

## Die Entwicklungsgeschichte postsaaleglazial entstandener Talabschnitte der Weißen Elster und Mulde und die stratigraphische Gliederung des jüngeren Quartärs

Von ROLAND FUHRMANN, Leipzig

Mit 7 Abbildungen

**Zusammenfassung:** Langjährige Untersuchungen in den Tieflandstälern der Weißen Elster und Mulde erbrachten ein von bisherigen Vorstellungen stark abweichendes Bild der jungquartären Entwicklung dieser Täler. Die Annahme, daß in den postsaaleglazialen Tälern nur ein kaltzeitlicher Schotterkörper zur Ablagerung kam, hat sich nicht bestätigt. Insbesondere die Verwendung von Luftbildern, auf ihnen sind die Flußbettstrukturen erkennbar, unterstützt die Rekonstruktion der komplizierten Lagerungsverhältnisse.

Im Weißeelstertal ist außer der morphologisch hervortretenden Niederterrasse ein weiterer jüngerer kaltzeitlicher Schotterkörper unter der Aueoberfläche vorhanden. Die fast vollständige Abtragung der Niederterrasse erfolgte nach der Lagerungsbeziehung zwischen ihr und dem Weichsellöß bereits präweichselzeitlich. Die morphologisch einheitlich erscheinende Niederterrasse im Muldetal besteht sehr wahrscheinlich aus zwei niveaugleichen aber verschieden alten Schotterkörpern. Im Elbtal ist wie im Weißeelstertal außer der Niederterrasse ein weiterer unter der Aueoberfläche liegender kaltzeitlicher Schotterkörper vorhanden.

Zwei kaltzeitliche Schotterkörper in den gesichert postsaaleglazialen Tieflandstälern beweisen eine selbständige Kaltzeit zwischen Saale- und Weichsel-Eiszeit. Damit im Einklang stehen die Ergebnisse der Lößstratigraphie. Die Interglazialvorkommen Grabschütz und Neumark-Nord sind aufgrund ihrer Lagerungsposition und ihrer floristisch-faunistischen Unterschiede zu eemwarmzeitlichen Vorkommen in eine zwischen der Eem-Warmzeit und der Saale-Eiszeit liegende Warmzeit, die Grabschütz-Warmzeit, einzuordnen.

In den jüngsten kaltzeitlichen Schotterkörper sind die postglazialen Flußrinnen der mäandrierenden Flüsse eingeschritten. Der Wechsel vom braided river zum mäandrierenden Fluß trat bereits im Weichsel-Spätglazial ein, vermutlich mit Beginn des Alleröd-Interstadials.

Die holozäne Mulde-Aue ist in drei morphogenetische Einheiten gliederbar, diese können relativ sicher dem Alt-, Mittel- und Jungholozän zugeordnet werden. Die drei Einheiten bestehen jeweils aus mehreren Phasen. Bei der holozänen Flußdynamik ist neben der dominierenden Horizontalrichtung der Mäandrierung eine vertikale Komponente nachgewiesen. Zwischen Mulde und Weißer Elster bestehen sowohl rezent, als auch bei den holozänen Sedimentfolgen beträchtliche Unterschiede in der Flußdynamik. Die Ursache dafür ist der orographisch bedingt höhere Gebietsniederschlag und der dadurch größere Abfluß aus dem Mulde-Einzugsgebiet.

**Summary:** Investigations lasting several years into the lowland valleys of the Weiße Elster and the Mulde have produced a picture of the development of these valleys in the Young Quarternary which sharply differs from previous conceptions. The assumption that only one periglacial gravel body was deposited in the post-Saalian valleys is not confirmed. The reconstruction of the complicated deposit conditions is in particular supported by aerial photography in which the riverbed structures are discernible.

Apart from the morphologically emerging lower terrace, the Weiße Elster valley also contains another periglacial gravel body below the surface of the flood plain. Stratification indicates that the wide-scale erosion of the lower terrace took place between it and the Weichselian loess during the pre-Weichselian glacial stage. The morphologically uniform lower terrace in the Mulde valley almost certainly consists of two periglacial gravel bodies from different epochs at the same level. Like the Weiße Elster valley, the Elbe valley also has another periglacial gravel body beneath the surface of the flood plain.

Two periglacial gravel bodies in the definitely post-Saalian lowland valleys prove the existence of a separate ice age between the Saalian and the Weichselian. This corresponds with loess stratigraphy findings. In view of their position and their differences in flora and fauna from Eemian deposits, the interglacial deposits at Grabschütz and Neumark-Nord can be classified within an interglacial between the Eemian interglacial and the Saalian glacial stage referred to as the Grabschütz interglacial.

The Postglacial river channels of the meandering rivers are carved into the youngest periglacial gravel body. The change from braided to meandering rivers occurred during the Weichselian late glacial stage, probably at the start of the Allerød Interstadial.

The Holocene Mulde flood plain can be divided into three morphogenetic zones, which can be classified into the Old, Middle and Young Holocene with relative certainty. The three zones each consist of a number of phases. In addition to the horizontal direction of meandering, a vertical component has been detected in Holocene river dynamics. Between the Mulde and the Weiße Elster there are considerable differences in river dynamics, both recently and in Holocene sedimentary structure. This can be explained by higher regional precipitation due to orographic reasons and the resulting greater run-off from the Mulde catchment area.

## 1. EINLEITUNG

Der großflächige Braunkohlenabbau in der Leipziger Tieflandsbucht ermöglichte über viele Jahrzehnte eine direkte Zugänglichkeit der quartären Sedimentfolgen. Insbesondere dadurch konnten in diesem mit den Anfängen der Quartärforschung eng verbundenen Gebiet die Kenntnisse beträchtlich erweitert werden. Das Schwergewicht der Untersuchungen lag auf den glaziären Serien, den diese trennenden Ablagerungen südlicher Flüsse und den durch glaziäre Verschüttungen ausgelösten Flußverlegungen. Den Ablagerungen des Zeitabschnitts nach der Saale-Eiszeit, in dem das Gebiet während der Kaltzeiten zum Periglazialgürtel gehörte, wurde vergleichsweise wenig Aufmerksamkeit gewidmet und über die wichtigsten Abläufe in diesem Zeitabschnitt besteht nicht einmal in den Grundzügen Konsens. Die vorliegenden Publikationen über die Flußablagerungen der Talabschnitte im Tiefland (HILLER et al. 1991) und der Talabschnitte des Hügel- und Berglandes (WOLF 1991 b) enthalten so gegensätzliche Annahmen, daß man meinen könnte es handelt sich nicht um dieselben Flüsse. Auf die zusätzlich durch häufige Umdeutungen entstandene Wirrnis kann hier nicht im Einzelnen eingegangen werden, sie reduziert sich auf einen grundsätzlichen Gegensatz der Befunddeutung. EISSMANN sieht in allen Talabschnitten nur eine Terrasse post-saaleglazialen Alters. Für alle anderen, im Hügel- und Bergland zwischen einer solchen Terrasse und dem Niveau der frühsaalezeitlichen Hauptterrasse liegenden Schotterkörper wird eine glazialklimatische Genese nicht akzeptiert, ohne daß dies durch Untersuchungsergebnisse belegt ist. WOLF (1991 b) bewertete die seit langem bekannten Terrassenreste im Hügel- und Bergland. Er sieht sichere Belege für das Vorhandensein von zwei postsaaleglazialen Niederterrassen sowie einer „Höheren Aue“ mit einem Sockel kaltezeitlicher Schotter, allerdings spiegeln sich in dieser Arbeit beträchtliche Unsicherheiten bei der Zuordnung der Schotterreste zu einer dieser Terrassen wider. Die Höhere Niederterrasse ist bedeckt von mehrere Meter mächtigem Lößlehm, lößbürtigem Gehängelehm sowie Hangschutt. Die Terrassenkanten sind außerdem so stark abgeflacht, daß die wenigen Reste nur selten morphologisch als Terrasse erkennbar sind. WOLF unterwarf sich dem Zwang, beide Niederterrassen in die Weichsel-Kaltzeit einzuordnen und rückgreifend wurde diese Annahme als wesentliche Stütze einer für das gesamte Quartär gültigen „Doppelterrassen“-Theorie verwendet. Auf diese Theorie soll hier nicht eingegangen werden, da die durch glaziäre Serien stratigraphisch gut gesicherten Terrassen des Gebietes dafür keine Anhaltspunkte bieten. Die mitgeteilten Befunde stützen eine weichselzeitliche „Doppelterrasse“ ebensowenig, denn die stratigraphische Stellung der Terrassenreste im Hügelland ist nicht gesichert. Als stratigraphischer Fixpunkt werden humose Einlagerungen in den Deckschichten der Höheren Niederterrasse herangezogen. Den darin enthaltenen Resten von *Picea omoricoides* wird ein Leitartcharakter für das Weichsel-Interstadial W IV (Brørup) zugesprochen. Da es nicht gesichert und sogar sehr unwahrscheinlich ist, daß die nur an zwei Fundstellen untersuchten humosen Ablagerungen die ausklingende Schotterakkumulation der Höheren Niederterrasse repräsentieren, ist auch das angenommene Alter der Höheren Niederterrasse zweifelhaft. Vergleichbare, durch die stauende Wirkung des Permafrostbodens verursachte Sumpfablagerungen sind gleichfalls aus Lößprofilen sowohl in Wasserscheidennähe als auch in Talhangposition bekannt. Weiterhin ist nicht einmal die Beschränkung von *Picea omoricoides* auf das Weichsel-Frühglazial gesichert, es müssen sogar

