und drücken in allgemeinen Zügen nicht nur deren Mechanismus ähnlich der Auffassung des Verfassers aus, sondern decken neue Einzelheiten auf, welche dieselben mit den ukrainischen Glaziodislokationen noch ähnlicher erscheinen lassen und zu neuem Suchen nach analogen Dislokationen auch ausserhalb der Grenzen Polens Veranlassung geben können.

Hienach bleibt kein Raum für Skeptizismus. Die Glaziodislokationen des mittleren Dnjeprgebiets sind nicht isoliert, sondern haben viele ausländische Analogien. Die Inselberge des Zungenbeckens des Dnjeprgletschers (Berg Piwicha, Berg Kalytwa) stehen in Bezug auf Bau und Ursprung den gleichnamigen Gebilden Dänemarks nahe. Gleich den vom Verfasser beschriebenen Wilnaer „Auspressungsbergen“ haben sie sich infolge des Eisdruckes auf ihr Liegendes, d. h. durch Eisauspressung, gebildet. Der hügelige Kanewmoränenfaltungsboden hat ausser der Wilnaer Staumoräne vieles mit der Warschauer Zone und dem Wloclawek Dobrzyner Gebiet der Glaziodislokationen und, wahrscheinlich, auch mit dem Muskauer Faltungsboden auf der brandenburgisch-schlesischen Grenze gemein. Das sind nicht nur Auswirkungen der Eisauspressung, sondern auch des Eisdruckes auf das vorliegende hierdurch stark zerknitterte Hindernis, der Abhebung der dislozierten Schichten vom Liegenden und ihrer Verschiebung über der tonigen Oberfläche der Abhebungsfläche (Kanew, Wloclawek-Dobrzyń, Warschau). Bemerkenswert ist die Tatsache, dass sich die Wirkung fast bei allen beschriebenen Beispielen (Kanew, Warschau, Wloclawek-Dobrzyń, Wilna) nicht durch frontalen, sondern durch seitlichen oder schiefen Druck der Eiszunge auf ihren Seitensaum äusserte. Eine bedeutende Rolle haben dabei das frühere Erosionsrelief, nämlich die Täler, die sich mit Eismassen ausfüllten (Kanew, Warschau, Wloclawek-Dobrzyń), und vielleicht auch Schluchten gespielt, von deren Abhängen das Eis Schichtenbruch-

stücke abriß (Warschau, Wloclawek-Dobrzyn, vielleicht Möens-Klint?), die später verschoben und abtransportiert wurden. Die Erscheinungen der weiten Verschleppung der Schichtenmassen des Liegenden und deren hügelartigen Ablagerung, die im Moränenamphitheater des Korsun-Horodistsche und des Moschnohirjegebiets festgestellt worden sind, wiederholen sich in Dänemark an der Küste und auf den Inseln des Lymfford.

Bemerkenswert ist die geringe Entwicklung der Moräne an der Scheitelgegend des grösseren Teils der beschriebenen ausgepressten, ausgestauten und verschleppten Anhäufungen.

Die Deformationsformen der Schichten, die sich durch Glaziodislokationen ergeben, sind mannigfaltig und vom Standpunkte ihres Mechanismus eines speziellen Studiums wert. Man hat Formen unplastischer oder harter und plastischer oder weicher Deformation zu unterscheiden, zwischen denen man natürlich nicht immer scharfe Grenze zu ziehen vermag.

Zu ersteren gehören die bekannten Fälle des Zermalmens des harten oder gefrorenen Liegenden, sein Abschälen mit Abreissen von Bruchstücken, deren Übertragung und Akkumulation ohne oder mit nur geringer innerer Deformation (dänische Deformationen, vielleicht manche schwimmende Warschauer abgerissene Buchstücke, vielleicht die Zechsteinbruchstücke im nördlichen Russland, und, wahrscheinlich, überhaupt ein bedeutender Teil der längst wohl bekannten Bruchstücke, die im nördlichen Polen festgestellt worden sind, z. B. in Rypin Mala Wes im Plocker Gouv., allem Anschein nach auch in Jablonna bei Warschau, in Wenzowna am rechten Weichselufer, östlich von Warschau, in Lukow). Hierher gehören auch, mindestens zum Teil, die „Verwerfungs“-Dislokationen, die in glaziodislozierten Gebieten stark verbreitet sind, und zwar sowohl die mehr oder weniger grossen, als auch vielleicht jene Mikroverwerfungen, die der Verfasser in Wilna und besonders in Warschau, beobachtet hat.

Zu plastischen Deformationen des Liegenden gehören vor allem die Erscheinungen des Eindrückens und der Auspressung. In kleinem Masstabe hat der Verfasser das Eindrücken des aus Bändertonen gebildeten Liegenden durch die kleine Gletscherzunge in der Umgegend von Wilna beobachtet. In grossem Masstabe ist die Möglichkeit des Eindrückens im Gebiet des Zungenbeckens des Dnjeprgletschers, worauf die Kyjiwer Poljessje mancherlei Hinweise gibt, zuzugeben. Einen derartigen Vorgang kann man auch an der linken Seite des Dnjepr gegenüber dem Kanewer dislozierten Gebiet annehmen. J. Lewinski vermutet das Eindrücken in der Umgegend von Warschau im Praharayon, wo Verf. eine besonders tiefe (zirka 3 m) Lage des Liegenden der Glazialablagerungen festgestellt hat. Übrigens kann diese Vertiefung auch durch Erosion (oder Exaration) entstanden sein, genau ebenso wie eine ähnliche Vertiefung des Liegenden der Quartäralagerungen an der linken Seite des Dnjepr gegenüber dem Kanewer Dislokationsgebiet. Eine Auspressung hat Verf. bezüglich der ausgepressten Berge der Umgegend von Wilna und bezüglich des Hervortretens der Posenertope längs des linken Ufers des Weichseltales in Warschau festgestellt. Man muss sie bezüglich der Inselberge im Mitteldnjeprzungenbecken und in Dänemark zulassen. Endlich hat die Auspressung bei Staubbildungen von Wilno, Kanew, Warschau, Wloclawek-Dobrzyn u. a. auch eine grosse Rolle gespielt.

Zu plastischen Deformationen hat man auch die plastische Abspaltung der dislozierten Schichtenserie von ihrem Liegenden, welche gewöhnlich längs der Tonschichten vor sich geht, zuzuzählen. Sie wurde für Kanew, das Wloclawek-Dobrzyn Gebiet, für Ristinge- und Lönstrup-Klinte in Dänemark, für die Umgebung von Leningrad festgestellt. Dabei entstehen auf der plastischen Gleitoberfläche infolge des Schleppens der abgespalteten Schichtenmassen Reibungswellen, deren Länge, welche bisweilen beträchtlich ist, in einem bestimmten Verhältnis zur Mächtigkeit der verschobenen Schichtenserie stehen muss. Auf solche Wellenhaftigkeit der Reibung auf der Scheidefläche zwischen den bewegten und unbewegten Massen im Gebiet von Kanew und Korsun-Horodistsche hat Verf. hingewiesen¹⁾. Sie ist im Gebiet zwischen Loburg und Hommern im westlichen Fläming durch Schmierer dargestellt. In Übereinstimmung mit den Wellen des Liegenden muss auch die verschleppte Masse selbst eine Faltung durchmachen, die bei weiterer Entwicklung der Erscheinung, manchmal unter Einwirkung des Seitendrucks des Gletschers, in ein System schiefer Falten und Überschiebungen übergehen kann, wie es z. B. im Gebiet von Kanew, Warschau, Wloclawek-Dobrzyn zu sehen ist. Dabei verfällt die plastisch sich deformierende Schicht oder Schichtenserie nicht nur der Einwirkung des Schleppens auf dem Liegenden, sondern auch der des Walzens zwischen ihm und der Eisdecke, wobei letztere sich rascher als die gequetschte Schichtenserie selbst bewegt. So ist also die Faltung der abgehobenen Schichtengruppe das Resultat der gemeinsamen Wirkung des Schleppens, des Druckes und des Walzens. Infolgendessen kann sie in der Schichtenserie insbesondere wenn diese heterogen ist, an der Scheidegrenze der Schichten verschiedener Elastizität eine disharmonische Faltung entstehen lassen, die man mitunter für eine diskordante Schichtung hält. Beispiele solcher disharmonischer Faltung sind im Kanewer Gebiet vorhanden. Endlich ist auch die fast überall in den glazial dislozierten Gebieten zu beobachtende Mikrofaltung und die Gaurrierung mancher besonders dünn-schichtiger Ablagerungen dem Walzen zuzuschreiben. Deren Entstehung ist ohne Zweifel mit der gegenseitigen Verschiebung dünner Schichten, sozusagen der Zwischenschichtenreibung oder Gleitung eng verknüpft.

Überhaupt spielt die Wellenhaftigkeit der Reibung, die bei relativ horizontaler Verschiebung der sich dislozierenden Schichtenserien entsteht, und auf die auch die Wellenhaftigkeit der Schleppung und des Walzens sich zurückführen lässt, unter den plastischen Glaziodislokationen eine führende Rolle. Dies bedingt die Bedeutung des Studiums der Glaziodislokationen für das Verständnis des Mechanismus anderer Exodislokationen, die allem Anschein nach in der Erdkruste recht weit verbreitet sind, sowie auch der tektonischen plastischen Dislokationen selbst, welche wie es sich in den letzten Jahren immer mehr und mehr herausstellt, nicht so sehr Druckfalten, als grössere oder kleinere Wellen der Reibung, Schleppung, Überschiebung und des Walzens sind. Ausgezeichnete Beispiele für die Entstehung der Mikrofaltung in plastischer dünn-schichtiger Schichtengruppe zwischen dem ungleichmässig sich bewegenden Liegenden und der Hängenden lassen sich auch in den Eisenquarziten von Kriwoj Rog beobachten.

¹⁾ Wahnschaffe. Geologie und Oberflächengestaltung etc. 2. S. 109. Fig. 28.

Г. ФРЕДЕРІКС (Ленінград)

ЧЕТВЕРТИННІ РУХИ ЗЕМНОЇ КОРИ

G. FREDERICKS (Leningrad)

LES MOUVEMENTS QUATERNAIRES DE LA CROUTE TERRESTRE

Питання про четвертинні рухи земної кори видається за найцікавіше питання сучасної геології.

Четвертинні рухи земної кори можна поділити на дві категорії: постумні рухи третинного фалдування, з одного боку, та епейрогенічні, прямовисні рухи, — з другого боку. Не позбавлена ймовірности й гадка про те, що деякі тангенціальні рухи Альпійського фалдування виявлялися й далі по деяких районах і за четвертинних часів. До числа останніх рухів належать сколи й насуви в пасмах Середньої Азії.

Спочатку ми говоригимемо про епейрогенічні рухи.

1. Епейрогенічні рухи. Яке буде їхнє походження? Це питання природно постає перед кожним геологом і на нього, звичайно, дають ту чи ту відповідь. Уперше епейрогенічні рухи під назвою „вікові піднесення земної кори“ були констатовані в Скандинавії, а потім і на цій території Феноскандії; згодом спостереження над ними поширилися по цілому узбережжі Західної Європи. Якими саме причинами можна було пояснити незрозуміле піднесення Феноскандії, що його на приступках Скандинавських гір записано абразійними площинками? Пояснення цього явища знайшли швидко, особливо, коли на допомогу цьому стала теорія ізостазії: за льодовикової епохи Феноскандію вкривала груба крижана поволока, що згодом розтанула. Гори завдали полегшення від тягара криги, що давила їх, і почали спливати, як спливає пароплав на воді, коли його поступово розвантажують. Пояснення це видалося за вельми переконливе, і більшість геологів ще й досі не ремствуєчи його приймає.

Може таке пояснення здається комусь аж надто переконливим, але, як на мене, то воно цілком незрозуміле і, я сказав би, навіть нелогічне. Насамперед, не дається зрозуміти самого факту такого великого поширення за льодовикової епохи льодовиків, що розтікалися, як кажуть, з Феноскандії як із центру, коли знижувалася її височина. Справді бо, крига до певної міри має властивість води — текучість. Під час зниження рівня Феноскандії до рівня горішніх терас, на поверхні її, взагалі, навряд чи міг постати льодовик. Це поперше; а подруге, коли льодовик і постав, то аж надто сумнівно, щоб він здобув імпульс до такої плінності, бож кризі властива чіпкість значно

більша, ніж воді, і для текучости вона потребує значно більшого спаду поверхні, ніж вода. Отже, коли б льодовик і постав на тій зниженій Феноскандії, що її нам малюють прихильники ізостатичної гіпотези походження її вікових піднесень, то ледве чи міг би він поширитися на поверхні Європи. Істота явища потребує вельми значного піднесення північного краю суходолу Європи за льодовикової епохи для того, щоб пояснити поширення льодовика сливе по всіх її просторах; інакше бо цього не могло б і бути. А коли це так, то за льодовикової епохи Північ повинна б підноситись значно вище, ніж тепер; цілком натурально, що таке припущення заперечує основну засаду теорії ізостації про те, що навантажування в одному місці спричиняється до знижування даної дільниці літосфери; а розвантаження її, навпаки, викликає піднесення. Отже, навряд чи Феноскандія підноситься в наслідок того, що в неї зійшов колись льодовик.

2. Говорячи про теорію ізостації, треба зазначити, що вона неподільно зв'язана з ученням про первостворення морів та суходолів. Вона могла народитися тільки з того, власне, уявлення, що суходоли становлять масивні виступи, скиби земної кори, що плавають на плинній магмі ніби крижини і зв'язані поміж себе тонкими поперечками, що відповідають океанічним обрубам земної кори. Взявши питому вагу суходільної маси за 2,5, а глибинної магми за 3 або 3,5, одержували величину підкорових виступів, основ суходолів. З цього погляду значна grubість суходільного виступу натурально має бути споконвічна, первотвірна. На цьому ґрунті, у зв'язку з теорією ізостації і первостворення суходолів, в нашу епоху постала Вегенерова теорія плавання суходільних скиб. Свого часу на кількох прикладах я показав безсідставність сучасного уявлення теорії ізостації¹⁾ про нерівномірну grubість земної кори та про існування суходільних цоколів (фундаментів). Справді ми не маємо жадних підстав стверджувати, що grubість земної кори під суходолами значно більша, ніж під океанами. Навпаки, найпростіші міркування доводять, що grubість її сливе на цілому просторі землі має бути однакою. На користь цього останнього твердження промовляє до нас існування геотермічного градієнту, що мусить бути пересічно скрізь однаковий і, якщо й змінюється на глибину, то також пересічно скрізь однаково. Геотермічний градієнт становить функцію випромінювання у простір теплової енергії внутрішнього ядра землі, а тому натурально буде припускати, що воно по всіх радіусах має діяти з однаковою інтенсивністю, що воно не може випромінюватися на вибір від одних точок дужче, від других слабше, через що й охолодження всіх точок має відбуватися рівномірно, а не за вибором — в одному місці більш, а в іншому — менш. Цей погляд мій на рівномірність grubости земної кори та на залежність її від геотермічного градієнту я виложив у статті: „Прямовисні рухи земної кори, їхні причини й наслідки“²⁾.

Отже встановлюючи загалом рівномірність grubости земної кори, ми тим самим відбираємо основу в теорії ізостації, вона ж бо власне й базується на уявленні про її нерівномірність. Коли суходоли не становлять собою по-

¹⁾ Возможная причина аномалий силы тяжести. Журнал геофизики и метеорологии Т. I, в. 2, 1925.

²⁾ Вертикальные движения земной кори, их причины и следствия. Журнал геофизики и метеорологии. Т. V, в. 2, 1928.

товщавь земної кори, коли вона рівномірна, то тоді має відпасти гіпотеза про первостворення суходільного масиву, а разом з тим і гіпотеза Вегенерова, як суперечна з основними вимогами сучасного рівня геологічного знання.

Провідну засаду теорію ізостації, що навантажувана дільниця земної кори повинна зануритися, а розвантажувана — підноситься, спростовують відомі нам факти з історії земної кори. З погляду цієї теорії, наприклад, російська платформа, навантажена замалим не кілометровою грубизною осадів, не повинна б була підвестися та утворити головну масу суходолу Європи. Навпаки: дуже розмитий еродований Еоурал (Урал початку пермської епохи), з погляду теорії ізостації, ціяк не міг би зануритися й понятися водами арктичної трансгресії. Звернувшись до історії Землі, запитаємо себе цілком безсторонньо: та чи були ж обриси суходолів і морів незмінні через усю відому нам історію Землі? Мені відкажуть: звичайно, не були, але ми маємо згадати під увагу існування просторів мілковіддя, шельфу тощо. Скажуть ще: всі відомі нам осади мілководі... Цілком слушно; проте, де та гарантія, що деякі з „первотворних щитів“ не виявляться як вири, як глибокі простори моря, де, як відомо, осади не скупчуються? До числа таких непевних районів належить, приміром, обсяг сибірського щита (або точніше — ангарського), що, можлива річ, на протязі горішнього палеозою (кам'яновугільної епохи) був саме за обсяг морських вирів і з'явився на поверхні тільки за пермської епохи, коли виникла Ангарида. Деякі дані примушують гадати, що й за девону цей обсяг був такий самий вировий обсяг. Вивчення фаціальних особливостей кам'яновугільних морів уральської геосинкліналі свідчить про те, що гіпсографічна крива спадала від заходу на схід, що море глибшало на схід; і разом з тим заходить гадка про те, що на західній межі Ангариди було східне, глибинне плече уральської геосинкліналі (або, як показав я в останній цитованій статті, — геомонокліналі). Західне ж крило уральської геосинкліналі лежить на суходільнім шельфі російської плити. Отож, я вважаю, що у нас тим часом зовсім немає жадних даних стверджувати, що в обсягах сучасних суходолів немає таких місць, де за часів давньоколишніх не було б вирових обсягів прастарих, палеозойських і допалеозойських океанів. До того ж і океани не суть первотворні, бо хоч би який був океан, але на протязі геологічних віків він мусів би вщерть виповнитися теригеними осадами. Не слід забувати, що, наприклад, у самому донецькому басейні товща карбону має 9 км глибини, тим часом як глибина океану тільки 3 км пересячно (сягаючи, проте, подекуди й до 8 км). Чи давно виникли океани? Коли саме виник Атлантийський, у нас покищо нема даних, але щодо якоїсь частини Тихого океану, то ми можемо сливе з певністю сказати, що значна частина його водяних просторів виникла нещодавно, сливе на очах людини, і розмірно — культурної вже людини, бо саме в зв'язку з його виникненням народилися і всі легенди про всесвітній потоп, що оточують кільцем його обсяг; у тих таки ж легендах відбився й переказ про Ноїв ковчег у Біблії та про загибель Атлантиди в П л а т о н а. На користь такого припущення говорять археологічні дані, що їх зібрав американській дослідник С. R e g i n a l d E n o s k у своїй прекрасній книжці „The Secret of the Pacific“, а також зоогеографічні

та почасті етнографічні дані, що їх подає проф. Менсбір у своїй надзвичайно цікавій книжці „Тавмниця Тихого океану“.

Як у будові суходолів беруть участь обруби давнішого суходолу, так у будові океанічних западин діють рештки палеозойських морів, що через якісь причини не осушилися. Але наявність давньопалеозойської Феноскандії у складі суходолу Європи ще не говорить про те, що Європа існувала у вигляді суходолу з сучасними обрисами, скажімо, за кам'яновугільної доби та що вона, власне, відтоді ще становить суходіл. Так само й наявність в якомусь океані обрубу, що не виступав з-під рівня моря хоча б з тієї самої кам'яновугільної доби, не промовляє за те, що цей океан існує з тих часів.

Я вважаю, що і суходоли, і океани сформувалися тільки за третинного часу, при чім остаточне їхнє моделювання завершилося тільки потретинними часами, але ніяк не за ранішої епохи. Отже, давність цих основних елементів плястики земної кори, на мою думку, зовсім не стара.

3. Переходячи до викладу причин епейрогенічних рухів з нашого погляду, я маю нагадати, що земна кора й поверхня Землі не становлять собою щось нерухоме, стале, стабільне, — ні, Земля це живе тіло, що невпинно живе, розвивається, поверхня її змінюється безперестанно, трансформується без кінця-краю. Думки ці ще не сформульовано виразно в остаточній формі, але чимало дослідників вже почали їх визнавати, про що може свідчити поступове витискування „орографічних“ нарисів, що поверхню Землі мислять як щось нерухоме, стабільне, „геоморфологічне“, і поволі розвиваючись перетворюються в нариси мобілізму земної поверхні.

Які ж причини призводять до основної причини мобілізму земної поверхні? — епейрогенічні рухи, що ненастанно змінюють різність у рівнях суходолу стосовно до основного базису ерозії — океану. Земна кора сама по собі видається за елемент досить пасивний, що активності ніколи не виявляє. Всі процеси, що в ній відбуваються, пов'язані з життєдіяльністю внутрішньої частини земної кулі, переважно з магматичним обсягом, що безпосередньо становить підложжя земної кори. В одній із своїх праць¹⁾ я зазначав, що епейрогенічні рухи великого масштабу стоять у щільнім зв'язку з пересуванням газових мас у магмі та що височина надиму суходільного виступу цілковито залежить від цього насичення горішніх верств магми. Які ж причини можуть викликати пересування газових мас? Можливо, що в магматичнім обсязі можуть бути умови, що почасті нагадують наші атмосферні умови: можуть утворюватися рухи, аналогічні циклонам та антициклонам — з одного боку, і морським течіям — з другого, що, натурально, мусить спричинити пересування магми, насиченої газом попід корою. Виникнення руху подібного до антициклону, тобто утворення нисхідного падаючого току мусить спричинити занурення даної дільниці земної кори, і, навпаки, виникнення висхідного току, — руху аналогічного циклонові, — мусить спричинити піднесення даної дільниці земної кори. Поземе пересування маси газів з однієї дільниці магми до другої може викликати зниження відповідного обрубу земної кори над першою дільницею та піднесення — над другою. Про існування магматичних

¹⁾ „Возможная причина аномалий силы тяжести“.

циклонів і антициклонів уперше висловився російський геофізик Боголепов; він прибрав свою гіпотезу, — вельми цінну й важливу для розуміння життєвих умов Землі, — у форми дивовижних геологічних уявлень, виявивши, подібно до свого німецького колеги Вегенера, недостатню обізнаність з основними питаннями геології. У своїй гіпотезі Боголепов виходить від процесів, що він їх спостерігав на Сонці, де він констатує низку циклонічних та антициклонічних рухів. Вважаючи, що життя магматичної саме частини Землі повинно бути близьке до життя атмосфери Сонця, Боголепов і висунув гіпотезу існування циклонів та антициклонів у магматичному обсязі. У моїй праці „Історія, будова й життя землі з погляду розпадання матерії“¹⁾ я роблю спробу закласти міцний підмурівок під гіпотезу Боголепова. У цій роботі я зазначаю, що все життя Землі щільно пов'язане з трансмутійною зоною, де відбувається розпад радіоактивних елементів та протокозмія, що утворює маси газу. Гази періодично вибухають у периферичні зони, тобто в магматичний обсяг. Ці висхідні токи розпалення газів із трансмутійного обсягу і мають утворювати висхідні, циклонічні токи, тоді як охолоджені частини магми, позбувшись частково свого газу, натурально, повинні утворювати умови для витворення нисхідних, антициклонічних токів.

Ця про поземі течія, про пересування мас належить Амфферерові. Вона теж цілком збігається з моїм уявленням про можливість пересування газових мас. Слід проте зауважити, що, подібно до рухів атмосфери, пересування можуть відбуватися в підкоровому обсязі від екватора до полюса і навпаки — від полюса до екватора. Перший випадок можливий буде тоді, коли в обсязі екватора відбувається скупчення розпалених легких газів; вони завдяки існуванню відосередкового прискорення мусять повільно випиратися важчими та холоднішими частинами магми. Цей потік, переходячи до вищих широт, повинен випереджати рух земної поверхні і таким чином обертається на приполярний циклон. Рівночасно простигли поверхневі частини магми, легші від глибинних, муситимуть посуватися від полюса в протилежному напрямі до екватора, утворюючи приполярний антициклон. Ці потоки можуть зробити такий вплив на земну кору: один спричинюватиме рух її частин до полюса, а другий — у протилежний напрямок. Перший потік в зоні близькій до тропіків викликати розтягування земної кори і, може, призводитиме до деякого вгнуття її, а другий, навпаки, спричинюватиметься до певного зібгання її. Чи не будуть поальпійські дисльокації Середньої Азії становити саме такого наслідку існування антициклонічного потоку, а посталі западини Середземного та Чорного морів чи не становлять наслідків такого циклонічного приполярного потоку?

Через те, що Сонце повинно щонайдужче впливати своїм притяганням на життя магматичного обсягу Землі, мимоволі заходять питання: чи самий розподіл суходолу та моря не буде наслідок того, що Земля обернена до Сонця північною півкулею в афелії, а південною — в перигелії? Це — питання, що на нього дати відповідь геолог покищо неспроможний.

¹⁾ История, строение и жизнь земли с точки зрения распада материи, „Журнал геофизики и метеорологии“, т. IV, в. 1, 1927.

Отже, ми мусимо визнати, що всі великі епейрогенічні рухи, сполучені із зміною обрисів суходолів та океанів, постають з пересування газових мас у магмі, або точніше — магми насиченої газами. При чім попід суходолами завжди перебуває частина магми, найбільше насичена газами, порівнюючи до обсягу океанічних просторів.

4. Поруч із значними епейрогенічними рухами існують і менші, як от, скажімо, піднесення Феноскандії або зниження берегів Голандії, як це зазначено в моїй статті „Вертикальні рухи земної кори etc.“, причину цих рухів до певної міри становлять місцеві рухи дільниць магми, частенько зв'язані з розтопленням долішніх верств земної кори. Там я зазначив існування трьох типових випадків, що можуть тим часом статися, а саме:

Випадок перший: розтоплена частина земної кори легша від підлежної магми; тоді ця розтоплена частина спливає попід кору і призводить до піднесення у надбережній країні. Другий випадок: вага магми та розтопленої дільниці однакова. Рухи можуть не виникати. Нарешті, випадок третій, — коли вага розтопленої частини більша за вагу магми; тоді постає нисхідний падачий струм, що спричинює зниження дільниці кори. З комбінації всіх трьох перелічених основних випадків можна висувати всі можливі теоретичні випадки.

Після цих загальних зауважень перейдімо до опису потретинних рухів земної кори.

5. Наймогутніші потретинні рухи земної кори об'явилися насамперед у північних частинах континентів Євразії та Америки. Про ці питання існує досить багата література, але перший, хто зняв питання про фази цих могутніх епейрогенічних рухів нашої Півночі і поставив його на повний зріст, щоб зрозуміти процеси утворення й кінця льодовикового періоду, — був Н. А. Кулик. У своєму стислому попередньому повідомленні про північний постпліоцен, Н. А. Кулик змалював нам блискучу картину потретинних могутніх епейрогенічних рухів, що не тільки створили сучасну конфігурацію північного краю суходолів, ба й поклали край льодовиковому періодові. На його уявлення, на місці сучасного Баренцового моря (і, мабуть, Північного Крижаного моря взагалі) здіймалася гірська країна, що високо (близько 2—3, а може й більше км) підносилася над сучасним рівнем моря. На цьому полярному суходолі (гірській країні) склалися сприятливі умови для скупчення крижаних мас; цьому ж таки може сприяла значна вогкість попереднього третинного періоду, а також і розвиток досить великих водяних басейнів на півдні Європи (як от, скажімо, Понто-Каспійський басейн), звідки водяна пара могла переноситись на північ. Маси криги, що нагромадилися на полярній північній гірській країні, почали повільно знижуватися на південь природним схилом цілого суходолу Європи з півночі на південь. Зледеніння це, як ми знаємо, поняло вельми значну площу; ератичні наметні заходять і на Україну і сягають Альп. Потім стався згубний для льодовика епейрогенічний рух: полярний континент знизився під рівень моря. Теплі морські течії з південних широт Атлантийського океану могли потрапити до новоутвореного моря, піднести і північних надбережжів і спричинити розмірно швидке зникання льодовикової поволоки. Я припускаю, що Скандінавські гори саме за

цієї фази й осіли до височини своїх горішніх абразійних терас. Море тоді затоплювало значну частину нашої півночі (перша бореальна трансгресія). Ознаки цього затоплювання є не тільки в Печорській країні, але й в Архангельській губ. та Вологодській. Мабуть, чи не до цього моменту належить і постання значної частини Балтицького басейну, що через озерову країну сполучався з Північним крижаним морем. Чи далеко на схід поширився цей рух ми не знаємо, але гадаємо, що й Північна Азія зазнала аналогічного руху, тобто знижування, що й там спричинилося до бореальної трансгресії. Та найцікавіший наслідок цього руху буде утворення нового напрямку течії річок: з льодовикової епохи всі ріки текли з-під льодовика й несли свої води в напрямі на південь. А знижування північних країв континентів спричинило перерозподіл напрямку гідрографічної сіті не тільки в країнах Східної Європи (може й Західної так само?), але й у Сибіру. Річки потекли на північ. Лінію стародавнього межиріччя між Понто-Евксинським і Північним басейнами виразно видно й донині: це буде лінія вододілу Дніпра й Дону (басейну Чорного моря) та правих допливів Волги (Оки, Сури, Свіяги), а також басейну р. Белої з басейнами долішньої Волги та Уралу (Яїка). Найдавніші напрями рік ідуть з півночі на південь: вони заклалися ще за льодовикової епохи, як от долини Дністра, Дніпра, Дону, Уралу. До цієї саме серії долин належить і горішня течія р. Белої, що її переняла долішня Бела (тобто верхів'я сучасної Белої становить стародавнє верхів'я р. Сакмари), абож річка мусіла була повернути спочатку на захід, а потім навпаки—на північ завдяки створеному перегинові поверхні країни.

На жаль, вивчення морфології нашої країни пробуває в зародковому стані. Звичайно вивчали сучасні річкові долини, а стародавні поріччя, свідки давнього ерозійного циклу, здебільша не вивчались, і в літературі ми раз-у-раз не знаходимо навіть згадок про ці колишні долини. Тим часом, деякі уважні дослідники відзначали наявність таких долин ще за старих часів; наприклад, проф. П. І. Кротов, що в своєму орґографічному нарисі західної частини Вятської губ. у межах 89 аркушу (Труди Геолог. Ком., т. XIII, № 2, 1894) зазначив існування такої стародавньої долини на вододілі Волги й Вятки. Коли їхати залізницею з Ленінграду до Пермi, то доводиться не раз перетинати давні долини, що їх ніхто не описував. Надто цікава буде і давня долина коло м. Галича, де розташовано вузьке, довгасте озеро, що має всі прикмети так зв. старичних озер сучасних долин. Наявність давніх долин констатував я в обширі західного узгір'я Уралу, при чім спостереження останніх років показали, що поверхня прастарого пенеплену на Уралі тепер піднесена на 400 м над рівнем моря. Давні долини лежать по височинах на 380, 360 м. Горішній крайок сучасної долини, напр., р. Чусової лежить на височині 260—280 м над рівнем моря. Отже на пайку давньої ерозії припадає приблизно близько 100 м.

На жаль, гіпсометрична недослідженість нашої країни і, можна сказати, мало не повна відсутність топографічних мап позбавляють нас змоги вивчати прастарий рельєф і стародавню історію нашої країни. Тим часом в цьому дослідженні приховано багато надзвичайно важливих для нас суто практичних висновків.

6. Який же був у загальних рисах характер рельєфу за льодовикової епохи? Ми гадаємо, що це був пенеплен, що його поверхня положисто спадала на південь, до понто-каспійської западини. На місці Уралу не було й сліду якоїнебудь гірської країни, в найкращому разі там могли бути неясні ізольовані горби, що заціліли від третинної абразії. Не треба забувати, що з новітніх досліджень (М. С. Волкова та почасти й моїх) виходить, що західній берег третинного моря був у смузі між меридіанами м.м. Пермї та Красноуфімська. Мої спостереження показали, що по багатьох місцях Середнього Уралу, там, де на височинах заховався прадавній пенеплен, заховались і рештки третинних покладів, що перебули пізніший розмив. Отже, ще за горішньотретинного часу Урал становив дно третинного моря. За льодовикової епохи він, безсумнівно, висох, але відокремленої орографічної одиниці ще не становив і зливався з тою рівниною, що прилягає з заходу. Наші дослідження у Вятській губ. показали, що на момент настання льодовикового періоду всі заглиблення, де відклалися горішньотретинні осади, були знівельовані і вся поверхня Вятської губ. становила один суцільний пенеплен. Гадаю, що й у Надбалтицькій країні була однакова картина, і сучасних орографічних елементів у формі озерових западин, заток, урвищ глінту за льодовикової епохи не існувало, і льодовик вільно перекочувався по утертій поверхні пенеплену з півночі на південь. Настала перша фаза зниження північного краю Євразії, кінець льодовиковому періодові, початок першої бореальної трансгресії. У країні західного Приуралля постали перші диз'юнктивні дисльокації: скиди, що відокремили країну сучасного Уралу від російської плятформи й утворили рівність рівнів. Ці розриви розбили і спокійно уложені верстви мезозою Большеземельської тундри та Печорської країни. Н. А. Кулик вважає, що, приміром, скид Тельбея стався саме цього часу. Під цей час, мабуть, утворилися також дисльокації (скиди), що тепер обмежують виступ пасма Чернишова. Дуже можливо, що в цей час позначилися скиди, що становлять підставу до певної конфігурації Фінської затоки. Не позбавлене ймовірности припущення, що водночас із зниженням північного краю Європи в районі генерального вододілу, що тягнеться, приміром, вододілами Волги та Дніпра з Доном на Белую — Урал, відбувалося до деякої міри піднесення, що може й спричинило місцевий розрив примірно широтного напрямку, призвівши до флексури, а потім і до скиду Самарської Луки.

7. Після того, як бореальна трансгресія досягла свого максимуму, — при чім, за даними Н. А. Кулика, її південна межа проходить у північних границях Вятської країни, — почався новий рух, відворотний за знаком, почалась перша регресія. Обшир плятформи почав осушуватися. Слід зазначити, що піднесення було либонь нерівномірне; найбільшої величини воно доходило в обширі теперішнього волго-двінського та камо-печорського вододілу. В обширі сучасної горішньої течії р. Волги ніякого піднесення не сталося: тут був ніби сустав, що на ньому плита перегибалася. Вийшли ніби пласткі антикліналя та синкліналя. Очевидно, що швидкість піднесення зазначеного вододільного валу, а може й деяке поглиблення зазначеного волзького перегину спричинилися до зміни напрямку течії річок, утворили сучасну горішню

Вогу. З якихось причин річки не перетяли вододільного пасмочка, а припинили свою дальшу течію на північ. Замість цього утворилися нові річки, що плинули південним схилом виниклого вододілу: Кострома, Унжа, Ветлуга, Казанка. З р. Камою сталося приблизно те саме, що й з Белою: її верхів'я перейнято, абож вона сама, через настале піднесення, повернула на схід і потім потекла назад не на північ, а на південь. У прастарих річкових долинах, що знижувались з вододільного пасмочка на північ, рештки прастарих рік, їхні долішні течії, точилися далі (Пн. Двіна, Мезень та ін.). Ці ріки повільно, слідом за осушенням дна моря, подовжували своє корито, поглиблювали та розроблювали його. Цей прастарий рельєф з його річковими долинами й дотепер заховався на дні Баренцового моря, де він виразно виявлений до ізобати 100 саж. Стосажньова ізобата дає нам обрис північного краю суходолу Євразії за другої регресії. Замість Баренцового моря ми маємо величеньку затоку. Земля Франца-Йосифа і Шпіцберген утворювали високий горняний півострів, відокремлений від Гренляндії не так то широкою затокою. Піднесення північного краю плити спричинило утворення розколин по східньому узгір'ї Уралу та його спільне з плитою піднесення. Піднеслася й Феноскандія. Шпіцберген, Урал і Феноскандія стали за центри, за вогнища нового зледеніння не універсального, а вузько місцевого, що не мало просторого поширення на терені Європи. Його льодовики не далеко розходилися по периферії. Мабуть, на початку описуваного епейрогенічного піднесення сталося в Большеземельській тундрі, в районі Тельбея, єдине на півночі Європи вулканічне виливання, що його описав Н. А. Кулик. Базальт цього виливання описав свого часу О. О. Баклунд.

8. Згодом настає нове зниження північного узбережжя Євразії, друга бореальна трансгресія. Вся північна частина суходолу опинилася під водою, проте, трансгресія не поширилася так далеко на південь, як попередні: морські води затопили переважно річкові долини; і тільки в межах Архангельської губернії, північних частинах Вологодської та ще в Печорському краї залито вододільні простори. Сталося нове сполучення Балтицького моря з Баренцовим через озерну країну. Можливо, що цьому моментові відповідає загальне зниження п'ятформи, зменшення відносної височини суходолу над базисом ерозії. Зниження, спричинивши другу морську трансгресію, поклало край другій, місцевій фазі зледеніння Феноскандії, Уралу тощо. У межах Уралу цей епейрогенічний рух спричинився, як видно, до нових пересувів по розколинах, що сталися за першої фази зниження п'ятформи, та збільшив різницю у височинах між п'ятформою та Уралом. Н. А. Кулик надає таку характеристику цьому моментові:

Період стаціонарного стану рівня моря змінився на нове занурення країв суходолу, але море другої трансгресії не досягло передньої межі. Воно підгатило течію річок у горішніх частинах їхніх басейнів і спричинилося до утворення характерних мулких терас, естуаріїв, розвитку дельт та до загального зболотніння цілої узбережної смуги. Ще в період наступу в самому кінці трансгресії льодовики Полярного Уралу і Скандинавії і, мабуть, островів позбавили свою чинність і почали вивантажувати в море айсберги, а з ними й мореновий матеріал. На цей час припадає відкладання на дні

моря наметневого позему (горішня „морена“ постпліоценових покладів півночі). Пожвавлення чинности льодовиків мало місцевий характер. У Скандинавії це пожвавлення не вийшло поза межі Фінляндії, на Кольському півострові були розкидані окремі скупчення криги, а в Полярному Уралі сполучені язики долинових льодовиків витворили в передгір'ях льодовик типу Малясиіна. Умови для дальшого розвитку льодовиків були аж надто несприятливі, і вони незабаром відтягли свої язики вглиб гір, нагромаджуючи тут дрібні морени та діючи коло розчленовання гірських масивів. Для Уралу, на верхів'ї Соби, є ще вказівка на одну спробу льодовиків вийти з гір. Але ця спроба скінчилася витворенням кінцевих морен по долинах, вижолоблених у давніших моренах, і тільки на східньому Уралі де-не-де льодові язики просунулися на п'ять-шість кілометрів у бік Обської рівнини.

„Наступним відступанням моря до сучасних меж і закінчилася, власне, історія постпліоцену. Щоправда, берегова лінія і після цього пересувалася в той чи той бік, як видно, декілька разів, але ці коливання не мають великої ваги і не вносять значних змін ані в обриси берегової лінії, ані в характер товщі потретинних покладів. Чинність їхня скінчилася на виробленні своєрідного рельєфу вузької берегової смуги суходолу та островів Північного моря“.

Потім того, як зазначає Н. А. Кулик, постала регресія, відступання моря, що відбувалося не безперервно, а скоками з місцевими рухами то в той, то в цей бік. Цей момент надто цікавий з того погляду, що він історично в'яжеться якнайближче з нами і рухи цієї фази може тривають ще й нині.

9. Кінчаючи огляд епейрогенічних рухів півночі Європи, ми мусимо сказати кілька слів за вік дисльокації та про рельєф деяких частин Європи. Почнемо з Надбалтики. Як відомо, детальні геологічні дослідження в околицях Ленінграду встановили низку тектонічних порушень. Одні з них торкаються уложень прастаріших (юрських та кембрійських) порід, інші стосуються тих самих порід і новітніх, потретинних покладів. Між цих і тих дисльокацій існує вельми значна різниця: одні (прастарі) — тангенціальні, інші (молоді) — радіальні. У статті „Про походження поверхневої пофалдованости“¹⁾ я вказую на те, що фалдисти дисльокації Надбалтицького кембрію належать до постумних рухів каледонської пофалдованости. А радіальні дисльокації будуть молоді і їхнє походження пояснюється епейрогенічним рухом потретинного часу. Скиди, що обмежують Фінську затоку та що спричинилися до витворення урвища „глінту“, виникли за потретинного часу і, мабуть, зв'язані саме з останньою, другою бореальною трансгресією, якщо вони навіть не молодші будуть від неї, бо є нібито докази того, що вони зачепили і наймолодші потретинні витвори й пересунули їх на різні гіпсометричні поземи. Відсіль висновок, що всі дисльокації, що становлять підставу конфігурації і затоки і долини Неви, — сливе що сучасні. Якщо широтні скиди й мають трохи давніший характер, то поперечні їм меридіональні скиди, що спричинилися до витворення в долині Неви поперечного горсту (в обсязі Іванівських порогів) — замолоді. Принаймні, дослідження М. М. Тетяєва і, го-

¹⁾ О происхождении поверхностей складчатости, „Журнал географии и метеорологии“, т. VI, в. 1, 1929.

ловно, Н. В. Потулової цілком певно вказують на молодий, навіть надзвичайно юний характер радіальних дислокацій Ленінградського району. Можливо, що рухи по зазначених скидових лініях не припинилися й досі і виявляються вони у незначних землетрусах, що їх раз-у-раз відчували й спостерігали в Ленінграді, особливо в районі Охти на Віборзькій стороні. В. М. Тимофєєв установив, що Онезьке озеро значною мірою завдячує своїм походженням скидовим явищам Ладозького озера; за спостереженнями тих самих Н. В. Потулової та М. М. Тетяєва воно лежить в обсязі новітніх скидів, що тягнуться від Фінської затоки, долиною Неви на північний схід. Отже, ми можемо без довільного припущення вважати, що Онезьке озеро постало завдяки скидам, що відбулися, можна сказати, замалим не на очах людини. Як ми вже мали нагоду згадувати тут, за льодовикової епохи, за фази „великого зледеніння“ вся ця місцевість становила зовсім не модельований пенеплен. Увесь рельєф, що ми його тепер спостерігаємо в околицях Ленінграду, у Псковській та Нижегородській губ. і по інших місцях Північно-Західної країни, постав цілковито за польодовикової, можна сказати, сучасної епохи.

Переходячи далі на схід, ми маємо констатувати, що весь волго-камський басейн виник за польодовикової епохи, що найдавніші частини його — це простори правих допливів р. Волги (Оки, Сури, Свіяги тощо), що виникли в їхніх горішніх течіях до утворення сучасної Волги за епохи першої бореальної трансгресії.

Посовуючись далі на Схід, ми дістаємось до Уралу. У своїй коротенькій замітці про „Вік сучасного Уралу“¹⁾ я зазначаю, що Урал постав за льодовикової епохи. Справді бо: досліді Н. А. Кулика показали, що сліди прастарих морен у вигляді окремих наметнів він спостерігав на верховинах Полярного Уралу (Рай Іза й Пай-Ера). Порооди, що з них склалися наметні, тепер складають західні передгір'я Уралу, що не сягають і половини височини зазначених північних велетнів. Єдине, що можна припустити, це буде те, що за льодовикового часу Урал становив або пенеплен, або злегка горбисту країну, що через неї льодовик міг вільно пересовуватись і залишати по собі на ній наметні. Розглядаючи Північний та Середній Урал у його цілому вигляді, ми бачимо виразну дисиметрію його схилів: східній схил стрімкий, сливе урвистий, круто спадає раптовими східцями до Західної Сибірської низовини, а західній схил з орографічного погляду видається невиявленим, бо височина прадавнього вододільного пенеплену сливе скрізь на протязі від Зах. Сибірської низовини аж до Ками має приблизно близько 400 м над рівнем моря. Весь рельєф Уралу — ерозійний. При чім горизонталі височин первинного пенеплену в 400 м над рівнем моря зчаста сливе що не віддалені від сучасних долин рік, за винятком тих районів, де ми маємо сліди прастарих долин. Крім того, за молодість сучасного Уралу (уявлюваного як орографічна одиниця) промовляє й те, що як на західньому, так і на східньому схилі можна спостерігати молоді скидові розколини, де, — і ця думка не позбавлена ймовірності, — й досі відбуваються слабкі пересуви й їх су-

¹⁾ Возраст современного Урала. „Вестник Геологического Комитета“, т. III, в. 10, 1927.

проводять місцеві уральські землетруси, що їх відзначають не тільки сейсмічні станції, ба й місцеві мешканці. Такі скиди я спостерігав у обсязі Уфимського плято. Дуже ймовірно, ще є вони і в районі Кізела та Луньви і відокремлюють прадавній фалдистий Урал від платформової частини. Хай дарує мені А. Н. Заварицький, що я знов згадую його ім'я в зв'язку з молодими, сливе сучасними скидами на Уралі, не вважаючи на жорстоку відсіч, що він її мені дав на сторінках „Вестника Геологического Комитета“. У Південному Уралі, в обсязі Білорецьких виробень та в цілому ряді інших місць, він спостерігав скиди, що виявлені орографічно. Чудову ілюстрацію цих скидів дав нам артист-маляр Платунов, що екскурсував по Уралу разом з А. Н. Заварицьким. Ерозія ніяк не зарівняла цих скидів і, за словами того ж А. Н. Заварицького, на відкритій поверхні скидовика видно дзеркало сковзання, штрихування тощо. Якого віку ці скиди? Хоч як стверджуватиме А. Н. Заварицький, що це досить таки давні скиди, я, проте, в категоричній формі заявляю, що спостережувані від А. Н. Заварицького скиди в Південнім Уралі будуть молоді, саме потретинні, більш того — польодовикові, що постали чи не на очах людини. За причину такої моєї думки, всупереч думці згаданого шановного дослідника Уралу, править надзвичайна свіжість поверхнів скидовика, цілковита захованість піднесеного крила скиду і не знищення від ерозії його приступка (з боку скидовика). Крім того, Смолін повідомив мене, що й він у золотомісних районах Східнього Уралу спостерігав молоді скидовики, що по них нещодавно відбувалися пересуви. Далі за молодий вік „Уральського пасма“ промовляє й те, що рельєф його виявляє всі ознаки надзвичайної молодости: гостра різниця рельєфу вододілів, що мають характер напіврівнини з суто гірським, подекуди каніонуватим виглядом річкових долин, що перебувають у стадії вижолоблювання своїх корит, як це показують спостереження. Крім того, де-не-де на межиріччях збереглися рештки колись суцільної поволоки третинних покладів, що їх теж подекуди захопила дисльокація. Наявність молодих скидових явищ, водночас із молодістю рельєфу, і довели мене до переконання, що сучасний Урал становить молоду, ще й вельми навіть молоду гірську країну, хоч і складається вона, переважно, з прастарих палеозойських порід.

Переходячи на східне узбіччя Уралу, до просторів Західньо-Сибірської низовини, ми маємо констатувати, що й там, помічаються ознаки потретинних рухів. З одного боку ми маємо фалдисті дисльокації, що їх для східнього уральського схилу описав останніми часами Козлов, а для обської рівнини маємо вказівки на їхній розвиток у працях Н. К. Висоцького. Формою свого виявлення ці дисльокації мають характер рухів земної кори, але треба сказати, що їх не вивчено досі повнотою. Крім зазначених вище дисльокацій третинних верств, ми маємо ще дисльокації юрських покладів, що їх спостерігали численні дослідники по вугледайнних районах східнього уральського схилу. Слід зазначити, що Н. С. Міхєєв, як видно, вважає деякі дисльокації, що він їх спостерігав на східньому схилі Середнього Уралу в смузі кам'яновугільних осадів, за молоді, може третинні, а може навіть потретинні. Як третинні, так і юрські осаді східнього схилу Уралу зібгано у фалди, але чи їх зібгано водночас, а чи різними часами — поки ми не маємо достатніх

даних про це: стратиграфія третинних та потретинних покладів східного уральського схилу пробуває покищо в первісному стані. Отже ми ніяк не можемо гадати за момент, коли саме відбулися ці рухи. В усякому разі найдавніший вік їхньої молодости буде потретинний час.

Зіставляючи простори російської платформи та Західного Сибіру, ми бачимо одну особливість: в цій останній країні ніби випало епейрогенічне піднесення, що розділяло першу й другу бореальні трансгресії, а разом з тим і немає там виявів вододільного валу, що постав за цієї епохи між системою Волги та Баренцового моря. Обмежуючи з півночі й північного заходу басейн Волги і підступаючи до Уралу в обсязі вододілів Вішери та Печори, цей вал повертає на північ попід сучасним Уралом, що становить начебто його натуральне продовження. Очевидьки, відповідно зазначеному вододілові, піднесення не поширилося на схід, або перейшло та пересилило піднесення крайніх північних і полярних частин Уралу й Пайхоя. Таким чином антикліноїдний перегиб російської платформи зовсім не виявився на просторах Сибіру, і там ми бачимо умовини, що вельми нагадують ті умовини, що відбувалися на російській плиті за першої трансгресії. Епейрогенічне піднесення, що призвело до зміни гідрографічної сіті російської платформи, безумовно, спричинило загальне піднесення й Північного Сибіру; за це промовляє рельєф дна Карського моря, де ми так само маємо продовження долин Сибірських рік, вижолоблених під час першої регресії.

10. На жаль, у нас обмаль даних для північних частин Сибіру. Ми не можемо казати певно про те, які саме рухи там відбувалися. Проте, дані, що їх здобув Н. Н. Урванцев на Таймирському півострові року 1929, виразно говорять за те, що принаймні на просторах цього півострова відбувалися ті самі рухи, що їх Н. А. Кулик описував для Печорського краю. За доказ цього правлять дві морени, що їх розділяють морські поклади з фавною. Спостереження Н. Н. Урванцева показують, що центр зледеніння лежав на півночі від Таймиру, приблизно в обсязі архіпелагу Норденшільда, про що свідчать напрями льодовикового штрихування, як першого так і другого зледеніння. Н. Н. Урванцев визначив, що Таймирський півострів зазнає тепер піднесення; і це доводить те, що ті мілини, що їх у гирлі р. Таймира визначив Мі д е н д о р ф, тепер обернулися на острови, що підносяться метрів на два над рівнем моря. Відсіль він висновує, що берег Таймира за останні 70 років піднісся приблизно на 2 м. Даних про рухи східної частини північного узбережжя Азії в нас немає, але вони, без сумніву, там були і, може, відбуваються й нині. Посовуючись далі на схід, ми потрапляємо до країни Північної Америки, а саме до Аляски, що її останніми часами вельми докладно й повно вивчили американські геологи, констатувавши в районі м. св. Іллі існування високогірських терас, де на поверхні знайдено в намулах сучасну черепашку. Височина, що на неї піднесено осади з сучасною фавною, сягає близько 5000, а подекуди навіть близько 7000 футів... Отже, у країні Аляски сучасні епейрогенічні рухи з певністю констатовані; а виявились вони у вигляді отаких могутніх піднесень (близько 2 км). Слід зауважити, що А. Н. Криштофович спостерігав і на Сахаліні високогірські тераси, що їх можна пояснити тільки фактом розмірно недавнього піднесення

острова. Отже, мені видається, що ми без особливих приблизень можемо сказати, що північні краї суходолів Євразії та Америки зазнали на протяжні потретинного часу потужних епейрогенічних рухів, що виявилися в піднесеннях та знижуваннях. Остання обставина тільки потверджує ту думку, що я її висловив у § 3, що суходоли в їхньому сучасному вигляді поставили за третинного часу, а остаточно зформувалися тільки завдяки епейрогенічним рухам потретинного часу.

11. Досі ми посувалися з заходу на схід північним узбережжям суходолу Євразії; тепер вертаємось назад, прямуючи через середовинні простори суходолу. Достатніх даних про наявність потретинних рухів у країні Далекого Сходу та Забайкалля ми покищо не маємо, отож перейдім до ближчих країн, а саме до району Байкалу. Коли саме постав байкальський грабен? На це питання, залежно від стану геологічних знань, геологи відповідали різно. Так, наприклад, Черський нагадав, що Байкал існує мало не з силіуру... Новітні досліді, а надто праці М. М. Тетяєва спростували погляд на прадавню старість Байкалу. У кожному разі він постав за поюрських часів, може за третинних, а, найпевніше, за потретинного часу. Не слід забувати, що район Байкалу, — це країна рясних сейсмічних явищ: землетруси там — річ звичайна; а про що свідчать ці землетруси? Та про те, що пересуви до ліній розломів тривають ще й досі. Отже, давність дисльокацій, що на їх основі постав Байкал, не може бути велика. Він виник десь найпевніше за потретинних часів, тим паче, що поволоки, що утворюють Саяни в Іркутському районі, насунуті були не пізніше як за третинних часів, байкальські ж скиди й порозбивали ці поволоки. Взагалі походження прибайкальського згір'я, що належало до просторів „прастарого тім'я“ Азії, повинно мати сумнівну давність: найпевніше, воно належить до тієї самої фази потретинних епейрогенічних рухів, що утворили сучасний Урал і чимало пасом Середньої Азії. За молодість згір'я промовляє його геоморфологічна характеристика, що її дав М. М. Тетяєв; він узагалі відзначив сильну молодість рельєфу згір'я, його гострий приступок до приленської низовини на північ та північ-захід тощо.

12. Вельми цікаві дані, що їх здобула монгольськими роботами експедиція Академії Наук СРСР під загальним провідом І. П. Рачковського. Надто цікаві з цього погляду відкриття мого друга Н. А. Кулика, що їх він зробив року 1926, під час дослідів у Кобдоській окрузі, в пасмі Байн-Хаїр Хан. Н. А. Кулик виявив там величезну товщу осадів, де, у найдолішніх поземах, він вибирав фавну пліоценових хребетників (за визначенням А. А. Борисяка вона складається з останків мастодонтів, автилоп, жирафових тощо). Долішні верстви, за визначенням А. А. Борисяка, повинні належати до пліоцену, а горішні поземи цієї надзвичайно могутньої товщі, за словами Н. А. Кулика, можна зачислити до постпліоцену. Ця товща зазнала найдужчої дисльокації, вона зібгана у стрімкі, подекуди перекинуті та розірвані фалди, подекуди затиснена між давнішими (кембрійськими) покладами. Отже, вік дисльокації цієї товщі не може бути давніший як постпліоцен. Таким чином Н. А. Кулик констатував уперше для Монголії та Центральної Азії взагалі наявність потретинних (постпліоценових)

дисльокацій. Звіт про його цікаві дослідження нині друкується в Трудах Монгольської Експедиції АН СРСР. Року 1927 І. П. Рачковський у районі своїх дослідів також знайшов аналогічні дані про наявність потретинних дисльокацій у Монголії. Отже, безсумнівно встановлено наявність потретинних рухів у цій країні, що теж належала до „прастарого тім'я Азії“.

13. Переходячи з Монголії на захід і північ-захід, ми потрапляємо до країни Алтаю. Насамперед, я вважаю за потрібне поділитися тими фактами, що їх я сам спостерігав, бравши участь в експедиції проф. Б. К. Полєнова року 1909. Ми зробили такий маршрут: з Онгудаю вирушили на перевал Чекетамань, звідти знялись на Сальджарський перевал, а далі через Аюгулак вийшли на долину Чуї, і цією долиною піднесли до урочища Боротал, звідки перекинулися в Курайки на Куадру, звідси вийшли на Башкаус, пройшли на верхів'я Чибіта й вернули назад на Чую, а звідти по Катуні до тракту й знов в Онгудай. Насамперед, дослідника вражає різкий контраст між суто гірським характером річкових долин (Катуні, Чуї тощо) і рівнинністю вододілів та височин. Здійнявшись на Сальджарський кряж, я був вельми здивований, угледівши цілком рівну, дуже зболотнілу місцевість, з характерним ландшафтом у смузі хмар. Цей характер вододілів буде властивий Алтаєві й промовляє за молодість його ерозійного циклу. Долини рік та їхні корита свідчать, що ріка далеко ще не виробила нормальну криву спаду корита й пробуває в стадії вижолоблювання свого дна. Загалом все це говорить за те, що гори піднесли порівняно недавно, що піднесення це триває ще й тепер (характер річкових корит), за це промовляють і частенькі землетруси на Алтаї. Потім того, країна, що ми її по Куадру, Башкаусу та до верхів'я Чибіта оглянули, складена з льодовикових покладів, і характером рельєфу нагадує Ленінградську та Псковську губ., де також льодовикові поклади розвинуті. Вік зледеніння Алтаю, мабуть, той самий, що й півночі Європи. Проте, ми бачимо, що допливи Башкаусові якнайдуше порозмивали льодовикову товщу, заглибившись у неї метрів на 30—40 (а подекуди може й на 50). Такий розмив льодовикових покладів, збільшуючись, якщо пам'ять мене не зраджує, в напрямі від Башкаусу до верхів'їв Чибіта, говорить за те, що ця країна, будучи положеною на південь і південь-захід від Башкаусу, зазнала якоюсь мірою піднесення. За таке польодовикове піднесення говорить і те, що саме верх перевалу Курайки на Куадру становить величезний баранячий лоб, створений льодовиком, що сунувся з боку Куадру; на цьому баранячому лобі, на височині приблизно з 3000 м понад рівнем моря, лежить наметень гнайсу, розвиненого в шочах долини Куадру. Льодовикові поклади долини Башкаусу, — за моїми вражіннями, — лежать гіпсометрично значно нижче від перевалу Курайки на Куадру. Так само й кінцеві морени у верхів'я Чибіта лежать нібито вище над льодовикові поклади Башкаусу. Це примушує гадати, що зазначений обшир, будучи положений на південь і південь-захід від Башкаусу, зазнав якоюсь мірою піднесення стосовно району долини останнього, бож важко собі уявити, щоб льодовики могли підноситись угору, якщо не припустити існування крижаних мас неймовірної могутности. Не маючи наразі гіпсометричних мап цього району, я боюсь покладатися на зорові вражіння, що я їх зазнав ще 20 років тому, і таким чином допуститися якоїсь помилки щодо оцінки височинної

різниці, тим паче, що під час робіт Поленова там гіпсометричних мап не було. Проте я гадаю, що загальний геоморфологічний вигляд Алтайських гір досить ясно показує, що Алтай завдячує своє походження саме потретинним епейрогенічним рухам, але не ранішим, як це вважали передніше. Але, крім того, на Алтаї В. П. Нехорошев, так само як Н. А. Кулик у Монголії, виявив дисльокацію третинних та потретинних покладів, і ця дисльокація, на його думку, має тектонічне походження. Гадаю, що він мав рацію, указуючи на існування в Алтаї потретинних рухів не тільки радіального характеру, але й тангенціального, орогенічного.

Зіставляючи всі подані тут факти про рухи земної кори за потретинних часів, ми бачимо, що рухи ці були численні та різноманітні і своїм характером і формою виявлення, і що значна частина поверхні сучасних суходолів завдячує своє походження саме оцим, четвертинним рухам, а не давнішим, бо їх — уже теоретично можна припустити — якнайдужче затушувала б була наступна ерозія, що дуже швидко знищує посталі горбовини.

14. Пересовуючись на південь, до Середньої Азії, ми потрапляємо на кінцеву частину Тянь-Шаню, до гірського вузла Хан-Тенгі. Цей район останніми часами досліджував В. В. Різниченко, який познайомив нас з наслідками своїх спостережень у цьому районі, прочитавши доповідь на III Всесоюзному геологічному з'їзді в м. Ташкенті та в Рос. Геологічному товаристві року 1928. Короткий виклад його доповідей видрукуваний в № 4—6 т. VI „Геологического Вестника“ за рік 1929. Спостереження В. В. Різниченка в цій країні визначили існування не тільки третинних, ба й потретинних рухів, що тривають навіть і тепер. У своїх доповідях В. В. Різниченко подавав переконливі докази існування четвертинних і навіть сучасних рухів у країні гірського вузла Хан-Тенгі.

Переходячи ще далі на південь, ми потрапляємо до країни молодих середньоазійських пасом, де роботи Геологічного Комітету останніми роками показали наявність дисльокацій, що постали за потретинних часів, бо в багатьох пунктах було констатовано насунання давніших порід на третинні осади і зібгання третинних покладів у фалди. Доповіді, читані на III Всесоюзному з'їзді, змалювали чітку картину саме четвертинних рухів, що відбувалися на цілому просторі Середньої Азії і значною мірою будували сучасний гірський рельєф її. Потретинні рухи в країні середньоазійських пасом не мають характеру простих епейрогенічних піднесенень, що їх ми маємо у північних частинах суходолу Євразії, навпаки, вони мають усі ознаки тангенціальних рухів. Тут не було простого піднесення або знижування тих чи цих обрубів, ні, тут ми маємо ясно виявлені поземні розколини з насунанням лусок у той чи той бік. Взагалі всі пересування мас ішли меридіональним або близьким до нього напрямом, що й дало приблизно широтне (загалом) протягання порід і, частково, пасом. Отже, ми можемо припускати, що останні фази альпійського орогенічного циклу об'явилися тут за потретинних (четвертинних) часів. Можлива річ, що це саме й була фаза максимального стискання земної кулі, що його й супроводила льодовикова епоха. В. В. Різниченко вважає, що потретинні дисльокації вузла Хан-Тенгі збігаються з фазою максимального зледеніння вузла, і, як до часу свого прояву, вони якраз відповідають макси-

мальній фазі великого зледеніння Європи (тобто до першої бореальної трансгресії). Можливо, що він і має рацію, але тоді ми мусимо припустити, що й сама приполярна напучнілість, що дала початок „всеєвропейського“ льодовика, виникла теж у цей самий час, як наслідок максимального стягнення земної кори.

15. Питання про рух Понто-Каспійської країни вивчало чимало геологів; серед них ми здибаємо ймення видатних наших дослідників, що витворили наші уявлення про третинні та потретинні поклади цієї країни. До їх шерегу належить, насамперед, Н. І. Андрусов, далі А. Д. Архангельський, В. В. Богачов, П. А. Православлев, Б. Л. Лічков та багато ін. Праці згаданих тут дослідників створили стрункий рисунок епейрогенічних рухів четвертинного часу, що вельми позначалися на поверхні Понто-Каспійської країни, викликаючи то місцеві трансгресії, а то регресії. Найповніше зведення про всі ці рухи подав П. А. Православлев у своїй доповіді на III Всесоюзному геологічному з'їзді в Ташкенті. Доповідаючи, П. А. Православлев дає повну, вичерпливу характеристику епейрогенічних рухів цієї країни; описувати їх тут докладно значило б повторювати все те, що він казав; отож я й відсилаю тих, хто цікавиться, до його статті, що її мають оголосити друком у Трудах З'їзду.

Нарешті, найцікавішими видаються досліди В. В. Різниченка про канівські дисльокації. Питання про походження канівських дисльокацій має свою складну й довгу історію. В. В. Різниченко вважає, що ці дисльокації постанали в наслідок стискання земної кори, тобто, що це прояв тектонічного тангенціального стиснення. Супротивники В. В. Різниченка вважають, що канівські дисльокації постанали завдяки тисненню льодовика. Я особисто належу до тієї школи геологів, що заперечують всяку тектонічну активність льодовиків. У голові моїй жадним чином не вміщується ідея, що дисльокації можуть постати від тиснення або руху льодовика. Тим то я цілком поділяю думку В. В. Різниченка про те, що причини канівських дисльокацій полягають в' тангенціальному стягненні земної кори. Крім того, вони, щодо часу свого виявлення, належать, як видно, або до останньої фази альпійських стягнень, що витворили сучасні пасма Середньої Азії, або до наступних за ними постумних стягнень земної кори.

16. Аж надто цікавими будуть досліди останніх років в обширі Кавказу та Криму. Так, ніби на основі цих дослідів вимальовується довершена картина орогенічних і епейрогенічних рухів четвертинного віку, що вони власне й утворили названі гірські країни. Справді, на Кавказі найгорішні третинні і навіть потретинні верстви дисльоковані. Це показує, що орогенічні рухи в цій країні тривали ще й за третинних часів, і, можливо, сполучають останні фази постання Кавказьких гір з такими самими фазами постання середньоазійських пасом.

17. Резюмуючи все виложене, ми маємо констатувати, що початок четвертинної епохи був відзначений могутніми орогенічними рухами, що витворили гірські пасма Середньої Азії, Кавказ, Крим і створили сприятливі умовини до утворення льодовикової поволоки на півночі (витворивши високогірське плято на місці Крижаного океану).

Далі відбувалися епейрогенічні рухи, що спричинили бореальну трансгресію, занурення Північної полярної гірської області під рівень моря; ще далі йшла низка епейрогенічних рухів, що витворили і сучасні Скандинавські гори та сучасний Урал. Канівські східньоуральські й західньосибірські потретинні дислокації постали як наслідок тангенціальних стискань, що виникали або у фазі останніх альпійських стягнень (на початку й на протязі „льодовикового періоду“), або у фазі наступних за ними постумних рухів земної кори

Геологічний Комітет.
Ленінград. 23. V 1929.

* * *

Les mouvements quaternaires de la croûte terrestre peuvent être subdivisés en deux catégories, soit: 1) en mouvements posthumes au plissement tertiaire et 2) en mouvements épirogéniques verticaux. C'est cette dernière catégorie que nous allons examiner d'abord.

1. Mouvements épirogéniques. Quelle est l'origine de ces mouvements? Les mouvements épirogéniques sous le nom „d'émersions“ (ou affaissements) séculaires de la croûte terrestre furent établis au début en Fennoscandie ensuite ces phénomènes ont été observés tout le long du littoral de l'Europe occidentale. L'explication de ces phénomènes ne se fit pas trop attendre; il fut reconnu, qu'à l'époque glaciaire la Fennoscandie a été recouverte par une épaisse couche de glace qui par la suite finit par fondre. Les montagnes en se déchargeant du poids formidable de glace qui les déprimait, commencèrent à se redresser. Cette explication fut considérée comme étant suffisamment convaincante et a été acceptée par la plupart des géologues. Cependant, si l'on admet cette dernière, le fait du déplacement des glaciers à l'époque glaciaire reste inexplicable. Il est peu probable en effet, qu'un glacier ait pu se former sur la surface de la Fennoscandie au moment où son niveau vint s'abaisser jusqu'au niveau de la mer, et même en cas où il se serait formé; il est fort douteux qu'il lui soit donné une impulsion suffisante pour qu'il se déplace, la viscosité de la glace étant plus grande que celle de l'eau, ce qui aurait nécessité pour son déplacement une inclinaison plus considérable que celle qui suffit à l'écoulement des eaux. Le sens commun nous indique donc, que le bord du continent de l'Europe dans sa partie nord a dû être sensiblement relevé pendant l'époque glaciaire, ce qui a permis aux glaciers de se répandre sur presque toute l'étendue de l'Europe. Nous arrivons donc à la conclusion qu'à l'époque glaciaire le Nord du continent a dû être considérablement plus élevé qu'il ne l'est à présent, ce qui est en contradiction directe avec le point essentiel de la théorie de l'isostasie d'après laquelle un surcroît de charge dans un endroit quelconque doit être suivi d'un affaissement de la partie correspondente de la lithosphère et vice versa.

2. En parlant de la théorie de l'isostasie, nous devons mentionner le fait que celle-ci est une fille naturelle de la théorie de la création primitive des mers et des continents. Elle ne pouvait naître que sous l'influence de l'idée erronée d'après laquelle les continents ne représentent que des parties massives émergentes, nageant sur un magma liquéfié comme le feraient des blocs de glace

flottant sur l'eau. Il est évident, qu'à ce point de vue les parties émergentes des continents devraient être considérées comme primordiales. Les théories de l'isostasie et de la primordialité des continents ont donné naissance à la théorie des blocs flottants de Wegener. En 1925 je crois avoir démontré par plusieurs exemples¹⁾ l'inconsistance de la conception actuelle de la théorie de l'isostasie en ce qui concerne la non-uniformité de l'épaisseur de la croûte terrestre et l'existence de socles continentaux. En effet, nous n'avons aucune preuve qui pourrait permettre d'affirmer, que la croûte terrestre qui fait partie des continents est beaucoup plus épaisse que celle qui se trouve sous les océans. Les considérations les plus élémentaires nous démontrent, au contraire, que l'épaisseur de la croûte terrestre doit être égale sur toute l'étendue du globe. A l'appui de cette affirmation viennent les déterminations du gradient géothermique, qui, en moyenne, est égal partout, et s'il varie en proportion de l'augmentation de la profondeur, cette variation suit une loi uniforme. Le gradient géothermique est une fonction de l'émanation dans l'espace de l'énergie thermique, produite par un noyau central; il est évident que cette émanation doit s'opérer avec la même intensité suivant toutes les directions; de même le refroidissement de tous les points doit se faire d'une manière uniforme, et non par voie élective et ne peut être dans un endroit plus fort que dans l'autre. Ma manière d'envisager la question de l'uniformité de l'épaisseur de la croûte terrestre en corrélation avec le gradient géothermique a fait l'objet de mon article intitulé: „The vertical Movements of the Earth's Crust, their Cause and Consequences“²⁾.

Or, ayant établi comme règle générale l'égalité de l'épaisseur de la croûte terrestre, nous avons par ce fait ébranlé le fondement même sur lequel repose la théorie de l'isostasie, basée comme on le sait sur son inégalité. Si nous avons trouvé que les continents ne représentent pas d'épaississements de la croûte terrestre et que celle-ci reste uniforme, nous avons en même temps porté un préjudice à la théorie de la primordialité des massifs continentaux et à la théorie peu fondée de Wegener qui semble être en désaccord avec les exigences fondamentales de la géologie contemporaine.

L'idée fondamentale de la théorie de l'isostasie, que la partie surchargée de la croûte terrestre doit s'enfoncer, tandis que celle qui est déchargée doit s'élever, se trouve en contradiction avec tous les faits connus de l'histoire de la terre. Au point de vue de cette théorie la plate-forme russe, surchargée par l'épaisseur des sédiments jusqu'à un kilomètre n'aurait pas dû émerger, en formant la masse principale du continent de l'Europe. Et, au contraire, au même point de vue, l'Oural (l'Oural du commencement de l'époque permienne) fortement creusé par les eaux et érodé n'aurait aucunement pu être submergé et inondé par les eaux de la transgression artinskienne. En nous basant sur l'histoire terrestre, nous pouvons poser d'une façon impartiale la question suivante: la configuration des continents et des mers est-elle restée la même durant toute l'histoire du globe terrestre qui nous est connue, et n'a-t-elle pas changé? Certes, on va nous répondre

¹⁾ The probable Cause of Anomalies of Gravity. Journ. de la Géophys. et Meteor. Vol. I, livr. 2. 1925.

²⁾ Journal de Géophysique et de la Météorologie. Vol. V, livr. 2, 1928.

qu'elle n'a pas été la même et qu'elle a enduré bien des changements; mais il faut tenir compte de l'existence des régions occupées par les eaux basses, des pentes doucement inclinées du côté des profondeurs schelf etc. Du reste, toutes les roches sédimentaires sont des sédiments des eaux basses. Tout cela est parfaitement juste, mais quelles garanties avons nous pour pouvoir être certains, que quelques-unes des plates-formes primordiales ne se trouvent être des régions des abîmes de mer profonde, où, comme il est connu, les sédiments ne s'accumulent pas? Au nombre de telles régions suspectes appartient par exemple la plate-forme de la Sibérie (ou „Angaride“), qui selon toute probabilité durant toute l'époque du paléozoïque supérieur (époque carbonifère) n'était précisément qu'une région des abîmes de mer, n'ayant paru à la surface qu'à l'époque permienne, quand surgit le continent d'Angaride. L'étude des particularités faciales des mers carbonifères du géosynclinal uralien nous permet d'établir, que la courbe gypsographique tombe en se dirigeant de l'Ouest vers l'Est et en même temps que la mer devient de plus en plus profonde dans la direction de l'Est.