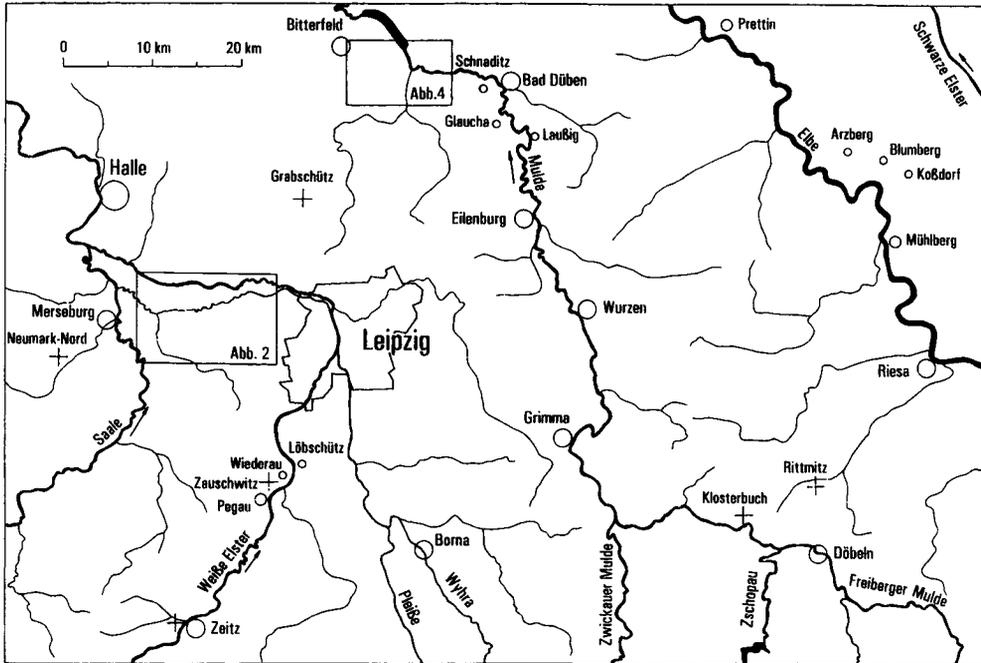


Abb. 1. Übersichtskarte

Zweifel angemeldet werden, daß es ein konstantes Florenelement dieses Zeitabschnitts ist. So wurde *Picea omoricoides* in dem von vielen Autoren als stratigraphisch gesichert angenommenen Interglazialbecken Gröbern (MAI 1990a, EISSMANN & LITT 1994) nicht gefunden. Von WOLF wird eine große, vor der Maximalausdehnung des Weichsel-Inlandeises liegende intraweichselzeitliche Erosionsphase konstruiert, obwohl die für die Rekonstruktion der Ereignisabfolge beigezogenen Befunde aus der Niederlausitz (CEPEK 1965) dafür nicht geeignet sind. Zur Abrundung des konstruierten Bildes hat WOLF (1991a) die im Raum Döbeln großflächig erhaltene Höhere Niederterrasse mit dem eemwarmzeitlichen Boden in ihren Deckschichten (FUHRMANN 1976) zur saalezeitlichen Hauptterrasse umgestuft. Die Klärung der meist selbst konstruierten Widersprüche wird nur durch gründliche und vorurteilsfreie Untersuchung und nicht durch weitere Umdeutungen erreicht werden.

Die Verschüttung durch die mächtigen glaziären Sedimente des Saale-Inlandeises führte in der Leipziger Tieflandsbucht nach dem Eiszerfall zu einschneidenden hydrographischen Veränderungen. Im Bereich der neu angelegten Täler wurden in einigen Abschnitten ältere Quartärfolgen vollständig beseitigt. Alle Ablagerungen in diesen Talabschnitten sind dann postsaaeleglazialen Alters. In anderen neuen Talabschnitten verblieben zwar Erosionsreste älterer Serien, aber Schotterkörper mit erhaltener ursprünglicher Oberfläche können ebenfalls nur ein postsaaeleglaziales Alter haben.

Ab 1970 begann der Braunkohlenbergbau massiv in die Auen der größeren Flüsse einzudringen und es entstanden die der Beobachtung direkt zugänglichen Großaufschlüsse Merseburg-Ost und Goitsche. Die wenigen publizierten, vorwiegend von LITT (1986) durchgeführten und zusammengefaßt in HILLER et al. (1991) dargestellten Untersuchungen ergaben ein scheinbar gesichertes Bild der jungquartären Entwicklung der Tieflandstäler. Die langjährigen Untersuchungen des Verfassers erbrachten ein davon stark abweichendes Ergebnis, einige der publizierten Befunde im Tagebau Merseburg-Ost halten einer kritischen Prüfung nicht stand. Vier wichtige Radiocarbon-

datierungen an archiviertem Fundgut aus dem Braunkohlentagebau Goitsche sind Herrn Dr. A. Hiller, Arbeitsgruppe Paläoklimatologie des Umweltforschungszentrums Leipzig–Halle, zu verdanken. Das Schwergewicht der vorliegenden Arbeit liegt auf den Flußbettsedimenten, die Hochflut-sedimente sind Gegenstand der vorangestellten Arbeit (FUHRMANN 1999).

## 2. WEISSE ELSTER, TALABSCHNITT UNTERHALB VON LEIPZIG

Im Stadtgebiet von Leipzig ändert die Weiße Elster ihre Laufrichtung, sie wendet sich nach Westen und fließt bis zur Einmündung in die Saale in einem 20 km langen Ost-West gerichteten Tal (Abb. 2). Das Saale-Inlandeis hatte den ursprünglich nach Norden gerichteten Lauf durch eine mächtige glaziäre Serie plombiert und die Weiße Elster mußte ein neues Tal anlegen. In dem eingehend untersuchten Talabschnitt westlich von Zöschen wurde die präsaalezeitliche Quartärbasis beträchtlich unterschritten, die heutige Aueoberfläche liegt unter dem Niveau der ehemaligen Quartärbasis. Dadurch ist gesichert, daß in diesem Bereich die gesamte quartäre Sedimentserie des Talgrundes ein postsaaleglaziales Alter hat.

Die zwischen den Ortslagen Böhlitz-Ehrenberg und Lützschena 2 km breite Talsohle erweitert sich talabwärts rasch auf 3,5 bis 4 km, südlich der Ortslage Röglitz sogar auf 4,5 km. Dieser Talabschnitt wird derzeit von zwei größeren Fließgewässern durchflossen. Am Nordrand fließt die Weiße Elster. Die im westlichen Teil nahe des Südrandes fließende Luppe, sie spaltet im Stadtgebiet Leipzig von der Weißen Elster ab, nimmt die südlichen Zuflüsse auf. Die hydrographischen Verhältnisse wurden in der jüngsten Vergangenheit anthropogen stark verändert, die Abb. 2 zeigt den Zustand des Jahres 1900.

Nördlich von Wallendorf ist durch den Braunkohlentagebau Merseburg-Ost von 1972 bis 1990 ein 9 km<sup>2</sup> großer Talsohlenbereich abgetragen worden. Die Dokumentation der in ihrer Gesamtheit durchschnittenen Quartärfolge konnte leider nicht in einem der Wichtigkeit dieses Aufschlusses angemessenen Umfang erfolgen. Vom Verfasser wurde 1974 bei sehr günstigen Aufschlußbedingungen, der Abtrag des ersten Abraumschnittes erfolgte mit einem Schaufelradbagger im Hochschnitt, eine 1800 m lange und ESE–WNW-streichende Böschung (Lage siehe Abb. 2) im Maßstab von ca. 1 : 100 fast vollständig fotografisch aufgenommen. Aus dieser fotogrammetrisch auswertbaren Aufnahme wurde der in Abb. 3 dargestellte Längsschnitt erhalten. In den Jahren 1983 bis 1985 erfolgten durch LITT (1986) Geländeaufnahmen in Merseburg-Ost. Der Dissertation ist als Beilage 6 die geologische Aufnahme einer 2700 m langen Böschung beigegeben. Diese Aufnahme ist später nur synoptisch verändert publiziert worden, die kopierte Originaldarstellung wurde deshalb in komprimierter Form zum Vergleich in die Abb. 3 aufgenommen. Die erheblichen Unterschiede zwischen den beiden räumlich naheliegenden Aufnahmen bedürfen einer Erklärung.

In LITT (1986) fehlen Angaben zur topographischen Lage der dokumentierten Böschung, sie mußte rekonstruiert werden. Anhand der in LITT et al. (1987) angegebenen Koordinaten des südöstlichen Anfangspunktes und einer beschriebenen nordwestlichen Richtung ergibt sich die in Abb. 2 eingetragene ungefähre Lage, sie stimmt mit den Abbauständen des Braunkohlentagebaus überein. Von Wallendorf beginnend war der Tagebau in nordwestliche Richtung geschwenkt, im Jahre 1986 hatte er die Westgrenze erreicht und danach begann von der verbliebenen Ostböschung der Abbau des Ostfeldes. Daraus ergibt sich, daß von Litt die Kopfböschung des Tagebauwestfeldes geologisch aufgenommen wurde. Diese Böschung war viele Jahre der Witterung ausgesetzt, durch Abbrüche und Rutschungen befand sie sich in einem für die lückenlose Aufnahme ungünstigen Zustand. Die Abb. auf der Tafel in LITT et al. (1987) zeigt den Zustand anschaulich. In seinem Profil von 180 bis 420 m dokumentierte Schollen weichselspätglazial/altholozäner Sedimentpakete werden damit als rezente Böschungsrutschungen erklärbar, denn die ungestörte Einbeziehung so großer Schollen in eine jüngere Flußsedimentation wäre nur in gefrorenem Zustand denkbar. Offensichtlich waren die Lagerungsverhältnisse in diesem Profiltail ähnlich wie im östlichen Teil des Längsschnitts von 1974, zwischen Flußbrinnen sind Pfeiler der weichselspätglazial/holozänen Schluffdecke erhalten geblieben.