En même temps on peut supposer qu'au bord occidental de la plate-forme de l'Angaride dans la région orientale se trouvaient des abîmes du géosynclinal uralien (ou mieux du géomonaclinal, comme je l'ai démontré dans mon dernier article, cité plus haut). Quant à la région occidentale du géosynclinal uralien elle se trouvait sur la pente continentale de la plate-forme russe. Or, je trouve, que jusqu'à présent, nous n'avons point de données pour pouvoir affirmer, que sur toute l'étendue des continents contemporains il n'existe pas d'endroits, qui ne furent jadis occupés par des abîmes d'anciens océans paléozoïques ou même prépaléozoïques. D'un autre côté les océans primordiaux ont dû au courant des siècles géologiques forcément se remplir par des sédiments terrigènes. Il ne faut pas oublier, qu'au bassin du Donetz la couche carbonifère a en moyenne jusqu'à 9 km d'épaisseur, tandis que l'épaisseur maximale de l'océan n'a en moyenne que 3 km de profondeur, atteignant par endroits jusqu'à 8 km. Il nous manque des données pour pouvoir former un jugement sur l'époque à laquelle se rapporte la formation de l'océan Atlantique, mais en ce qui concerne une certaine partie de l'Océan Pacifique, nous pouvons affirmer, que la plus grande partie de ses eaux est de formation récente et s'est formée presque sous les yeux de l'homme, car en relation avec sa formation ont pris naissance toutes les légendes se rapportant au déluge universel, qui visent tout justement cette partie du Pacifique et dont nous voyons le reflet dans le récit traditionnel se rapportant à l'arche de Noé et dans celui, conté par Platon, à propos de l'engloutissement de l'Atlantide. Certaines parties de terre ferme plus anciennes ont pris part à la formation des continents modernes de même que les restes des mers paléozoïques, qui pour une raison ou pour une autre ne se sont pas desséchées, ont participé à la formation des cavités océaniques.

Je soutiens l'opinion que la formation définitive des continents ainsi que des mers a eu lieu au courant de l'époque posttertiaire, et aucunement à une époque plus ancienne. Ainsi, l'ancienneté de ces éléments fondamentaux de la plasticité de la croûte terrestre ne date pas de très longtemps.

3. Il faut retenir ferme en mémoire, que la surface de la terre (son relief), n'est point stable, mais que, au contraire, elle se trouve conti-

nuellement en mouvements ou en fluctuations et est mobile. Tout change continuellement et tout se transforme sans discontinuation.

A quoi peuvent être attribuées les causes fondamentales de la mobilité, dans laquelle se trouve la surface terrestre? Ce sont les mouvements épirogéniques, auxquels sont dus les changements des niveaux des continents par rapport à l'océan, base principale de l'érosion. Par elle-même la croûte terrestre représente un élément plutôt passif, qui ne se manifeste jamais d'une manière active. Tous les phénomènes qui se produisent en elle sont liés avec l'activité vitale de la partie intérieure du globe terrestre, c.-à-d. avec celle de la région magmatique, qui se trouve immédiatement sous elle. Dans un de mes articles¹⁾ j'ai indiqué, que les mouvements épirogéniques de grande importance se trouvent en corrélation étroite avec les déplacements des masses gazeuses, qui ont lieu dans le magma et que les dimensions qu'atteignent certaines parties émergentes du continent dépendent entièrement du grade de saturation par les substances gazeuses des couches magmatiques supérieures. A quelles causes peuvent être attribués les déplacements des masses gazeuses? Il est probable, que dans la région magmatique peuvent se former des mouvements analogues à ceux des cyclones et des anticyclones, ainsi que des courants marins. Il est évident, que ceux-ci peuvent occasionner des déplacements du magma saturé de gaz. L'apparition d'un mouvement, pareil à celui de l'anticyclone c.-à-d. une formation d'un courant descendant doit être suivie par la submersion de la partie correspondante de la croûte terrestre et vice-versa la formation d'un courant ascendant c.-à-d. d'un mouvement pareil à celui d'un cyclone, doit provoquer une émergence de cette partie de la croûte, tandis que le déplacement horizontal des masses gazeuses d'une partie du magma dans l'autre peut appeler un abaissement de la croûte dans le premier cas et une émergence dans le second. C'est le physicien russe Bogolépoff, qui fut le premier à se prononcer sur l'existence des cyclones et d'anticyclones magmatiques. Dans mon article, intitulé: „The History, the Structure and the Life of the Earth from the Point of View of Transmutation of the Matter“²⁾ j'ai repris en sous-oeuvre l'hypothèse de Bogolépoff. Dans le travail nommé je démontre que toute la vie de la Terre est étroitement liée à la zone de la transmutation des éléments radioactifs et du Protocosmium. Cette transmutation crée les masses gazeuses, qui doivent périodiquement être rejetées dans les zones périphériques, c.-à-d. se répandre dans la région magmatique. Ces courants ascendants de gaz incandescents provenant de la région de la transmutation, doivent produire des courants ascendants cycloniques, tandis que les parties refroidies du magma ayant partiellement abandonné leur gaz, doivent naturellement fournir des conditions favorables à la formation des courants anticycloniques descendants. L'idée des courants et des déplacements horizontaux appartient à Ampferer. Cette idée se trouve en accord parfait avec ma conception relative à la possibilité du déplacement des masses gazeuses. Il faut cependant mentionner que ces déplacements, se produisant dans la région qui se trouve sous la croûte terrestre, peuvent avoir une direction à partir de l'équateur vers le

¹⁾ The Probable Cause of Anomalies of Gravity. L. c.

²⁾ Journal de Géophysique et de la Météorologie. Vol. IV, livr. 1. 1927.

pôle, pareillement au mouvement de l'atmosphère, et vice versa, en se dirigeant du pôle vers l'équateur. Le premier cas se produit quand dans la région de l'équateur s'amassent des gaz incandescents légers qui sous l'action de l'accélération centrifuge doivent être graduellement remplacés par les parties plus lourdes et plus froides du magma. Ce flux, en passant dans les latitudes plus élevées, doit devancer le mouvement de la surface terrestre en se transformant ainsi en un cyclone circumpolaire. En même temps les parties périphériques, plus légères que les parties plus profondes du magma, étant refroidies, doivent se diriger en partant du pôle vers l'équateur, c.-à-d. en sens inverse, en formant un anticyclone circumpolaire. Ces courants peuvent avoir une influence sur la croûte terrestre sous ce rapport que le premier d'entre eux incite le mouvement des parties de cette croûte vers le pôle et le second dans une direction opposée. Dans la zone voisine des tropiques, le premier produira une extension de la croûte terrestre, suivie peut être d'une inflexion de celle-ci, tandis qu'au contraire le deuxième occasionnera une certaine contraction de la croûte. Les dislocations postalpiennes de l'Asie Centrale ne sont-elles pas le résultat de l'existence d'un pareil courant anticyclonique? et la formation des cavités de la Méditerranée et de la Mer Noire — le résultat d'un pareil courant cyclonique circumpolaire?

Or, nous devons reconnaître, que tous les grands mouvements épirogéniques auxquels sont dus les changements des configurations des continents et des océans, proviennent des déplacements de masses gazeuses dans le magma ou plutôt sont dus aux déplacements du magma, saturé de gaz. Ajoutons, que sous les continents il se trouve toujours une partie du magma plus fortement saturée de gaz, que celle, qui se trouve sous les océans.

4. En même temps qu'eurent lieu les mouvements épirogéniques considérables, il se produisit des mouvements de moindre importance, comme, par exemple, l'émergence de la Fennoscandie, ou l'affaissement du littoral des Pays-Bas. Comme il a été indiqué dans mon article „The Vertical Movements of the Earth's Crust etc.“, il faut attribuer la cause de ces mouvements en grande partie aux déplacements locaux des parties du magma, qui sont dus à la liquéfaction des couches inférieures de la croûte terrestre. Dans l'article mentionné j'ai indiqué, qu'il existe trois cas typiques, qui peuvent se présenter dans ces circonstances: Premier cas — le poids spécifique de la partie liquéfiée de la croûte terrestre est moindre que celui du magma, qui se trouve sous la croûte et alors cette partie liquéfiée nage au dessous de la croûte, en entraînant une émergence de la région littorale. Deuxième cas — les poids spécifiques du magma et de la partie liquéfiée de la croûte sont égaux; il se peut, que dans ce cas il ne se produira aucun mouvement. Enfin, le troisième cas se présente, quand le poids spécifique de la partie liquéfiée dépasse celui du magma; il se forme alors des courants descendants, entraînant l'affaissement de la partie correspondante de la croûte. De la combinaison de ces trois cas principaux se laissent déduire tous les cas théoriques possibles.

Après ces remarques générales, passons à la description des mouvements de la croûte terrestre qui ont eu lieu à l'époque posttertiaire.

5. Les mouvements posttertiaires plus intenses se manifestèrent avant tout dans les régions boréales des continents de l'Eurasie et de l'Amé-

rique. Il existe une littérature assez considérable traitant ce sujet, mais c'est au géologue russe, mon ami N. Koulik, que revient l'honneur d'avoir eu le premier l'idée de décrire les phases de ces mouvements épirogéniques intenses, qui ont eu lieu dans la partie nord du globe terrestre, et d'avoir posé dans toute son ampleur la question concernant leur importance pour pouvoir comprendre les causes de la formation et de la fin de l'époque glaciaire. Dans son étude remarquable intitulée: „The Northern Postpliocene“¹⁾ nous trouvons un brillant exposé des mouvements épirogéniques posttertiaires, auxquels est due non seulement la création de la configuration de la région boréale contemporaine, mais qui ont grandement contribué à mettre fin à l'époque glaciaire. D'après lui, à l'endroit-même, où se trouve actuellement la mer de Barence (et, probablement, toute la mer Arctique Glaciale) il devait exister un pays montagneux, s'élevant au dessus du niveau de la mer à 2—3 km de hauteur ou même plus. Sur ce continent circumpolaire (pays montagneux) se formèrent des conditions favorables à l'accumulation des glaces. Ces masses de glace commencèrent graduellement à glisser vers le S. en suivant l'inclinaison naturelle de la surface du continent européen vers le S. Cette congélation se répandait, comme nous le savons, sur une large étendue, les blocs erratiques ayant été trouvés aussi loin que l'Ukraine et même jusqu'aux abords des Alpes. Ensuite survint un mouvement épirogénique, qui fut fatal pour le glacier: le continent arctique commença à s'abaisser et se trouva au dessous du niveau de la mer. Les courants chauds de mer, provenant des latitudes méridionales de l'Océan Atlantique ont pu pénétrer dans la mer nouvellement formée et élever la température des côtes septentrionales de la mer, en faisant graduellement disparaître la couche glaciaire. Pendant ce temps la mer envahissait une partie considérable du nord de l'Europe (la première transgression boréale); on peut voir ses traces non seulement dans le pays de la Petchora, mais même dans les gouvernements d'Arkhangelsk et de Vologda. A ce moment se rapporte la formation d'une partie considérable du bassin Baltique qui par la région des lacs se réunissait avec la mer Arctique Glaciale. Nous ne connaissons pas la distance, jusqu'à laquelle se propagea ce mouvement dans la direction de l'Est, mais il est à présumer, qu'un mouvement analogue, c.-à-d. un affaissement du continent suivi de la transgression boréale, a eu lieu aussi dans l'Asie du Nord. La conséquence la plus curieuse de ce mouvement fut le changement de direction du cours des fleuves; à l'époque glaciaire tous les fleuves coulaient de dessous les glaciers en se dirigeant vers le S. Toutefois l'affaissement des bords du continent du nord entraîna une nouvelle répartition de la direction du réseau hydrographique non seulement dans la région de l'Europe orientale, mais même en Sibérie. L'ancienne ligne de partage séparant les eaux des bassins du Ponto-Euxin et celui du nord est distinctement visible jusqu'à nos jours; c'est la ligne de partage, séparant les eaux du Dnieper et du Don (bassin de la mer Noire) de celles des affluents droits du Volga (rr. Oka, Soura, Sviyaga), ainsi que la ligne de partage séparant les eaux du bassin de la riv. Byélaya de celles du bassin du Volga inférieur et de la riv. Oural (Yaik). Les plus anciens cours des fleuves furent dirigés du N au S; ces

¹⁾ Géologitschesky Vyestnik Vol. V. № 1—3. 1926.

fleuves doivent avoir été fondés à l'époque glaciaire; telles sont les vallées du Dnieper, du Dniester, du Don, de l'Oural.

Le prof. P. I. Krotoff fait mention dans son étude orographique sur la partie occidentale du gouvern. Vyatka (Feuille 89)¹⁾ de l'existence d'une vallée ancienne, se trouvant sur la ligne de partage, séparant les bassins du Volga et de la Vyatka. En se rendant par le chemin de fer de Leningrad à Perm, on traverse maintes fois des vallées anciennes, qui ne furent décrites par personne. C'est surtout l'ancienne vallée près de la ville de Galitch, qui attire une attention spéciale par sa constitution. L'existence de vallées anciennes fut constatée par moi aussi dans la région du versant ouest de l'Oural, les observations des dernières années ayant démontré, que la surface de la pane-plaine ancienne de l'Oural se trouve à une altitude de 400 m au dessus du niveau de la mer. Les anciennes vallées se disposaient à des altitudes de 360 à 380 m au dessus du niveau de la mer. Le bord supérieur de la vallée actuellement existante par ex., celui de la vallée de la riv. Tchousovaya se trouve à une altitude de 260—280 m au dessus du niveau de la mer. Par conséquent, il faut attribuer à l'érosion ancienne à peu près 100 m.

6. Quel a pu être en lignes générales le caractère du relief à l'époque glaciaire? Tout porte à croire, que c'était une pane-plaine, qui descendait en pente douce dans la direction S vers les cavités Ponto-Caspiennes. A l'emplacement actuel de l'Oural il n'y avait aucune trace d'un pays montagneux quelconque, tout au plus s'il y existait quelques collines isolées qui résistèrent à l'action destructive de l'érosion mésozoïque et tertiaire. Il ne faut pas oublier, que d'après les investigations les plus récentes (celles de M. Volkoff et en partie les miennes) il suit, que la côte occidentale de la mer tertiaire se trouvait placée entre les méridiens de Perm et de Krasnooufinsk. Mes observations ont démontré que dans plusieurs endroits de l'Oural Central là, où s'est conservée l'ancienne pane plaine, se sont conservés de même les restes de sédiments tertiaires qui avaient échappé à l'érosion des époques postérieures. Il s'ensuit, que même à l'époque tertiaire supérieure l'Oural ne représentait que le fond d'une mer. A l'époque glaciaire il s'était desséché, mais ne représentait pas encore une unité orographique individuelle et se confondait avec la plaine, située à l'Ouest. Nos recherches dans le gouv. Vyatka ont démontré que vers le moment même de l'approche de l'époque glaciaire toutes les cavités, dans lesquelles furent déposés les sédiments tertiaires supérieurs ont été nivelées en réduisant la surface du gouv. Vyatka à celle d'une pane-plaine discontinue. Je crois que les mêmes faits se sont reproduits dans la contrée située sur la Baltique, où à l'époque glaciaire n'existaient ni les éléments orographiques contemporains sous forme de cavités occupées par des lacs ou des baies, ni les rivages rocaillieux coupés à pic et où le glacier avait la possibilité de se déplacer librement sur la surface unie de la pane-plaine dans la direction Nord-Sud. Ensuite est survenue au nord de l'Eurasie la première phase de l'affaissement du bord, qui a mis fin à l'époque glaciaire et qui amena le commencement de la transgression boréale. Dans la région ouest de l'Oural ont eu lieu les premières dislocations disjonctives, qui sé-

¹⁾ Mémoires du Comité Géologique de Russie, vol. XIII. N° 2. 1894.

parèrent la région de l'Oural contemporain du reste de la plate-forme russe, en établissant une différence appréciable des niveaux. Ces dislocations ont aussi fendu les couches mézozoïques, qui reposaient tranquillement dans la Bolchezemyelskaya Toundra et le pays de Petchora. N. Koulik prétend que la faille de Telbey a dû se former justement pendant ce temps. A cette même époque doit se rapporter la formation des dislocations qui bordent la partie émergente de la chaîne de Tschernyschew. Il est aussi bien probable, qu'à cette époque se produisirent les failles, auxquelles est due la configuration du golfe de Finlande. Non sans fondement est la supposition qu'en même temps que se produisait l'affaissement du bord septentrional de l'Europe eut lieu une certaine émerision dans la région de la ligne générale de partage, qui suit les lignes de partage, séparant la Haute Volga du Dnieper et du Don et se prolonge dans la direction de la ligne de partage de la Byélaya et de l'Oural. C'est cette émerision qui a pu être la cause de la flexure et ensuite de la faille du détroit sur le Volga près de Samara.

7. Après que la transgression boréale eut atteint son maximum, sa limite Sud passant aux confins du gouv. de Vyatka, commença un nouveau mouvement en sens inverse, c.-à-d. la première régression. La région de la plate-forme russe commença à dessécher. Il est à noter que l'émerision paraît ne pas avoir été uniforme, ayant atteint son maximum dans la région de la ligne de partage contemporaine séparant les eaux du Volga et de la Dvina du Nord, ainsi que de la Kama et de la Petchora. Dans la région de la Haute Volga contemporaine aucune émerision n'a eu lieu; cette région représentait une soi-disant charnière, sur laquelle se repliait la plate-forme. Les rivières ne passaient pas à travers la crête de la ligne de partage, qui a arrêté leur cours dans la direction du Nord. Par contre, de nouvelles rivières ont été créées; ces rivières qui coulèrent leurs eaux sur le versant Sud de la nouvelle crête de partage sont la Kostroma, l'Ounja, la Vetlougá et la Kazanka. Dans les anciennes vallées, qui descendaient de la crête de la ligne de partage en se dirigeant vers le N, nous apercevons les restes des anciennes rivières, qui continuent à couler leurs eaux vers le N, comme, par exemple, la Dvina du Nord, la Mezène. A mesure que le fond de la mer desséchait, ces rivières allongeaient graduellement leurs lits, en l'approfondissant. Cet ancien relief avec les anciennes vallées s'est conservé jusqu'à nos jours dans le fond de la mer de Barence, dans laquelle jusqu'à l'isobate de 100 fathoms on peut apercevoir distinctement, l'ancienne configuration du continent du Nord de l'Eurasie à l'époque de la deuxième régression. A l'endroit où se trouve la mer de Barence, il se trouvait jadis une baie assez considérable. La terre de Francois-Joseph et le Spitzbergen formaient une montagneuse péninsule assez élevée, qui était séparée du Groenland par un détroit, dont la largeur n'était pas considérable. L'émerision du bord septentrional de la plate-forme russe fut suivie par la formation des failles le long du versant Est de l'Oural et amena l'émerision générale de l'Oural. Là Fennoscandie, le Spitzbergen et l'Oural représentaient les centres où ont été formés des glaciers nouveaux; cette congélation ne fut cependant pas universelle, mais purement locale et ne se répandit pas à une grande distance sur la face de l'Europe. Il est probable, que c'est au début de cette émerision épirogénique que se rapporte l'é-

ruption volcanique unique au Nord de l'Europe, qui eut lieu à Bolchezemyel-skaya Toundra dans la région du Telbey.

8. Ensuite, suivant un nouvel affaissement du littoral du nord de l'Eurasie, suivi de la deuxième transgression boréale, toute la région du nord du continent se trouva sous l'eau; cependant la transgression ne se répandit pas aussi loin vers le Sud, comme c'était le cas lors de la première transgression. Les eaux maritimes inondèrent de préférence les vallées fluviales et ce n'est qu'au gouvernement d'Arkhangelsk ainsi que dans les parties du nord du gouvernement de Vologda et dans le pays de Petschora, que l'eau monta jusqu'aux lignes de partage en les inondant. Par la région des lacs la mer Baltique se trouva alors liée avec celle de la mer de Barence. Il est possible, qu'à ce même moment se rapporte l'affaissement général de la plate-forme russe par rapport à la base de l'érosion et une réduction de l'altitude relative du continent. Cette deuxième transgression, suivie de l'affaissement du territoire mit fin à la deuxième phase de glaciation de la Fennoscandie, de l'Oural etc. Dans la région de l'Oural ces mouvements épirogéniques paraissent avoir amené de nouveaux mouvements le long des failles, qui se formèrent pendant la première phase de l'affaissement de la plate-forme russe, ce qui contribua à augmenter la différence d'altitude entre la plate-forme et l'Oural. Du reste cette régression ne se produisait pas d'une manière discontinue, mais avait plutôt un caractère déréglé. Ce moment est d'un intérêt tout particulier sous le rapport qu'il se trouve historiquement très près de notre époque; les mouvements de cette phase continuent jusqu'à nos jours.

9. En terminant cet aperçu des mouvements épirogéniques au nord de l'Europe, il nous reste à ajouter quelques mots au sujet de l'âge des dislocations et du relief de quelques parties de l'Europe. Des recherches géologiques approfondies ont établi aux alentours de Leningrad une série de dislocations tectoniques. Les unes se rapportent aux roches les plus anciennes (cambriennes et siluriennes), les autres — aux mêmes roches, ainsi qu'aux sédiments posttertiaires. Cependant entre les unes et les autres dislocations il y a une différence appréciable: les dislocations des roches cambro-siluriennes sont tangentielles et se rapportent aux mouvements posthumes du plissement calédonien, les autres, plus jeunes, sont des dislocations radiales, posttertiaires. Les failles, qui entourent le golf de Finlande, se sont produites à l'époque posttertiaire et se rattachent probablement à la deuxième transgression boréale ou sont d'un âge encore plus jeune. Il s'ensuit, que les dislocations, auxquelles est due la configuration du golf de Finlande et la vallée de la Néva se rapportent presque toutes à l'époque contemporaine. Quoique les failles latitudinales paraissent avoir un caractère plus ancien, les failles méridionales sont toutefois d'un âge plus jeune. Les recherches de M. M. Tétiaeff et N. V. Potoulouff indiquent distinctement, que les dislocations de la région de Leningrad ont un caractère très jeune. D'après leurs observations le lac Ladoga se trouve dans la région des failles quaternaires, qui s'étendent à partir du golf de Finlande, en suivant la vallée de la Néva, vers l'Est (ou plutôt vers le NE). V. M. Timoféeff a établi, que l'origine du lac d'Onéga est due en grande partie aux failles, qui ont eu lieu, pour ainsi dire „hier“, presque sous les yeux de l'homme. En poursuivant l'analyse des résultats des mouvements épirogéniques, nous con-

stations que l'Oural contemporain ne s'est formé qu'à l'époque postglaciaire. En effet, les recherches de N. Koulik ont démontré, que des traces d'anciennes moraines, sous forme de galets, ont été observées sur les hauts sommets de l'Oural Polaire (mm. Raï-Iz, Paï-Yaire etc.). On peut admettre qu'à l'époque glaciaire l'Oural ne présentait qu'une pane-plaine ou bien une contrée, faiblement couverte de collines, qui pouvait donner libre passage au glacier, en permettant d'y poser des galets. En envisageant l'Oural du Nord et l'Oural central dans son ensemble, nous pouvons noter une grande asymétrie entre ses versants: le versant de l'Est étant fortement escarpé et descendant avec rapidité en saillies nettement exprimées vers la vallée occidentale sibérienne, tandis que le versant de l'Ouest n'est pas exprimé nettement au point de vue orographique, l'altitude de l'ancienne pane-plaine de partage ne dépassant presque pas 400 m au dessus du niveau de la mer. Tout le relief de l'Oural est dû à l'érosion. En outre, le fait suivant témoigne de la jeunesse de l'Oural contemporain: sur le versant de l'Ouest, ainsi que sur celui de l'Est on peut observer des failles très jeunes le long desquelles eurent lieu de faibles mouvements suivis par des tremblements de terre d'ordre local. Dans l'Oural du Sud dans une série de localités on a observé de telles failles qui se manifestent par des changements apportés à l'orographie. Ensuite, encore un fait vient à témoigner du jeune âge de la „chaîne Ouralienne“, c'est que son relief possède tous les indices d'une extrême jeunesse qui consiste dans l'énorme différence entre la configuration des plaines de partage, ayant un caractère de demi-plaines et entre le relief purement montagneux, parfois canoniforme, que possèdent les vallées fluviales.

Dans la région de la vallée occidentale Sibérienne nous pouvons constater que là aussi eurent lieu des mouvements posttertiaires. Par exemple, les dislocations de plissement, qu'on observe sur le versant Est de l'Oural et dans la vallée de l'Ob.

10. Malheureusement, il existe trop peu de données pour pouvoir juger des mouvements, qui ont eu lieu dans les parties du Nord de la Sibérie. Mais nous en trouvons la preuve dans les recherches se rapportant à une région de l'Amérique, notamment l'Alaska, laquelle fut étudiée par les géologues américains, qui constatèrent dans la région du Mont St. Elie la présence de hautes terrasses élevées, sur la surface desquelles ont été trouvés dans les amas de coquilles des mollusques modernes. L'altitude jusqu'à laquelle ont été élevés les sédiments, contenant des restes de la faune contemporaine, atteint jusqu'à 5000 pieds et dans certains endroits jusqu'à 7000 pieds. Ainsi, dans la région de l'Alaska furent indubitablement constatés des mouvements épirogéniques, qui ont eu lieu à l'époque contemporaine.

A. N. Kryshtofovytch a constaté dans l'île de Sakhaline la présence de hautes terrasses élevées, qui ne peuvent être expliquées que par l'existence d'une émergence de cette île à une époque peu éloignée; — je pense donc, qu'on peut affirmer, que les continents de l'Eurasie et de l'Amérique ont éprouvé au courant de l'époque posttertiaire de forts mouvements épirogéniques, qui se manifestèrent par des émergences ou par des affaissements. Ce dernier fait confirme l'idée, énoncée au § 3, concernant la formation des continents dans leur

forme moderne à l'époque tertiaire, leur formation définitive sous l'action des mouvements épirogéniques étant rapportée à l'époque posttertiaire.

11. Nous ne possédons pas de données suffisantes concernant la présence de mouvements posttertiaires en Extrême-Orient et au Transbaïkal; passons donc à l'examen des mouvements, qui se produisirent dans les régions moins éloignées de nous, soit dans la région du lac de Baïkal. A quelle époque se rapporte la formation du „graben“ du Baïkal? Des recherches récentes de M. Tetaeff ont refuté la conception erronée, que la formation du lac de Baïkal eut lieu à une époque fort reculée. En tous cas le lac de Baïkal s'est formé d'après son opinion à l'époque postjurassique. D'après mon avis la formation de ce lac doit être rapportée à l'époque posttertiaire, d'autant plus, que les nappes de recouvrement, qui composent les Ssayny dans la région d'Irkoutsk n'ont pas charrié plus tard qu'à l'époque tertiaire; cependant, ces nappes ont été fendues par les failles venant du Baïkal. L'origine de la contrée montagneuse circumbaïkalienne se rapporte à la même phase des mouvements épirogéniques posttertiaires qui ont contribué à former l'Oural contemporain et plusieurs chaînes de l'Asie Centrale.

12. Très intéressantes sont les données obtenues par les travaux de l'expédition mongolienne de l'Académie des Sciences de l'U.R.S.S. Dans la région de Kobdo sur la chaîne Baine-Khair-Khane N. Koulik a trouvé une immense assise de sédiments dans les couches les plus inférieures de laquelle se trouvait une faune de vertébrés pliocènes, tandis que les couches supérieures peuvent être rapportées au postpliocène. Cette assise immense a éprouvé une forte dislocation. L'âge de la dislocation de cette couche ne peut être rapporté à une période plus ancienne que le pliocène. I. Ratchkovsky a aussi trouvé dans la région de ses investigations des données analogues, concernant l'existence des dislocations posttertiaires en Mongolie.

13. Ce qui frappe le plus les explorateurs dans la région de l'Altaï c'est le contraste marqué entre le caractère purement montagneux des vallées fluviales (Katoune, Tchouya etc.) et l'aplanissement des plaines situées le long des lignes de partage et des élévations. Si l'on monte jusqu'au sommet de la chaîne Saldjar, par exemple, on aperçoit un pays absolument plat, fortement marécageux, représentant un paysage d'un toundra caractéristique. Un tel caractère des plaines situées le long des lignes de partage est propre à l'Altaï et témoigne de la jeunesse de son cycle d'érosion. L'examen des vallées et des lits des rivières respectives démontre que les rivières se trouvent encore à l'étape de l'approfondissement de leur fond. Tous ces faits témoignent que les montagnes ont émergé à une époque comparativement récente et que l'émersion se produit encore aujourd'hui.

V. Nekhorocheff a trouvé dans la région de l'Altaï des dislocations des sédiments tertiaires et posttertiaires, qu'il avait considéré comme étant d'origine tectonique. Je crois, qu'il avait raison en admettant l'existence dans la région de l'Altaï de mouvements posttertiaires ayant non seulement un caractère radial épirogénique, mais aussi un caractère tangentiel, orogénique.

14. Les observations de V. Resnitschenko, faites dans la région des montagnes Khane-Taingri en Tyayne-Chane septentrional, ont établi l'existence

non seulement de mouvements tertiaires, mais de mouvements posttertiaires, qui continuent jusqu'à nos jours. Dans les jeunes chaînes de montagnes de l'Asie Centrale les travaux récents du Comité Géologique ont établi l'existence de dislocations, qui ont eu lieu à l'époque posttertiaire; les nappes de recouvrement de roches plus anciennes charrient sur les sédiments tertiaires et amènent des dislocations de plissement des couches tertiaires. Les mouvements posttertiaires qui se produisirent dans la région des chaînes de l'Asie Centrale ont pas le caractère d'émissions épirogéniques communes, qui ont eu lieu dans les parties Nord du continent; tout au contraire ces mouvements ont tous les indices propres aux mouvements tangentiaux.

Nous pouvons donc supposer, que la dernière phase du cycle orogénique alpin ne se manifesta dans l'Asie Centrale qu'à l'époque posttertiaire (quaternaire). Il est possible, que c'était justement la phase de la contraction générale maximum du globe terrestre, suivie par la période glaciaire. V. Resnitschenko considère que les dislocations posttertiaires du m. Khane-Taingri coïncident avec la phase maximum de la glaciation de ces montagnes et que cette époque devait correspondre à la phase maximum de la grande glaciation de l'Europe, c.-à-d. avant la première transgression boréale. Si son idée est juste, il faut supposer, que le soulèvement circumpolaire, qui a donné naissance au glacier „paneuropéen“, s'est produit à la même époque et fut le résultat de la contraction maximum de la croûte terrestre.

15. Nombre de géologues ont étudié la question des mouvements, qui ont lieu dans la région Ponto-Caspienne; P. Pravoslavleff donne dans son rapport au III Congrès Géologique à Tachkent une caractéristique complète et entière des mouvements épirogéniques, qui ont eu lieu dans cette région.

Les plus intéressantes sont les recherches de V. Resnitschenko sur les dislocations de Kanev. Cet auteur considère que ces dislocations se produisirent en résultat de la contraction de la croûte terrestre.

Les recherches géologiques effectuées au Caucase et en Crimée nous donnent une image assez nette des mouvements orogéniques et épirogéniques, se rapportant à l'âge quaternaire. En effet, dans la région du Caucase les couches tertiaires et même posttertiaires se trouvent en état de dislocation.

16. En résumant tout ce qui précède, nous arrivons à constater que le commencement de l'époque quaternaire se manifesta par des mouvements orogéniques, auxquels est due la formation des chaînes montagneuses dans l'Asie Centrale, au Caucase etc. et qui ont déterminé les conditions favorables à la formation de la nappe glaciaire au nord.

Ensuite survinrent les mouvements épirogéniques, qui ont déterminé la transgression boréale, l'affaissement du pays montagneux du nord et la formation des chaînes contemporaines des montagnes de la Scandinavie et de l'Oural.

ВСЕУКРАЇНСЬКА АКАДЕМІЯ НАУК

Збірник пам'яті академіка П. А. Тутковського

Т. I. 1931

UKRAINIAN ACADEMY OF SCIENCES

Symposium edited as a Memorial to the Late Academician P. A. Tutkowsky

Vol. I. 1931

В. РІЗНИЧЕНКО (Київ)

ЗЛЕДЕНІННЯ НА ПІВНОЧІ ГІРСЬКОГО ВУЗЛА ХАН-ТЕНГРІ ТА СПРОБА СИНХРОНІЗАЦІЇ ЛЬДОВИКОВИХ ЕПОХ В ПОЛУДНЕВОМУ АЛТАІ, ЦЕНТРАЛЬНОМУ ТЯНЬ-ШАНІ І НА УКРАЇНІ

W. RESNITSCHENKO (Kyjiw)

VEREISUNGEN IM NORDEN DES CHAN-TENGRI GEBIRGSKNOTENS UND VERSUCH EINES VERGLEICHS DER VEREISUNGEN IM ZENTRALEN THIAN-SCHAN, IM SÜDLICHEN ALTAI UND IN DER UKRAINE

У захмарних височинах могутніх гір шукаємо розв'язання таємниць, захованих від нас у недізнаних надрах Землі, домагаючись від вікового мовчання снігів та льодів їх відповіді на питання, що нас хвилюють...

Зрозуміло, чому людська думка так невгамовно прагне до тих невідбійно вабливих гірських височин, чому наш зір так допитливо зорить на обкутані туманами незаймані верхогір'я.

Коли, по закінченні дослідів у Полудневому Алтаї, мені, в складі гідрологічних партій Відділу земельних поліпшень, довелося перенестися до іншого району досліджень, я прохав тоді, щоб для мене призначили щонайвищу ділянку з гірських пасом системи Тянь-Шаня, що входили, починаючи від 1914 року, в дослідницькі завдання цих партій. У зв'язку з цим року 1915 мені випало розпочати працю на півночі гірського вузла Хан-Тенгрі — цього, як тубільці величають, „Володаря, Духів“ центрального району „Піднебесних Гір“ — в системах річок Нарин-кол, Баян-кол, Капкак, Текес та Каркара басейну Ілі.

Світова війна та слідом за нею Велика пролетарська революція, а далі громадянська війна на Україні перетяли дальший розвиток досліджень у цій країні й відсунули на невідомий час усяку можливість оброблення зібраних матеріалів, що їх частина у вихорі подій загинула... Тільки но тепер, на підставі частково зацілілих матеріалів, я роблю спробу звести до купи й певною мірою реставрувати наслідки своїх дослідів.

В розробці матеріалів дослідів мені допомагали моя дружина А. М. Різниченко та син мій Ю. В. Різниченко.

Коли наше знарядження було вже перекинуте з м. Семипалатинська до м. Кара-кол (кол. Пржевальськ), а це забрало в нас дуже багато часу, — наша невеличка експедиція в складі, oprіч мене, мого співробітника геолога В. І. Василевського, А. Ф. Вержбицького, що закінчив Московський сільсько-господарський інститут (йому було доручено, головним чином, збирати зразки ґрунтів, а також гербарій) та артиста-малювача І. М. Северина, що на нього покладалося, oprіч завдань малярського характеру, визначення кількості води в річках та колекторські обов'язки, — виступила 12 липня з м. Кара-колу та, перейшовши Сенташський перевал, отаборилася на р. Каркарі біля виходу її з гір на Каркаринську рівнину.

Дальшу путь горами ми пройшли караваном у складі двадцятьох в'ючників та верхових коней. (У межах рівнин грабенів до складу в'ючної частини каравану входили верблюди).

Під час дослідів у дорученому мені районі просліджено такі долини річок: долина р. Каркари (у верхів'ї Кокджар) від джереловищ цієї річки до злиття її з р. Кеген, на протязі 107 км; долини допливів Каркари: лівобічних — Джагак, Джолдиз-сай, Турук, Джаналач, Ір-су з Кільчик-паєм, правобічних — Кубергенти, Туз, Тіек, Чокморташ, Кизил-тор, Сартас-булак, Кур-Каркара, Джень-Каркара; долина ріки Текес від джереловища до гирла р. Сумбе має 128 км; долини допливів Текесу: лівобічних — Текес-Тіек, правобічних — Урта-Капкак, Улькун-Капкак з допливами Туюк-Капкак, Туюк-аша, Іглік-сай, Базун-бай; Баян-кол з допливами Кара-сай, Ашу-тур, Ізбушка, Ак-куль, Сарякойнов, Саурук-сай, Ала-айгир, Абайлдан, Нарин-кол. Oprіч того в горах Бас-огли-тав просліджено долини струмків Кара-булак (Буратали-булак), Саря-джал, Карагайли-булак.

Досліджений район відмежовує з півночі струмок Кайнатпа-туз, поштовий шлях, що йде від чати Каркара до чати Капкак та долина Текеса; з заходу — долина Ір-су; з півдня — межа кол. Пржевальського повіту, зі сходу — Китайський кордон.

Географічні координати району визначаються близько 80° східнього меридіану від Грінвіча та близько 42° північного рівнолежника. Досліджена площа обіймає 8800 кв. км.

До цього я мушу ще додати, що наша експедиція високими перевалами Каска-тор та Ашу-тур (останній — через льодовики перекидного типу) пройшла з системи Капкака долиною верхів'їв Сари-джасу, повз льодовик Семенова, західньою р. Ашу-тур та східньою Ашу-тур у систему Баян-колу.

Район наших дослідів з тими просторами, що межують з цим районом, не вважаючи на його трудну приступність, а може саме через цю трудність, — не раз вабив до себе дослідників. Досить згадати таке ймення, як П. П. Семенов — перший учений, що відвідав у минулому столітті Центральний Тянь-Шань та викрив року 1857 джереловища Сари-джасу; Н. А. Северцов, що року 1867 у своїх маршрутах торкнувся гирла Каркари на Кегені; І. В. Мушкетов, що в його дослідницькій обсяг року 1875 входила північна смуга Тянь-Шаня, при чім його маршрутами зачеплені, між іншим, долини

Кегена, Каркари коло перетину її шляхом, р. Ір-су, гора Чуль-адир, озеро Бородабсин; долина Текеса нижче гирла Сумбе. Експедиція на Хан-Тенгірі І. В. Ігнат'єва та А. Н. Краснова, споряджена року 1886 відвідала верхів'я Сари-джасу, зачепила верхів'я долини Кокджар-Каркара через „ново-відкритий перевал Нарин-кол“ (Ашу-тур на двоверстовій мапі) перекинулась у систему Текеса й досягла виселка Охотничого, звідки зробила екскурсію на озеро Бородобосунг.

Рок 1902 експедиція В. В. Сапожнікова за участю М. Фрідріхсен, А. П. Веліжаніна, Н. Ф. Кашенка, Н. В. Попова та В. Ф. Семенова пройшла верхів'я р. Сари-джасу, при чім зробила, між іншим, екскурсію на перевал Каска-тор, до джереловищ р. Кокджар (Джагак), на перевал Капкак та до верхів'їв р. Улькун-Капкак, мало що нижче межі лісу, не доходячи гирла Туук-аша. Далі експедиція пройшла західною р. Ашу-тур через перевал Ашу-тур з льодовиками (В. В. Сапожніков називає цей перевал „Нарин-кол“), східною р. Ашу-тур до злиття її з р. Кескен-тас (В. В. Сапожніков зве її „Ала-айгир“), а потім долиною р. Баян-колу до виселка Охотничого. Звідси експедиція перейшла долиною Текеса далі через невеликий перевал, пересікши східній край невисокого кряжу Бас-огли-тав (В. В. Сапожніков найменує його кряжем „Тюте“) та біля північного підніжжя його до Каркари (в районі Каркаринського ярмарку), звідки зробила невелику екскурсію вгору Каркарою „на вкритий лісом північний схил Терсей-тав“; потім того експедиція покинула межі нашого району.

Того ж таки року 1902 розпочав систематичні досліді Центрального Тянь-Шаня Г. Мерцбахер; його експедиція на недалекому віддаленні розминулася з експедицією В. В. Сапожнікова в верхів'ях Баян-колу.

Перша підготовча мандрівка Г. Мерцбахера до центральної частини гір Тянь-Шаня відбулася ще року 1892.

Рок 1902 експедиція Г. Мерцбахера, що до її складу входив і геолог Ганс Кайдель, пройшла з м. Кара-колу через Сенташський перевал на Каркаринську рівнину, потім у систему Чалкоди-су (Кегень), через долину Тюте в долину Текеса й до виселка Нарин-кол (Охотничий), звідси виїздили вниз по Текесу та на р. Мукур-муту. Далі експедиція проїхала в долину Баян-колу до джереловищ цієї ріки. Тут, в гірському вузлі, де перехрещуються головні розгалуження пасом Центрального Тянь-Шаня, підноситься могутня верховина, що її Г. Мерцбахер спершу найменував „Мармуровим Муром“, а пізніше шпилем „Николая Михайловича“. Поряд з Хан-Тенгірі ця верховина, за його словами, буде „віхою Центрального Тянь-Шаня“. З системи Баян-колу долиною р. Ашу-тур, через перевал Ашу-тур експедиція дісталася до верхів'їв Сари-джасу, а далі на Інільчек. Вертаючись, ця експедиція пройшла перевал Капкак та долину Улькун-Капкак. На початку вересня вдруге відвідали долину Баян-колу та західній льодовик — його джереловища (мабуть, західній льодовик Сари-койнов); 23 вересня експедиція Г. Мерцбахера покинула Нарин-кол і пішла за межі нашого району перевалом Музарт на південний бік гір.

У липні наступного року 1903 експедиція Г. Мерцбахера знову об'явилася на піднесеній рівнині Каркари. Геолог експедиції Г. Кайдель

перейшов долиною р. Каркари вгору, через перевал Сарт-джол, а там, спустившись у долину Кокджара, дістався на перевал Каска-тор, а звідти — на Сари-джас. Головна ж частина експедиції, з Г. Мерцбахером на чолі, попрямувала до Нарин-колу, потім долиною Улькун-Капкака піднеслася на перевал Капкак, спустилася в долину Сари-джасу і поблизу льодовика Семенова розташувалася тут головним табором. Скінчивши роботи на льодовику Семенова, Г. Кайдель 9 серпня поїхав додому, а Г. Мерцбахер сам шукав далі правдиве місцезнаходження шпилья Хан-Тенгри, і це його шукання мало нарешті повний успіх. Лівою галуззю величезного льодовика Інильчек Г. Мерцбахерові пощастило досягти підніжжя цього неприступного досі „Володаря Духів“.

По дослідках над долинами Інильчек, Каїнди та Кой-кав Г. Мерцбахер повернувся до верхів'я Сари-джас; перевалом Мінг-тур він пройшов до джереловищ Кокджара (Джагак), другим перевалом Капкак пройшов у долину р. Улькун-Капкак і, спустившись нею, опинився в долині Текеса, а звідти утретє відвідав долину Баян-кол, а потім дістався в долину р. Малий Музарт. Повернувшись до виселка Нарин-кол, він відвідав ще лівий доплив р. Баян-колу — р. Ак-куль з озером Ак-куль, а далі озеро Кара-куль у правобічному допливі р. Улькун-Капкак — р. Базун-бай. Після того Г. Мерцбахер побував ще в системі р. Великого Музарту, а повернувшись до виселка Нарин-колу, через Текес та Темурлик-тав пройшов до м. Кульджи, а з Кульджи — до Пржевальську (Кара-кол) та до Ташкенту.

Я тут згадую тільки про ті експедиції, що їх маршрути так чи так зачепили район моїх дослідів з року 1915.

Маршрути експедицій Г. Мерцбахера у деякій їх частині найбільш безпосередньо обхопили вищезазначений район. Ось чому я на цих маршрутах спинився й висвітлив їх трохи докладніше, ніж на маршрутах інших експедицій.

З вищезазначеного переліку місцевостей видно, що цей район, не зважаючи на його тяжку взагалі приступність, далеко не становить terra incognita ні з боку загальногеографічного, ні в геологічному відношенні. Та проте наші досліді в цьому районі різнить у своїй основі з дослідями вищезгаданих експедицій те, що ці експедиції мали маршрутний характер, а наші дослідження були площовими, хоча й далеко не детальними.

Велике значення для наших робіт у даному районі мало те, що в нас були пляшети двохверстового здімання. Для південної частини, як найбільш високогірної та найважливішої щодо розв'язання питань зледеніння половини району ми мали пляшети прекрасного двохверстового здімання, що його переведено було незабаром (рік 1912), до початку нашої тут праці. Ні одна з передніх експедицій, в тім числі й найостанніша Мерцбахерівська, не могла, звісно, мати цих пляшетів.

Конче треба згадати, що район дослідів моєї партії прилягає до районів найновіших, також площового типу, досліджень гідрогеологічних партій Відділу земельних поліпшень (як і моє під загальним керівництвом гірн. інженера В. П. Половнікова) на заході в басейні озера Ісик-куль, що відбулися року 1914 та на півночі в обсязі Кетменського кряжу та басейну річки Чарина, переведених року 1915. З обох районів є вже друковані праці, що їх уложив

Н. Г. Кассін. Видання обіймає праці В. В. Віхерського, П. А. Грюше, С. П. Ершова, Н. Г. Кассіна, М. Ф. Крутікова, Л. З. Лемперта, І. І. Мельнікова, В. А. Ніколаєва, Н. Г. Нужного, Н. Н. Сарсадських, А. Ф. Свірчевського, Б. К. Терлецького та А. А. Шильнікова. До цих праць додано геологічні мапи в десятиверстовому масштабі.

В орографічному відношенні район моїх дослідів характеризує наявність більш чи менш піднесених високорівнів та гірських пасом, що мають тенденцію до зіткнення в одному вузлі.

Каркаринсько-Сариджарська (урочище Каркара та Сариджар) рівнинна площа лежить на височині 1800—1900 м (пересічно), Текеська — на височині близько 1800—2000 м. Простягання цих площ наближається до широтного з деяким відхиленням на південь. Їх ділить невисокий кряж чи, точніше сказати, — масив Бас-огли-тав, що його найвища верховина Ала-бас-чеко сягає височини 3421 м. У цьому масиві з „багатьма невеликими льодовиками“, як це помилково стверджує Г. Мерцбахер, справді не тільки цілком немає будь-яких льодовиків, але нам не пощастило виявити навіть певних ознак колишніх зледенінь за винятком гляціяльних та флювіогляціяльних нагромаджень біля південного підніжжя Бас-огли-тава, що ніяк не пов'язані з цими горами. Та про це буде мова далі.

На південь від закиданих скидами високорівнів здійснюється суцільна громада гір, що їх височини взагалі зростають з півночі на південь, в напрямі до великої широтної долини верхів'я Сариджасу, та з заходу на схід, в напрямі до гірського вузла Хан-Тенгірі, де в центрі, оповитий хмарами, викинуто снігами, льодами й біломармуровими урвищами до 2000 м відносної височини шпиль „Мармуровий Мур“. Попередні дослідники вважали його за самий шпиль Хан-Тенгірі, але дослідями Мерцбахера виявлено, що цей останній (шпиль) лежить не в самому осередкові вузла. Гірські маси своїми вищими точками зливаються в гірське пасмо, що на мапах має назву кряжу Терскей-Алатав і становить ніби східне продовження того пасма Центрального Тянь-Шаня з вищезгаданою назвою, що відмежовує влоговину озера Ісик-куль з півдня.

Головне гірське пасмо нашого району на досить значному протязі (в межах від джереловищ р. Джаналач до перевалу Каска-тор і ще трохи далі на схід на протязі близько 50 км) не має, властиво, характеру кряжу в правдивому розумінні. Це — м'яво-хвилясте, мало розчленоване плято пенеплену, що сягає подекуди близько 5-ти кілометрів завширшки з абсолютними височинами від 3600 м до 4000 м. Докладніше височинні зазначення цього плято, що збільшуються в напрямі з заходу на схід, будуть такі:

Перевал Ечкеле-таш	Перевал Мінг-тур	Верховини над Джагаком	Верховини над джерело- вищами У.-Капкака
3621 м	3664 м	3796 м	4100 м

Далі на схід гірське пасмо набуває вже характеру кряжу, з загостреним гребенем та зубчастими верховинами, що їх височини на схід та південний схід зростають від 4200 м до 6300 м. Детальніше ці височини мають такі зазначення:

Верховини над льодовиками Туюк-аша	Верховини над льодовиками Каска-булака	Верховини над головними льодовиками Ашу-тур та Кара-сай	Шпиль — „Мармуровий Мур“
4228 м	4418 м	4746 м	6300 м

На південний схід від перевалу Ашу-тур пасмо Терскей-Алатав прилягає до самого величавого вузла Хан-Тенгірі, що до його складу входять шпиль Семенова, Хаң-Тенгірі та „Мармуровий Мур“. Тут, на півночі цього вузла, з багатьох чималих льодовиків головними рукавами (Ашу-тур та Сарикойнов) початкує найбільша річка нашого району дослідів — Баян-кол. Верховини гір цього вузла за свідченням Г. Мерцбахера „належать до найвищих верховин у Центральнім Тянь-Шані, вони підносяться на 6000 метрів і вище“.

Такі будуть загальні риси орографії нашого району.

Площі та площини старого ледену розвинені не тільки на верховинах головного відділу між Сариджасом, з одного боку, та Кокджаром і, почастіше, Текесом — з другого боку, — трапляються вони також і на північ від цього вододілу, знижуючись поволі в абсолютних височинах: такими будуть широкі площини між перевалом Оролмо та правобічним джереловищем Турука, що мають близько 3600 м абсолютної височини; між перевалами Кубергенти та Капкак над верхів'ями Кокджара та Капкака — близько 3550 м; між долинами Орто-Капкак та Улькун-Капкак у середній частині їх течії — близько 3300 м тощо. Так само хвилясті, пласкі плято являють верховини невеликого гірського пасма Дегерез з височинами близько 2450 м біля краю Текеської рівнини. між річками Укурчі та Урта-Капкак, при чім північні схили цих гір уривисті й круті, а південні — пологі.

Річки Улькун-Капкак та Урта-Капкак прорізали ці гори дикими, майже неприступними ущелинами. Це показує, що епігенетичні долини згаданих річок давніші за ускісний горст гір Дегерез, який висунувся поступово на їх шляху і був подоланий їх ерозійною енергією. Верховини гір Бас-огли-тав теж мають по деяких своїх частинах плятоподібний рельєф.

У простяганнях головних орографічних елементів помічається ніби боротьба двох основних напрямів: одного широтного з частковим відхиленням на південний захід, другого — північно-західного, що перетинає попереднє під більш або менш гострим кутом. І те, і друге перебувають у щільній залежності від складної тектоніки району, що про неї у нас буде мова далі.

Осадкові гірські породи репрезентовано тут кристалічними лупаками та мармурами дольшого палеозою, почастіше докамбра, вапняками та пісковиками карбону, глинами та глинястими лупаками пліоцену, а також четвертинними покладами льодовиковими, межильодовиковими й польодовиковими. Подекуди породи прорвано більш-менш потужними ефузіями порфірів та діабазів.

У розповсюдженні серій гірських порід помітно зональний розподіл більш-менш певно орієнтованими смугами у вигляді дуг. Товщі давніх осадкових порід — мармурів, кристалічних та глинястих лупаків, вапняків, почастіше пісковиків затиснуті серед гранітових дуг, що надто виразно помітно у східній половині району.

Найдавніші породи в нашому районі будуть кристалічні лупаки та мармури, що належать до долішнього палеозою та, почасти, до докамбра, а також певною частиною глинясті лупаки. Ці породи розвинено в південній найвищій ділянці, поблизу верховин головного гірського пасма цього району.

Верстви їх надзвичайно дисльоквані й інтенсивно зім'яті. Подекуди спостерігаємо трансгресивне налягання на цю серію долішньокам'яновугільних вапняків, що характеризуються частенько досить багатою фавною візейського поверху. За браком документальних даних у вищезазначених прадавніх верствах району їх можна тільки здогадно зачислити до долішнього палеозою або почасти до докамбра. Їх проривають та метаморфізують досить потужні інтрузії сірих середньозернястих гранітів та порфіро-гранітів, що визначаються звичайно сильним зім'яттям та спресованістю.

Сірі та темносірі долішньокам'яновугільні вапняки лежать смугами на півночі звідтам. Вони не виявляють контактового метаморфізму з вищезгаданими сірими гранітами, але їх проривають та метаморфізують молодші м'ясочервоні або рожеві грубозернясті граніти, що їхні жили нам траплялося спостерігати й поміж сірих гранітів.

Долішньокам'яновугільні, а почасти й середньокам'яновугільні вапняки інтенсивно дисльоквані. Вони зігнуті й перекинуті складними фалдами, іноді лежачими й побитими частенько розколинами скидів. Цим вапнякам підлеглі зеленаві глинясті лупаки, зеленаво-сірі туфові пісковики, збиті червоні пісковики та конгломерати. Ці останні завжди мають у собі наметні та ринь сірих кам'яновугільних вапняків та червоних грубозернястих гранітів. Отже їх, а також пов'язані з ними безпосередніми переходами червоні пісковики слід зачислити до горішньокам'яновугільних або, почасти, може до трохи пізніших витворів, що відклалися вже після інтрузій червоних гранітів. Цікаво буде також відзначити, що по збитих туфових пісковиках трапляються в вигляді включень уламочки зеленавих глинястих лупаків.

На північній периферії району, а також в останках деяких частин давніх тектонічних депресій спостерігаємо третинні континентальні поклади, їх репрезентовано насподі незбитими сірими пісковоглинястими солевмісними лупаками, а вгорі лупакуватими солевмісними ж та гіпсовмісними глинами, перістого забарвлення. Ці породи відклалися, видимо, в більшості випадків по замкнених озерових басейнах, а почасти в пустелях.

Між серіями солевмісних лупаків та глин нам доводилося спостерігати різку незгідність в уложенні. Так, наприклад, у долішній частині долини р. Туз, що становить правобічний доплив р. Кокджари (Каркара), ясносірі глинясті лупаки зібрано в систему крутих, складних фалд. На вельми нерівномірно денудовані голови круто уложених верств цих лупаків, що мають простягання $N 75^{\circ} O$, а спад $SO \angle 71^{\circ}$, налягають зеленаві та жовтаві лупакуваті глини, що їх простягання буде $N 64^{\circ} O$, а спад $SO \angle 20^{\circ}$.

Біля підніжжя величезного відслонення цих третинних порід (близько 300 м височини) спостерігаємо джерела гіркувато-солоні води.

У даному випадкові важливо тільки констатувати різку кутову незгідність щодо уложення долішньої та горішньої серій. Долішню серію третинних

покладів ми, за Лейксом та Мерцбахером, зачисляємо до „ханхайських“, а горішню — до „гобійських“ покладів.

В інших випадках і перісто забарвлені глини (зелені, жовтаві, червоні, фіялкові) горішньої (гобійської) серії виявляють різку дисльокованість. Так, наприклад, на правім березі долини р. Каркари, біля підніжжя гір Чуль-адир верстви цих солевмісних та гіпсовмісних мергелястих глин мають простягання N 62 O, спад NW \angle 85°. У цих покладах Кайдель знайшов останки солодководних гастропод, що належать, за визначенням Шльоссера, до середньо- або горішньопліоценових. З гір Чуль-адир, зложених із цих порід, б'є солоне джерело Кайнатпа-туз.

На геологічній мапі, доданій до праці Н. Г. Кассіна („Гидрогеологические исследования, произведенные в области Кетменского хребта и бассейна р. Чарина в 1915 году“), гори Чуль-адир відзначено знаком Cr + Pg.

Д. В. Наливкін¹⁾, зазначаючи, що Н. Г. Кассін солевмісну серію цього району зачисляє до палеогену, каже проте, що „доказів на це немає жадних“.

Беручи на увагу дуже важливу знахідку Кайделя в долині Каркари агадних вище солодководних гастропод, що збереглися в сіраво-зеленій мергелястій глині серії круто уложених червоних та сірих мергелів, ми, таким чином, спостережені від нас породи в великому відслоненні перісто забарвлених мергелястих глин з круто уложеними верствами на Каркарі мусимо зачислити до „гобійських“, тобто до горішньотретинних порід.

Ці спостереження призводять до дуже важливих висновків, що про них ми будемо говорити далі.

Вище серії солевмісних та гіпсовмісних перістих глин горішньотретинного, певніше — середньо- та горішньопліоценового віку по периферії гір спостерігаємо відслонення жовтаво-червоних бруднуватих відтінків, досить збитих, грубих, більш-менш піскуватих глин. Знайти в цих глинах якісь органічні останки нам не пощастило; але, базуючись на умовах їх уложення, ми зачисляємо їх до четвертинних покладів. Подекуди можна спостерігати налягання на ці глини наметневих суглинків. Так, наприклад, в периферійних невеликих горах Кільчик-пай, у верхів'ї струмка, що має таку ж назву, ми спостерігаємо таке відслонення:

1. Темносірий чорноземуватий ґрунт на делювіальному намул'ї загальної глибини близько 3 м.
2. Слабко-зцементований конгломерат з невеликої добре обкачаної ріні флювіогляціального походження близько 3 м.
3. Червонаві наметневі суглинки з великою кількістю грубих та дрібних більш-менш заокруглених наметнів різного петрографічного складу. Переважають червонаві гравітя, грубозернисті та сіраві, середньозернисті, іноді порфіро-гравітя. Трапляються червоні сильно збиті пісковики та конгломерати, сірі вапняки, кварцити. Трапляються наметні завбільшки близько 0,7 м у прогоні й більші. Наметневі суглинки мають тут глибини близько 10 м.
4. Жовтаво-червона, сірава груба піскувата безнаметнева глина. Видима глибина цієї породи має подекуди близько 15 м.

У відслоненнях долини р. Каркари, на виході її з гір наметневі суглинки зникають, а вищезгадані слабко зцементовані конгломерати з добре обкачаної дрібної ріні лежать безпосередньо на верствах жовтаво-червоних грубих без-

¹⁾ Проф. Д. Наливкін, Очерки геології Туркестана, Ташкент — Москва, 1926, стр. 131.

наметневих глин. Тут ті й ті відклади лежать згідними верствами й виявляють виразну дисльокваність. Вони утворюють тут положисту антикліналю із спадом крил на S та на N на 20.

Зверху ці поклади незгідно вкриває позема верства вельми грубої добре обкачаної флювіогляціальної ріні, що її грубина дорівнює близько 3,5 м.

Нарешті, в межах Каркаринсько-Сариджарського та Текеського високорівнів усі поклади вкриває поволока полого-жовтих, шпаристих лесуватих суглинків та типових еолових лесів. У долішній частині Текеської долини ми знайшли, що лес поділяється на два поверхи флювіогляціальними покладами останньої льодовикової епохи.

У західній частині району панують лесуваті суглинки з незначною домішкою вельми дрібних уламочків гірських порід або дрібної ріні. Грубина їх тут раптом близько 0,5—1.0 м. На схід усе більш та більш поширюються типові одностайного складу еолові леси; грубина їх на схід все збільшується і сягає від 0,5 м до 10 м. У долішніх поземах лесова товща набуває верствуватої будови. В перетинах лівого берега р. Текеса нижче гирла р. Баян-колу можна спостерігати два поверхи лесу, поділених прошарком сіраво-жовтих ущільнених пісків з проверстками та лінзами дрібного рінчання. Ці піски, як видно, треба зачислити до флювіогляціальних відкладів останньої льодовикової епохи.

Подекуди, наприклад, на лівім березі Текеса, ми спостерігали, що товща лесу відокремлюється від пісків, що його підстелюють, прикро виявленою межею.

В межах Каркаринського високорівня флювіогляціальне рінчання останнього зледеніння вкрито безпосередньо одноповерховим лесом, але цей останній не вкриває ще пізніших четвертинних покладів (алювіяльних, делювіяльних), з чого можна було б зробити висновок, що процесів лесоутворення нині тут не відбувається: вони відбувалися за попередньої сухішої, ніж сучасна, польодовикової епохи. Тепер же на лесах утворилися скрізь чорноземуваті ґрунти з досить рясною степовою та гірськолуковою рослинністю (*Stipa capillata*, *Galium verum*, *Medicago falcata*, *Verbascum phoeniceum*, *Achillea Millefolium*, *Phlomis tuberosa*, *Bromus inermis*, *Festuca ovina*, *Thymus Serpyllum*, *Taraxacum officinale*, *Origanum vulgare*, *Dianthus superbus*, *Polygala comosa*, *Turritis glabra*, *Leontopodium alpinum*, *Ranunculus frigidus*, *Polygonum Bistorta*, *Papaver alpinum*, *Gentiana* та ін.).

Далі на схід на лесі розвинулися брунатні ґрунти.

Найбільші височини, що до них нам траплялося спостерігати в нашім районі поширення лесу, коливаються від 2300 до 2400 м.

Тектоніка району наших дослідів надзвичайно складна. Щоб детально її з'ясувати, потрібні, звісно, широко в'орядковані спеціальні дослідження, а їх до цього часу тут не робилося. А втім деякі важливі риси її можна знайти й на підставі тих даних, що вже зібрано від нас.

Епохи могутніх горотворчих рухів, що охоплювали земну кулю, відбилися тут, як і на цілому Тянь-Шані, з особливою силою, при чім вузловий стан району на шляху цілої низки велетенських гірських пасом показує нам окреме місце для цього району в цих рухах.

Цілоком певні ознаки найдавніших дисльокацій тут маємо зачислити до епохи каледонського пофалдування. На це вказує незгідне уложення базальних конгломератів і долішньокам'яновугільних вапняків на інтенсивно дисльоквані долішньопалеозойські або, можливо, почасти докамбрські кристалічні та глинясті лупаки, наприклад, у районі гірського переходу Каска-тор.

Надто різко відбився на нашому районі прояв варисційського (герцинського) пофалдування. Верстви документально встановлених долішньокам'яновугільних покладів зібрані тут у складні та зчаста перекинуті, інколи розірвані і насунуті, великі фалди. Могутні дисльокації цих верств спостерігаємо у всьому районі. В безпосередньому причинному зв'язку з варисційським пофалдуванням стоять величезні інтрузії червоних грубозернистих гранітів, що метаморфізують серії долішньокам'яновугільних покладів, що контактують з ними.

Плян пофалдування так в епоху каледонської орогенії, як і в епоху варисційської, видимо, був спільний. Про це свідчать системи більш-менш певно та досить одноманітно орієнтованих смуг серій гірських покладів у вигляді дуг, вигнутих на південь, чи, певніше сказати для даного району, на SWS. Різниця тільки в тім, що каледонські фалди помітніше виявлено в осередковій гір, варисційські ж — ближче до північної периферії їх, що свідчить про причленування новіших фалд до давніших, що відбувалося в загальному напрямі з півночі на південь. Що вісь варисційської геосинклінали була ближче до північної периферії району, на це натякає наявність пахучих вапняків кам'яновугільного віку, наприклад, у горах Бас-огли-тав та сумежних (в районі, наприклад, долини Каркари, коло перевалу Сарт-джол). Згадані вапняки під час механічного чину на них видають сильний сірчановодневий дух; це свідчить за те, що саме тут відкладалися наймогутніші товщі осадів, що правили за матеріал до утворення долішньокам'яновугільних вапняків та пов'язаних з ними глинястих лупаків. Тут саме, на великих глибинах повинен був відбуватися найінтенсивніший процес переробки органічних останків в осадах на дні водойми, а за ним разом відбувалася й сірчановоднева ферментація.

Торкаючись пита ня про фалдові дуги району, що його ми розглядаємо, треба, згідно з даними дослідів, зробити деякі корективи до загального уявлення про будову північної частини вузла Хан-Тенгі в порівнянні з тим, як його змальовано на підставі попередніх дослідів на 40-верстовій мапі Геологічного Комітету, що її видано року 1927.

Основна фалдівна дуга цього району, що її складають майже паралельні, лише трохи віялувато-розбіжні до заходу смуги серій осадових порід, затиснених почасти серед гранітових смуг, має загальне простягання WNW — SOO і опукла на SWS. На заході ці смуги спрямовано не на Терскей-Алатав, як показано на вищезгаданій мапі, а через Сенташський перевал у Кунгей-Алатав. На сході ж вони приєднуються до вузла Хан-Тенгі.

Головна Тянь-Шаньська дуга являє, власне, дуже складну дугу, що складається з цілого жмута трохи розбіжних до заходу дуг, які на сході, складово віргуючи, збігаються в гірському вузлі Хан-Тенгі. Цей могутній жмут дуг повинен збільшитися через безпосереднє приєднання до нього ще й пасма Кунгей-Алатав. Кожна окрема галузь згаданого жмута, що найголовніші

частини його становлять Кокшал, Терскей-Алатав, Кунгей-Алатав, складається, видимо, з пасом другорядних дуг, поєднаних загинами (rebroussement). Одною із східних ланок пасма Кунгей-Алатав, що до неї прилучається й пасмо Терскей-Алатав, є вищезгадана дуга нашого району.

Сучасні орографічні елементи дослідженого району не цілком збігаються з тектонічними, тими, що їх зумовлює палеозойське пофалдування. Простягання серій покладів не відповідає простягання гірських пасом. У нас була вже мова про загальний WNW-ий напрям простягання фалдівної дуги району. Пасма ж гір та знижені ділянки, що їх відокремлюють, мають взагалі широтне простягання з тим чи тим відхиленням до WSW.

Пізнішої доби, в зв'язку з альпійською орогенією кінця третинного періоду та початку четвертинного, система давніх, зруйнованих майже до стану пенеплену, фалдівних гір була піднесена в вигляді могутнього надиму та розбита велетенськими подовжніми розломами, що сталися не рівнобіжно до простягання давніх фалд, а деякою мірою перетинаючи їх під тими чи тими гострими кутами та утворюючи ниаку грабенів та горстових пасом; пасма ці, звужуючись на схід, прямують до вузла Хан-Тенґрі і так само, як і давні дуги, сполучаються в цьому вузлі.

Таким чином у масиві Хан-Тенґрі ми мусимо добачати вузол не лише віртуальних фалдівних дуг палеозою, але також і далеко молодших горстових пасом, а саме цим і пояснюється надзвичайна могутність цього гірського згромадження.

Головний горст нашого району — це буде великий гірський масив з діючими в східній частині його льодовиками між верхів'ям річок Каркара, Текес та Баян-кол, з одного боку, та долиною р. Сариджасу — з другого боку. Він становить східне продовження горста Терскей-Алатав. Другорядні горсти цього району будуть гори Бас-огли-тав та Дегерез. Перший і другий горсти ділить грабен Каркара-Текеський, що становить східне продовження Ісик-кульського грабена, який ділить горсти Кунгей-Алатав та Терскей-Алатав.

Цей велетенський грабен Центрального Тянь-Шаня, що перетинає наш район своєю Каркара-Текеською ділянкою, має продовженням на заході западину Ісик-куля і далі, видимо, долини Кочкура та Таласа. За перетику, що відокремлює Каркара-Текеську ділянку грабена від Ісик-кульської, править перевал Сенташ. Це є останок зануреного скидами давнього фалдівного пасма гір, що з одного боку йшло в сучасний Кунгей-Алатав, а з другого — поєднувалося з вузлом Хан-Тенґрі. Грабен верховин Сариджасу тягнеться на захід і переходить далі в грабен Куйлю.

Самостійних плікативних дислокацій за останньої епохи альпійської орогенії в дослідженому районі не було. Проте ми спостерігаємо тут подекуди фалди третинних, ба навіть четвертинних покладів, що досить виразно виявлені. Інколи ж трапляється спад крил до $\angle 85$. Явище це доводиться розглядати, як вторинне, сполучене з могутніми переміщеннями земної кори тангенціально-радіального типу. Бічне тиснення, що його викликають ці переміщення, супроводиться частковим пофалдуванням, а також, може бути, насувними явищами. Скидовими та насувними переміщеннями доводиться інколи пояснити й велику заплутаність пофалдування в високігірській частині

району, а надто по скраїнах горстів; у зв'язку з цією запутаністю не легко буває вирівняти основні напрями простягання давніх фалд.

Розглядаючи деякі ознаки молодого пофалдування в нашому районі, ми мусимо прийти до висновку про досить могутні горотворчі рухи, що відбулися вже на межі пліоцену та постпліоцену і в постпліоцені.

Я маю тут на увазі приклад різкого зрушення шарів солевмісних та гіпсовмісних глин, що належать, згідно з визначеною від Шльоссера фавною, знайденою у великих відслоненнях по р. Каркарі під горами Чуль-адир, — до середньо- або горішньопліоценового віку.

На молодість могутніх горотворчих рухів у нашому районі вказує також наявність тут більш-менш значних площ давнього пенеплену, що високо підносяться по різних місцевостях на верховинах горстів різної височини. (Про розміри цих площ та про їх абсолютні височинні зазначення у нас була вже мова в орографічному нарисі).

До цього слід додати, що ріки тут у своїх джереловищах та в верхів'ях системи Каркари та Текеса течуть тихо, а долини визначаються зболотнілістю дна; зчаста трапляються невеличкі озера. Усе це свідчить про те, що четвертинна екзарация та ерозія не встигли ще досить розчленувати піднесених найновішим горобудуванням площ давнього пенеплену, не вважаючи на те, що нижче, ближче до скраїн горстів, ріки перетворюються в бурхливі потоки з каскадами та водоспадами в глибоких ущелинах.

Виникає вражіння про молодість величної гірської країни, що її давній пенеплен, високо піднесений найновішими горотворчими рухами над рівнем денудації, переживає майже початкові стадії нових циклів ерозій, коли цирки та кари могутніх льодовиків останньої льодовикової епохи і бурхливі води потоків, і викликані до нового життя агенти денудації взагалі — не встигли ще в деяких випадках загострити шпилів, знищуючи сумовиту одноманітність високих „майже-рівнин“.

Коли ж саме відбулися ці наймолодші горотворчі рухи та піднесення?

З деякою ймовірністю ми можемо відповісти на це запитання: перед початком льодовикового періоду четвертинної доби та перед кожною новою льодовиковою епохою зокрема.

Ми вже констатували різку дисльокваність третинних покладів та пліоценових зокрема. Тепер згадаємо ще про дисльоканцію четвертинних глин та рінків, що вкривають морену передостаннього зледеніння та лежать під флювіогляціяльним рінчанням останнього зледеніння. У гирлі р. Каркари на виході її з гір ми спостерігаємо, як про це вже говорилося вище, дисльоквані й слабко сцементовані конгломерати флювіогляціяльного походження та уложені під ними тут піскуваті червоні безнаметневі глини. Шари цих покладів утворюють тут спадисту антикліналю. З причин дуже молодого віку цієї дисльоканції р. Каркара, що перетинає фалду навхрест її простягання, утворює на виходах дисльокваних порід, не вважаючи на їх видиму незначну відпорність щодо розмиву, каскади. Відслонення вищезазначених конгломератів спостерігаємо тут на абсолютній височині 1917 метрів. У горах Кільчик-пай, у верхів'ї струмка з такою ж назвою ті самі конгломерати викрито на височині 2151 метр, тобто на 243 метри вище їх уложення в кориті Каркари.

У джереловищі Кільчик-пай вони лежать на морені передостаннього зледеніння, а в долині Каркари незгідно вкриті шаром буйних флювіогляціяльних рінняків останнього зледеніння. Отже ця дислокація сталася в інтервалі останньої межильодовикової епохи, порушивши й морену передостаннього зледеніння.

Найновіші рухи земної кори, то вщухаючи, то знову вибухаючи, підлягаючи законам періодичности, не припинилися в даному районі й понині,—про це пророчисто свідчать і переконують нас ознаки недавніх землетрусів, що ми натрапляли на них по різних місцевостях району.

Про неодноразове вщухання та про поновлення рухів земної кори свідчать тут численні ознаки накладання одних циклів ерозії на другі, що далеко не закінчили нормального кола процесів і тепер.

Та обставина, що в долішній течії р. Каркара починає вриватися в свої власні сучасні великі ріннякові виноси, утворюючи терасуватий приступок в 1—1½ метри заввишки, говорить про стадію відмододження рельєфу та сучасного циклу ерозії; а це, видімо, пов'язується з орогенічним піднесенням району джереловища ріки або з зануренням її базису ерозії, що відбувається.

Аналогічне ж занурення корита річок в сучасні ріннякові виноси з утворенням терас спостерігаємо і в інших випадках.

До одного метра заглибилося в сучасні ріннякові виноси також корито р. Дзель-Каркари на долішній частині течії річки коло Нарин-кольського тракту в межах Каркаринського грабена. А кілометрів за 1½—2 вище спливу галузей Дзель-Каркари, в долині лівої головної галузі цієї ріки височина тераси в сучасних ріннякових виносах її сягає навіть метрів 3—3½.

Подібні ж тераси в сучасних ріннях на 2—2½ метри заввишки спостерігаємо і в долині Кур-Каркари.

На чинне піднесення схилів, що обмежують Текеський грабен з півдня, вказує сучасне відсування корита ріки на північ в урочищі „Текес“.

Цілковита невиробленість не тільки долин сучасних лівих протоків, але й самих річкових корит, що значною мірою покищо мають розгалужений вигляд, стверджує наявність цього процесу. Великі протоки лівого відгалуження Текеса розбігаються тут по цілком рівній площі, вкритій рінняковими виносами. Де-не-де на шляху протоків трапляються приступки в пухлих породах заввишки на 1—1½ метри і з них швидкоплинна вода падає шумливими водоспадами. До того ж площу урочища „Текес“ на широкому її просторі заносять нині ріннякові та піскуваті виноси. Можливо, це свідчить про часткове піднесення її, що тепер відбувається. Нижче за течією р. Текес підмиває лівий берег, і з цим пов'язано постання останків тераси, що опинилися вже праворуч від діючого корита ріки.