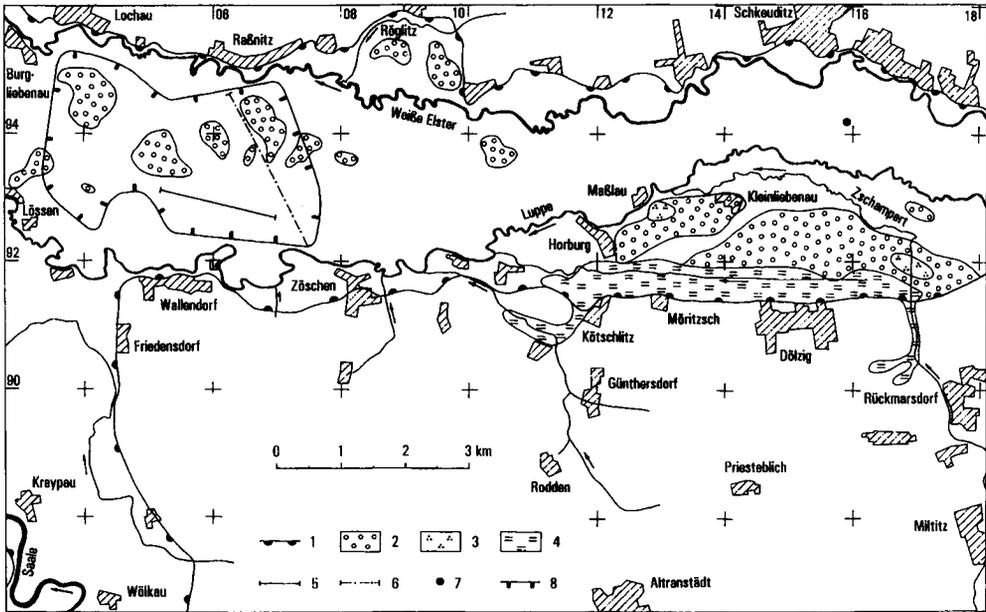


Abb. 2. Weißelstertal – Talabschnitt unterhalb von Leipzig

1 – Rand des Talgrundes, 2 – Verbreitungsgebiet der Niederterrasse, 3 – Verbreitungsgebiet äolischen Sandes auf der Niederterrasse, 4 – Verbreitungsgebiet weichselspätglazial/holozäner kalkig-anmooriger Sedimente, 5 – Schnittspur der geologischen Aufnahme vom Juli 1974, 6 – Schnittspur der geologischen Aufnahme von LITT (1986), 7 – Lage der  $^{14}\text{C}$ -Datierung Bln 1231, 8 – Abbaugbiet des Braunkohlentagebaus Merseburg-Ost.

### 2.1 Die Niederterrasse und der unter dem Aueniveau liegende kaltzeitliche Schotterkörper

Im Tal der Weißen Elster sind nur spärliche Reste einer Niederterrasse erhalten, der Anteil an der Talsohlenfläche beträgt von Pegau bis zum Eintritt ins Saaletal nur etwa 5%. Die Niederterrasse überragt das Aueniveau im Raum Wiederau um maximal 1,5 m und im Gebiet Kleinliebenau-Wallendorf um weniger als 1 m. Die Verbreitung im Talabschnitt unterhalb Leipzig ist vorwiegend auf zwei Bereiche konzentriert. Ein fast geschlossenes randbündiges Verbreitungsgebiet liegt zwischen den Ortslagen Burghausen, Dölzig, Horburg und Kleinliebenau. In einer bis 2 m in die Niederterrasse eingetieften flachen Randsenke, sie ist sehr wahrscheinlich erosiv unter Mitwirkung des aus Süden zufließenden Zschampert entstanden, lagern weichselspätglaziale und holozäne Sedimente (FUHRMANN 1973). Ein zweites größeres Verbreitungsgebiet liegt talmittig zwischen den Ortslagen Zöschen, Wallendorf, Lössen, Burgliebenau und Raßnitz. Es wurde nördlich und südlich von jüngeren Flußläufen umflossen und es ist inselartig aufgelöst.

Die nähere Untersuchung der Deckschichten der Niederterrasse von Kleinliebenau hat das Vorhandensein eines von GRAHMANN (1924) für die Niederterrasseninsel von Wiederau angenommen und später (auch in HILLER et al. 1991) auf alle Niederterrassenreste übertragenen fluvialen „Tallehms“ als Äquivalent des Auelehms nicht bestätigt. Größtenteils besteht die nur wenige Dezimeter mächtige Schluffdecke des Schotterkörpers, dieser ist in seinen oberen Teilen häufig verlehmt und stellenweise sind starke Kryoturbationen zu beobachten, aus jüngstem Auelehm. Dieses Alter ist durch Keramik der blaugrauen Irdenware (13. bis 15. Jahrhundert), Schlacken und

Molluskenfaunen, die in flachen Rinnen bei Bohrarbeiten südlich von Kleinliebenau gefunden wurden, belegt. Die Niederterrasse wurde offensichtlich im jüngsten Holozän von Hochwässern überspült und diese wirkten auch erosiv auf ältere Decksedimente. Charakteristisch für die geringmächtige Auelehmdedecke sind einzelne in der Schluffmatrix schwimmende Kiese. Gleiches wurde auch auf der Niederterrasseninsel Wiederau beobachtet, die dort sehr ähnliche Ausbildung der Deckschichten ist in FUHRMANN (1999) zusammenfassend dargestellt. An zwei Stellen, südöstlich von Maßlau und nördlich des Eintritts des Zschampert, wurden dem Schotterkörper unmittelbar auflagernd schluffige äolische Sande gefunden, diese Bereiche durchragen als „Hochlagen“ die Auelehmdedecke. Südöstlich von Maßlau konnte 1967 in einem Rohrleitungsgraben eine Zweiteilung des Treibsandes festgestellt werden. In einer 100 m breiten und bis 0,7 m tiefen Rinne ist ein maximal 1,2 m mächtiger älterer Treibsand erhalten geblieben, eingelagerte geringmächtige Schlufflagen sind stark krypturbat gestört. Die oberen Teile sind als Verbraunungshorizont ausgebildet, dieser zeigt ebenfalls krypturbate Störungen. Der ältere Treibsand wird von einem 0,7 m mächtigen jüngeren Treibsand bedeckt, dessen obere 25 bis 30 cm sind durch die landwirtschaftliche Nutzung in einen  $A_p$ -Horizont umgewandelt. Die Altersstellung der Treibsandfolge ist nicht durch Datierungen gesichert, der ältere Treibsand kann aber nicht jünger als weichselzeitlich sein. Die übereinstimmenden Befunde von Maßlau, Wiederau und Löbschütz (FUHRMANN 1999) schließen aus, daß auf der Niederterrasse der Weißen Elster ein fluvialer „Tallehm“ zur Ablagerung gekommen ist.

Der Längsschnitt von 1974 in Abb. 3 zeigt zwei grundsätzlich verschiedene Formen der Flußbettsedimentation. In großflächige Schotterkörper sind Flußrinnen eingetieft. Den Sockel der maximal 8 m mächtigen Quartärfolge bilden flächenhafte Schotterkörper mit sehr flacher Schichtung. Syngenetische Eiskeil-Pseudomorphosen und Kryoturbationsstrukturen belegen die Ablagerung unter kaltzeitlichem Klima. An der Basis liegen Findlinge als einziger Rest der erodierten Elster- und Saaleglazialserien. Es sind zwei Schotterkörper unterscheidbar. Zwischen 0 und 330 m war der Erosionsrest eines älteren Schotterkörpers aufgeschlossen. Er unterscheidet sich vom jüngeren durch viele, auch syngenetische Eiskeil-Pseudomorphosen und häufige krypturbat gestörte Schluffeinlagerungen. Der jüngere Schotterkörper war von 260 bis 1800 m aufgeschlossen, seiner Ablagerung ging eine Tiefenerosion von mehr als 5 m voraus.

Eine Zweiteilung des kaltzeitlichen Teils von Flußbettsedimenten im Auebereich hat in ähnlicher Ausbildung, aber nur von kleinräumigen Aufschlüssen, MOL (1995) in Merseburg-Ost und Cospuden beschrieben. Allerdings wurden von ihr beide Teile zum „lower river system“ vereinigt und in die Weichsel-Kaltzeit gestellt.

Die Oberfläche am Ende der Akkumulation des jüngeren Schotterkörpers ist infolge Plombierung durch schluffige Sedimente erhalten geblieben. Sie zeigt als typische Oberflächenform des braided river weitgespannte und maximal 1,2 m tiefe Rinnen. Die Oberfläche dieses Schotterkörpers liegt 1,5 bis 3 m unter der Aueoberfläche und damit rd. 2 m unter dem Oberflächenniveau der nahe gelegenen Niederterrassenreste. LITT (1986) hat in einem 2000 m langen Bereich des von ihm aufgenommenen Talquerprofils, es schneidet überwiegend das inselartig aufgelöste Niederterrassengebiet, ebenfalls die Oberfläche des kaltzeitlichen Schotterkörpers als 1 bis 3 m unter der Aueoberfläche liegend festgestellt. Die Schluffdecke dieses Schotterkörpers soll nach seiner Ansicht vorwiegend aus „Tallehm“ bestehen. Im südlichen Teil war der „Tallehm“ und der auf ihm ausgebildete Boden auf 400 m Länge von Auelehm bedeckt und seine Oberkante liegt dort mehr als 1 m unter der Aueoberfläche. In der Publikation HILLER et al. (1991) wurde die Geländeaufnahme synoptisch erheblich verändert und als Erklärung für die trotzdem immer noch unter dem Aueniveau liegende Schotteroberkante eine „Tallehmterrasse“ als Zwischenstadium der weichselspätglazialen Erosion der Niederterrasse konstruiert. Nach dieser Darstellung würde der „Tallehm“ sowohl auf der nicht gekappten, als auch in tieferem Niveau auf einer gekappten Niederterrasse liegen. Selbst wenn alle anderen Befunde außer Betracht blieben erscheint allein die Annahme, daß großflächig ein 2 bis 3 m mächtiger Teil der Niederterrasse abgetragen sei, sehr unwahrscheinlich.

## 2.2 Weichselpätglaziale und holozäne Flußsedimente

Im Bereich 1000 bis 1070 m des Längsschnitts von 1974 war der Erosionsrest einer in den jüngeren kaltzeitlichen Schotter eingetieften Flußrinne aufgeschlossen. Mit dieser Tiefenerosion von mindestens 4 m änderte sich die Flußdynamik, es trat der Wechsel vom braided river zum mäandrierenden Fluß ein. Die Füllung dieser ältesten Flußrinne besteht im Basalteil aus Kiessand. Mit den höher folgenden schluffigen Sanden und sandigen Schluffen sind Schluffe in den flachen Senken der Terrassenoberfläche verknüpft. Der mit der Ausfüllung der Rinne steigende Flußwasserspiegel führte zur Vernässung der wohl zwischenzeitlich trocken gefallenen Oberfläche. Der Schluff in den Senken enthält stellenweise geringmächtigen Torf und einzelne Baumstämme eingelagert, auffällig ist außerdem eine starke Durchwurzelung.

Aufgrund der Lagerungsbeziehung sind diese Schluffe genetisch nicht die ausklingende Flußbettfazies des darunter liegenden kaltzeitlichen Schotterkörpers, sondern der Beginn der für das Holozän so charakteristischen Hochflutlehm-Sedimentation.

Die obersten Dezimeter der das ursprüngliche Relief einebnenden Ablagerung sind fast durchgehend kryoturbat gestört. In konkordanter Lagerung wird der Kryoturbationshorizont von gelblichbraungrauem Schluff bedeckt, dieser zeigt in seinen Basisteilen häufig Schichtungsspuren und er geht stellenweise im oberen Teil in typischen Auelehm über. Auf diesem Schluffhorizont entwickelte sich der älteste Boden. Die durchgehend verbreitete Sequenz mit dem auffälligen Kryoturbationshorizont ist zweifelsfrei identisch mit der von LITT (1986) am Südostende seines Profils beschriebenen und später (HILLER et al. 1991) auch radiocarbonatierten Schichtenfolge. Der durch Kryoturbation überprägte Horizont wurde nach diesen Datierungen in der Jüngeren Tundrenzeit abgelagert. Das Alter des vorangegangenen erosiven Einschnitts der ersten Flußrinne ist noch nicht bekannt. Die Baumstämme von *Pinus* in der mit der Rinnenfüllung verknüpften Schicht machen ein präallerödzeitliches Alter wenig wahrscheinlich.

Es ist als sicher anzunehmen, daß der „Tallehm“ LITT's der dem Kryoturbationshorizont folgenden hellfarbenen Schluffschicht entspricht. Nach den Radiocarbonaten (HILLER et al. 1991) und auch pollenanalytischen Untersuchungen (LITT 1986), dafür stand eine 25 cm mächtige torfige Lage an der Basis zur Verfügung, umfaßt der Ablagerungszeitraum dieser genetisch als Hochflut-sediment zu deutenden Schicht das gesamte Altholozän.

Der Westteil des Profils von 1974 wurde auch im Mittel- und Jungholozän nicht von der Flußbettfazies berührt. Dort erfolgte in mehreren Sedimentationsphasen weitgehend ungestört eine Ablagerung von Hochflutlehm. Der sedimentierte Hochflutlehm ist in Auelehm umgewandelt und in Ruhephasen der Sedimentation wurden Böden gebildet. Die meist weniger als 2 m mächtige Auelehmserie ist durch maximal vier Böden gegliedert, stellenweise sind diese zu einem oder zwei Böden vereinigt. Datierungen der Böden stehen nicht zur Verfügung. Bemerkenswert ist in den Bereichen mit vier Böden die sehr geringe Mächtigkeit der Auelehmdecken gegenüber denen des Aufschlusses Zeitz (FUHRMANN 1999). Die häufig nur 15 cm mächtige Auelehmschicht zwischen den Böden kann nicht durch kontinuierliche Ablagerung über die gesamte Dauer der in Zeitz zeitlich faßbaren Sedimentationsphasen von Hochflutlehm entstanden sein. Der jährliche Sedimentzuwachs wäre dann nur so gering gewesen, daß ein einförmiger Boden entstanden wäre. Es ist anzunehmen, daß nur kurzzeitig höhere Sedimentationsraten auftraten. Die Bildung der Böden müßte dann in langen Zeiträumen erfolgt sein und das ist ungünstig für Radiocarbonatierungen an der Humussubstanz (LITT et al. 1987). Die geringmächtigen, nicht oder wenig pedogen überprägten Auelehmschichten weisen auf eine erstaunlich geringe Tiefenwirkung der Bodenbildungsprozesse hin.

Im östlichen Teil des Längsschnitts von 1974 sind zwischen Flußrinnen Pfeiler der Auelehmserie erhalten geblieben. Die geringere Zahl der Böden in diesem Bereich ist ein Hinweis, daß die Entstehung der Böden mit dem Einschnitt von Flußrinnen verknüpft war. Eine Korrelation zwischen einzelnen Flußrinnen und Böden ist wegen der zu geringen Datenmenge aber nicht möglich. Die angeschnittenen Flußrinnen sind sehr vielgestaltig. Es waren sowohl schmale Flußrinnen lateralerosiv inaktiver Laufabschnitte, als auch durch Mäandrierung aufgeweitete mit bis zu drei

Flußbettrinnen zu beobachten. Alle Flußrinnen enthalten eine gleichartige Füllung. Auf einem basalen grobkörnigen Sockel aus mehr oder weniger horizontal geschichteten Kiessand lagert feinkörniges Flußbettsediment, diese schluffstreifigen kiesigen Sande zeigen eine auffällige Anlagerungsschichtung („L-Terrassen“typ nach SCHIRMER). Das Flußbettsediment in den Rinnen ist meist rd. 2 m mächtig, in der Rinne 980 bis 1045 m stärker abweichend 5 m. In allen Flußrinnen des Ostteils des Profils erlosch die Flußbettfazies schlagartig und die vom Fließgewässer plötzlich verlassenen Rinnen wurden mit Hochflutlehm ausgefüllt. Die tiefsten Teile der Schlufffüllung, vorwiegend in den erhalten gebliebenen rd. 1 m tiefen Flußbettrinnen, sind meist noch geschichtet, während die oberen Teile zu typischem Auelehm umgewandelt sind. Unterbrechungen der Sedimentation werden durch schwache Böden angezeigt.

Einige Flußrinnen weisen sich durch die gleichartige Form, Tiefe und Ausfüllung als zum selben Flußlauf gehörend aus, zum Beispiel die Rinnengruppen 0 bis 50 m/110 bis 140 m/205 bis 235 m und 310 bis 350 m/1090 bis 1130 m/1140 bis 1200 m. Die dazugehörenden Flußläufe kreuzten bzw. berührten die Schnittlinie jeweils dreimal und der Einschnitt der Flußläufe muß von der Oberfläche aus erfolgt sein. Die Altersfolge einiger Rinnen ist aus ihren Lagerungsbeziehungen ableitbar. Die Rinne von 435 bis 630 m ist jünger als die von 620 bis 760 m und diese ist jünger als der Erosionsrest von 760 bis 790 m. Die Rinnengruppe 0 bis 50 m/110 bis 140 m/205 bis 235 m, sie ist wegen ihrer unvollständigen Ausfüllung zweifellos die jüngste der angeschnittenen Rinnenstrukturen, ist jünger als die große Flußrinne von 0 bis 285 m.

Im Längsschnitt von 1974 sind sieben verschieden alte holozäne Rinnensysteme nachgewiesen. Mehrere Hinweise sprechen dafür, daß damit nicht alle Flußrinnen des Holozäns erfaßt sind. Es fehlen in diesem Profil offensichtlich Flußbettsedimente des Altholozäns, denn alle Rinnen schneiden die Böden der erhalten gebliebenen Pfeiler mit ungestörter Auelehmserie und diese Böden sind nach den von LITT et al. (1987) mitgeteilten <sup>14</sup>C-Daten sehr wahrscheinlich jünger als 7000 BP. Für den Zeitabschnitt des Altholozäns werden in HILLER et al. (1991) fünf Radiocarbonaten an Eichenholz mitgeteilt. Die fehlende Angabe der Lage der datierten Proben ermöglicht vergleichende Betrachtungen nicht, denn diese Proben könnten auch aus dem Nordwestbereich der Böschungsaufnahme LITT's stammen. Südöstlich von Schkeuditz wurde 1970 in einer Bohrung (Lage siehe Abb. 2) unter 2,4 m mächtigem Auelehm, in dem ein kräftiger Boden auffällig war, ein 2,6 m mächtiger und stark schluffiger Kiessand angetroffen. Im oberen Teil des Kiessandes eingelagertes Eichenholz erbrachte ein Radiocarbonalter von  $9035 \pm 150$  BP (Bln 1231). Es handelt sich sicher um eine Flußrinne des Präboreals und für den Zeitabschnitt des Boreals sind weitere Flußrinnen als möglich anzusehen. Die vorhandenen Daten reichen bei der komplizierten hydrographischen Situation allenfalls für eine grobe Abschätzung der Anzahl holozäner Flußrinnenstrukturen aus, es ist mit mehr als neun solcher Phasen zu rechnen.

### 3. MULDE, TALABSCHNITT VON EILENBURG BIS BITTERFELD

Wegen der Talverschüttung durch das Saale-Inlandeis fand die Mulde ihren frühsaalezeitlichen Leipziger Lauf nicht wieder und sie wendete sich, zwischen Großbothen und Grimma widerstandsfähige Porphyre durchbrechend, nach Norden (GRAHMANN 1925, 1934; EISSMANN 1975). Der im Folgenden näher betrachtete Talabschnitt von Eilenburg bis Bitterfeld ist gesichert nach dem Zerfall des Saale-Inlandeises entstanden.

Südöstlich von Bitterfeld wurden in den Jahren 1971 bis 1986 die Quartärschichten eines 5 km langen Teilstücks der Mulde-Aue durch den Braunkohlentagebau Goitsche abgetragen. Dem Braunkohlenabbau sind, bereits vor 1945 im südlichen Talrandbereich beginnend, bis 1990 außerdem fast das gesamte Verbreitungsgebiet der Niederterrasse von Bitterfeld bis zur Ortslage Löbnitz und die Aueranddörfer Niemeck und Döbern zum Opfer gefallen.