Річки Урта-Капкак та Улькун-Капкак, по виході з гір Дегерез, плінуть цілком невиробленими, з ледве помітною угнутістю, улоговинами, якщо тільки можна так назвати те місце рівнини, що ним течуть ці річки. Берегів долин тут немає; річкові корита позначено простопадними приступочками раптом на 35—70 см заввишки над рівнем води.

Р. Текес на гирлі р. Улькун-Капкака та трохи нижче не має будь-яких виразно накреслених терас, не вважаючи на досить швидко, хоч і надзвичайно покручену течію.

Всі ці ознаки доводять цілковиту молодість долин річок на вищезазначених ділянках, що пов'язано з відновленням лише початкових стадій циклу ерозії, зумовленого орбгенетичними рухами, що відбуваються й тепер у районі.

Ці рухи, звичайна річ, можуть виявлятися одночасно у піднесенні одних ділянок та в зануренні інших.

Могутні рухи й піднесення кінця третинного періоду й початку четвертинного, як вияв альпійської орогенії, відбиваючись на змінах кліматичного режиму в певному напрямі, в дослідженому від нас районі Центрального Тянь-Шаня, як і на всій земній кулі, спричинилися до постання четвертинних зледенінь.

Питання про давні зледеніння в горах Середньої Азії, разом із тим і в Тянь-Шані, має свою зовсім не довгу історію. Ще такий славнозвісний дослідник, як І. В. Мушкетов, був переконаний, що „древнее оледенение Тянь-Шаня мало отличается от современного“¹⁾.

Проте вже Н. А. Северцов зазначав ознаки найбільшого розповсюдження давніх льодовиків, що він їх спостерігав на височині 1363 метри (Кастек) і навіть на височині 767 метрів (Макмал). Щоправда, І. В. Мушкетов ставився до цих указівок не дуже довірливо і, певна річ, мав на це деякі підстави.

Та ось І. В. Ігнат'єв, організатор експедиції на Хан-Тенгри, говорячи про Музартську ущелину, констатує, що „оно (ущелье) было все заполнено древними ледниками“. Льодовики спускалися тут до височини 2068 м. За вказівкою співучасника експедиції А. Н. Краснова, давні льодовики верховин р. Сари-джасу спускалися долиною більше як на 60 кілометрів нижче, аніж сучасні.

Співучасник експедиції В. В. Сапожнікова, — М. Фрідріхсен констатує давні морени в межах Сари-джасу на височині 2130 метрів.

Г. Е. Грум-Гржимайло „конечные морены, неслоистые отложения и эрратические валуны“ знаходить у Східньому Тянь-Шані на абсолютній височині 1950—1100 метрів.

Огже Г. Мерцбахер, як бачимо з наведеного, не цілком був справедливий, коли, торкаючись року 1904 в друку наслідків своїх дослідів у царині давнього зледеніння, казав про „eine bisher für den Tian-Schan nicht festgestellte Glazialepoche“²⁾.

Нині питання про давнє четвертинне зледеніння Тянь-Шаня, що набагато перевищувало сучасне зледеніння, а так само й інші пов'язані з ними пи-

¹⁾ И. В. Мушкетов. Туркестан. Том первый. Часть первая. Изд. второе, значительно дополненное. Петерб. 1915. Стр. 237.

²⁾ Forschungsreise im Tian-Schan von Gottfried Merzbacher. Separat-Abdruck aus den Sitzungsberichten der mathem.-phys. Klasse der. Ksl. Bayer. Akademie der Wissenschaften. Bd. XXXIV. 1904. Heft III. München. 1904. Стор. 280.

тання, можна вважати за цілком і категорично розв'язані наступними дослідками.

Про те є ще ціла низка питань, що їх так чи так пов'язано з цим зледенінням — питань і основних і таких, що стосуються деталей та що залишаються не остаточно з'ясованими. Лише за умов систематичного студіювання й під час суцільно-пляцових дослідів та з хорошими топографічними мапами з різних діляниць даної гірської країни і, нарешті, загальне введення одержаних наслідків повинно призвести до остаточної висновків.

Я маю викласти тут тільки побіжно наслідки моїх власних спостережень, що стосуються зазначених питань в районі досліджень 1915 року.

Ознаки давніх зледенінь я дослідив у 27-ми долинах району. Долини ці такі: 1) Кокджар (Каркара), 2) Джагак. 3) Кубергенти, 4) Аю-сай, 5) Джолдиз-сай, 6) Туз, 7) Тіек, 8) Чокморташ, 9) Турук, 10) В. Джаланач, 11) Джель-Каркара, 12) Текес, 13) Орто-Капкак, 14) Улькун-Капкак, 15) Туук-аша, 16) Кунтемес, 17) Іглік-сай, 18) Базунбай, 19) Туук-Капкак, 20) Баян-кол, 21) Саурук-сай, 22) Ала-айгир, 23) Ашу-тур. 24) Бодобек-сай, 25) Ізбушка, 26) Ак-куль, 27) Нарин-кол.

В цьому районі я дослідив давні кари та рівні їх розпологу, цирки, трого, ригелі, приступки, шліфовані скелі, баранячі лоби, моренові нагромодження, карові, льодовикові й моренові озера, флювіогляціяльні тераси й таке інше; констатував безсумнівні ознаки двох зледенінь і натяки на ще інші давніші зледеніння, стадії затримок у відступальному рухові льодовиків останньої льодовикової епохи тощо.

Останнє зледеніння визначається яскравістю документів, що воно їх залишило скрізь.

Великі льодовики цієї епохи, починаючись у багатьох випадках в яскраво накреслених цирках, долішніми кінцями своїми сягали до абсолютних величин від 2707 м до 2062 м.

Найбільшим розміром визначався льодовик Кокджарський, що був завдовжки 47,5 км, охоплював площу близько 183 кв. кілометрів та спускався до абс. височини на 2573 м. Наступий за ним щодо розміру був Баян-кольський льодовик, — він сягав 40,5 кілометрів довжини й охоплював площу на 121 кв. км, а спускався до височини 2170 м. Далі йдуть льодовики Теке-ський та Улькун-Капкакський, що були кожен по 32 км завдовжки й займали площу по 68 кв. км кожний.

Льодовик Нарин-кольський мав довжини 16 км, спускався до абсолютної височини 2141 м і займав площу близько 24 кв. км. Інші самостійні давні льодовики останньої льодовикової епохи були меншого розміру.

Трого давніх льодовиків, що ми їх визначали на підставі величин шліфованих скель та зламу ребра плеч, в залежності від орографічних умовин та від того чи того положення в певній частині трого, де їх спостерігаємо, мають різну глибину від 150 до 700 м і більше. Так глибина трого Кокджарського льодовика в верховині, нижче спливу р. Джагак — 298 м; глибина

того самого трогу в середній його частині, нижче гирла р. Кубергенти — 426 м. Глибина Нарин-кольського трогу коло горішньої межі лісу — 150 м. Скелі трогу Сари-койнов (верховина Баян-колу) шліфовані до височини близько 700—770 м. Давній льодовик Сари-джасу виорав трог на глибину близько 400—450 м та близько 5—6 км завширшки.

Долину Сари-джасу Г. Мердбахер вважає за найбільшу та найголовнішу з усіх долин Центрального Тянь-Шаня.

Троги головних долин здебільшого переzagлиблені відносно другорядних бічних долин, напр.: трог Кокджара навпроти переходу Кубергенти — відносно бічної долини, що йде від давніх цирків гір Аю-сай. Але великі бічні долини повднюються з головною без приступків, не зважаючи на те, що в деяких випадках льодовики їх не доходили до головної долини.

У троггах останнього зледеніння на різних височинах частенько спостерігаємо до трьох кінцевих морен відступання, а інколи й до чотирьох. Деякі з них загачують досить великі моренові озера. У трогові Базун-байському саме до таких належить озеро Кара-куль, в Ак-кульському — оз. Ак-куль, у трогові долини р. Ізбушка — оз. Джасик-куль. Звичайнісіньким явищем є те, що вище кінцевих морен спостерігаємо озеруваті поширення з майже поземим дном, що по ньому річка розгалужується на справжню сітку численних рукавів. Нижче кінцевої морени річка часто-густо спадає бурхливими бурунами з приступка. Наприклад, у долині Нарин-колу на віддалі одного кілометра нижє горішньої межі лісу, на зовнішньому боці кінцевої морени спостерігаємо значний приступок у дні троггу.

Давні флювіогляціяльні поклади в дослідженій країні мають надзвичайно могутній розвій.

Річки тут нижче кінців давніх льодовиків на виході з гір мають у своїх долинах від трьох до п'яти чудово виявлених флювіогляціяльних терас.

Ці тераси, за винятком однієї чи двох — головних — ніяк не можна паралелізувати з окремими зледеніннями, а тільки — із стадіями затримок у відступальному рухові льодовиків останньої льодовикової епохи. Вони від гірських підніжжів глибоко вдаються в гори і в багатьох випадках цілком виразно зв'язуються з відповідними стадіяльними кінцевими моренами. В напрямі до низу кількість терас збільшується. Так, наприклад, у трогові р. Текес-Тіека в середній частині течії спостерігаємо одну флювіогляціяльну терасу, нижче — дві, ще нижче — три, а в двох кілометрах вище впадання р. Текес-Тіека в р. Текес — чотири чудово виявлених ступені.

Височина снігової межі в головний момент останньої льодовикової епохи, що ми цю межу встановлюємо на підставі височини долішньої межі розпросторення тут давніх карів, становить 2960 м, маючи коливання височини від 2643 до 3156 м.

Пересічна височина сучасної снігової межі на підставі 59-ти визначень дорівнює 3805 м.

Отже депресію снігової межі за останньої льодовикової епохи для нашого району дослідів ми визначаємо на 845 м.

У високішому, як рівняти з вищенаведеним, східчасто розкладеному ставі давніх карів ми схильні вбачати вказівки на стадіяльне положення снігової

межі за часів відступання льодовиків останнього зледеніння. Таких послідовних ступенів, неначебто можна накреслити три: I) 3345 м, II) 3477 м і III) 3630 м.

Вищесхарактеризовані давні льодовики дослідженої країни належать до великих складних долинових льодовиків альпійського типу, що їх язики не виходили за межі гірських долин.

Розміри зледеніння цієї епохи в даному районі ми виміряємо площею на 1160 кв. км. Це становитиме щодо цілої дослідженої площі (8839 кв. км) близько $\frac{1}{3}$ частини її. Площу ж снігів останнього зледеніння, коли прийняти правило, що його встановлено для Альпів, а саме: що площа живлення стосується до площі абляції, приблизно, як 3:1,—довелося б визначити цифрою близько 3000 кв. км. Але, беручи на увагу інші континентальніші взагалі умовини клімату в Тянь-Шані, ніж в Альпах, що, видимо, були й за льодовикової доби, як і тепер, ми мусимо приймати трохи інші взаємини площі живлення та площі абляції для дослідженого від нас району. Ці взаємини для нашого району ми не можемо покищо вважати за остаточно з'ясовані.

Окрім яскраво виявлених ознак одного зледеніння в нашому районі, спостерігаємо й інші, хоч вони почасти притерті та зруйновані вже часом, проте в багатьох випадках ці ознаки ще досить виразні. У долині р. Туз, на височині близько 200—300 метрів над укритим мореною дном невеликого трого цієї долини спостерігаємо ератичні наметні. Можливо, що вони належать до останнього зледеніння, але правдоподібніше буде припустити, що їх на цій височині відклали льодовики попереднього зледеніння, коли долина ще не була вироблена до рівня дна, вкритого мореною наступного зледеніння.

Виразніші ознаки двох зледенінь можна спостерігати по інших місцевостях, а саме:

У долині р. Нарин-колу на горішній межі лісу спостерігаємо виразні ознаки двох вставлених один в один трогів. Дно чудово накресленого найновішого трого являє яскравий мореновий краєвид. На правому боці долини, на височині близько 150 м спостерігаємо терасувату ступінь, що її вкриває морена давнішого зледеніння.

У верхів'ї р. Капкака можна бачити два вставлених один в один трого. Глибина давнішого трого має близько 100 метрів.

У верхів'ї головної галузі р. Ашу-тур східньої виступають подекуди ознаки так само вставлених один в один двох трогів.

У правому верхів'ї р. Текеса на перебігу близько $8\frac{1}{2}$ кілометрів нижче джереловищ її, крім трого останнього зледеніння накреслюється ще й інший просторіший трог, що його плечі та початкові цирки доходять майже до верховин околишніх гір.

Можна припустити, що цирки давнішого зледеніння, коли сприяли відповідні орографічні умовини для їхнього постання, виникали ближче до північних країв гір, аніж цирки останнього зледеніння. Це мусимо сказати, наприклад, про цирки р. Текеса, Уч-кашки та про деякі інші. Цирки ж останнього зледеніння, відсунуті порівнюючи далі в глиб гір, здійснюються й до більших височин.

Вище скелястої частини трогоу правого Джагака в верхів'ях р. Кокджара на лівому облавковій долини виразно помітно в скелях три послідовних приступки — плечі недоруйнованих наступними процесами решток, уставлених один в один, трьох трогів.

Зрідка трапляється помічати невиразні ознаки ніби чотирьох послідовних трогів.

Взагалі ж, у верхів'ях річок хоч і трапляється іноді спостерігати ознаки давніших зледенінь, проте вони тут здебільшого дуже невиразні, надто спорядичні і, загалом кажучи, не завше переконливі.

Зате по нижчих частинах долини, де зникають уже ознаки останнього зледеніння, і особливо на виході з гір ознаки давнішого зледеніння виступають подекуди аж надто виразно.

Праворуч від долини р. Каркари, в долині струмка Сар-джайляу-булак, що має виразну трогову будову, нижче перевалу Сарт-джол, що підноситься на височину тільки 3371 м, спостерігаємо могутні, оповиті сивою давниною, подовжні морени. А втім скільки-будь виявлених давніх цирків у верхів'ях струмка годі шукати, їх нема.

Трохи нижче, долиною Каркари (Кокджара), кілометрів на 10 нижче кінця давнього Кокджарського льодовика та кілометрів на 5—6 вище виходу названої ріки з гір, на височині близько 213 м над дном сучасної долини Каркари, праворуч розгортається широка тераса з типовим мореновим краєвидом на її поверхні і неправильна погорбованість, моренові озерця в замкнених казановинах, наметневі суглинки в нерясних штучних відслоненнях, — все це навкруги добре задерновано та оповито серпанком давньої давнини.

Гори Кільчик-пай ліворуч від виходу долини Каркари з гір становлять дугасто вигнутий гребінь заввишки близько 400 м. Із вищенаведеного перетину довідуємось, що їх укрито могутньою товщею наметневого суглинку, що знижується на підніжжі цих гір до абсолютної височини 1980 м.

Такі самі наметневі суглинки широко розвинені і праворуч від виходу Каркари з гір. На них ми натрапляємо й по інших периферичних північних частинах головного горсту нашого району: вони вкривають площу невисоких гір Джень-Каркара, Ак-кошт, Карагай. Від цієї площі, на схід від могили Арчал на підніжжі гір Бас-огли-тав простяглася висока, різко виявлена, найдавніша та найвища із спостережених у долині Текеса, тераса; вона складається з грубого, добре обкачаного флювіогляціального ріняччя. Ця флювіогляціальна тераса має безперечний зв'язок з мореновими нагромадженнями гір Ак-кошт.

Такі самі ріняки вивершують і невисоке пасмо східного краю гір Дегерез праворуч від долини р. Укурчі.

Ближче до скраїн гір ми натрапляємо на нерясні, порівнюючи дуже низько розташовані, давні кари, що їх, як видно, треба зчислити до передостаннього зледеніння. Ці кари лежать на пересічній абсолютній височині 2291 м, значно нижче (на 671 м) карів останнього зледеніння. Депресію снігової межі передостаннього зледеніння, вирахувану на підставі височин цих карів, у порівнянні з сучасною сніговою межею даних гір, ми визначаємо цифрою 1514 м.

Усі ці ознаки давнішого зледеніння не мають жадного зв'язку з далеко свіжішими документами, що їх залишило по собі останнє зледеніння. Ці ознаки

звичайно, доводиться спостерігати вже там, куди безпосередній вплив льодовиків останньої льодовикової епохи не сягав.

Ми мусимо зупинитися тут трохи на питанні про флювіогляціальні поклади льодовикових епох у дослідженому районі Тянь-Шаня. Вони в порівнянні з аналогічними покладами Полудневого Алтаю вражають своїм надзвичайно могутнім розвоєм.

Цілком зрозуміло, чому діяльність водних агентів під час відступання давніх льодовиків повинна була виявитися тут могутніше, ніж там: цьому сприяло географічне положення Тянь-Шанської гірської системи, де безпосередній вплив енергії соняшного проміння на льодові маси повинен був значно інтенсивніше діяти, ніж на Алтай.

У зв'язку з цим у Тянь-Шані повинен був відбутися особливо могутній руйнівницький вплив водяних потоків на сліди, що їх позалишали були льодовики.

Ось чому ознаки величезного розвитку льодовиків передостанньої льодовикової епохи ми можемо констатувати тільки там, де для їх заховання були виключно сприятливі умовини. Сліди ж ще давніших льодовикових епох тут ми можемо зазначити здебільшого тільки провізорно.

Крім впливу ерозії та екзарації з боку льодовиків останньої епохи, на зхованні слідів передостаннього зледеніння повинна була відбитися ще одна, на нашу думку, надто істотна обставина:

Треба припустити, що в епоху цього зледеніння Центральний Тянь-Шань являв собою могутній, ускладнений тільки скидами, надим, а кволо ще розчленованими розлогами високогірськими плято. Ці плято були вкриті поспільною фірново-льодовою поволокою типу Скандінавських льодовиків, але грандіознішою; серед них у вигляді велетенських „нунатакі“ здималися останки колишніх фалдівних гір доби варисційського (герцинського) пофалдування — шпилі Хан-Тенґрі, Семенова, „Мармуровий Мур“ та деякі інші.

Натяк на щось подібне, як далекий і надто кволий відгук минулих льодовикових епох, спостерігала на височенних високорівнях сумежного з Тянь-Шанем Паміра радянсько-германська експедиція 1928 року в межах колишньої „Білої Плями“.

Вищезгадана крижана поволока дослідженої від нас частини Тянь-Шаня посилає по периферії гір численні льодовикові язики. До глибокого Каркара-Текеського грабена на півночі спускалися розмірно, короткі, з огляду на стрімчастість у цьому напрямі схилів, язики, що по виході їх з меж горсту на площу грабена утворювали тут „віяла“ Аляскінського типу, а, може бути, почасти також „панцери“ типу Маляспіна.

У зв'язку з таким типом льодовиків передостаннього зледеніння ми не спостерігаємо тут відповідних могутньо розвинених льодовикових цирків: за тієї епохи льодовики жилилися, головним чином, не з цирків а, з суцільних фірново-льодових поволок височенних плято.

Деяке розчленування високогірських пенеПЛенових плято льодовиковою денудацією передостанньої льодовикової епохи, а головним чином водяною денудацією та іншими агентами наступної межильодовикової епохи, відповідно підготувало ґрунт до інших форм, іншого типу льодовиків останнього зледеніння в Центральному Тянь-Шані, що визначалося взагалі меншими розмірами,

ніж попереднє зледеніння. Це останнє мало великі складні долинові льодовики альпійського типу. Діяльність цих льодовиків спричинилася до розробки більш або менш виразно виявлених цирків та карів і трогових долин на цілому їх перебігу.

Такі в стислих словах наслідки наших спостережень щодо давніх зледенінь у межах північної частини вузла Хан-Тенгри Центрального Тянь-Шаня.

Коли я пробую тепер на підставі особисто здобутих матеріалів зіставити наслідки моїх багаторічних дослідів у Полудневому Алтаї та на Україні (в Середній Наддніпрянщині) з наслідками дослідів у Центральному Тянь-Шані, то перед очима вимальовується картина, що дає підстави зробити деякі синтетичні висновки, що можуть ствердити певну законичну погодженість у явищах зледенінь в Європі та Азії, яка збігається навіть у деяких подробицях.

На це зіставлення я дивлюся, як на одну з перших спроб, і пропоную його лише, як робочу схему, що повинна так чи так допомогти розібратися в надзвичайно цікавих і складних подіях з галузі геологічної динаміки за четвертинного періоду, що її вплив на життя та розвиток людської культури треба вважати за незмірно великий. В дальшому процесі роботи, звичайно, ця схема повинна підлягати вдосконаленню. Зіставляючи згадані наслідки спостережень, я буду спиратися виключно на факти, здобуті власними дослідями.

У своїх друкованих працях, що стосуються до Полудневого Алтаю, в ті часи, коли саме питання про можливість широкого давнього зледеніння цих гір було поставлене на цілком новий ґрунт, мені доводилося щодо узагальнень бути надто обережним. Я говорив тоді про не менше, як два великих давніх зледеніння за четвертинної доби, що їх зазнала на собі ця країна. Тоді ж таки я зазначав, що кінці льодовиків, як і цирки „давнішого“ зледеніння, спускалися нижче, ніж кінці льодовиків „давнього“ зледеніння. У трогих останнього давнього зледеніння я констатував у Полудневому Алтаї до трьох послідовно розташованих кінцевих морен, що свідчить про стадії затримок у загальному відступальному рухові льодовиків останньої льодовикової епохи.

Тепер я вважаю за можливе поставити питання про паралелізацію „давнішого“ зледеніння в Полудневому Алтаї (тобто передостаннього) з ріським зледенінням, а „давнього“ (останнього) там же із вюрмським Західньої Європи; щодо трьох стадіяльних кінцевих морен Алтаю, то їх у такому разі доведеться паралелізувати із стадіями Bühl, Gschnitz, Daun у відступальному рухові вюрмських льодовиків Альп.

Вивчаючи стратиграфію четвертинних покладів на Україні, спершу в районі канівських дисльокацій, в межах Дніпрового язика давнього зледеніння, мені вперше року 1923 довелось вирізнити над мореною два стратиграфічні поверхи лесу, розмежовані типовим чорноземельним, але до певної міри здеградованим, копальним ґрунтом з давніми кротовинами в підґрунті. Тоді таки я викрив у першому, горішньому поверсі надморенової лесової товщі три просмужки легкого гумусового потемніння ¹⁾.

¹⁾ В. Різниченко. До четвертинної історії району канівських дисльокацій. — Вісник Укр. Відділу Геологічного Комітету. Вип. 5. 1924.

Це було стверджено з відповідною мірою деталізації моїми дослідженнями наступних років по всій Середній Наддніпрянщині в межах давнього зледеніння.

Як переконаний прихильник погляду на вогкість взагалі льодовикових епох і сухість межильодовикових та польодовикової епохи, я вищезазначені факти трактував так:

Два поверхи лесу над мореною Дніпрового язика свідчать про те, що це найбільше зледеніння, яке залишило по собі документи на значній частині території України, треба зачислити до ріської епохи. Копальний ґрунт, що розділяє товщу надморенового лесу, я тлумачив, як ознаку, що свідчить про звогчення клімату, відповідно до останньої (вюрмської) льодовикової епохи; а три просмужки гумусового потемніння я пов'язував з деяким зачатковим підсиленням ґрунтотворчих процесів у залежності від кліматичного коливання в бік звогчення, відповідного стадіям Bühl, Gschnitz, Daun в остаточному відступальному рухові льодовиків вюрмської епохи.

Коли звернутися тепер до того, що дають спостереження на дослідженій від нас території Центрального Тянь-Шаня, то й тут знаходимо ознаки, що свідчать про загальну погодженість явищ.

Вельми знаменним буде те, що в стосунку до давніх зледенінь на північних схилах вузла Хан-Тенґрі ми спостерігаємо ознаки тих самих явищ, що ми їх констатували в Полудневому Алтайі і на Україні. Наймогутнішим зледенінням тут, як і в тількищо згаданих країнах, є передостаннє зледеніння. Стадії затримок у відступальному рухові льодовиків останньої льодовикової епохи тут, як і там, однакові. Це стверджується так наявністю числа морен відступання, як і стадіальними флювіогляціальними терасами, а почасти також числом ступенів давніх карів.

Уважно додивляючись до найновішої геологічної історії на півночі вузла Хан-Тенґрі та зіставляючи дані, що стосуються їх зледенінь, можна прийти до переконання, що зледеніння району це є до певної міри функція тих тектонічних процесів, що ними живуть і дихають гори, процесів, пов'язаних з внутрішнім життям Землі взагалі. Визнаючи ж погодженість епох та фаз горобудування на всіх просторах Землі, ми неминуче мусимо прийти до логічного висновку про загальну погодженість і епох зледенінь.

А коли це так, то цілком логічно буде вже тепер робити спробу синхронізувати явища льодовикового періоду, не обмежуючись окремими, хоча б і великими на розмір країнами, а для цілої сукупності країн.

Наведені нижче дані наших дослідів для таких країн як Алтай, Тянь-Шань та Україна начебто дають підстави вважати, що така спроба має вже свої ґрунтовні підвалини.

Щодо цього вважаю не зайвим пригадати, що за останні роки (1927—1929) аналогічні спроби робили для Кавказу А. Л. Рейнгард ¹⁾ та для Джунгарського Алатау Н. Н. Горностаєв ²⁾, і наслідки їхньої праці в основному цілком збігаються з нашою спробою.

¹⁾ А. Л. Рейнгард. Ледниковые эпохи Кавказа и их отношение к ледниковым эпохам Альп и Скандинавии. Труды Ленинградского О-ва Естествоиспытателей. 1927. Стр. 143—152.

²⁾ Н. Н. Горностаєв. Четвертичные отложения у северных подножий Джунгарского Алатау. Известия Зап.-Сиб. Отдел. Геолог. Ком. Том IX, вып. 1. Томск. 1929. Стр. 71—79.

Останній автор, підсумовуючи загальний огляд четвертинної історії північних підніжжів Джунгарського Алатава та роблячи спробу паралелізації четвертинних покладів цієї країни з відповідними покладами Західньої Європи, каже: „Хід змін клімату на протязі від міндель-ріської межильдовикової епохи до сучасности, що відбувається на наших очах, виявляється однаково на всіх просторах від Скандинавії та Альп до Середньоазійських пустель. Навіть дрібні варіяції клімату горішньочетвертинної епохи проходять цілком згідно й рівнобіжно“ (стор. 76—77).

Сучасні льодовики північних схилів вузла Хан-Тенґрі я дослідив по джереловищах таких річкових систем району: 1) у джереловищах Улькун-Капкака, 2) лівобічної (перевальної) галузі Ашу-тур східньої, 3) правобічної (головної) галузі Ашу-тур східньої, 4) у джереловищах системи р. Нарин-колу та 5) у горах Огли-тас-тав (джереловища Кур-Каркари, Джель-Каркари та лівобічного допливу правобічної галузі верхів'їв Текеса.

Досліди діючих льодовиків за браком часу переведено не цілком докладно. Виконано висхід на 11 льодовиків району.

Констатовано на дослідженій площі 74 діючих льодовики. Коли ж сюди прилучити ще льодовики лівобічних верхів'їв р. Сари-джасу та джереловищ західньої Ашур-тур, що залишалися поза межами району наших поспільних дослідів, але зареєстровані на нашій мапі, то загальна кількість льодовиків буде тут 90, що охоплюють площу на 204 кв. км. Площа льодовиків властивого району наших дослідів дорівнює 116 кв. км.

Льодовики цілої площі, що їх заведено на мапу, розподіляються за категоріями так:

1. Альпійських складних	12 льодовиків
2. Альпійських звичайних	37 „
3. Підковуватих	2 „
4. Висячих	14 „
5. Карових	27 „

За системами річок льодовики мають такий розподіл:

У джереловищах р. Улькун-Капкака (площа зледеніння — 4,244 кв. км)	10 льодовиків
У джереловищах лівобічних верхів'їв р. Сари-джасу (пл. злед. — 82,171 кв. км)	8 „
У джереловищах західньої Ашу-тур (пл. злед. — 6,204 кв. км)	8 „
У джереловищах лівобічної галузі східньої Ашу-тур (пл. злед. — 3,099 кв. км)	5 „
У джереловищах правобічної східньої Ашу-тур (пл. злед. — 13,736 кв. км)	14 „
У джереловищах системи Баян-колу (пл. злед. 87,661 кв. км)	29 „
У джереловищах Нарин-колу (пл. злед. — 5,359 кв. км)	10 „
У горах Огли-тас-тав (пл. злед. — 1,728 кв. км)	6 „

Коли виключити систему р. Сари-джасу, що не входила, як це зазначено вище, в район наших дослідів, то головні маси льодовиків, як це ми бачимо, групуються в південно-східньому куті району в джереловищах рр. східній Ашу-тур та Баян-кол.

У супереч літературним вказівкам, у джереловищах р. Каркари (Кокджар) діючих льодовиків немає.

Не точна також вказівка Г. Мерцбахера, що каже, ніби в джереловищах р. Ак-куль та в джереловищах р. Базун-бай (річка, що „живить озеро Каракуль“) льодовиків немає. У джереловищах першої річки є п'ять діючих льодовиків, а в джереловищах другої річки — три діючих льодовики.

Сучасне зледеніння дослідженого від нас району Центрального Тянь-Шаня, як порівняти його з давнім зледенінням, незначне. Площа льодовиків вюрмської епохи на північних схилах вузла Хан-Тенґрі в дев'ять раз перевищувала площу досліджених там від нас сучасних льодовиків. Разом із тим розміри сучасних льодовиків північних схилів вузла Хан-Тенґрі в даному районі набагато менші за сучасні так само льодовики східних схилів цього вузла, а надто за розміри льодовиків західних, де Г. Мерцбахер викрив такі льодовики-велетні, як льодовик Інильчек, що має близько 60 км довжини.

Найбільші льодовики в нашому районі будуть Сарикоїнов 1-й та Сарикоїнов 2-й, — вони мають довжини раптом близько $8\frac{1}{2}$ км та близько $6\frac{1}{2}$ км. Інші з головних льодовиків будуть ще менші, а саме: Сауруксайський головний льодовик буде завдовжки 5,112 км, Карасайський головний 4,240 км, Ашутурський головний — 4,047 км.

Виникає цікаве питання: чим можна пояснити, що льодовики дослідженого від нас північного схилу велетенського вузла Хан-Тенґрі відзначаються невідповідно малими (кажучи відносно) розмірами?

Окрім кліматичних умовин, а зокрема умовин розподілу вологи, що її приносять панівні вітри, першорядне й вирішальне значення мають тут орографічні умовини: даний випадок — це разючий приклад того, як впливають ці умовини на розмір діючих льодовиків.

У той час, як величезний льодовик Семенова, що лежить на західному схилі вузла й має довжини близько 32 км, у долішній третині його цунґа має ухил на О—052, льодовик Ашутурський головний, що живиться разом із льодовиком Семенова із спільних снігових ланів, але належить до системи Баян-колу та спускається на північні схили, має ухил язика 0,116, а завдовжки він — раптом 4 км. Перший з них кінчається на абсолютній височині 3336 м, а другий — на височині 3596 м.

Цим ми і закінчуємо наш короткий нарис умовин сучасного зледеніння в дослідженому районі.

Постає цікаве питання: як же уявляється нам дальший хід явищ льодовикового порядку в даній гірській країні в геологічно недалекій майбутності?

Ознаки горотворення, що триває ще й тепер, і добре погоджені з цим ознаки найновішого відмолодження циклу ерозії, а також причиново пов'язані з ними ознаки збогчення клімату, що виявляється в розгортанні ґрунтотворчих процесів на горішньому поверсі лесу, — це все в віщуни нового прийдешнього, значно ширшого, ніж сучасне зледеніння, що має насунутися на гірську країну.

Цю, покищо надто недосконалу, прогнозу щодо майбутніх кліматичних змін ми могли поширити і на наш край, коли б узяли до уваги встановлений факт насування лісів у межах України на степ за сучасної нам епохи четвертинного періоду та безпосередньо з ним зв'язані різні стадії деградації чорноземельних ґрунтів.

Ці події і зміни майбутнього ми повинні, звичайна річ, виміряти не в перспективі часу людської історії, а лише історії геологічної.

С П

СИНХРОНІЗАЦІЇ ПОДІЙ ЗА ЧЕТВЕРТИННОЇ ДОБИ НА УКРАЇНІ, В ПОЛУДНЕВОЇ
В ЗАХІДНЬОМУ

Альпи Alb. Penck und Ed. Brückner (1909 р.)	Західний Кавказ А. Л. Рейн- гард (1928 р.)	Центральний Тянь-Шань В. Різняченко (Досліди 1915 р.—доповідь на III Всесоюзн. З'їзді Геологів 1928 р.)	Полудневий Алтай В. Різняченко (Досліди 1908—1912 рр., друковані праці 1912—1915 рр.)
Алювій	Польодови- кова доба	Польодовикова доба За першої половини доби закінчення процесу утворення горішнього лесу. Ознаки наступного звогнення клімату за другої половини доби (утворення ґрунту на горішньому лесі). Ознаки тектонічних рухів у землетрусах та поволачній циклу ерозії. Прийде швидке залядення.	Польодовикова доба За першої половини доби процеси пустельного звільнення та розвіювання, що з боку зайшли в гори. За другої половини доби ознаки деякого звогнення клімату, що виявилось в формуванні на підгірських лесах чорних мелених та брунатних ґрунтів.
Лаун (Daun). Депресія 400 м	Аманаузьська стадія. Депресія 300—400 м	Даунська стадія (3-я) Горішні стадіальні кінцеві морени (Нарин-кол, Баян-кол). Долішні (перші) стадіальні флювіо- гляціальні тераси. Кари 3570—3740 м. Депресія снігової межі близько 180 м.	Даунська стадія (3-я) Горішні стадіальні кінцеві морени (Бухтарма, Курчум, Саралка-булак-Кундузди).
Гжніц (Gschnitz). Депресія 600 м	Коначхр- ська стадія. Депресія 500—600 м	Гжніцька стадія (2-га) Середні стадіальні кінцеві морени (Нарин-кол, Баян-кол). Середні (другі) стадіальні флювіо- гляціальні тераси. Кари 3440—3310 м. Депресія снігової межі близько 530 м.	Гжніцька стадія (2-га) Середні стадіальні кінцеві морени (Бухтарма, Курчум, Саралка-булак-Кундузди).
Бюль (Bühl). Депресія 900 м	Тебердин- ська стадія. Депресія 800—900 м	Бюльська стадія (1-ша) Долішні стадіальні кінцеві морени (Нарин-кол, Баян-кол). Горішні (треті) стадіальні флювіо- гляціальні тераси. Кари 3260—3400 м. Депресія снігової межі коло 460 м.	Бюльська стадія (1-ша) Долішні стадіальні кінцеві морени (Бухтарма, Курчум, Саралка-булак-Кундузди).
Вюрм (IV) (Würm). Депресія 1300 м. Долішні тераси	Останнє залядення (IV). Депресія 1200—1300 м. Морени I тераси	Вюрмське залядення (IV) Яскраво виявлені цирки та трогови 27-ми досліджених долин; шліфовані й обточені кригою скелі; днові й подовжні морени, в деяких випадках кінцеві морени. Море- нові озера. Зв'язані з кінцевими моренами четверті флювіогляціальні тераси. Кари 2650—3150 м. Депресія снігової межі близько 850 м (з коливанням 650—1160 м).	Вюрмське залядення (IV) Яскраво виявлені цирки та трогови 38-ми досліджених долин; шліфовані й обточені кригою скелі; днові й подовжні морени, в деяких випадках кінцеві морени; карові, нові й льодовикові озера. Кари 2000—2300 м. Депресія снігової межі близько —700 м.

Постання горішнього лесу.