Der Verfasser konnte in den Jahren 1963 bis 1980 einzelne Aufschlüsse im Verbreitungsgebiet der Niederterrasse bei Niemeck und 1972/73 einen zusammen rd. 2000 m langen Längsschnitt in der Aue aufnehmen, die Lage einer Auswahl der dokumentierten Bereiche ist in Abb. 4 enthalten.

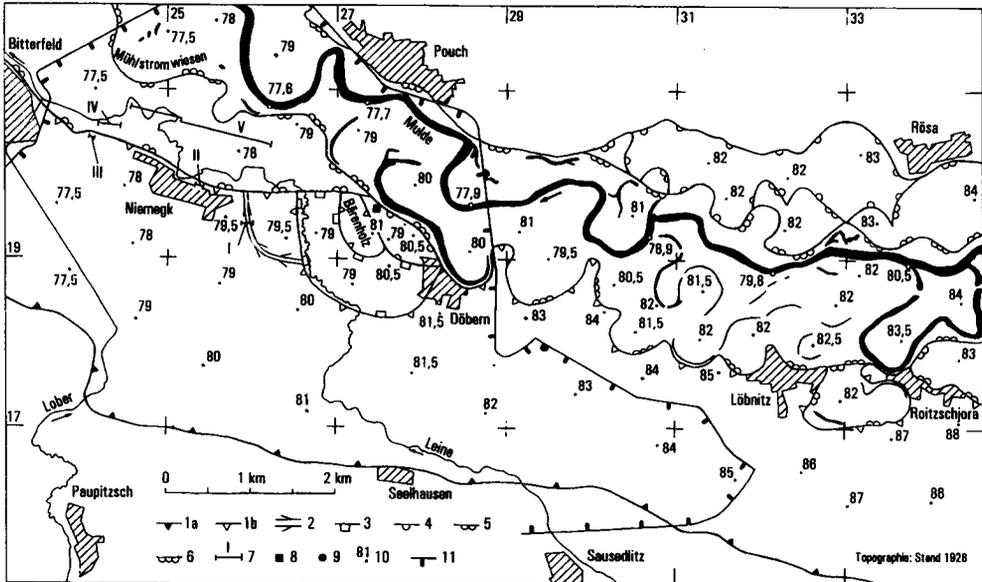


Abb. 4. Muldetal zwischen Bitterfeld und Lößnitz

1 – weichselzeitliche Terrasse: a – Externrand, b – erosiver Internrand; 2 – weichselspätglazialer Muldeauf; 3 – präboreale Aue; 4 – Adernetzaue; 5 – Ältere Mäanderaue; 6 – Jüngere Mäanderaue; 7 – Lage der geologischen Schnitte; 8 – Lage der Pollenprofile (LITT 1986); 9 – Lage der  $^{14}\text{C}$ -Datierung LZ 794; 10 – Geländehöhen m NN; 11 – Abbaugbiet des Braunkohlentagebaus Goitsche.

Die sehr günstigen Aufschlußbedingungen, der Abtrag der 1. Abraumscheibe erfolgte mit einem Schaufelradbagger im Hochschnitt, gestatteten es, die 2 km lange Böschung fotografisch aufzunehmen. Diese fotogrammetrisch auswertbare Aufnahme ist als geologischer Schnitt ebenfalls in Abb. 5 enthalten. Außerdem standen Luftbilder von 1953, als der Eingriff des Bergbaus in das Muldetal noch gering war, sowie von 1992 für die Auswertung zur Verfügung.

Über geologische Aufnahmen anderer Autoren liegen nur sehr spärliche und für vergleichende Betrachtungen ungeeignete Veröffentlichungen vor. EISSMANN (1975, Abb. 35) hat lediglich einen schematischen Schnitt publiziert und dieser wurde mit Ergänzungen in allen späteren Arbeiten wieder verwendet. Die Tagebaubegehungen durch LITT (1986) in der Endphase des Abbaus im Bereich der Ortslage Döbern führten nicht zur Dokumentation größerer Böschungsanschnitte. Er hat nur zwei Vertikalprofile der Auelehndecke mit palynologisch bearbeiteten Torflagen, sowie einen schematischen Schnitt durch die Aue und die angrenzende Niederterrasse dargestellt.

### 3.1 Die Niederterrasse

Im Tal der Mulde sind Niederterrasse Reste großflächig erhalten geblieben. Von Eilenburg bis zur ehemaligen Ortslage Döbern hebt sich die Niederterrasse morphologisch markant von der 1,5 bis 3,5 km breiten Aue ab. Rechtsseitig liegt zwischen Eilenburg und Bad Döbern eine geschlossene und bis 4 km breite Terrassenfläche, ihr Aueabstand beträgt 4 bis 7 m. Bei Glaucha beginnend, wird die Aue linksseitig von einem bis 2,5 km breiten Niederterrasse Rest begleitet. Der Aueabstand dieser Terrassenfläche verringert sich von 4 m bei Glaucha auf 2,5 m bei Lößnitz und 1,5 m bei Döbern. Danach gleicht sich die Terrassenoberfläche rasch dem Aueniveau an, die Aue scheint sich unterhalb Döbern auf 6 km zu verbreitern. Auch weiter flußabwärts tritt bis nördlich Bitterfeld eine Niederterrasse morphologisch nicht in Erscheinung.

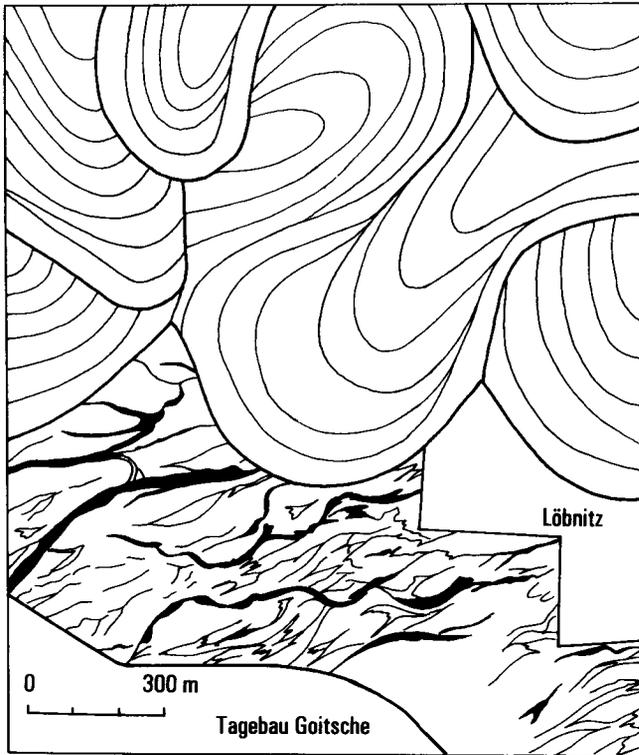


Abb. 6. Oberflächenstrukturen im Muldetal – Niederterrasse westlich von Löbnitz (skizziert nach einem Luftbild vom Juni 1992)

Bisher wurde angenommen (z. B. EISSMANN 1975), daß unterhalb Döbern die oberen Teile der Niederterrasse vollständig abgetragen sind. Dies ist allein schon deshalb sehr unwahrscheinlich, weil die Beseitigung eines gleichmäßig 2 bis 3 m mächtigen Teils auf einer bis 3 km breiten Fläche nicht vorstellbar ist. Außerdem ist zwischen Döbern und Niemeck eine Terrassenkante als Merkmal der Lateralerosion nicht ausgebildet. In jüngeren Arbeiten (HILLER et al. 1991, EISSMANN & LITT 1994) wurde zur Erklärung eine „Tallehmtterrasse“ als Etappe der postglazialen Erosion konstruiert.

Luftbilder und die Aufschlüsse bei Niemeck beweisen, daß die Niederterrasse nicht gekappt ist. Auf der Niederterrasse ist das Relief des kaltzeitlichen Flußbetts erhalten geblieben. Die absätzigen und nur schwach gewundenen Fließbahnen haben die Struktur eines Geflechtes (braided river). Die flachen Rinnen verlaufen meist talrandparallel, stellenweise sind sie aber im spitzen Winkel auf den Talrand gerichtet. Sie verzweigen bzw. vereinigen sich spitzwinklig und die Bereiche zwischen den größeren Lineamenten sind häufig stärker aufgelöst. Abb. 6 zeigt eine Skizze der Fließbahnen im Gebiet westlich von Löbnitz nach einem Luftbild von 1992. Erhalten blieb die Oberflächenstruktur, weil die Niederterrasse von einer geringmächtigen Sandlößdecke überzogen ist und die flachen Rinnen plombiert wurden. Die unterschiedliche Mächtigkeit der schluffigen Decke wirkt sich auf die Vegetation landwirtschaftlich genutzter Flächen aus und diese Unterschiede spiegelt das Luftbild wider. Diese typische Oberflächenstruktur setzt sich von Löbnitz lückenlos in das Gebiet südlich von Niemeck, in dem sich die Niederterrasse morphologisch nicht von der Aue abhebt, fort und sie ist sogar noch im Industriegebiet nordwestlich des Bahnhofs Bitterfeld erkennbar. Stellenweise wird die Oberflächenstruktur im Gebiet niveaugleicher Lagerung

mit der Aue im Luftbild verwaschen abgebildet. Die Aufschlüsse bestätigen die erklärende Annahme, daß die holozäne Hochflutlehm-Sedimentation zeitweise auf die Niederterrasse übergriff.

Die rasche Angleichung der Oberfläche der Niederterrasse an das Aueniveau, sie ist mit einer Mächtigkeitsverringering des Schotterkörpers verbunden, weist auf das typische Bild eines kaltzeitlichen Schwemmfächers hin. Diese Lagerungsbeziehungen mahnen zur Vorsicht, immer einen gleichmäßigen Aueabstand der Terrassen vorauszusetzen und stratigraphisch zu verwenden. Der kaltzeitliche Schotterkörper unterhalb von Niemeck dürfte wegen der Niveaugleichheit mit der Aue strenggenommen nicht als Niederterrasse bezeichnet werden, aber im Folgenden wird diese Bezeichnung zur Vereinfachung beibehalten.