1-ий максимум
2-ий максимум

Б А
 ТАБ. ЦЕНТРАЛЬНОМУ ТЯНЬ - ШАНІ ТА ЗАХІДНЬОМУ КАВКАЗІ З ПОДІЯМИ

країна. район рік	Скандинавія Steinmann (jun.) 1926 р.	<p style="text-align: center;">У к р а ї н а</p> <p style="text-align: center;">Район канівських дислокацій. Середня Наддніпрянина В. Різниченко (Досіди 1923—1930 рр., друквані праці 1924—1930 рр.)</p>	
		<p style="text-align: center;">Польодовикова доба</p> <p>За першої половини доби закінчення процесу утворення першого поверху лесу на плято 1 на 2-ій, 3-ій та 4-ій надлукових терасах. Утворення барханів, а потім дюн у межах 1-ої надлукової тераси (вюрма II). За другої половини доби звогчення клімату і як наслідок формування чорноземельних ґрунтів. Дальше звогчення спричинилося до наступу лісів та деградації чорноземель, в чому можна вбачати провіщення нового наступу зледеніння.</p>	
		<p style="text-align: center;">Даунська стадія (3-я)</p> <p>Перша просмужка легкого гумусового потемніння в горішньому підповерсі першого поверху лесу.</p>	<p>Утворення горішньої частини (підповерху) першого поверху лесу, що своєю поволокою вкрив усі поклада плято, міндельської, ріської та вюрма I терас Дніпрової долини. Процес навіювання цього підповерху лесу підпадав за часів стадій затримок у відступальному рухові льодовиків останнього зледеніння, що й позначилося утворенням гумусових просмужок, відповідних стадіям бюль, гжніц, даун.</p>
		<p style="text-align: center;">Гжніцька стадія (2-га)</p> <p>Друга просмужка легкого гумусового потемніння в горішньому підповерсі першого поверху лесу.</p>	
		<p style="text-align: center;">Бюльська стадія (1-ша)</p> <p>Третя просмужка легкого гумусового потемніння в горішньому підповерсі першого поверху лесу.</p>	
максим. м. ієна аса. ім. шня аса	Зледеніння III, останнє	<p style="text-align: center;">Вюрмське зледеніння (IV)</p> <p style="text-align: center;">2-й максимум</p> <p>Вюрмський інтерстадія</p> <p style="text-align: center;">1-й максимум</p>	<p>У межах плято і міндельської тераси формування горішнього підповерху першого поверху лесу. Утворення першої надлукової тераси (піскової, „борової“) з початковою стадією формування четвертого згори приступка (тераса вюрма II). На початку 2-го максимуму вюрма — Журавська палеолітична стація.</p> <p>Утворення долішньої частини (підповерху) 1-го поверху лесу. Наприкінці вюрм. інтерстадіялу ознаки тектонічного порушення тераси вюрма, що виявляються в піднесенні цієї останньої на деяких ділянках до рівня найдавнішої (міндельської) тераси. Наприкінці вюрм. інтерстадіялу Мізинська палеолітична стація.</p> <p>У межах плято і міндельської тераси формування долішнього підповерху першого поверху копаального ґрунту. Енергійний розмив та утворення балок на плято і четвертій (міндельській) та третій (ріській) надлукових терасах, що їх гирла виходять на рівень другої (вюрма I) надлукової тераси. Утворення другої (з одним поверхом лесу) надлукової тераси з початковою стадією формування третього згори приступка (тераса вюрма I).</p>

Альпи Alb. Pensch und Ed. Brückner (1909 р.)	Західний Кавказ А. Л. Рейн- гард (1928 р.)	Центральний Тянь-Шань В. Різниченко (Досліди 1915 р. — доповідь на III Всесоюзн. З'їзді Геологів 1928 р.)	Полудневий Алтай В. Різниченко (Досліди 1908—1912 рр.) друковані праці 1912—1915
Ріс-Вюрм (Шельська). Короткотри- вала. Млява ерозія	Коротко- тривала межильодо- викова епоха (3). Млява ерозія	Ріс-вюрмська межильодови- кова епоха (3) Утворення, головним чином за першої половини епохи, в долині Текеса нижче гірла Баян-колу долішнього лесу та лесу- ватих суглинків. Дисльокація ріських флювіогляціяльних та моренових покладів на виході Каркари з гір та в г. Кільчик-пай.	Ріс-вюрмська межильодови- кова епоха (3)
Ріс (III) (Riss). Найбільше зледеніння. Горішня тераса	Передостан- нє зледенін- ня (III). Морени та тераси II	Ріське зледеніння (найбільше) (III) Ознаки середнього з 3-х вставлених один в один трогів Джагака Морени Кільчик-пая, Карагая, Ак-кошта, північних схилів Копила. Найдавніша горішня (п'ята) флювіогляці- яльна тераса над р. Ір-су та коло могили Арча і в східній частині гір Дегерез (2000—2200 м). Найдавніші кари 2200—2400 м. Депресія снігової межі близько 1500 м. Наприкінці епохи початок утворення до- лішнього лесу.	Ріське зледеніння (найбільше) (III) Ознаки третього з 4-х лених один в один трогів Кара-каба. Лишки морен в долині редної течії Курчума. Ме- Уранкай-тара, Аю-кети Джайдака, Теректів, Ч дая, Уркара. Ознаки давніших з близько 1660 м з колиш 1450-1860 м. Депресія сні межі близько 940—1340
Міндель-ріс (Кромєрська). Довготри- вала й тепла. Потужна ерозія	Пре-ріс? Велика межильодо- викова епоха (2). Потужна ерозія	Міндель-ріська межильодови- кова епоха (2) Різка дисльокація солевмісних пліоцено- вих глин в г. Чуль-адир (р. Каркара).	Міндель-ріська межильодовико- ва епоха (2)
Міндель (II) (Mindel) Долішне поволочне річчяччя	Зледеніння (II). Тераса III	Міндельське зледеніння (II) Ознаки горішнього з 3-х вставлених один в один трогів у долині р. Джагак (права).	Міндельське зле- деніння (II) (?) Ознаки другого з 4-х лених один в один трогів верховині р. Кара-каба.
Гюнц-міндель (Сен-Пєстєська). Короткотри- вала. Невеличка ерозія	Здогадна межильодови- кова епоха (I) Невеличка ерозія	Гюнц-міндельська здогадна межильодови- кова епоха (I)	Гюнц-міндельська здогадна межильодо- викова епоха (I)
Гюнц (I). Горішнє поволочне річчяччя	Здогадне зледеніння. Лишки тераси IV	Гюнцське здогадне зледе- ніння (I) (?) Ознаки горішнього з 4-х вставлених один в один невразно виявлених трогів.	Гюнцське здогадне зледеніння (I) (?) Ознаки горішнього з 4-х вставлених один в один трогів на правому верховині долини Кара-каба. Не стерігається вище для останнє зледеніння на протязі близько 4-х трогів виразні три пристуки.

мечнина. середній Райн		Скандинавія	
<p>У к р а ї н а</p> <p>Район канівських дисльокацій. Середня Наддніпрянина.</p> <p>В. Різниченко</p> <p>(Досліди 1923—1930 рр., друквані праці 1924—1930 рр.).</p>			
G. Steinhmann (jun.) 1926 р.			
Лява розія	Межильодо- викова епоха (2)	Ріс-вюрмська межильодовикова епоха (3)	Утворення головним чином за першої половини епохи другого поверху лесу на плято, міндельській та ріській терасі.
	Коротко- тривала	Наприкінці епохи дисльокація третьої надлукової (ріської) тераси: абсолютна височина цієї тераси в районі Золотоноші 93—95 м, а в районі Озерища та Хоцьок вона ж мав 132—143 м.	
редня раса	Зледеніння II найбільше	Ріське зледеніння (III) (найбільше), що поволокою своєю досягло України	В межах льодовикової поволоки відкладання наметневих суглинків (морени) на плято та на міндельській терасі. Поза межами цієї поволоки формування другого пошлему копального ґрунту. В межах давньої долини Дніпра утворення третьої (з двома поверхами лесу) надлукової тераси, що складалося з таких моментів: 1) поглиблення ерозійної депресії, що сталася за попередніх епох, 2) відкладання ріської морени, 3) розмив цієї морени під час відступання льодовика, 4) відкладання флювіогляціяльних пісків ріського зледеніння з проверстками ріничиння, 5) локалізація плинучих вод і початкова стадія формування другого згори приступка. Наприкінці зледеніння початок навіювання другого поверху лесу на плято та на міндельській терасі, а також почасті ріській.
озія.	Прє-ріс?	Міндель-ріська межильодовикова епоха (2)	Утворення головним чином за першої половини епохи третього поверху лесу на плято. В межах четвертої надлукової (міндельської) тераси спочатку перевіювання міндельських флювіогляціяльних пісків і утворення барханів та дюн, що в їх долішніх верствах знайдено рештки <i>Elephas trogontherii</i> Pohlig (Канів), а потім—відкладання третього поверху лесу. У збіднілих на воду, почасті тимчасових протоках та річищах Прадніпра відкладання верстви зеленавих глинястих пісків з палюдиною фавною в <i>Paludina diluviana</i> Kunth. на чолі (Пивиха). Наприкінці епохи різка дисльокація Канева й Пивихи.
сока раса		Велика межильодо- викова епоха (I)	
ужна озія			
овна раса	Зледе- ніння I	Міндельське зледеніння (II)	Формування третього пошлему копального ґрунту на плято (Черепин, Бабинівка). В межах давньої долини Дніпра утворення найдавнішої головної четвертої надлукової (з трьома поверхами лесу і наметневими суглинками) тераси, що складалося з таких моментів: 1) розмив широченної депресії, 2) відкладання грубої товщі білих флювіогляціяльних пісків з проверстками ріничиння, 3) локалізація плинучих вод і початкова стадія формування першого приступка. Наприкінці зледеніння початок навіювання третього поверху лесу на плято.
ява озія		Гюнц-міндельська межильодовикова епоха (I)	Утворення головним чином за першої половини епохи четвертого поверху лесу на плято (Черепин, Бабинівка).
шня раса		Гюнцське здогадне зледеніння (I) (?)	Наприкінці зледеніння початок утворення четвертого поверху лесу.

Зледеніння на півночі гірського вузла Хан-Тенгри

Давнє зледеніння

(Вюрмська епоха)

Назва ріки	Абсолютна височина кінця давнього льодовика (метри)	Довжина (кілометри)	Широчина (кілометри)	Площа (кв. кілометри)	Коли другорядний, то чи доходив до головного
Каркара (Кокджар)	2573	47,6	3,8	182,79	
Джагак (лівобічна галузь джереловини Каркари)	—	8,1	0,9	6,93	доходив
Кубергенти (правобічний доплив)	2831	4,7	2,3	11,02	доходив
Аю-сай (лівобічний доплив)	—	7,7	1,6	12,30	доходив
Джодия-сай (лівобічний доплив)	—	7,5	1,5	11,16	доходив
Туз (правобічний доплив)	2727	6,4	1,7	10,93	не доходив
Тіек (правобічний доплив)	2954	3,4	1,7	5,83	не доходив
Чокморташ (правобічний доплив)	2954	4,5	4,4	19,60	не доходив
Турук { 1-а галузь	—	5,3	2,6	118,05	не доходив
(лівобічний доплив) { 2-а "	—	7,1	2,6		
{ 3-я "	—	19,2	2,6		
{ 4-а "	—	14,4	2,6		
В. Джаналач (лівобічний доплив) { 1-а галузь	2641	23,5	3,4	112,92	не доходив
{ 2-а "		9,6	3,4		
Джель-Каркара (правобічний доплив)	2463	7,3	1,1	7,74	не доходив
Площа допливів	—	—	—	316,48	
Загальна площа р. Каркари	—	—	—	499,26	
Текес	2707	32,0	2,1	68,31	
Лівобічна галузь має дві галузі	—	21,3	2,1	45,54	доходив
Загальна площа р. Текеса	—	—	—	113,85	
Орто-Капкак	—	13,9	2,8	38,48	
Кокбель-су (лівобічний доплив)	2899	5,1	2,3	12,02	не доходив
Загальна площа р. Орто-Капкака	—	—	—	50,50	
Улькун-Капкак	2062	32,0	2,1	68,31	
Туюк-аша (правобічний доплив)	—	7,3	1,7	12,39	доходив
Кунтемес (правобічний доплив)	—	6,0	1,3	7,65	доходив
Іглік-сай (правобічний доплив)	—	8,3	2,1	17,76	доходив
Базун-бай (правобічний доплив)	2588	17,1	1,7	29,14	не доходив
Туюк-Капкак (лівобічний доплив)	3089	12,8	1,5	19,13	не доходив
Площа допливів	—	—	—	86,07	
Загальна площа р. Улькун-Капкака	—	—	—	154,38	
Баян-кол	2170	40,5	3,0	121,15	
Саурук-сай (правобічний доплив) { 1-а галузь	2710	10,7	3,2	34,15	} доходив
{ 2-а "		—	5,1	3,2	
Ала-айгир (правобічний доплив)	—	8,5	4,3	36,43	доходив
Ашу-тур (лівобічний доплив)	—	21,3	2,8	59,20	доходив
Бодобек-сай (правобічний доплив)	—	7,5	1,1	7,97	доходив
Ізбушка (лівобічний доплив)	2909	4,3	1,4	5,92	не доходив
Ак-куль (лівобічний доплив)	2577	12,8	2,3	30,05	не доходив
Площа допливів	—	—	—	190,12	
Загальна площа р. Баян-колу	—	—	—	311,27	
Нарин-кол	2141	16,0	1,5	23,91	
Невеликі допливи (лівобічні)	—	10,7	1,3	13,66	не доходив
Загальна площа р. Нарин-ролу	—	—	—	37,57	
Разом				1165,98	

Зледеніння на півночі вузла Хак-Тешгі

Давні карни

(Ріська та вюрмська епохи)

В якій річці	Гірський кряж	Абсол. височина дна карна (метри)	Абсолютна височина. Верховини над каром (метри)	Відкри- вається на...	Прямітки
Вододіл між Каркара та Тюп, між лівобічними допливами Каркари, Шибунди-сай та Уч- кашка	Гранітові верховини	2835	3133	—	Вюрм
Уч-кашка (лівобічний доплив Каркари) з лівого боку над гірлом	Поблизу перевалу Чар-кудук	2749	3132	N	Вюрм
Джерела правобічних допли- вів р. Уч-кашка (лівого доп- ливу Каркари)		3284 3156 3156	— 3582 —	0 0 0	I стад. від- ступ. Вюрм Вюрм Вюрм
Схи лівого берега Каркари між допливами Уч-кашка та Джавалач		3643	3708	N	Вюрм
Джереловище бічного доп- ливу Малого Джаналача (ліво- бічний доплив Каркари)		3108	—	W	Вюрм
Джереловища Малого Джа- валача (лівобічного допливу Каркари)	Близько перевалу Ашу-тур	(3853) 3597	3900 —	NW W	III стад. відступ. Вюрм
Ліве джереловище Великого Джаналача (лівобічного доп- ливу Каркари)		3412	3338	N	I стад. відступ. Вюрм
Праве джереловище Великого Джаналача (лівобічного доп- ливу Каркари)		3294	3930	NO	I стад. відступ. Вюрм
Між джереловищами Великий Джаналач та Турук (лівобічні допливи Каркари)	Вододіл. Закритий цирк	3725	—	—	III стад. відступ. Вюрм

В якій річці	Гірський кряж	Абсол. височина дна кара (метри)	Абсолютна височинз. Верховини над каром (метри)	Відкри- вається на...	Примітки
Джереловища Джодиз-сай (лівобічний доплив Кокджара)		3572	—	NO	III стад. відступ. Вюри
Джереловища р. Аю-сая (лівобічний доплив Кокджара)	Гори Аю-сай	3738 (3824) (3909) (3921) (3909) 3398	— — — — —	N N N N N N	III стад. відст. Вюри I стад. відступ. Вюри
Джереловища р. Туз (право- бічний доплив Кокджара)		3400	3557—3983	S	I стад. відступ. Вюри
Джереловища р. Тієк (пра- вобічний доплив Кокджара)		3437	3840	NO	II стад. відступ. Вюри
Джереловища р. Кизил-тор (правобічний доплив Каркари)		3295 3357	— 3883	SW SW	I стад. відступ. Вюри I стад. відступ. Вюри
Правобічні схили долини Кар- кари супроти гирла Джаналач		2999	3297	SW	Вюри
Джереловища правобічного допливу Каркари між Кур- Каркарою та Джень-Каркарою		3255	—	N	I стад. відступ. Вюри
Ліве джереловище Джень- Каркари (правобічного доп- ливу Каркари)		3255	—	N	I стад. відступ. Вюри
Праве джереловище Джень- Каркари (правобічний доплив Каркари)		3025	—	N	Вюри
Лівобічний доплив правої га- лузі джереловищ Текеса		2279	—	NO	Ріс

В якій річці	Гірський кряж	Абсол. височина дна кара (метри)	Абсолютна височина. Верховини над каром (метри)	Відкри- вається на...	Примітки
Ліва галузь правого джере- ловища Текеса	Коло пе- ревалу Туа	3578	—	N	III стад. відступ. Вюрм
Схил правого берега правого джереловища Текеса		3467	—	SW	III стад. відступ. Вюрм
Ліве джереловище Текеса		3280	—	O	I стад. відступ. Вюрм
Схили правого берега пра- вої галузі лівого джереловища Текеса		(3898)	—	S	
Джереловища Кокбель - су (лівобічний доплив Орто-Кап- кака)		3538	4049	O	II стад. відст. Вюрм
		3623	—	NO	III стад. відст. Вюрм
		3453	3961	N	II стад. відст. Вюрм
Джереловища Орто-Капкака		3542	3961	SO	II стад. відступ. Вюрм
Джереловища Туяк - Кап- кака (правобічний доплив Орто- Капкака)		3600	—	NO	III стад. відступ. Вюрм
Джереловища ріки Іглік-сай (правобічного допливу р. Кап- кака)		3450	—	N	II стад. відступ. Вюрм
Джереловище правобічного допливу р. Базун-бай (правобіч- ний доплив Капкака)	На півден- ний схід від оз. Кара-куль	3442	—	N	II стад. відступ. Вюрм
Правий берег р. Капкака між двома останніми кінцевими моренами		2971	3538	NW	Вюрм

В якій річці	Гірський кряж	Абсол. височина дна кара (метри)	Абсолютна височина. Верховини над каром (метри)	Відкри- вається на...	Примітки
Джереловища Яраликсин (лі- вобічного допливу Ак-куль, лівоб. доплив. Баян-колу)		3528 3400	— —	N N	II стад. відст. Вюрм I стад. відст. Вюрм
Схил правого берега в дже- реловищах р. Ізбушки (лівобіч- ного допливу Баян-колу)		3463	3761	NNW	II стад. відступ. Вюрм
Джереловища р. Бугуни-сай (лівобічного допливу Баян- колу)		3591	—	N	III стад. відступ. Вюрм
Лівий берег р. Ашу-тур (лівобічного допливу Баян- колу)	Недалеко від оз. Джасик- куль	3649	3947	SO	III стад. відступ. Вюрм
Правий берег р. Ашу-тур	Навпроти першої дав- ньої кінце- вої морени	3453	—	N	II стад. відступ. Вюрм
Правий берег р. Ашу-тур	Навпроти другої давньої кінцевої морени	3410	4049	N	I стад. відступ. Вюрм
Вододіл між джереловищами Ашу-тур і Кескен-тас	Над уро- чищем До- нарча	(3945)	—	O	
Над джереловищами Кара- гайли-сай (правобічного до- пливу Баян-колу)		3376	3717	N	I стад. відступ. Вюрм
Лівий берег р. Нарин-колу трохи нижче гирла р. Янсеїт		2396	—	NO	Ріс
Джереловища лівої галузі Талди-сай (лівобічного допливу Нарин-колу)		3412	3710	N	I стад. відступ. Вюрм
Правий берег р. Нарин-колу між гирлами р. Янсеїт і Кайче- булак		2200	—	SW	Ріс

В якій річці	Гірський кряж	Абсол. височина дна кара (метри)	Абсолютна височина Верховина над каром (метри)	Відкри- вається на...	Примітки
Риська епоха від 2200 до 2396	$\frac{6875}{3} =$	2291			
Вюрм. епоха від 2643 до 3156	$\frac{27642}{9} =$	3071			
Стадії затримок у відступальному рухові льодовиків вюрма					
I стадія від 3255 до 3412	$\frac{46828}{14} =$	3345			
II стадія від 3437 до 3542	$\frac{34773}{10} =$	3477			
III стадія від 3572 до 3738	$\frac{32673}{9} =$	3630			

Таблиця IV

Зледеніння на півночі вузла Хан-Тенгри
Кінцеві морени давніх зледеніннь

Назва ріки	Височина першої	Височина другої	Височина третьої	Височ. четверт.	Височина п'ятої
Великий Джаналач (лівобічний доплив Каркари)	3073	2641			
Турук (лів. допл. Каркари) . .	3316	2903			
Туз (прав. допл. Каркари) . .	2727				
Тіек (прав. допл. Каркари) . . .	2954				
Чокморташ (правобічний доплив Каркари)	2954				
Каркара	2656		2573		
Джель-Каркара (права галузь Каркари)	2463				
Права галузь джерел. Текеса .	3041	2871	цифр немає	цифр немає	2830
Орґо-Капкак (правобічний доплив Текеса)	3231				
Туюк-Капкак	цифр немає	2791			
Улькун-Капкак	2428	2189	2062		
Іглік-сай (правобічний доплив Улькун-Капкака)	2897				
Базун-бай (правобічний доплив Улькун-Капкака)	3344	3025	2588		
Ак-куль (лівобічний доплив Баян-колу)	біля озера Ак-куль 3055	гор. межа лісу 2877	2577		
Ізбушка (лівобічний доплив Баян-колу)	гор. межа лісу 2909				
Ашу-тур (ліва галузь джереловищ Баян-колу)	3100	гор. межа лісу 2857			
Кескен-тас (права галузь джереловищ Баян-колу)	гор. межа лісу 2795	2710	2625		
Нарин-кол	3270	3057	2865	2141	

Заселення на півночі вузла Хан-Тангри

Діючі льодовики

Назва льодовика та де він лежить	Кут ухилу язика	Загальн. ухил язика	Височина верховини (метри)	Снігова межа (метри)	Кінець льодов. язика (метри)	Довжина язика (метри)	Ширина язика (метри)	Площа (кв. кілометри)	Напрямок	Стан	Тип льодовика
Льодовики Джереловищ Улькун-Капкака											
1) Базун-байський О (висхід) . . .	17° — 20°	0,2666	4228	—	3429	1598	380	0,61	N	Відступає	Альпійський одностаійний
2) Базун-байський W (висхід) . . .	11°	0,2009	4228	—	3429	2140	600	1,28	N	Відступає	Альпійський одностаійний
3) Базун-байський висячий (висхід)	20 ; 35° — 40	0,2500	4228	—	3575	800	260	0,21	N	—	Висячий
4) Іглак-сайський	—	—	3868	—	—	—	—	0,29 ¹⁾	N	—	Фірновий
5) Туюк-аша 1-ий (східній)	5°	0,2666	4228	3672	3459	1200	400	0,48	N	—	Каровий
6) Туюк-аша 2-ий (середній)	30°	0,3500	4228	3672	3459	860	250	0,22	NNO	—	Висячий
7) Туюк-аша 3-ій	10 ; 30° — 40	0,2400	4228	3586	3373	860	400	0,34	N	—	Альпійський одностаійний
8) Туюк-аша 4-ий	—	0,2666	—	—	—	—	—	0,29 ¹⁾	N	—	Каровий
9) Туюк-аша 5-ий	—	0,2800	—	—	—	—	—	0,29 ¹⁾	N	—	Каровий
10) Туюк-аша 6-ий	50°	0,2333	—	—	—	—	—	0,24	N	—	Висячий
Загальна площа заселення	—	—	—	—	—	—	—	4,22	—	—	—
Лівобічні льодовики верхів долини Сарн-джас (на північних схилах) від Адир-тера (льодовик Мушкетова) до Джереловища Сарн-джасу (льодовик Семенова)											
11) Турусъ-ан-сайський I-ий (на О											

16) Тургелдин-сайський 5-ий (на від Адир-тера)	—	0,1800	4260	3664	3366	2200	426	0,94	N	—	Альпійський одностаїнний
16) Тургелдин-сайський 6-ий (на від Адир-тера)	—	0,1429	4379	4099	3758	2982	320	0,95	NNO	—	Альпійський одностаїнний
17) Тургелдин-сайський 7-ий (на від Адир-тера)	—	0,1400	—	—	—	—	—	0,82 ¹⁾	N	—	Альпійський одностаїнний
18) Льодовик Семенова	Мармур. Мур	0,0480	6000	скил N: 3634	—	—	1598	—	W	—	Альпійський складний
Загальна площа зледеніння	—	—	6300	скил S: 4017	3336	32010	-3195	76,73	—	—	—
Льодовики західньої р. Ашу-тур (правобічного допливу верхів'я Сариджасу)	—	—	—	—	—	—	—	82,17	—	—	—
19) " " 1-ий	—	0,1250	4181	3719	3570	1491	639	0,95	NW	—	Альпійський одностаїнний
20) " " 2-ий	—	0,0933	4358	4017	3720	1704	533	0,91	NWN	—	Альпійський одностаїнний
21) " " 3-ий	—	0,0400	4190	3807	3615	2876	680	1,96	NW	Наступає	Альпійський одностаїнний
22) Західній Ашу-турський перевальний (висхід) 4-ий	—	0,1714	4392	3923	3710	1278	639	0,82	W	—	Альпійський одностаїнний
23) Західній Ашу-турський перевальний (висхід) 5-ий	—	0,2000	4418	—	3880	959	213	0,20	SW	—	Альпійський одностаїнний
24) Західній Ашу-турський перевальний (висхід) 6-ий	—	0,1429	4418	—	3880	1500	213	0,32	SW	—	Альпійський одностаїнний
25) Західній Ашу-турський перевальний (висхід) 7-ий	—	—	4228	—	—	—	—	0,82 ¹⁾	SW	—	Альпійський одностаїнний
26) Західній Ашу-турський перевальний (висхід) 8-ий	—	—	4228	—	—	—	—	0,24 ¹⁾	SW	—	Альпійський одностаїнний
Загальна площа зледеніння	—	—	—	—	—	—	—	6,21	—	—	Висячий
Льодовики східньої р. Ашу-тур (лівої перевальної галузі)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
27) Східній Ашу-турський перевальний 1-ий (висхід)	16 — 30	0,1500	4392	3881	3796	640	639	0,41	NO	—	Висячий великий в зах. Ашу-турск.; вони становлять подвійний льодовик в загальній льодовиковій живаєнній переміжній типу

¹⁾ За браком фактичних даних взято середню площу даного типу.

Назва льодовика та де він лежить	Кут ухилу язика	Загальн. ухил язика	Височина верховини (метри)	Ширина меза (метри)	Кінць або дов. язика (метри)	Довжина язика (метри)	Ширина язика (метри)	Площа (кв. кілометри)	Напрям	Стан	Тип льодовика
28) Східний Ашу-турський перевальний 2-ий (висхід)	—	—	4392	3881	3796	—	—	0,24 ¹⁾	NO	—	Висячий
29) Східний Ашу-турський перевальний 3-ій (висхід)	—	—	4418	4162	—	—	—	0,24 ¹⁾	S	—	Висячий
30) Східний Ашу-турський перевальний 4-ий (висхід)	—	0,1800	4392	3772	3645	1385	—	1,92	NO	—	Альпійський одностаїнний
31) Східний Ашу-турський перевальний 5-ий (висхід)	40° — 50°	—	4113	3772	3687	—	—	0,29 ¹⁾	N	—	Каровий
Загальна площа зледеніння	—	—	—	—	—	—	—	3,19	—	—	—
<p>Альдовики східньої р. Ашу-тур, правої головної гаузі</p>											
32) Ашу-турський бічний Василівського 1-ий (висхід)	9°	0,1666	4349	3966	3583	2876	405	1,17	NWN	Виступ.	Альпійський складний
33) Ашу-турськ. головний (висхід) 2-ий	5° 11', 23°	0,1200	4746	3937	3596	4047	852	3,45	NW	Виступ.	Альпійський складний
34) Лівий над головним 3-ий	50° — 60°	—	—	—	—	—	—	0,24 ¹⁾	NO	—	Висячий
35) Правий над головним 4-ий	—	—	—	—	—	—	—	0,24 ¹⁾	SW	—	Висячий
36) Ашу-турський 5-ий (у головному джереловці)	6° — 10°	0,1571	4746	3809	3729	1917	530	1,02	NWN	Виступ.	Альпійський одностаїнний
37) Ашу-турський 6-ий	10° — 25°	0,1714	4198	3942	3729	1491	746	1,11	NO	—	Альпійський одностаїнний
38) Ашу-турський 7-ий	—	0,2333	4155	3899	3729	1065	1491	1,59	NO	—	Підковистий великий
39) Ашу-турський 8-ий	10° — 35°	0,3333	4221	3880	3667	746	746	0,56	NW	—	Каровий
40) Давній кар з останками льодовика — 9-ий	—	—	4049	—	3666	—	—	0,29 ¹⁾	NW	—	Каровий
41) Західний льодовик у лівобічному допаві Ашу-тура	—	0,2500	4418	3868	3655	746	320	0,24	NO	—	Каровий
42) Середній льодов. там таки	—	0,2000	4418	3741	3485	2130	426	0,91	NO	—	Альпійський одностаїнний
43) Східний льодов. там таки	—	0,2666	4418	3783	3613	300	300	0,09	NO	—	Каровий
44) Головний льодовик у другому великому правобічному допаві Ашу-тура	—	0,2000	4306	3879	3623	2663	959	2,55	N	—	Альпійський складний
45) Кар там таки	—	—	3945	3666	—	—	—	0,29 ¹⁾	NWN	—	Каровий
Загальна площа зледеніння	—	—	—	—	—	—	—	13,74	—	—	—

№	Назва	6000 - (Пік Мару- ровий Мур) 680	3758	3332	ОЛДЕР- КО 8500	БАНДЬ- КО 4260	36,21	На- сту- пас	Альпійський складний
50)	Сари-койков головний 1-ий	—	—	—	—	—	—	NW	Альпійський складний
51)	Сари-койков 2-ий західний	—	3700?	—	БАНДЬ- КО 6400	—	—	N	Альпійський складний
52)	Бічний льодовик правого берега Сари-койков 1-ий	0,4000	4148	3637	1598	320	0,51	W	Альпійський одностайний
53)	Теш, 2-ий	0,2000	3765	3552	1385	746	1,03	W	Альпійський одностайний
54)	Теш, 3-й	0,4000	—	3587	852	426	0,36	W	Каровий
55)	Яман-сайський подвійний	0,1625	3682	3469	{ 4047 { 2982	{ 426 { 511	{ 1,72 { 1,52	NO	Альпійський складний
56)	Сари-Текше 1-ий	0,2666	3880	3433	1917	426	0,82	NO	Альпійський простий
57)	Сари-Текше 2-ий	0,1555	3880	3689	1598	533	0,85	NO	Альпійський одностайний
58)	Дон-арча	0,2909	3817	3306	2663	426	1,13	S, за- гин	Альпійський одностайний
59)	Саурук-сайський головний 1-ий	0,1000	3928	3374	5112	1172	5,99	на NO NWN	Альпійський складний
60)	Саурук-сайський правого берега головної галузі — 2-ий	0,2573	3757	3587	1704	213	0,36	SW	Альпійський одностайний, почасті підковистий
61)	Саурук-сайський лівого тієї самої галузі — 3-й	0,2800	4098	3715	1065	213	0,23	NOO	Альпійський одностайний
62)	Саурук-сайський лівого тієї самої галузі — 4-й	0,2666	3672	3672	535	426	0,23	N	Каровий
63)	Саурук-сайський правої галузі 1-ий	0,1250	3970	3885	2024	639	1,29	NWN	Альпійський одностайний
64)	Саурук-сайський правої галузі 2-ий	0,2250	4183	3970	1704	533	0,91	NWN	Альпійський одностайний
65)	Агайзирський 1-ий головн. (висхід)	0,2000	3604	3519	1696	533	0,90	W	Альпійський одностайний
66)	Алайгирський 2-ий	0,6000	3604	3604	319	213	0,07	N	Каровий
67)	Алайгирський 3-й	0,6000	3646	3604	213	170	0,04	NO	Висячий
68)	Болобек-сайський	0,2000	3625	3455	746	320	0,24	N	Альпійський одностайний
69)	Ізбушка	0,3000	—	3548	746	320	0,24	N	Альпійський одностайний
70)	Ак-куальський 1-й головн. середній	0,2000	—	3261	2130	746	1,59	N	Альпійський одностайний
71)	Ак-куальський 2-й східний	0,2666	—	3431	2024	533	1,08	N	Альпійський одностайний
72)	Ак-куальський 3-й західний	0,2000	—	3431	1704	959	1,63	N	Альпійськ. склад. подвійн.
73)	Ак-куальський 4-й бічний (ліво- бічного допливу)	0,3500	3772	3474	852	320	0,27	N	Альпійський одностайний

1) За браком фактичних даних взято пересічну площу даного типу.

Назва льодовика та де він лежить	Кут ухилу язика	Загальн. ухил язика	Височина верховини (метри)	Снігова межа (метри)	Кінць льодов. язика (метри)	Довжина язика (метри)	Широчина язика (метри)	Площа (кв. кілометр.)	Напрямя	Стан	Тип льодовика
74) Каска-булакський (правобічного допливу Ак-куля)	—	—	3815	3729	—	—	—	0,23 ¹⁾	NWN	—	Каровий
Загальна площа зледеніння	—	—	—	—	—	—	—	88,27	—	—	—
Льодовики системи Нарин-колу											
75) Головний лівий галузі Нарин-колу 1-ий (висхід)	10°—25°	0,1636	3817	3696	3483	2130	640	1,36	NWN	Наступає	Альпійський складний
76) Тієї самої галузі Нарин-колу 2-ий	—	0,4800	—	—	3568	746	426	0,32	NW	—	Каровий
77) Тієї самої галузі 3-ій	—	0,3000	4196	3696	3568	746	639	0,48	NO	—	Каровий
78) Тієї самої галузі 4-ий	—	0,2000	4196	—	3611	1278	320	0,41	NOO	—	Альпійський одностайний
79) Лівобічного допливу Нарин-колу	—	0,6666	—	—	3398	—	—	0,29	XNO	—	Каровий
80) Між правого та лівим галузями джереловища Нарин-колу	—	—	—	—	—	—	—	0,24 ¹⁾	N	—	Висячий
81) Головний правої галузі Нарин-колу 1-ий (висхід)	5°; 11°—25°	0,2000	4307	3611	3398	1811	852	1,54	NW	Наступає	Альпійський складний
82) Тієї самої галузі 2-ий	—	0,3000	4307	3611	—	639	320	0,20	NNO	—	Висячий
83) Тієї самої галузі 3-ій	—	0,2857	4307	3866	3569	1280	213	0,27	NW	—	Каровий
84) Тієї самої галузі 4-ий	—	—	—	—	3526	—	—	0,27	W	—	Альпійський одностайний
Загальна площа зледеніння	—	—	—	—	—	—	—	5,36	—	—	—
Льодовики гір Оглаи-тас-тав системи рр. Каркара та Текес											
85) Кур-Каркаринський	—	—	3883	—	—	—	—	0,29 ¹⁾	NW	—	Каровий
86) Джебь - Каркаринський західній лівій галузі Джебь-Каркари	—	—	3883	—	—	—	—	0,29 ¹⁾	N	—	Каровий
87) Джебь-Каркаринський середній правої галузі Джебь-Каркара	—	—	3932	—	—	—	—	0,29 ¹⁾	N	—	Каровий
88) Джебь - Каркаринський східній правої галузі Джебь-Каркари	—	—	3932	—	—	—	—	0,29 ¹⁾	N	—	Каровий
89) Бас - Каркаринський лівобічного допливу лівій галузі Текеса	—	—	3932	—	—	—	—	0,29 ¹⁾	NO	—	Каровий
90) Айтинський лівобічного допливу правої галузі Текеса	—	—	3813	—	—	—	—	0,29 ¹⁾	N	—	Каровий
Загальна площа зледеніння	—	—	—	—	—	—	—	1,73	—	—	—
Загальна площа зледеніння всіх льодовиків	—	—	—	—	—	—	—	204,82	—	—	—

Im Jahre 1915 hatte ich eine Forschung im Flussgebiet des Karkara, Tekes im Bajan-Kol, in einem der hochgebirgigen Teile des zentralen Thian-Schan durchzuführen.

Dem Gebiet unserer Forschungen mit den ihm zugehörigen Arealen galten öfters, trotz seiner schwerzugänglichen Lage, oder z. T. vielleicht gerade deshalb, eingehende Beobachtungen seitens der Forscher. Es seien hier nur die Namen wie die P. P. Semenows, N. A. Sewerzews, I. W. Muschkatows, I. W. Ignatows und A. N. Krasnows, W. W. Saposchnitschew und M. Fridrichsens, G. Märzbachers genannt.