Bei der Ortslage Niemeck waren Aufschlüsse in der Niederterrasse lange Zeit zugänglich. Neben eingeschnittenen Rinnen, auf deren Füllungen wird im nächsten Abschnitt näher eingegangen, waren Einlagerungen in der Niederterrasse zu beobachten. Das zwischen Niemeck und Bitterfeld gelegene Profil III (Abb. 5) enthielt in tiefer Lage unter der Oberfläche der Niederterrasse eine stark kryoturbat beanspruchte Lage humosen Schluffes. Eine Radiocarbonatierung an einer stärker torfigen Linse erbrachte das hohe Alter von  $36000 \pm 800$  BP (LZ 1287). Mit geringer Teufenlage war im Profil II eine tropfenartig ausgebildete Schluffeinlagerung aufgeschlossen, organische Substanzen waren nicht erhalten geblieben. Ein mittleres Niveau zur Oberfläche der Niederterrasse hatte im Profil I eine 20 cm mächtige und stark kryoturbat aufgelöste Schicht humosen Schluffes, er enthielt Holzreste von *Betula*.

Schluffeinlagerungen in der Niederterrasse wurden nicht nur bei Niemeck, sondern im gesamten vom Tagebau bis Löbnitz überbaggerten Gebiet beobachtet. Die häufig nur kleinräumig verbreiteten und in fast allen Teufenlagen auftretenden, meist kryoturbat beanspruchten und lediglich dezimeterstarken Lagen wurden in HILLER et al. (1991) mit dem Namen „Löbnitzer Horizonte“ belegt. Für sechs aus diesen Einlagerungen stammende Proben, die Angaben zur räumlichen Lage beschränken sich leider nur auf die ungefähre Teufenlage, werden in dieser Arbeit Radiocarbonaten mitgeteilt. Aus fünf dieser Werte, ein sehr viel älterer in recht hoher Lageposition blieb außer Betracht, wurden zwei Leithorizonte mit einer Zeitdifferenz von ca. 3000 Radiocarbonjahren konstruiert, obwohl das weder die Alterswerte noch die Angaben zur Teufenlage hergeben. Das Radiocarbonalter einer 1990 vom Verfasser entnommenen Probe (Lage siehe Abb. 4, Teufenlage 11,7 m unter Oberkante Niederterrasse, Material: Ästchen von *Betula*) von  $27500 \pm 1100$  BP (LZ 794) schließt die scheinbare Zeitlücke zwischen den beiden „Horizonten“. Die in HILLER et al. (1991) vorgenommene Korrelation dieser Einlagerungen mit bekannten Weichsel-Interstadialen und die darauf aufbauenden weitreichenden Schlußfolgerungen sind nicht gerechtfertigt. Auch die in wesentlich höherem Niveau in der Niederterrasse eingelagerten Schluffe, durch die Lage oberhalb des Grundwassers sind ihre organischen Bestandteile oxidiert und dadurch sind sie nicht so auffällig, belegen, daß die Einlagerung von Schluffen nicht durch interstadiale Klimaschwankungen verursacht wurde.

Für den Talabschnitt von Bitterfeld bis Löbnitz ist durch Radiocarbonaten das weichselzeitliche Alter der Niederterrasse gesichert. Der höchste Alterswert liegt vor  $41500$  BP (Goi 19: HILLER et al. 1991) und die Mehrzahl der Alterswerte stammt aus dem Zeitraum  $32000$  bis  $26000$  BP. Der Zwischenzeitraum vom jüngsten Alterswert aus der Niederterrasse und den aus der ältesten Flußrinne (siehe Abschnitt 3.2) beträgt rd.  $14000$  Radiocarbonjahre. In dieser Zeitspanne wurde die Niederterrasse noch um mindestens 7 m aufgeschottert. Die frischen Fließbahnstrukturen an der Oberfläche der Niederterrasse werden als Hinweis dafür gesehen, daß zwischen dem Ende der Ablagerung von Terrassenschottern und dem Einschneiden postglazialer Rinnen eine lange Ruhephase mit einem völligen Trockenfallen des Flußbettes nicht bestand.

Der Sockel der Niederterrasse unterhalb der datierten Bereiche hat nur eine Mächtigkeit von ca. 4 m. Diese relativ geringmächtige Schicht kann kaum durch eine kontinuierliche Sedimentation im Weichsel-Frühglazial entstanden sein. Es überwogen wohl vorwiegend Umlagerungsprozesse und außerdem wurde die der holozänen Sedimentfolge vermutlich ähnliche eemwarmzeitliche Tal-füllung abgetragen, denn im Tagebau Goitsche wurden nur einmal Eichenstämmen an der Basis der Niederterrasse beobachtet.

### 3.2 Weichselspätglaziale und holozäne Flußsedimente

Die Aue der Mulde zeichnet sich durch die für einen stark mäandrierenden Fluß typische Formenvielfalt aus. Sie ist morphologisch sehr viel stärker gegliedert als die Aue der Weißen Elster. Eingriffe erfolgten, wenn man vom vollständig vernichteten Flußabschnitt von Döbern bis Bitterfeld einmal absieht, nur an wenigen Stellen. Allerdings sind meist durch Verbau der Prallhänge die Mäander festgelegt und der größte Teil der Aue ist durch Eindeichung der Einwirkung des Flusses entzogen. Die Flußaktivität ist aber an der ständigen Um- und Neubildung von Sandbänken im Flußbett noch deutlich spürbar. Auch dadurch unterscheidet sich die Mulde auffällig von der Weißen Elster. Die Flußbettsohle liegt 3 bis 4 m unter dem mittleren Aueniveau. Im Braunkohlenfeld Goitsche waren im trockengelegten Flußbett außerdem bis 1,5 m tiefe Kolke zu beobachten, die rezente Eingriffstiefe kann damit 5 m überschreiten.

Die Morphologie der Mulde-Aue war bisher nicht Gegenstand umfassender Untersuchungen, die folgenden Ausführungen müssen sich auf das Wesentliche beschränken. Relativ leicht sind anhand topographischer Karten zwei oberflächenmorphologische Einheiten unterscheidbar. Der rezente Fluß wird von einer unterschiedlich breiten Zone begleitet, in der die abgetrennten Mäanderbögen noch weitgehend offen und als Hohlformen erhalten sind. Nach dem unterschiedlichen Füllungsgrad und der Überschneidung der Mäanderbögen sind in diesem als Jüngere Mäanderaue bezeichneten Morphotop (i. S. von HAASE 1967) mindestens drei Altersphasen unterscheidbar. Neben diesem stark gegliedertem Morphotyp fallen einige Auebereiche durch ihre ebene Oberfläche auf. Größere zusammenhängende Gebiete liegen an den linken Auerand angrenzend zwischen den Ortslagen Wellaune, Schnaditz und Roitzschjora und am rechten Auerand bei Rösa. Auf dem Luftbild ist erkennbar, daß die eingebneten Flächen aus zwei Teilen bestehen. In einem randbündigen Kernbereich sind, abgesehen von den Schnittkanten am Auerand, keine oder allenfalls sehr schwache und verwaschene Mäanderstrukturen erkennbar. Diese Flächen sind von einem Netz schmaler aderförmiger Rinnen überzogen. Abb. 7 zeigt die Skizze eines Geländeausschnitts südlich von Schnaditz dieses als Adernetzaue bezeichneten Morphotops. Bohrungen im Bereich der Adernetzaue erbrachten große Auelehmmächtigkeiten von 2 bis 4 m und durch die mächtige Decke sind ältere Strukturen verhüllt. Die stark gewundenen Rinnen sind sehr wahrscheinlich Entwässerungsbahnen beim Zurückweichen der Hochwässer. Zwischen der Adernetzaue und der Jüngeren Mäanderaue liegt ein Gebiet, in dem auf Luftbildern die Anlagerungsstrukturen in den Mäanderkernen sehr deutlich hervortreten. Die ehemaligen Flußrinnen sind aber meist vollständig verfüllt, nur selten sind flache Senken verblieben. Der als Ältere Mäanderaue bezeichnete Morphotop greift lateralerosiv in die Adernetzaue ein und sie schneidet auch deren Adernetz. Durch das Überschneiden der Mäanderbögen können in diesem Auteil bis zu fünf Altersphasen unterschieden werden.

Stellenweise liegt das Oberflächenniveau älterer Struktureinheiten höher als das der jüngeren morphologischen Einheiten. Ein Höhenunterschied von ca. 1,5 m zwischen Adernetzaue und Jüngerer Mäanderaue erklärt z. B. die Lage der Ortschaft Schnaditz mitten in der Aue. Das Muldetal hat auch in dieser Erscheinung große Ähnlichkeit mit dem Wesertal. Dort führte die gleiche Beobachtung zur Modellvorstellung, daß im Holozän zyklisch fluviatile Serien (LÜTTIG 1960, STRAUTZ 1963) aus Flußbett- und Hochflutsedimenten gebildet wurden, siehe dazu auch FUHRMANN (1999). Die nähere Untersuchung steht noch aus, aber sehr wahrscheinlich hat die Akkumulation von Auelehm auf nicht mehr vom Flußbett erreichten älteren Auteilflächen zu diesen Höhenunterschieden beigetragen.

Unmittelbar östlich von Niemeck war 1963 eine in die Niederterrasse eingeschnittene und mehr als 100 m breite Flußrinne aufgeschlossen (Abb. 5, Profil I). Die Ausfüllung der Flußrinne begann mit einer maximal 2 m mächtigen schwach kalkhaltigen Schluffmudde, in diese waren basal Sand-schichten eingelagert und in den Randbereichen wurden einzelne dünne Baumstämme von *Pinus* beobachtet. Versuche zur palynologischen Datierung der Schluffmudde scheiterten am sehr hohen Anteil umgelagerter tertiärer Pollen. Erst eine 1995 durchgeführte Radiocarbonatierung (LZ 1225: 11690 ± 140 BP) an Grobdetritus der Mudde konnte das allerödzeitliche Alter sichern. In

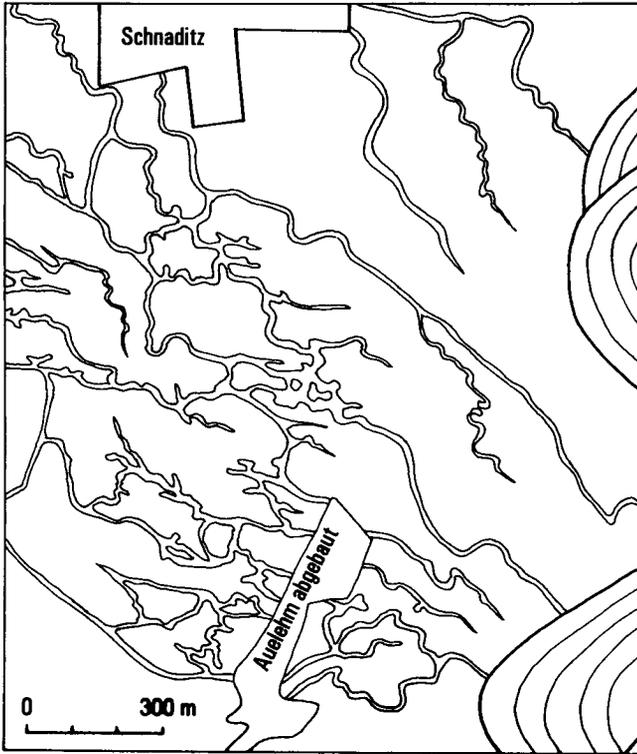


Abb. 7. Oberflächenstrukturen im Muldetal – Holozäne Aue südlich von Schnaditz (skizziert nach einem Luftbild vom Juni 1992)

konkordanter Lagerung bedeckte 1,5 m mächtiger kiesiger Sand mit Anlagerungsschichtung die Schluffmulde. Eine nach Ablagerung dieses Flußbettsediments verbliebene schmale Rinne ist mit sandigen und stark kryoturbat gestörtem Schluff gefüllt. Das Alter dieses Schluffes ist nicht durch Datierungen belegt, nach der unterlagernden Schichtenfolge und den Kryoturbationsstrukturen ist als recht sicher anzunehmen, daß er in der Jüngeren Tundrenzeit abgelagert wurde. Bedeckt war die gesamte Abfolge von geringmächtigem Auelehm.

Eine weitere in die Niederterrasse eingeschnittene Flußrinne (Abb. 5, Profil II) wurde 1979 am Nordrand von Niemeßk gefunden. Nach der Radiocarbonatierung (LZ 1180:  $11\,690 \pm 90$  BP) an im Rinnentiefsten lagernden Birkenholz ist diese Rinne altersgleich mit der vom Profil I und wahrscheinlich ihre nördliche Fortsetzung. Die geringere Einschnitttiefe spricht dafür, daß ein randlicher Abschnitt der Flußrinne erfaßt wurde. Auf dem torfig-schluffigen Teil der Rinnenfüllung lag kein Kiessand, sondern es folgte unmittelbar der auch im Profil I festgestellte stark kryoturbat gestörte sandige Schluff. Eine sehr viel jüngere Rinne ist in diesem Profil mit Auelehm gefüllt. Zwischen Niemeßk und Bitterfeld war eine flache Rinne in der Niederterrasse (Abb. 5, Profil III) aufgeschlossen, deren Füllung bestand ebenfalls aus kryoturbat gestörtem Schluff. Wegen der Überlagerung durch kiesigen Sand ist die Altersgleichheit mit den ähnlichen Schluffen der Profile I und II aber nicht sicher, es könnte sich auch um eine Einlagerung in der Niederterrasse handeln.

Die in die Niederterrasse eingeschnittene Flußrinne bei Niemeßk beweist, daß auch im Muldetal der Wechsel vom braided river zum mäandrierenden Fluß vor Beginn des Präboreals eintrat. Der Zeitpunkt des Wechsels ist noch nicht genau erfaßt, nach den Datierungen kann er aber nicht später als 12000 BP eingetreten sein. Die Füllung der Flußrinne bei Niemeßk läßt auf eine wech-

selvolle Ereignisabfolge im jüngeren Weichsel-Spätglazial schließen und die kryoturbate Störung des den Abschluß bildenden Schluffes weist auf eine Ruhephase der Flußtätigkeit in der Jüngeren Tundrenzeit hin.

Über den Zeitabschnitt des Altholozäns liegen bisher nur sehr spärliche Befunde vor, eigene Aufnahmen konnten nicht durchgeführt werden. Für die in HILLER et al. (1991) mitgeteilten Radiocarbonaten aus diesem Zeitabschnitt wurden keinerlei Angaben zur Lage und zum Entnahmezeitpunkt der Proben beigebracht. Wenn, wie anzunehmen ist, ihre Aufsammlung frühestens 1985 begonnen hat, können sie aufgrund des damaligen Tagebaustandes vorwiegend nur aus dem Bereich der Ortslage Döbern und eines kleinen Gebietes westlich dieses Ortes stammen. Auffällig ist ein großer Anteil der Datierungen mit präborealem Alter, sie wurden überwiegend an *Pinus* vorgenommen. Diese Häufung ist am einfachsten mit einem präborealen Schotterkörper in diesem Gebiet zu erklären und das wird durch mehrere Hinweise gestützt. An den südlich des Bärenholzes gelegenen Tagesanlagen des Tagebaus waren 1970 unter nur geringmächtiger Schluffdecke mächtige und nur schwach kiesige Sande angeschnitten. Diese Sande enthielten auffällig viel Holz von *Pinus*, *Quercus* wurde dagegen nicht gefunden. Wegen der damals schon ungünstigen Aufschlußverhältnisse ist die Dokumentation der Abraumböschung nicht möglich gewesen. Ein weiterer Hinweis ist dem Luftbild zu entnehmen. Zwischen Döbern und Niemeßk ist ein großer in die Niederterrasse eingeschnittener Mäanderbogen (siehe Abb. 4) mit deutlicher Anlagerungsstruktur zu erkennen. Innerhalb der Nahtstelle des Mäanderbogens war eine flache Randsenke erhalten, diese wurde streckenweise von der Leine benutzt.

LITT (1986) fand 1 km nordwestlich der Ortslage Döbern (Lage siehe Abb. 4) unmittelbar unter dem dort 3 m mächtigen Auelehm an zwei 100 m voneinander entfernten Stellen 30 cm mächtige torfige Lagen. Die tieferen Teile der holozänen Schichtenfolge und deren Lagerungsbeziehungen sind nicht dokumentiert. Palynologische Untersuchungen an den beiden Fundpunkten erbrachten eine abweichende zeitliche Stellung. Für das Profil I wurde das Pollenbild des Präboreals (Zonen IVa und IV b) und für das Profil II das des Boreals und Altatlantikums (Zonen V und VI) festgestellt. Von LITT (1986) wurden diese Befunde trotz des abweichenden Alters zusammengezogen und daraus die weitgreifende Schlußfolgerung gezogen, daß die Mulde-Aue im Altholozän wie die Weißelsteraue versumpft gewesen sei. Der Auelehm ist für beide Profile als gleichartig dargestellt, er lagerte unmittelbar den torfigen Lagen auf und von beiden Profilen ist ein eingelagerter Boden beschrieben. Im Profil I fanden sich unterhalb des Bodens einige Keramikscherben jungbronzezeitlichen Alters. Als Bestätigung der vorgefaßten Meinung, daß eine Auelehmbildung nur anthropogene Ursachen haben könne, wurde kurzerhand der Beginn der Auelehmbildung im Muldetal in das Subboreal gelegt, denn im Muldegebiet ist erst ab der Bronzezeit eine dichtere Besiedlung nachgewiesen. Eine solche Konstellation ist allein schon deshalb unglaubwürdig, weil die organogenen Sedimente nicht mindestens 2500 Jahre an der Oberfläche liegend überstanden hätten. Es ist viel wahrscheinlicher, daß in der beschriebenen Auelehmdecke Erosionsdiskordanzen oder sogar sehr schwache Bodenhorizonte übersehen wurden. Auf dem Luftbild von 1953 ist im Gebiet nordwestlich von Döbern der Rest eines kleinen Mäanderbogens erkennbar. Er schneidet den weiter oben beschriebenen Mäander und er erweist sich damit als jünger. Es wird für möglich gehalten, daß es sich bei diesem jüngeren Mäander um einen erhalten gebliebenen Teil der Adernetzaue handelt, wegen der schlechteren Qualität des vorliegenden Luftbildes ist deren Struktur leider nicht klar erkennbar. Die bisherigen Befunde lassen zumindest auf eine Zweiphasigkeit im Altholozän schließen, sie ergeben aber noch kein klares Bild über die Vorgänge. Dazu sind weitere Untersuchungen im Bereich der Adernetzaue erforderlich. Die älteren holozänen Schichten sind in den Mäanderbögen zu erwarten, die im Verbreitungsgebiet der Adernetzaue in die Niederterrasse eingeschnitten sind. In einigen dieser Mäanderbögen sind auf den Luftbildern Bereiche mit Anlagerungsstrukturen erkennbar, dort sind möglicherweise auch Äquivalente des präborealen Schotterkörpers von Döbern erhalten.

Der Bereich der in Abb. 5 dargestellten Schnitte IV und V gehört nach dem Befund des Luftbildes von 1953 und der inneren Struktur zum morphogenetischen Typ der Älteren Mäanderaue.

Die Anlagerungsstruktur ist infolge der meist geringmächtigen Auelehmedecke im Luftbild gut erkennbar und die ehemaligen Flußläufe sind vollständig ausgefüllt.