Zu bemerken ist, dass das Forschungsgebiet meiner Gruppe an die ebenfalls dieses Typus der Arealbeforschung angehörenden Rayons der hydrogeologischen Gruppen der Verwaltung für Bodenmelioration grenzte, (gleich meiner Gruppe, unter der Gesamtleitung des Bergingenieurs W. P. Polownikow) welche im ersten „im Bassin des Sees Issik-Kul“ im J. 1914 und im Norden im Gebiet der Ketmanschen Gebirgskette und im Bassin des Flusses Tscharin — im J. 1915 Untersuchungen anstellten. In Bezug auf diese beiden Gebiete sind bereits Arbeiten veröffentlicht worden. Dieselben sind von N. G. Kassin auf Grund der Arbeiten von W. W. Wichersky, P. A. Grüsche, S. P. Erschow, N. G. Kassin, M. F. Krutikow, L. S. Lempert, I. I. Melnikow, W. A. Nikonow, N. G. Nuschny, N. N. Sarsadskich, A. F. Swirtschewsky, K. Terletzky und A. A. Schilnikow zusammengestellt. Beigegeben ist eine geologische Karte im 10-Werst-Masstab.

Im Bestand der Gebirgsarten spielen Kalkstein und Granite verschiedenen Grades eine dominierende Rolle; weit verbreitet sind auch Sandstein und Konglomerate, Tuffstein, tonige und kristallinische Schiefer, Marmor, stellenweise auch salz- und gipshaltige Tone, Gletscherablagerungen, Löss und Lösslehme vorhanden. An manchen Stellen wird das Gestein von mehr oder weniger mächtigen Effusionen von Porphyren und Diabasen unterbrochen.

Die Tektonik unseres Forschungsgebietes zeichnet sich durch besondere Kompliziertheit aus.

Die Epochen mächtiger gebirgsbildender Bewegungen, welche den Erdball verformten, zeichneten sich hier, wie auch im ganzen Thian-Schan durch besondere Stärke aus; dabei weist die Knotenlage dieses Rayons auf dem Wege eines ganz neuen Systems gigantischer Bergketten darauf hin, dass er eine Sonderstelle in diesen Bewegungen einnahm.

Ausgesprochene Merkmale ältester Dislokationen in unserem Forschungsgebiet lassen der Epoche der Kaledonischen Faltung zugerechnet werden. Darauf weist die unharmonische Lagerung basaler Konglomerate und die Unterlagerung von feinkohlentalken, sowie intensiv dislozierte subpaläozoische, oder teilweise, vielleicht, präkambrische kristallinische und tonige Schiefer hin, z. B. im Gebiet des Kaschka-Tör-Passes.

Besonders deutlich zeigten sich in dem von uns beforschten Gebiet Erscheinungen der Variszischen (Herzynischen) Faltung. Schichten der dokumentarisch festgestellten Subkarbonablagerungen sind hier zu komplizierten, öfters überlappenden, manchmal zerrissenen und aufgestülpten, grossen Falten zusammenge-

fasst. Machtvolle Dislokationen dieser Schichten sind im ganzen Bezirk zu beobachten. In direktem kausalem Zusammenhang mit der Variszischen Falte befinden sich grosse Intrusionen roter grobkörniger Granite, welche die im Kontakt zu ihnen stehende Reihe der Unterkohlenablagerungen metamorphosieren.

Der Plan der Faltenbildung, sowohl während der Epoche der Kaledonischen Orogenie, wie auch in der Variszischen Epoche war augenscheinlich ein allgemeiner. Davon zeugen die Systeme mehr oder minder distinkt und recht deutlich orientierter Streifen der Gesteinsserien, in der Form von Bogen, die ihrer Wölbung nach S. oder vielmehr, in gegebenem Gebiet nach SWS gerichtet sind. Der Unterschied besteht bloss darin, dass die Kaledonischen Falten mit im Gebirge in merklicherem Masse ausgedrückt sind, die Variszischen hingegen näher zur nördlichen Peripherie desselben, was von einer Angliederung neuer Falten an die ältesten, welche im Allgemeinen in der Richtung von Norden nach Süden vor sich ging, zeugt.

Darauf, dass die Achse der Variszischen Geosynklinale sich näher zur nördlichen Peripherie des Bereiches befindet, weist der Umstand hin, dass hier auftretender Kalkstein vom Steinkohlenalter auftritt, z. B. in dem Gebirge Bas-Campanien und dem benachbarten. Der erwähnte Kalkstein sondert unter mechanischer Einwirkung einen starken Schwefelwasserstoffgeruch aus; dies bedeutet, gerade hier die gewaltigsten Massen von Sedimenten abgelagert wurden, welche als Material zur Bildung von Substeinkohlenkalken und der mit ihnen vergesellschafteten tonigen Schiefer dienten. Hier musste in grosser Tiefe auch ein intensiver Prozess der Verarbeitung von organischen Überresten in Sedimenten, dem Grunde des Wasserbeckens vor sich gehen, von Schwefelwasserstoffgas begleitet.

Im Anschluss an die Frage der Faltenbogen des beforschten Gebiets, ist von Belang einige Berichtigungen an der Gesamtvorstellung über die Struktur des nördlichen Teils des Chan-Tengri Gebirgsknotens, gegenüber den Aufzeichnungen der, auf Grund früherer Forschungen aufgenommenen 40 Werke des Geologischen Komitees (Ausgabe 1927) vorzunehmen.

Der Hauptfaltenbogen dieses Rayons, der aus fast parallel, ein wenig fächerartig auseinanderstrebenden Streifen der Sedimentärgesteinsserie besteht — teils in Granitstreifen eingezwängt ist, ist mit seiner Wölbung nach SWS gerichtet und im Grossen und Ganzen nach — SOO gestreckt.

Im Westen sind diese Streifen nicht nach Terskei-Alatau gerichtet, wie auf der obengenannten Karte verzeichnet ist, sondern über den Sentascher nach Kungei-Alatau. Im Osten grenzen sie an den Chan-Tengri Gebirgsknoten.

Der Hauptbogen des Thian-Schan stellt eigentlich einen äusserst komplizierten Bogen dar, der aus einem Büschel mehrerer nach Westen auseinanderstrebender Bogen besteht. Im Osten kompliziert divergierend, stossen sie im Gebirgsknoten Chan-Tengri zusammen. Dieses gewaltige Büschel divergierender Bogen muss die unmittelbar sich anschliessende Bergkette des Kungei-Alatau vergrössert haben sein. Jeder einzelne Zweig dieses Büschels setzt sich augenscheinlich aus Ketten untergeordneter Bogen zusammen, welche durch Biegungen (rebroutement) verbunden sind. Eins der östlichen Glieder der Kette Kungei-Alatau, das die Kette Terskei-Alatau grenzt, ist der obengenannte Bogen unseres Bezirks.

Die jetztzeitlichen orographischen Elemente des erforschten Gebiets stimmen nicht völlig mit den tektonischen überein, welche durch die paläozoische Faltung bedingt sind. Die Ausdehnung der Ablagerungsserien entspricht nicht der Ausdehnung der Gebirgsketten. Wir erwähnten schon die gesamte WNW Richtung der Ausbreitung der Bogen dieses Rayons. Die Gebirgskette aber und die sie begleitenden gesenkten Parzellen haben im allgemeinen eine Breitenausdehnung mit konverser Abweichung nach WSW.

In späterer Zeit, im Anschluss an die Alpenorogente, zu Ende der Tertiärzeit und zu Anfang der Quartärzeit, wurde das System des alten, fast bis zum Zustand des Peneplains zerstörten Faltengebirges in der Form einer gewaltigen Aufschwellung emporgehoben und durch mächtige längslaufende Brüche zertrümmert, welche nicht parallel der Ausbreitung der ältesten Falten verliefen, sondern — diese unter verschiedenen spitzen Winkeln schneidend — eine Reihe von Störungen bzw. Horstketten bildeten, welche im Osten sich verengernd, zum Knoten Chan-Tengri streben und gleich den ältesten Faltenbogen, in diesem Knoten sich vereinigen.

Somit ist denn das Chan-Tengri Massiv nicht nur als ein Knoten divergierender Faltenbogen des Paläozoicum anzusprechen, sondern auch späterer Horstbergkette, wodurch die aussergewöhnliche Mächtigkeit dieses Knotens erklärt werden kann.

Selbstständige plikative Dislokationen während der letzten Epoche der alpinen Orogenie fehlen im erforschten Gebiet. Nichtsdestoweniger beobachten wir hier stellenweise recht deutlich ausgedrückte Falten tertiärer und quartärer Ablagerungen. Manchmal aber kommt eine Flügelabsenkung bis $\angle 85^\circ$ vor. Diese Erscheinung ist als eine sekundäre aufzufassen, die mit mächtigen Verschiebungen der Erdkruste von tangential-radialen Typus verbunden ist. Der Seitendruck, welcher von diesen Verschiebungen erzeugt wird, geht einher mit Faltenbildung und vielleicht mit Aufschiebungserscheinungen.

Indem wir einige Besonderheiten der jungen Faltung unseres Rayons uns vergegenwärtigen, können wir daraus den Schluss ziehen, dass hier recht starke gebirgsbildende Bewegungen, schon an der Grenze des Pliozäns und Postpliozäns und während des Postpliozäns vor sich gegangen sind. Ich meine damit das Beispiel einer schroffen Störung der salz- und gipshaltigen Tonschichten, welche im Mittel- oder Oberpliozän der umfangreichen Denudation längs des Flusses Karkara und der Berge Tschul-Adir zugezählt werden.

Als indirekter Hinweis auf die Jugend der mächtigen gebirgsbildenden Bewegungen in unserem Rayon dient auch teilweise das Vorhandensein mehr oder weniger umfangreicher Flächen des alten Peneplains, die an verschiedenen Stellen des Gebiets in ungleicher Höhe auf den Gipfeln der Horste emporgehoben worden sind.

Wir gewinnen den Eindruck der Jugend einer erhabenen Gebirgsgegend, deren altes Peneplain von den neusten gebirgsbildenden Bewegungen hoch über dem Niveau der Denudation erhoben, fast primäre Stadien neuer Zyklen von Erosionen durchmacht, wo die Zirkusse und Kare der mächtigen Gletscher der letzten Eisperiode und die reissenden Wässer der Ströme, und die zu neuem Leben erweckten Agentien der Denudation überhaupt in einigen Fällen noch nicht

Zeit fanden die Grate zuzuspitzen und damit das trübselige Einerlei der hohen „fast Ebenen“ zu vernichten.

Wann fanden nun diese jungen gebirgsbildenden Bewegungen und Denudationen statt?

Mit einer gewissen Sicherheit können wir diese Frage dahin beantworten, dass dies vor Beginn der quartären Eisperiode und vor jeder neuen Glazialepoche im speziellen geschah. Wir haben bereits von der Dislokation der tertiären Ablagerungen des Gebiets und im besonderen von der pliozänen Erwähnung getan. Jetzt wollen wir noch auf die Tone und Schotter hinweisen welche die Moränen der vorletzten Vereisung überdecken und dem fluvioglazialen Schotter der letzten Vereisung unterlagert sind. An der Mündung der Karkara, bei deren Austritt an den Bergen, beobachtet man dislozierte, schwachzementierte Konglomerate fluvioglazialen Ursprungs und diese unterlagernde, grobe, rote, geschiebene Tone. Die Schichten dieser Ablagerungen bilden hier eine sanftabschüssige Antiklinale.

Infolge der grossen Jugend dieser Dislokation bildet der Fluss Karkara, welcher die Falte deren Ausdehnung nach kreuzweise durchschneidet, an der ausgehenden dislozierten Gesteins, trotz dessen, augenscheinlich, geringen Widerstandes der Erosion gegenüber, — Kaskaden. Entblössungen obenerwähnter Konglomerate lassen sich hier, auf 1917 m absoluter Höhe beobachten. In den Bergen Kiltchikpai, am Oberlauf des Baches desselben Namens, wurden ebensolche Konglomerate in einer Höhe von 2151 m entdeckt, — um 243 m höher als ihre Lagerung im Flussbett der Karkara. Beim Ursprung des Baches Kiltchikpai liegen sie sich auf einer Moräne der vorletzten Vereisung und im Tal der Karkara sind sie ungleichmässig von grobem fluvioglazialen Schotter der letzten Vereisung überdeckt. Somit ging die gegebene Dislokation in der Zwischenzeit der letzten interglazialen Epoche von statten, wobei sie auch die Moräne der vorletzten Vereisung angriff.

Mächtige mit der alpinen Orogenie verknüpfte Bewegungen und Hebungen gaben die unmittelbare Ursache für die Entstehung der quartären Vereisungen an, indem sie eine Veränderung des klimatischen Régime in einer bestimmten Richtung sowohl in unserem Bezirk, wie auch überhaupt auf dem ganzen Erdball, bewirkten.

Nur flüchtig will ich hier die Ergebnisse unserer Beobachtungen im Gebiet unserer Forschungen von 1915 ausführen.

In diesem Gebiet sind die ältesten Kare und das Niveau ihrer Lagerstätten Zirkusse, Tröge, Riegel, Treppen, abgeschliffene Felsen, Widderstirnen, Moränen, Auftürmungen, Kar-, Gletscher- und Moränenseen, fluvioglaziale Terrassen u. s. w. beforcht worden; konstatiert wurden eindeutige Kennzeichen zweier Vereisungen, Verzögerungsstadien im Gletschervorstoss der letzten Eiszeit u. s. f.

Die letzte Vereisung ist durch die Klarheit ihrer überall hinterlassenen Denkmäler gekennzeichnet. Die grossen Gletscher dieser Epoche, welche oftmals in klar ausgesprochenen Zirkussen begannen, erreichten mit ihren unteren Enden eine absolute Höhe bis zu 2707—2062 m.

Die Tröge der Urgletscher, haben je nach orographischen Verhältnissen und Lage in einem gewissen Teil des Troges, in dem sie beobachtet werden, eine verschiedene Tiefe von 150—700 m und mehr.

In den Trögen der letzten Vereisung trifft man mitunter bis zu drei Rückzugs-Endmoränen, zuweilen sogar bis vier an.

Die fluvioglazialischen Altablagerungen erreichen eine im beforschten Gebiet ausserordentlich mächtige Entwicklung.

Die Flüsse des erforschten Bezirks, unterhalb der unteren Enden der Urgletscher haben bei ihrem Austritt aus dem Gebirge 3—5 ausgezeichnet ausgeprägte fluvioglazialische Terrassen.

Diese Terrassen, mit Ausnahme einer oder zweier der wichtigsten, lassen sich keineswegs mit den einzelnen Vereisungen parallelisieren, sondern nur mit den Hemmungsstadien in der Rückzugsbewegung der Gletscher der letzten Glazialepoche. Am Fusse der Berge dringen sie tief in dieselben ein und vielfach findet hier eine durchaus klar ausgeprägte Verbindung mit den entsprechenden stadialen Endmoränen statt. In der Richtung nach unten zu nimmt die Zahl der Terrassen zu.

Die Höhe der Schneegrenze im Hauptmoment der letzten Eisperiode die von uns nach der Höhe der unteren Grenze der Urkarenausdehnung festgestellt wurde, beträgt 2960 m.

Die mittlere Höhe der gegenwärtigen Schneegrenze beträgt, auf Grund von 59 Feststellungen, 3805 m. Mithin entspricht die Depression der Schneelinie in der letzten Eisepoche für das genannte Gebiet 845 m.

In den, im Vergleich zu dem Obenerwähnten, höher und stufenartig gelegenen älteren Karen möchten wir einen Hinweis auf die stadiale Lage der Schneegrenze beim Rückzug der Gletscher der letzten Vereisung ersehen. Es wären drei solcher fortlaufender Stufen zu verzeichnen: 1) 3345 m; 2) 3477 m und 3) 3630 m.

Die hier charakterisierten Urgletscher des beforschten Gebiets müssen dem Typus der grossen, komplizierten Talgletscher des alpinen Typus zugeordnet werden, deren Zungen die Grenzen der Bergtäler nicht überschritten.

Die Ausmasse der Vereisung dieser Epoche im gegebenen Gebiet lässt sich auf 1060 qkm schätzen. In Bezug auf das Forschungsgebiet ergibt das ungefähr ein Achtel desselben.

Dabei müssen wir, in Berücksichtigung einiger im Ganzen mehr kontinentaler klimatischer Verhältnisse des Thian-Schan gegenüber dem alpinen Klima, welche augenscheinlich sowohl in der Eiszeit, wie auch jetzt existieren, uns gewisse andere Wechselbeziehungen der Bezugsgebiete und Ablationsareale des beforschten Gebiets vorstellen.

Diese Wechselbeziehungen können wir, bis auf weiteres, noch nicht als endgültig geklärt betrachten.

Ausser den klar ausgedrückten Kennzeichen einer Vereisung in unserem Forschungsgebiet, sind auch noch sonstige von der Zeit wohl zerstörte und verwischte, wenn auch in vielen Fällen noch genügend erkennbare Merkmale zu beobachten.

Ich habe hier die Kennzeichen ineinander gefügter Tröge, - die am Ursprung der Täler zu vermerken sind im Sinne.

Lassen sich nun im Flussoberlauf mitunter auch Kennzeichen älterer Vereisungen beobachten, so sind sie hier schwach und zu sporadisch und, im Ganzen genommen, nicht sehr überzeugend.

In den tiefer gelegenen Teilen der Täler hingegen, wo die Merkmale der letzten Vereisung schon im Verlöschen begriffen sind, insbesondere aber beim Heraustreten aus den Gebirgen, erscheinen die Kennzeichen der Urvereisung stellenweise besonders hervorstechend.

Die Berge Kiltchikpai, links vom Heraustreten des Karkaratals aus dem Gebirge, stellen einen bogenartig geschwungenen Kamm dar, der eine Höhe von ungefähr, 400 m erreicht. Aus der Entblössung ist zu ersehen, dass diese Berge mit einer recht starken Schicht von Geschiebelehm bedeckt sind, der am Fusse des Gebirges bis zu einer absoluten Höhe von 1980 m herabsteigt.

Sehr verbreitet sind die Geschiebelehme auch rechts vom Heraustreten der Karkara aus dem Gebirge. Auch findet man sie in den anderen peripherischen nördlichen Teilen des Hauptthores unseres Forschungsgebiets vor.

Näher zu den Grenzgebieten der Gebirge machen sich seltene, verhältnismässig sehr tief gelegene Urkare bemerkbar, welche augenscheinlich der vorletzten Vereisung zugeschrieben werden müssen. Sie sind bedeutend niedriger als die Kare der letzten Vereisung gelegen (671 m) nämlich in einer Durchschnittshöhe von 2291 m. Die Depression der Schneegrenze der vorletzten Vereisung wird auf Grund der Höhe dieser Kare im Vergleich zur jetzigen Schneegrenze dieser Berge, zu 1514 m geschätzt.

Der grösste Teil der Kennzeichen der Urvereisung ist durch nichts mit den bedeutend neueren Dokumenten, welche die letzte Vereisung hinterlassen hat, verbunden. Diese Kennzeichen kann man gewöhnlich dort beobachten, wobei die unmittelbare Einwirkung der Gletscher der letzten Eisperiode sich nicht erstreckte.

Im Konnex mit einer überaus intensiven Tätigkeit der Wasseragenzien vorzog sich eine starke Zerstörung der von den Gletschern hinterlassenen Spuren. Infolgedessen können wir Spuren einer weitgreifenden Entwicklung der Gletscher der vorletzten Eisperiode nur dort feststellen, wo für ihre Konservierung aus schliesslich günstige Bedingungen vorlagen. Spuren noch älterer Eisepochen kennzeichnen sich meistens nur provisorisch.

Ausser diesen Ursachen musste, unseres Erachtens, noch ein Umstand auf die Konservierung der Spuren der vorletzten Vereisung, in den zentralen Teilen der Gebirge Einfluss haben.

Es lässt sich vermuten, dass während der Epoche dieser Vereisung der zentrale Thian-Schan eine mächtige, nur durch Verwerfungen komplizierte Aufschwellung, mit schwach zergliederten, weiten Hochgebirge-Plateaus darstellte. Diese Plateaus waren mit einer ununterbrochenen Firneisdecke, vom Typus des Skandinavischen Gletscher, jedoch grösseren Masstabes überdeckt, auf deren Oberfläche, als gigantische „Nunataki“, sich die Reste der früheren Faltengebirge, aus der Zeit der Variszischen (Herzyner) Faltung, erhoben — die Nade des Gebirges Chan-Tengri, Semenows, die „Marmormauer“ und einige andere.

Eine Andeutung auf etwas Derartiges, als weitzurückliegender sehr schwacher Wiederklang vergangener Eisepochen hat die Sowjet-Deutsche Expedition 1928 an den gigantischen Höhen der dem Thian-Schan benachbarten Pamir, im Gebiet des sogenannten „Weissen Fleckens“, beobachtet. Die obenerwähnte Decke des von uns erforschten Gebiets von Thian-Schan sandte zahlreiche Gletscherzungen

zu den Peripherien der Gebirge aus. Zum tiefen Karkara-Tekes-Graben im Norden stiegen, infolge der grossen Abschüssigkeit der Hänge, nur verhältnismässig kurze Zungen nieder, welche beim Austritt aus dem Gebiet des Horstes auf die Fläche des Grabens Fächer vom Aljaskaer Typus bildeten, aber vielleicht auch teilweise Gletscher — „Panzer“ vom Maljaspin-Typus.

Im Zusammenhang mit solch einem Gletschertypus der vorletzten Vereisung, lassen sich hier keine entsprechenden, zu stark entwickelten Gletscherzirkusse beobachten: zu jener Epoche schöpften die Gletscher ihre Speisung, meistens, nicht aus den Zirkussen, sondern aus den ununterbrochenen Firneisdecken der höchsten Plateaus.

Eine gewisse Zergliederung des Reliefs hoher, peneplainer Plateaus, durch eine Gletscherdenudation der vorletzten Eisepoche, insbesondere aber durch eine Wasserdenudation und andere Agenzien der folgenden, interglazialen Epoche verursacht, bereitete den Boden für andere Formen und andere Typen von Gletschern der letzten Vereisung im zentralen Thian-Schan vor. Im letzteren Falle liegen grosse, komplizierte Tagletscher des alpinen Typus vor. Durch ihre Tätigkeit wurden schon mehr oder weniger klarausgeprägte Zirkusse, Kare und Trogtäler in deren Gesamtverlauf ausgearbeitet.

Wir wollen jetzt den Versuch machen, aus diesen Beobachtungen einige allgemeine Schlüsse zu ziehen, indem wir sie den Beobachtungen in anderen Ländern gegenüberstellen. Bei diesen vorläufigen Gegenüberstellen werde ich mich nur auf Tatsachen stützen, die ich persönlich, während meiner Forschungen in den Bergen des südlichen und süd-westlichen Altai, in der Ukraine, innerhalb der Grenzen des mittleren Dnjeprgebiets und hauptsächlich im Gebiet der Kanewer Dislokationen, das sich durch eine ausserordentlich reichhaltige Stratigraphie der quartären Ablagerungen auszeichnet, gewonnen habe.

In meinen im Druck erschienenen Arbeiten über den südlichen Altai¹⁾ und zwar zu der Zeit, wo die Frage nach der Vereisung dieses Gebirges ganz neue Unterlagen erhielt, war ich genötigt in Bezug auf Verallgemeinerungen sehr vorsichtig vorzugehen. Ich sprach damals von nicht weniger, als zwei Vereisungen der Quartärzeit, die hier stattgehabt hätten. Damals wies ich auch darauf hin, dass die Enden der Gletscher, gleichwie die Zirkusse der „urältesten“ Vereisung weiter hinabstiegen, als diejenigen der Gletscher der „ältesten“ Vereisung. Spuren der „urältesten“ Vereisung treffen wir dort überhaupt weit ausserhalb der Grenzen der „ältesten“ Vereisung an. In den Trögen der letzten Vereisung habe ich, im südlichen Altai drei Endmoränen festgestellt, welche von Hemmungsstadien in den Gesamt-Rückzugsbewegungen der Gletscher der letzten Epoche zeugen.

Wäre es nicht möglich, eine Parallele zu ziehen zwischen der „urältesten“ Vereisung des südlichen Altai (d. h. der vorletzten Vereisung) und der Riss-Vereisung; zwischen der „ältesten“ Vereisung (der letzten) daselbst und der Würm-Vereisung Westeuropas und zwischen den stadialen Endmoränen des Altai und den Stadien Bühl, Gschnitz und Daun in der Rückzugsbewegung der Würm-Gletscher der Alpen?

¹⁾ W. Resnitschenko. Südlicher Altai und seine Vereisung. Nachrichten der Russ. Geol. Gesellsch. Band L, 1914. Lieferung I u. II und and.

Bei einer Beforschung der stratigraphischen Quartärablagerungen im Bereich der Kanewer Dislokationen in der Ukraine innerhalb der Grenzen der ältesten Zunge des Dnjeprgletschers, gelang es mir im J. 1923 zum ersten Mal über der Moräne zwei stratigraphische Lösstufen, die im Untergrundboden durch typischen fossilen Boden mit Krotowinen voneinander getrennt waren, auszusondern. Diese Beobachtungen wurden durch nachfolgende bestätigt. 2 Lösstufen über der Moräne der Dnjeprzunge sind Zeugnisse dafür, dass diese grösste Vereisung die ihre Dokumente in Gestalt einer Moräne in der Ukraine hinterlassen hat, der Riss-Epoche zuzuzählen ist. Den die Masse übermoränigen Lösses trennenden fossilen Boden deutete ich als Kennzeichen einer Verfeuchtung des Klimas, was der letzten (Würm) Eiszeit entspricht.

Gleichzeitig entdeckte ich an der ersten oberen Stufe der übermoränigen Lössschicht drei Zwischenstreifen einer schwachen Humusverdunklung, welche ich mit einer Verstärkung der bodenbildenden Prozesse in Verbindung brachte, bedingt durch eine Verfeuchtung des Klimas, welche den Stadien Bühl, Gschnitz und Daun entsprach.

Wenn wir uns nun unseren Befunden im erforschten Gebiet des zentralen Thian-Schan zuwenden, so finden wir auch hier Merkmale, die eine Gesamtübereinstimmung der Erscheinungen erkennen lassen.

Indem wir eine allgemeine Übereinstimmung von Zeit und Phasen der Gebirgsbildung auf der ganzen Erde anerkennen, kommen wir unvermeidlich zu dem Schluss einer Gesamtübereinstimmung der Vereisungsepochen.

Ist dem so, so ist es durchaus logisch, schon jetzt den Versuch zu machen, die Erscheinungen der Eiszeit zu synchronisieren, indem man sich nicht auf einzelne, wenn auch weite Gebiete beschränkt, sondern die Gesamtheit verschiedener Gebiete vereinheitlicht. Das sich anhäufende Material lässt, wie es scheint, solche Versuche schon jetzt verwirklichen.

Sehr bezeichnend ist der Umstand, dass hinsichtlich der Vereisung der nördlichen Hänge des Chan-Tengri Gebirgsknotens, im zentralen Thian-Schan, dieselben Erscheinungen zu beobachten sind, wie wir sie im südlichen Altai und in der Ukraine festgestellt haben. Die mächtigste Vereisung ist hier, ebenso wie in den anderen ebengenannten Gebieten, die vorletzte. Die Hemmungsstadien in den Rückzugsbewegungen der Gletscher der letzten Eisepoche sind hier, wie auch dort, gleich. Dies wird sowohl durch das Vorhandensein einer Anzahl von Rückzugsmoränen als auch durch stadiale fluvioglaziale Terrassen und teilweise vielleicht auch durch die Zahl der Stufen der ältesten Kare gestützt.

Die zeitgenössischen Gletscher der nördlichen Hänge des Chan-Tengri Gebirgsknotens wurden von uns in vielen Tälern der Fluss-Systeme des Gebiets beforscht: 1) im Quellengebiet des Ulkun-Kapkak, 2) am linken (Pass) Gebirgszweige des östlichen Aschu-Tur, 3) am rechten (Haupt) Gebirgszweige des östlichen Aschu-Tur, 4) im Quellengebiet des Systems des Flusses Bajan-Kol, 5) im Quellengebiet des Flusssystemes Narin-Kol und 6) im Gebirge Ogli-tass-tau (Quellengebiet der Kur-Karkara, Dschel-Karkara und des linken Nebenflusses des rechten Armes des oberen Tekes).

Zeitmangels wegen wurden Beforschungen der aktiven Gletscher nur flüchtig vorgenommen. Es wurden nur elf Gletscher des Forschungsgebietes bestiegen.

Insgesamt wurden im ganzen beforschten Flächenraum 74 Gletscher festge-
setzt. Rechnet man noch die Gletscher des linken Ufergebiets des Oberlaufes des
Aschas und das Quellengebiet der westlichen Aschu-Tur hinzu, die nicht zu
dem Bereich unserer Forschungen gehörten, aber auf unserer Karte registriert
sind, so haben wir hier 90 Gletscher, mit einem Gesamtbereich von 204 qkm
verzeichnen. Das Gletscherareal selbst beträgt im Gebiet unserer Forschungen,
124 qkm.

Die Gletscher des ganzen Bereiches, die auf der Karte verzeichnet sind,
lassen sich in folgende Kategorien aufteilen:

1) Alpine komplizierte Gletscher	12
2) " einfache "	37
3) Hufeisenförmige "	2
4) Hängende "	14
5) Kare "	27

EINES VERGLEICHS DER VORGÄNGE DER QUARTÄRPERIODE IM
UND DES WESTLICHEN KA

Alpen Alb. Penck und E. Brückner (1909)	Westlicher Kaukasus A. L. Rein- hard (1928)	Zentraler Thian-Schan W. Resnitschenko (Forschungen 1915. Vortrag auf der III. Geo- logentagung der Gesamtunion, 1928)	Südlicher Alt W. Resnitsche (Forschungen der Ja 1912. Im Druck e Arbeiten 1912—1915.
Alluvium	Postglaziale Zeit	<p>Postglaziale Zeit</p> <p>In der ersten Hälfte dieser Epoche endet der Bildungsprozess des oberen Lösses. Kennzeichen einer späteren Verfeuchtung des Klimas in der zweiten Hälfte der Epoche. (Bodenbildung auf dem oberen Löss).</p> <p>Kennzeichen tektonischer Bewegungen, die sich in Erdbeben und in Erneuerung des Erosionszyklus äussern.</p> <p>Künftige Vereisung.</p>	<p>Postglaziale</p> <p>In der ersten Hälfte Epoche finden Prozesse Wüstenverwitterung statt, die tief in die Berge eindringen.</p> <p>In der zweiten Hälfte Epoche treten Keime einer gewissen Feuchtklimas auf, welche sich in der Formation von Isch und Kastanienfarbenen dem an Bergen gelegentlich äussern.</p>
Daun. Depression 400 m	Amnauses Stadium. Depression 300—400 m	<p>Daun Stadium (3)</p> <p>Obere stadiale Endmoränen (Narin-Kol, Bajan-Kol). Untere (erste) stadiale fluvioglaziale Terrassen. Kare 3570—3740 m. Depression der Schneegrenze gegen 180 m.</p>	<p>Daun-Stadium</p> <p>Obere stadiale Endmoränen (Buchtarma, Kurtschalak-Bulak-Kundusdi)</p>
Gschnitz. Depression 600 m	Kanachirer Stadium. Depression 500—600 m	<p>Gschnitz Stadium (2)</p> <p>Mittlere stadiale Endmoränen (Narin-Kol, Bajan-Kol). Mittlere stadiale fluvioglaziale Terrassen. Kare 3440—3540 m. Depression der Schneegrenze gegen 330 m.</p>	<p>Gschnitz Stadium</p> <p>Mittlere stadiale Endmoränen (Buchtarma, Kurtschalak-Bulak-Kundusdi)</p>
Bühl. Depression 900 m	Theberdiner Stadium. Depression 800—900 m	<p>Bühl Stadium (1)</p> <p>Untere stadiale Endmoränen (Narin-Kol, Bajan-Kol). Obere (dritte) stadiale fluvioglaziale Terrassen. Kare 3260—3400 m. Depression der Schneegrenze gegen 400 m.</p>	<p>Bühl Stadium</p> <p>Untere stadiale Endmoränen (Buchtarma, Kurtschalak-Bulak-Kundusdi).</p>
Wärm IV. Depression 1300 m. Untere Terrassen	Letzte Vereisung. Depression 1200—1300 m Moränen und Terrassen I	<p>Wärm-Vereisung (IV)</p> <p>Schroff ausgesprochene Zirkusse und Tröge der 27 beforschten Täler; vom Elise abgeschliffene und abgewetzte Felsen; Grund- und Längsmoränen, in einigen Fällen Endmoränen. Moränen-Seen. Mit Endmoränen verbundene vierte fluvioglaziale Terrassen. Kare 2650—3150 m. Depression der Schneegrenze gegen 850 m (bei Schwankungen von 630—1160 m).</p>	<p>Wärm-Vereisung</p> <p>Scharf ausgesprochene Zirkusse und Tröge der 27 beforschten Täler; vom Elise abgeschliffene und abgewetzte Felsen; Grund- und Längsmoränen, in einigen Fällen Endmoränen- und Seen; Riegel. Kare 2650—3150 m. Depression der Schneegrenze gegen 850 m (bei Schwankungen von 630—1160 m).</p>

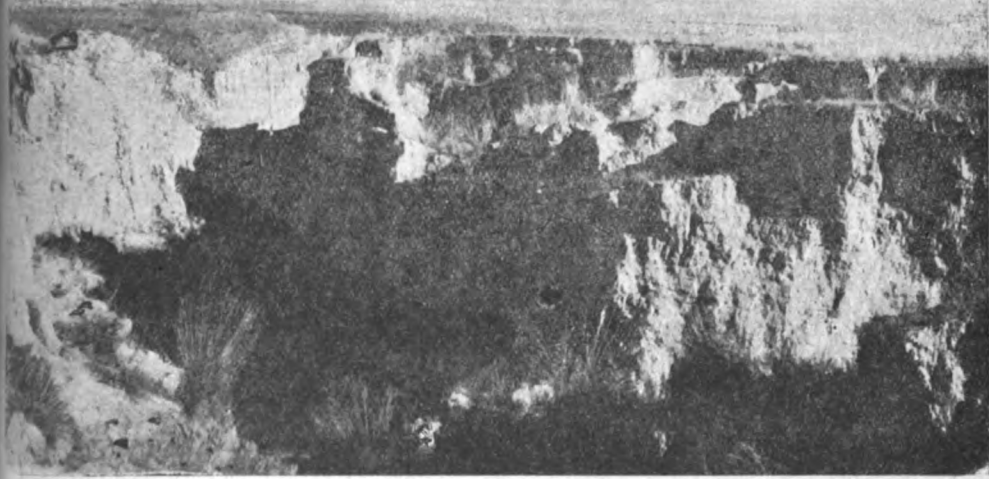
Bildung des oberen Lösses

C H
 ER UKRAINE, DES SÜDLICHEN ALTAI, DES ZENTRALEN THIAN-SCHAN
 BEGEBENHEITEN IN WESTEUROPA

and, ein	Skandinavi- en	<p style="text-align: center;">U k r a i n e Gebiet der Kanewer Dislokation. Mitteldnjeprgebiet W. Resnitschenko</p> <p>(Untersuchungen der Jahre 1923–1930. Im Druck erschienene Arbeiten 1924–1930).</p>
Steinmann (jun.) 1926.		
		<p style="text-align: center;">Postglaziale Zeit</p> <p>In der ersten Hälfte der Epoche Beschluss des Bildungsprozesses der ersten Lösstufe auf dem Plateau, auf der 2-ten, 3-ten und 4-ten überauigen Terrasse. Entstehung von Barchanen und sodann von Dünen in den Grenzen der 1-ten überauigen Terrasse (Würm II).</p> <p>In der zweiten Hälfte der Epoche Verfeuchtung des Klimas und als Folge Entstehung von Tschernosjom. Eine weitere Verfeuchtung war die Ursache eines Vorstosses der Wälder und der Degradation des Tschernosjoms, worin man die Vorläufer einer neuen Vereisung ersehen kann.</p>
		<p style="text-align: center;">Daun-Stadium (3)</p> <p>Erster Zwischenstreifen einer schwachen Humusverdunkelung im oberen Teil der ersten Lösstufe.</p> <p style="text-align: right;">Bildung des oberen Teils der ersten Lösstufe, die mit ihrer Decke alle Ablagerungen des Plateaus der Mindel-Riss und I. Würm-Terrasse des Dnjeprtals bekleidete.</p>
		<p style="text-align: center;">Gschnitz-Stadium (II)</p> <p>Zweiter Zwischenstreifen einer schwachen Humusverdunkelung im oberen Teil der ersten Lösstufe</p> <p style="text-align: right;">Der Anwehungsprozess dieses Lössteils verklang während des Verzögerungsstadiums im Rückzug der Gletscher der letzten Vereisung, was sich auch in der Entstehung der Humusstreifen, die den Bühl-, Gschnitz- und Daun-Stadien entsprechen, äussert.</p>
		<p style="text-align: center;">Bühl-Stadium (1)</p> <p>Dritter Zwischenstreifen einer schwachen Humusverdunkelung im oberen Teil der ersten Lösstufe.</p>
en um	2-tes Maximum	<p style="text-align: center;">Würm-Vereisung (IV)</p> <p>In den Grenzen des Plateaus und der Mindelterrasse formiert sich der obere Subhorizont des ersten Horizonts des Fossilbodens.</p> <p>Entstehung der 1-ten überauigen Terrasse (sandig „borowaja“) mit Anfangsstadium einer Formation der vierten Stufe, von oben gerechnet. (Terrasse Würm II). Zu Anfang des 2. Maximums – paläolithische Niederlassung von Schurawka.</p>
	Vereisung III. Die letzte.	<p style="text-align: center;">Würm-Interstadiale</p> <p>Bildung des unteren Teils der ersten Lösstufe.</p> <p>Zu Ende der Würm-Interstadiale Kennzeichen tektonischer Störungen der Terrasse Würm I, welche sich an einigen Distrikten durch eine Hebung dieser Terrasse bis zur Höhe der ältesten (Mindel) Terrasse, äussern. Zu Ende der Würm-Interstadiale paläolithische Niederlassung von Misin.</p>
	1-tes Maximum	<p>Innerhalb der Grenzen des Plateaus und der Mindel-Terrasse Formation des unteren Subhorizonts des Horizonts fossilen Bodens.</p> <p>Energische Erosion und Balkenbildung auf dem Plateau an der vierten (Mindel) und dritten (Riss) überauigen Terrasse, deren Mündung auf der Höhe der 2-ten (Würm I) überauigen Terrasse zu verzeichnen ist.</p> <p>Bildung der zweiten überauigen Terrasse (mit einer Lösstufe) mit primärem Stadium einer Formation der dritten Abstufung (Terrasse Würm I) von oben gerechnet.</p>

Alpen	Westlicher Kaukasus	Zentraler Thian-Schan	Südlicher Altai
Riss-Würm (Schellen-Epoche). Kurzwährende Epoche. Schwache Erosion	Kurzwährende Interglazial-Epoche (3). Schwache Erosion	Riss-Würm Interglazial-Epoche (3) Bildung eines unteren Lösses und lössartiger Lehme insbesondere in der ersten Hälfte dieser Epoche, im Tal des Tekes, unterhalb der Mündung des Bajan-Kol. Dislokation der Rissfluvioglazialen- und Moränen-Ablagerungen am Ausgang der Karkara aus dem Gebirge und im Kiltshikpai.	Riss-Würm Interglazial-Epoche (3)
Riss III. Grösste Vereisung. Obere Terrasse	Vorletzte Vereisung III. Moränen und Terrassen II	Riss-Vereisung (Die grösste) (III) Kennzeichen des mittleren der drei ineinandergefügteten Tröge des Dschahak. Moränen des Kiltshikpai, des Karagai, des Ak-Koscht, der nördlichen Abhänge des Kopil. Älteste obere (fünfte) fluvioglaziale Terrasse über dem Fluss Ir-Su und neben dem Graben Artscha und im östlichen Teil des Gebirges Degeres (2000–2200 m). Älteste Kare 2200–2400 m. Depression der Schneegrenze gegen 1500 m. Zu Ende der Epoche — Beginn der Bildung eines unteren Lösses.	Riss-Vereisung (Die grösste) (III) Kennzeichen des dritten vier ineinandergefügteten Tröge am Flusse Kara-Kaba. Moränenreste im Tal des mittleren Laufes des Flusses schum. Moränen von Ura Tar, Aju-Ketken, Dschahak, Terekten, Tschobuldai und Kennzeichen ältester Vereisung gegen 1660 m bei Schwabach. Depression der Schneegrenze gegen 940–1340 m.
Mindel-Riss (Kromersche Epoche). Andauernd und warm. Starke Erosion	Grosse Interglazial-Epoche (2). Starke Erosion Prae Riss?	Mindel-Riss Interglazial-Epoche (2) Schroffe Dislokation salzhaltiger und pliozäner Tone am Gebirge Tschul-Adir (Fluss Karkara).	Mindel-Riss Interglazial-Epoche (2)
Mindel II. Unteres Decken-Schotter	Vereisung II. Terrasse III	Mindel-Vereisung (II) (?) Kennzeichen des oberen der drei ineinandergefügteten Tröge im Tal des Dschahak-Flusses (rechts).	Mindel-Vereisung (II) (?) Kennzeichen des zweiten der vier ineinandergefügteten Tröge im Oberlauf des Flusses Kara-Kaba.
Günz-Mindel (St. Prest). Kurzandauernd. Geringe Erosion	Mutmassliche Interglazial-Epoche. I. geringe Erosion	Mutmassliche Günz-Mindel Interglazial-Epoche (I)	Mutmassliche Günz-Mindel Interglazial-Epoche (I)
Günz I. Oberes Decken-Schotter	Mutmassliche Vereisung. Überreste der Terrasse IV	Mutmassliche Günz-Vereisung (I) (?) Kennzeichen des oberen der vier ineinandergefügteten Tröge.	Mutmassliche Günz-Vereisung (I) (?) Kennzeichen des obersten der vier ineinandergefügteten Tröge auf der rechten Seite des obersten des Oberlaufes des Flusses Kara-Kaba, wo über dem Tal des Tröges der letzten Vereisung auf einer Strecke von vier Kilometern drei Stufen zu sehen sind.

Skandinavien	Ukraine Gebiet der Kanewer Dislokation. Mitteldnjeprgebiet
Interglazial-Epoche (2). Kurzwährend	<p>Riss-Würm Interglazial-Epoche (3)</p> <p>Bildung einer zweiten Lösstufe auf dem Plateau der Mindel- und Riss-Terrasse, insbesondere in der ersten Hälfte dieser Epoche.</p> <p>Zu Ende der Epoche Dislokation der dritten überauigen (Riss) Terrasse; die absolute Höhe dieser Terrasse beträgt in der Umgegend von Solotonoscha 93–95 m; in der Umgegend der Dörfer Oseristsche und Chotzky 132–143 m.</p>
Vereisung II (Die grösste)	<p>Riss-Vereisung III (die grösste) deren Eisdecke das Territorium der Ukraine erreichte.</p> <p>An den Grenzen der Eisdecke sind Ablagerungen von Geschiebelehmen (Moränen) auf dem Plateau und auf der Mindel-Terrasse zu verzeichnen. Ausserhalb der Grenzen dieser Decke formiert sich der zweite Horizont fossilen Bodens.</p> <p>In den Grenzen des Altdnjeprtals entsteht die 3-te überauige Terrasse (mit zwei Lösstufen). Diese Entstehung setzt sich aus folgenden Momenten zusammen: 1) Vertiefung der Erosionsdepression welche während der vorhergehenden Epoche entstand. 2) Ablagerung der Rissmoräne. 3) Erosion derselben beim Rückzug des Gletschers, 4) Ablagerung von fluvioglazialen Sanden der Rissvereisung mit Zwischenschichten von Schotter. 5) Lokalisation der fließenden Wässer und das Anfangsstadium der zweiten Abstufung (von oben).</p> <p>Zu Ende der Vereisung Beginn der Anhebung einer zweiten Lösstufe auf dem Plateau und der Mindel-Terrasse und teilweise auch auf der Rissterrasse.</p>
Grosse interglazial-Epoche (I) Prae-Riss?	<p>Mindel-Riss Interglazial-Epoche (2).</p> <p>Bildung der dritten Lösstufe auf dem Plateau, insbesondere in der ersten Hälfte der Epoche.</p> <p>Innerhalb der Grenzen der 4-ten überauigen (Mindel) Terrasse anfangs ein Anheben der Mindel fluvioglazialen Sande, mit Bildung von Barchanen und Dünen, in deren unteren Schichten Überreste von Elephas trogontheri Pohlig (Kanew) gefunden wurden, und dann – Ablagerungen der dritten Lösstufe.</p> <p>In den wasserarmen, teilweise nur zeitweiligen Durchflüssen und den Flussbetten des Altdnieprs ist die Ablagerung einer Schicht grünlicher toniger Sande mit paludiner Fauna – mit Paludina diluviana Kunth. an der Spitze (Piwicha) – zu verzeichnen.</p> <p>Zu Ende der Epoche eine scharfe Dislokation Kanews und der Piwicha.</p>
Vereisung I	<p>Mindel-Vereisung (II)</p> <p>Bildung des dritten Horizontes fossilen Bodens auf dem Plateau (Tscherepin, Babinowka).</p> <p>In den Grenzen des Altdnjeprtals geht die Bildung der ältesten vierten überauigen Terrasse (mit drei Lösstufen und Geschiebelehmen) vor sich, welche sich aus folgenden Momenten zusammensetzt: 1) Erosion einer weiten Depression. 2) Ablagerung einer dicken Masse weisser fluvioglazialer Sande und Zwischenschichten von Schotter. 3) Lokalisation der fließenden Wässer und Anfangsstadium der Formierung der ersten Abstufung (von oben). Zu Ende der Vereisung Beginn der Anhebung der dritten Lösstufe auf dem Plateau.</p>
	<p>Günz-Mindel Interglazial-Epoche (I)</p> <p>Bildung der 4-ten Lösstufe auf dem Plateau (Tscherepin, Babinowka), hauptsächlich in der ersten Hälfte dieser Epoche.</p>
	<p>Mutmassliche Günz-Vereisung (I) (?)</p> <p>Zu Ende der Vereisung Beginn der Entstehung der vierten Lösstufe.</p>



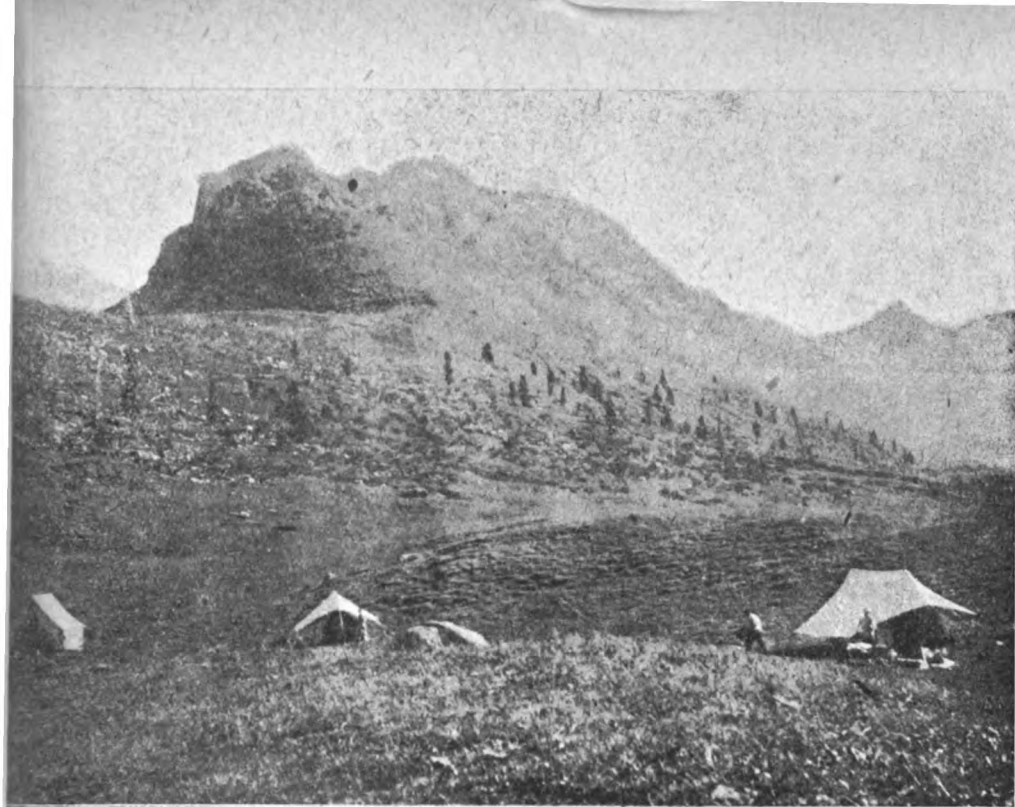
Мал. 1. Леси в долині р. Текеса. На задньому плані пасмо Центр. Тянь-Шаня.

Abb. 1. Löss im Tal des Flusses Tekes. Im Hintergrunde das Gebirge des Zentralen Thian-Schan.



Мал. 2. Флювіогляціальна тераса в долині р. Текеса. На передньому плані тьянш. яки.

Abb. 2. Fluvioglaziale Terrasse im Tal des Flusses Tekes. Im Vordergrund Thian-Schan Jakken.



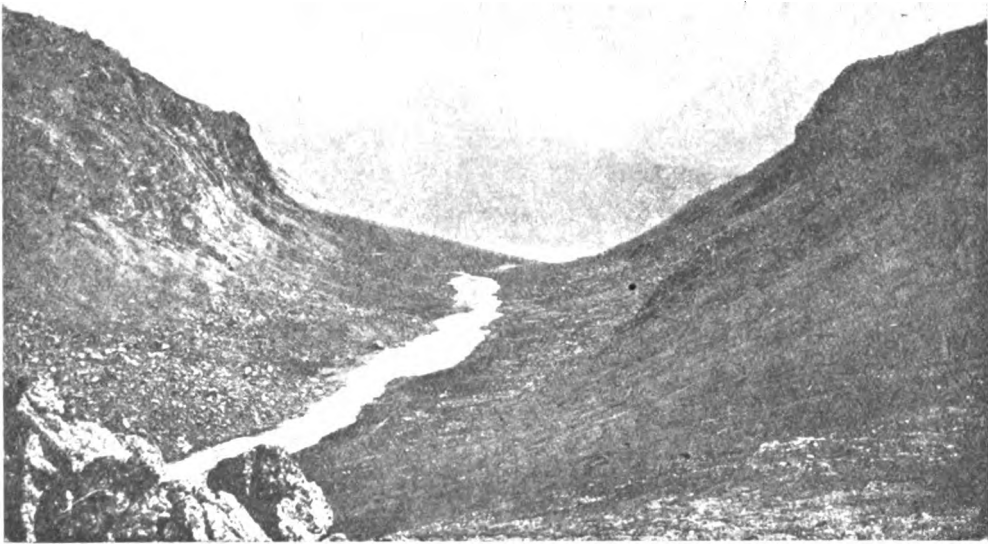
Дал. 3. Звисаюча долина лівого допачву р. Нарин-колу на межі лісу (тяньшанська ялина) над Нарин-кольським трогом. Стан експедиції на вюрмських моренах цього трогу.

Abb. 3. Überhängendes Tal des linken Nebenflusses des Flusses Narin-Kol an der Waldgrenze (Thian-Schan Tannenwald) über dem Narin-Kol-Trog.



Дал. 4. Трог р. Баян-колу. Озерувате поширення на місці колишньої зупинки льодовика.

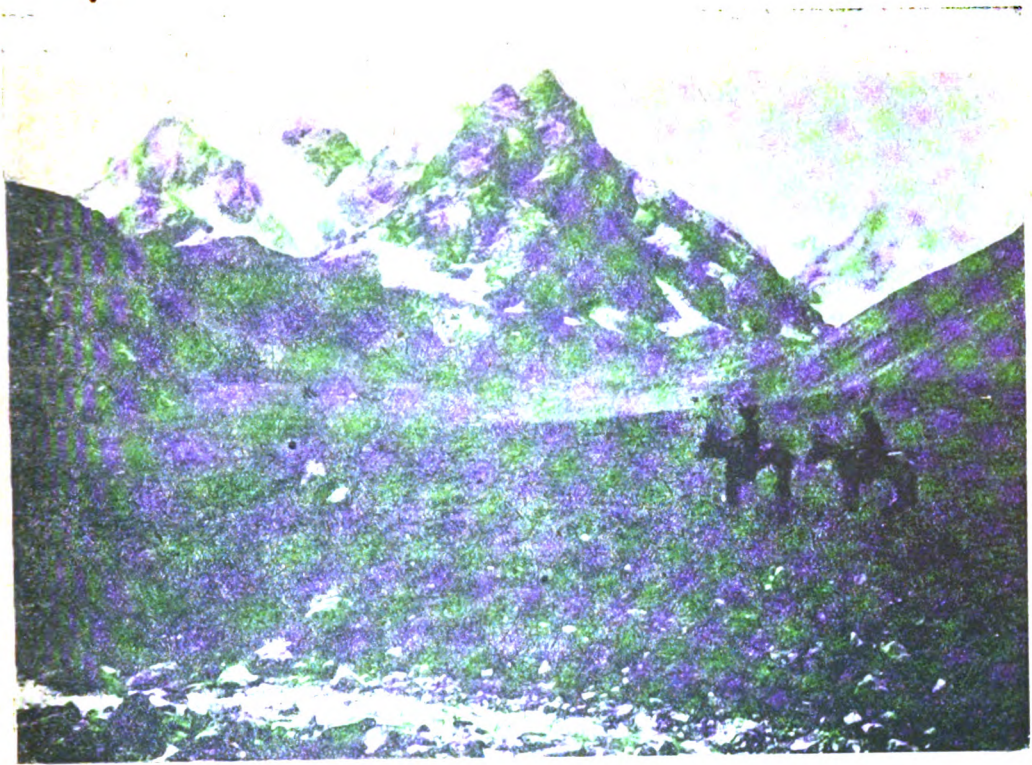
Abb. 4. Trog des Flusses Bajan-Kol. Seeförmige Verbreiterung am ehemaligen unteren Gletscherende aus der Würmepeche.



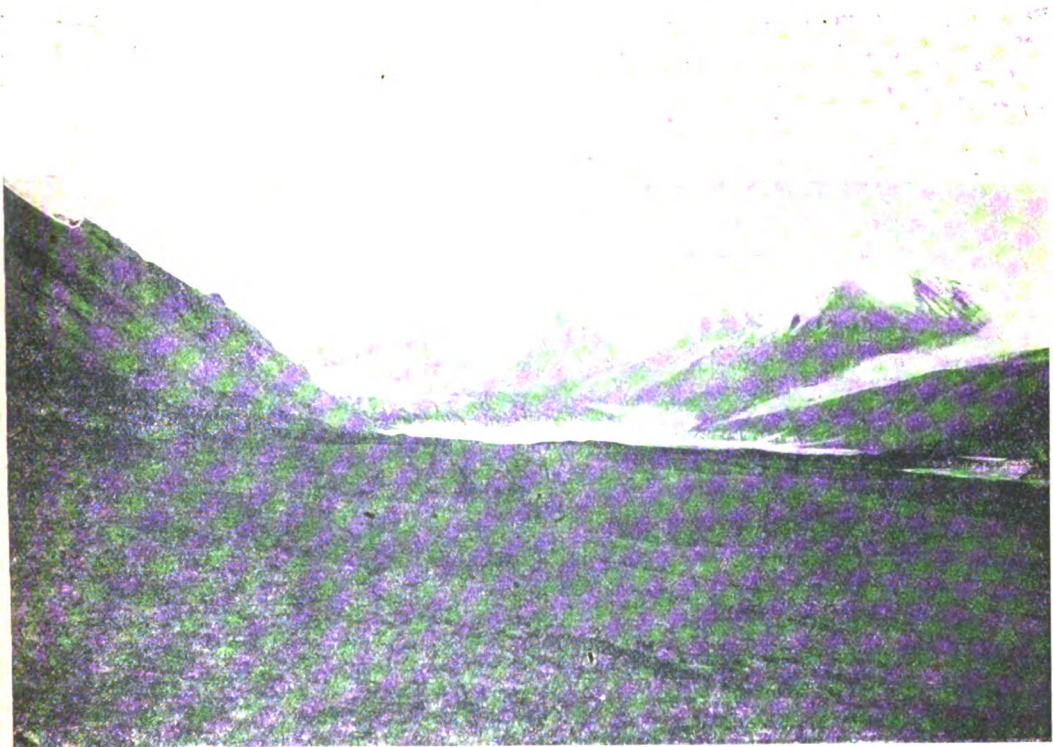
Мал. 5. Трог Каска-торський. На задньому пляні пасмо Сари-джас.
Abb. 5. Kaschka-Tör Trog. Im Hintergrunde das Gebirge Sary-Dschas.



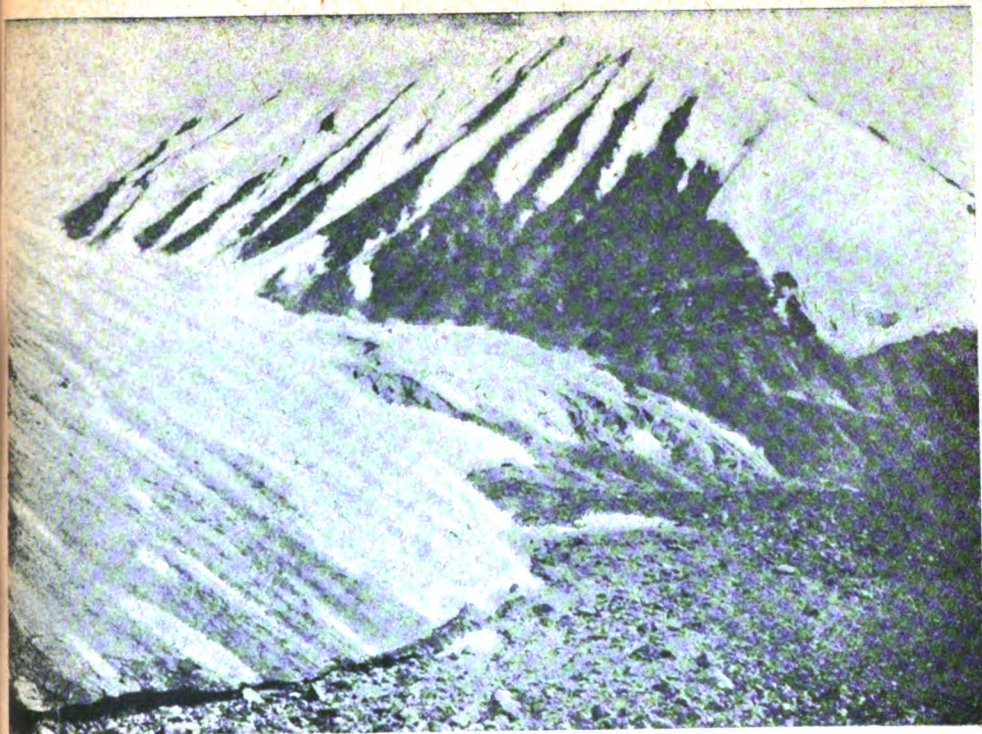
Мал. 6. Два вставлені один в один трого в верховині р. Нарин-колу.
Abb. 6. Zwei ineinandergefügte Tröge im Oberlauf des Flusses Narin-Kol.



Мал. 7. Давні морени в верховині р. Нарин-коду.
Abb. 7. Ehemalige Moränen im Oberlauf des Flusses Narin-Kol.



Мал. 8. Джереловища р. Сари-джас. Кінець льодовика Семєнова.
Abb. 8. Quellengebiet des Flusses Sary-Dschas. Ende des Semenow-Gletschers.



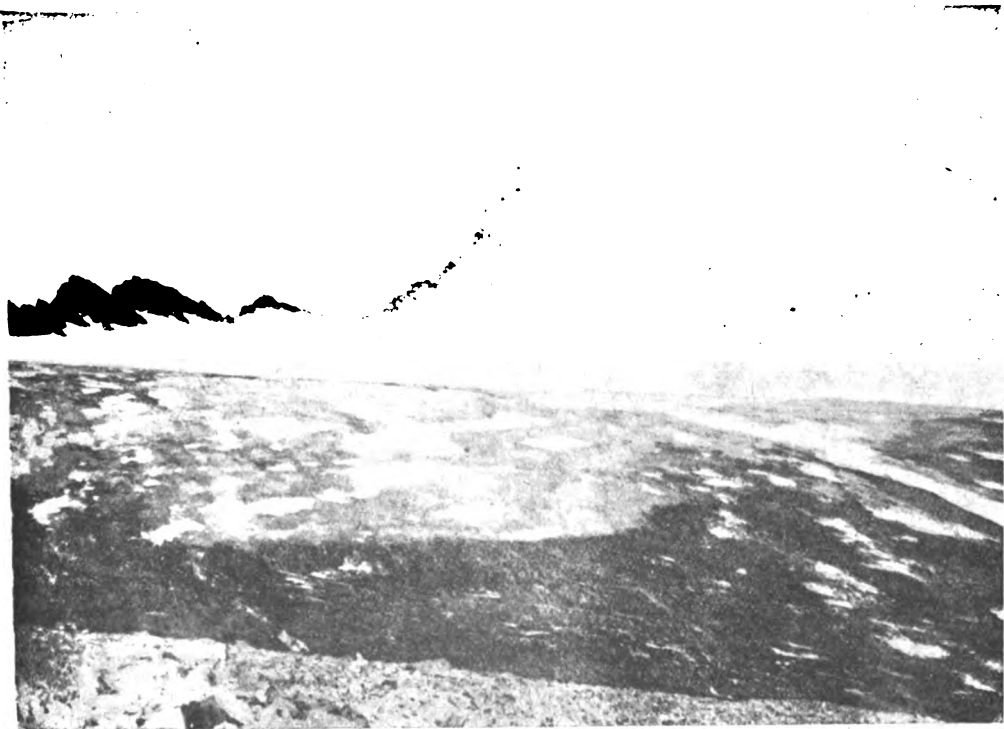
Мал. 9. Кінець льодовика Ашу-турського західнього.
Abb. 9. Das Ende des westlichen Aschu-Tur Gletschers.



Мал. 10. На льодовику Кара-сайському. Середина морена. Поля живлення льодовика.
Abb. 10. Auf dem Kara-Sai Gletscher. Mittelmoräne. Speisungsfelder des Gletschers.



Мал. 11. Озеро на поверхні льодовика Ашу-турського західнього.
Abb. 11. See auf der Oberfläche der westlichen Aschu-Tur Gletschers.



Мал. 12. Гребінь перевалу Ашу-тур над льодовиками.
Abb. 12. Der Grat des Gebirgspasses Aschu-Tur über den Gletschern.

З М І С Т

В. В. Різниченко, Академік Павло Тутковський (Огляд його наукової діяльності)	1—17
О. П. Сно, Бібліографічний список друкованих праць академіка П. А. Тутковського.	19—37
Г. Г а м с, Про деякі співвідношення й визначення віку в четвертинній добі північної, східної та середньої Європи	39—49
М. І. Дмитрієв, Форми поверхні України, витворені безпосередньо льодовиком.	51—74
Ж. Дюбуа, Природа та походження суглинків Франції.	77—86
Ж. Дюбуа, Евстатичні коливання рівня моря та рух земної кори за четвертинного періоду	87—95
А. М. Жирмунський, Деякі питання термінології та класифікації четвертинних покладів.	97—102
Л. І. Карякін, Матеріали до вивчення наметнів Українського Полісся.	109—144
М. В. Клеяова, До питання про встановлення єдиної методики та номенклатури механічної аналізи	147—156
В. І. Крокос, Палеопедологія та її значення.	163—164
В. І. Крокос та В. Г. Бондарчук, Четвертинні поклади північно-східної частини Озівського моря	167—183
Л. Ф. Люнгерстгаузен, До питання про простягання північно-білоруських кінцевих морен та про вік білоруського лесу	189—210
А. Н. Мазарович, Про характер та вік найголовніших типів потретинних покладів сходу російської рівнини	215—252
В. А. Обручев, Лес як еоловий ґрунт.	261—293
Д. Н. Соболев, Про гляціодислокацію	333—347
Г. Фредерікс, Четвертинні рухи земної кори.	351—368
В. В. Різниченко, Зледеніння на півночі гірського вузла Хан-Тенгри та спроба синхронізації льодовикових епох у Полудневому Алтаї, Центральному Тянь-Шані і на Україні (з картою).	381—418

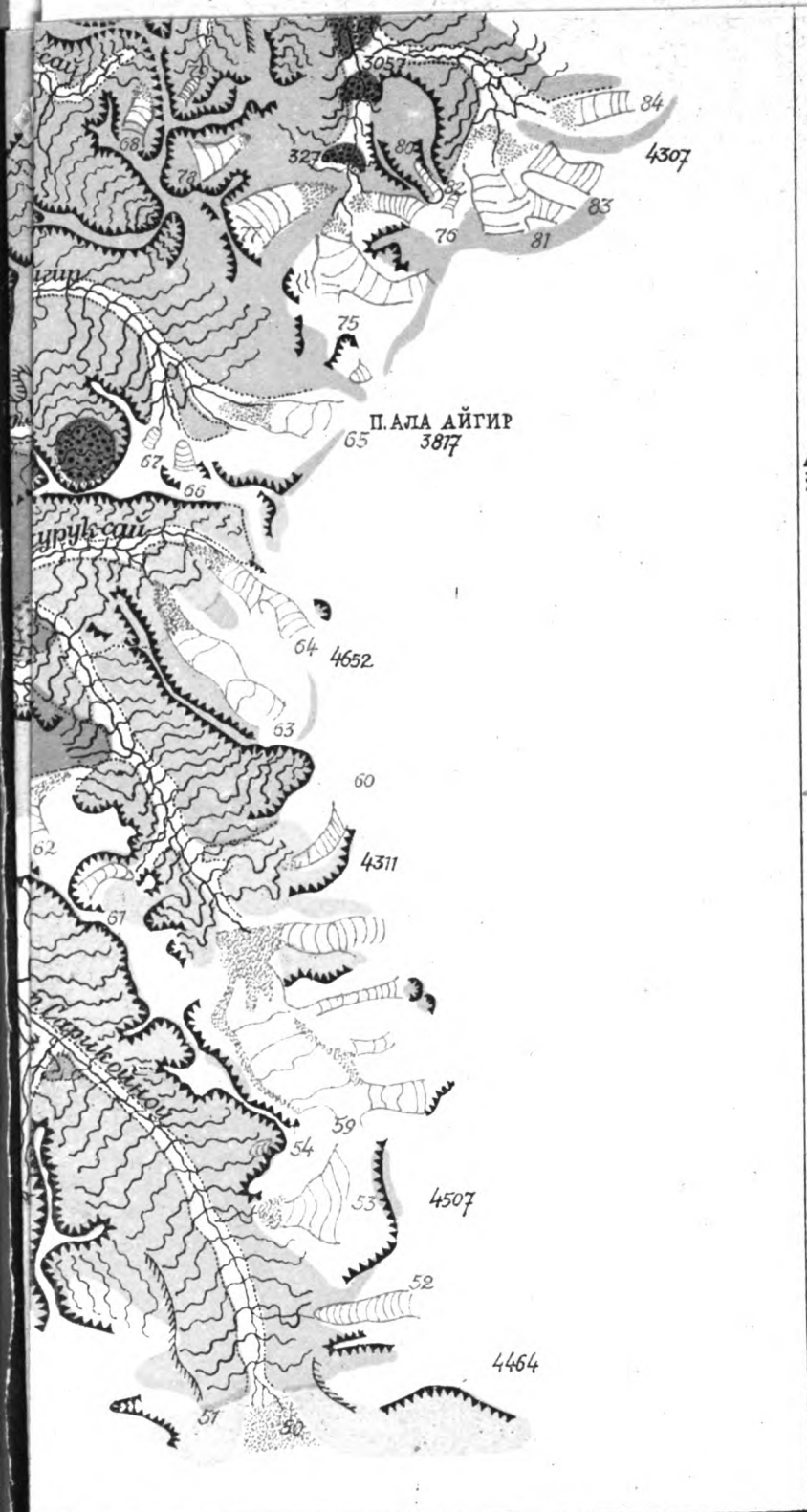
CONTENTS

W. W. Resnitschenko, Akademiker Paul Tutkowsky (Uebersicht seiner wissenschaftlichen Tätigkeit)	9-17
O. P. S no, Bibliographisches Verzeichnis der veröffentlichten Arbeiten des Akademikers P. A. Tutkowsky	19-37
H. Hams, Ueber einige Korrelationen und Altersbestimmungen im Nord-, Ost- und Mitteleuropäischen Quartär	39-49
N. I. Dmitriew, Die Oberflächenformen der Ukraine wie sie unmittelbar durch den Gletscher gebildet worden sind	74-75
G. Dubois, Nature et origine des limons Français	77-84
G. Dubois, Oscillations eustatiques du niveau marin et mouvements de l'écorce terrestre pendant la période quaternaire	87-92
A. M. Žirmunskij, Sur certaines questions de terminologie et de classification des dépôts quaternaires	102-107
L. I. Kariakin, Beiträge zur Erforschung der Geschiebe des ukrainischen Polesste	144-145
M. V. Klenova, On the question of establishing one uniform method and nomenclature of mechanical analysis	156-162
W. I. Krokos, Die Paläopedologie und ihre Bedeutung	164-166
W. I. Krokos und W. G. Bondartschuk, Ueber die quartären Ablagerungen des nordöstlichen Teils des Asowschen Meeres	183-187
L. F. Lungershausen, Zur Frage nach der Ausbreitung der nordweissrussischen Endmoränen und dem Alter des weissrussischen Lösses.	210-213
A. N. Masarowič, Charakter und Alter der wichtigsten Typen der Quartärablagerungen im Osten der russischen Ebene.	252-254
W. A. Obrutschew, Löss als äolischer Boden	293-331
D. N. Sobolew, Ueber Glaziodislokation.	347-350
G. Fredericks, Les mouvements quaternaires de la croûte terrestre	368-373
W. W. Resnitschenko, Vereisungen im Norden des Chan-Tengri Gebirgsknotens und Versuch eines Vergleichs der Vereisungen im Zentralen Thian-Schan, im südlichen Altai und in der Ukraine (mit 1 Karte)	419-431

ПОХИБКИ — ERRATA

Стр.	Ряд.	Надруковано	Потрібно
Seite	Zeile	falsch	richtig
Page	Line	wrong	correct
Page	Ligne	faux	correct
<i>I Tom — Tome I</i>			
7	12	внизу — below	Ausgezeichnet
14	3	" "	Chamberlin
25	17	" "	Zösbildung
42	7	зверху — above	Interglaziale
45	10	" "	an scheinend
49	10	" "	емііське
82	23	" "	inlandsis
145	27	" "	Porphyren
145	2	внизу — below	Wolhynien Kreis
158	11	" "	litims (bis)
169	24	" "	e. i.
163	12	зверху — above	Palaopedologie
165	7	" "	unfer
170	13	" "	5,6
171	14	" "	Cardium
172	10	" "	cardium
172	19	" "	ім
178	13	внизу — below	10,20
185	6	" "	polimorpha
185	8	" "	Tone
186	3	" "	Integlazialzeit
187	15	зверху — above	Tscheronsjom
187	18	" "	Cardium
256	16	внизу — below	der Žeguli
294	25	" "	beführt
295	6	зверху — above	Erörtungen
295	16	" "	behauptet er, von
297	12	внизу — below	gerechnet) zu 3—4
298	23	" "	Breitengraden
322	23	внизу — below	zu Hunderttausenden
323	18	" "	geschätzt
325	23	" "	als zur Eiszeit war
325	11	" "	Land-Seelehm
326	5	зверху — above	Seesanden
348	11	внизу — below	Olifen
349	14	зверху — above	nidergehenden
			auf
			Grenze
			Grenzen
<i>Tom II — Tome II</i>			
1	11	зверху — above	Bar
132	10. 21	внизу — below	pense
185	6	" "	Motti.
289	11	зверху — above	Д. Г. Яковлев
293	14	внизу — above	С. Я. Яковлев
299	10	зверху — above	С. А. Яковлев
			D. I. Jakovlev

Видавн. № 15. Обсяг 28 др. арк. Здано до друкарні 27. III. 32 р. Підписано до друку оск.
аркуш 20. I 33 р. Формат папіру 738 × 1044 мм. Вага метр. стопи 52 кгр. Папір. ар.
Др. зв. на одному папір. арк. (к. 10) 104,4 тис.



42°
20'

50'


50'0'

Цитаделя № 9. Тираж 1000 м. Зам. № 836.

Handwritten mark

1008

U. C. BERKELEY LIBRARIES



C045288526