Die Abraumböschungen von 1972/73 und gleichermaßen die später begangenen Böschungsschnitte in der Aue machten auf den ersten Blick einen eintönigen Eindruck. Auf dem im ersten Abraumschnitt nur stellenweise angeschnittenen tertiären Feinsand lag plattenartig die gekappte Niederterrasse. Sie war durch häufige Eiskeil-Pseudomorphosen, sehr flach liegende Schichtung und Fehlen von Holz von den holozänen Kiessanden gut abgrenzbar. Die holozäne Schichtenfolge mit einer recht gleichmäßigen Mächtigkeit von 4,5 bis 6,5 m schien ebenfalls aus einem plattenförmigen holzreichen Kiessandkörper, in dem mit Schluff ausgefüllte ehemalige Flußläufe eingetieft waren, zu bestehen. Die abschließende Auelehmedecke war geringmächtig, die Mächtigkeit betrug nur stellenweise mehr als 2 m und auffällige Böden wie im Weißelstertal fehlten.

Erst auf den zweiten Blick und insbesondere durch die starke Komprimierung des Profils werden die viel komplizierteren Lagerungsverhältnisse deutlich. Der älteste Teil der in den Profilen IV und V erfaßten Holozänserie ist ein 4 bis 6 m mächtiger und nur als schmale Pfeiler zwischen jüngeren Flußrinnen erhalten gebliebener Kiessandkörper. Charakteristisch ist ein Verockerungshorizont, der einen tiefliegenden und längere Zeit niveaubeständigen Grundwasserstand anzeigt. Holzreste waren erst ab 1 m unter dem Verockerungshorizont festzustellen, sehr wahrscheinlich ist das ursprünglich über diesem Niveau liegende Holz der Oxidation zum Opfer gefallen. Die flache Schichtung und die gleichmäßig weite Verbreitung sprechen für einen flächenhaft abgelagerten Schotterkörper. Gegenüber den jüngeren Schichtgliedern der Holozänserie ist der Anteil eingelagerten Holzes geringer, aber es waren Eichenstämme von mehr als 50 cm Durchmesser zu beobachten. Die Altersstellung dieses Schotterkörpers ist nicht durch Datierungen gesichert, das reichlich enthaltene Eichenholz schließt aber ein höheres Alter als Boreal aus. Im Bereich V/500 bis 650 m ist eine weitgespannte und bis 2,5 m tiefe Rinne erkennbar. Sie ist mit reinem Flußsand gefüllt und durch jüngere Erosionen zerschnitten. Der auf dieser Sandfüllung ausgebildete Podsol kann sich nach der Lagerungsposition des stellenweise erhaltenen A-Horizontes aber erst viel später entwickelt haben.

In den flächenhaften Schotterkörper sind Flußrinnen eingeschnitten, durch den unterschiedlichen Aufbau ihrer Füllungen weisen sie sich als altersverschieden aus. Die nur 100 m breite Rinne im Bereich V/400 bis 500 m ist vollständig mit Kiessand ausgefüllt, das gleiche Niveau der Rinnenfüllung zu den angrenzenden älteren Ablagerungen ist nur durch flächenhafte Abtragung erklärbar. Diese Flußrinne kann nur von der Oberfläche her eingeschnitten sein. Die eingeschlossenen Holzreste sind bis 2 m unter der Aueoberfläche erhalten geblieben. Aus dem Höhenunterschied der Oberfläche der Kiessandfüllung zu der in den anderen Rinnen ist ihr höheres Alter abzuleiten. Die Flußrinne des Bereichs V/650 bis 950 m zeigt das typische Bild eines geschnittenen Mäanders. Die Flußbettfazies erlosch in ihm wahrscheinlich infolge eines Mäanderdurchbruchs schlagartig und der Altwasserarm wurde vollständig mit Hochflutlehm ausgefüllt. Später griff der Fluß erneut erosiv in diesen Bereich ein und es kam zur Auflagerung eines bis 2,5 m mächtigen Sandes. Eine weitere Aktivitätsphase, wiederum durch erosiven Eingriff eingeleitet, hinterließ ein charakteristisches Sediment, dessen Verbreitung über den verfüllten Mäander hinausgreift. Es ist ein wirr geschichtetes Gemisch aus kiesigem Sand mit Schluffflatschen, häufig sind kleinstückige Holzreste eingelagert. Die beschriebene Abfolge kann nur mit einer durch Aufschotterung angestiegenen Flußbettsohle erklärt werden. In deren Endphase verwilderte der Fluß stark und dadurch erreichte die flächenhafte Abtragung der Aueoberfläche einen Höhepunkt. Die anderen durchschnittlichen größeren Rinnen enthalten nicht eine so vielgliedrige Abfolge und sie zeigen eine einheitliche Struktur. Mit einem Sockel der Kiessandfazies ist die für wandernde Mäander typische Sandbankfazies verbunden. Es ist wenig wahrscheinlich, daß die im Flußbett i. e. S. umgelagerten Kiessande bei konstant bleibenden Flußwasserspiegel die im Profil zu beobachteten Mächtigkeiten von 4 m erreichen. Daraus aber abzuleiten, daß in allen diesen Rinnen Schwankungen der Flußbettsohle wirksam waren, wäre zu spekulativ. Die dargestellte Einschnitttiefe der Rinnen ist nicht ausreichend gesichert, die basalen Teile könnten bei einigen der Flußrinnen aus nicht umgelagerten älteren holozänen Kiessanden bestehen. Auch in den jüngeren Rinnen endete die Fluß-

bettfazies schlagartig und nach einer stellenweise spürbaren Erosion erfolgte die Ausfüllung der verbliebenen Hohlform mit Hochflutlehm, dieser ist vorwiegend in Auelehm umgewandelt worden. Die Altersgleichheit der drei Rinnen V/0 bis 280 m, V/1140 bis 1680 m und IV/0 bis 250 m ist nicht gesichert, aber wenig wahrscheinlich. Selbst wenn man eine Altersgleichheit annimmt, sind im dokumentierten Längsprofil mindestens vier Altersphasen zu unterscheiden. Für die erfaßten Rinnen selbst stehen keine Datierungen zur Verfügung. Aus dem Auebereich nördlich von Niemeck stammen aber später radiocarbondatierte Proben.

Das massenhafte Vorkommen von Eichenstämmen in den holozänen Kiessanden des Tagebaus Goitsche, beim Abtrag der 11 km<sup>2</sup> großen Fläche der Mulde-Aue wurden schätzungsweise 10000 Stämme mit einem Durchmesser von mehr als 40 cm freigelegt, waren 1973 für den Verfasser Veranlassung ein Projekt zu dendrochronologischen Untersuchungen zu beginnen. Wegen vielfältiger Hemmnisse, sowie bürokratischer und technischer Schwierigkeiten war bis 1980 nur die Bergung von 150 Proben möglich. Es konnte auch nicht erreicht werden, die Proben aus geologisch dokumentierten Bereichen zu entnehmen. Das Probenmaterial ist noch nicht abschließend bearbeitet. An 12 dieser Proben wurden 1985 freundlicherweise vom Radiocarbonlabor des damaligen Zentralinstituts für Alte Geschichte und Archäologie Berlin folgende Datierungen durchgeführt:

Nr. 22	Bln 3087	6070 ± 70 BP	Nr. 113	Bln 3095	3580 ± 60 BP
Nr. 16	Bln 3086	5710 ± 90 BP	Nr. 93	Bln 3094	3540 ± 60 BP
Nr. 8	Bln 3085	4480 ± 70 BP	Nr. 76	Bln 3092	2810 ± 60 BP
Nr. 62	Bln 3090	4260 ± 60 BP	Nr. 74	Bln 3091	2710 ± 60 BP
Nr. 43	Bln 3089	3730 ± 60 BP	Nr. 115	Bln 3096	2620 ± 60 BP
Nr. 40	Bln 3088A	3630 ± 70 BP	Nr. 85	Bln 3093	1120 ± 60 BP

Abgesehen von der Probe Nr. 85, sie stammt wahrscheinlich aus dem Bereich des jüngeren Mäanders „Mühlstromwiesen“, bilden die Alterswerte vier Gruppen mit längeren Zwischenzeiträumen und auch darin wird ein Beleg für die Phasenhaftigkeit der Flußaktivität gesehen. Die Datierungen belegen ein relativ hohes Alter des näher untersuchten Auebereichs, die Ältere Mäanderaue ist danach in das Mittelholozän einzuordnen.

Die alle älteren Strukturen verhüllende Auelehmdecke ist meist nur geringmächtig. Auffällige Böden sind nicht ausgebildet und der Auelehm erscheint auf den ersten Blick ungegliedert. Besonders in Bereichen etwas größerer Mächtigkeit ist aber häufig ein sehr schwacher Bodenhorizont zu beobachten, in einigen Bereichen gab es Anzeichen für einen zweiten Horizont. Im Abschnitt V/880 bis 1080 m waren im Niveau des am weitesten verbreiteten Bodenhorizontes drei Holzkohlemeiler angeschnitten. Es ist wahrscheinlich, zumal unweit davon eine Scherbe der Schmierbrennerware (13. bis 16. Jahrhundert) gefunden wurde, daß es sich um einen größeren Meilerplatz des späten Hochmittelalters handelte. Der Bodenhorizont fällt stellenweise durch eine im ausgetrockneten Zustand etwas dunklere Farbe auf, meist ist er aber als hellerer Horizont ausgebildet. Der sehr geringe oder fehlende Humusgehalt des Bodenhorizontes kann mit dem höheren Sandanteil und der dadurch bedingt größeren Durchlässigkeit des Mulde-Auelehms erklärt werden. Schwerpunkt künftiger Untersuchungen müssen diese Besonderheiten sein. Die große Lückenhaftigkeit des Bodenhorizontes, sie ist viel stärker als in Abb. 5 dargestellt, sowie die Anzeichen einer starken Abtragung an der Basis der Auelehmdecke weisen darauf hin, daß die Mulde bei Hochwässern besonders stark in die Aueoberfläche eingriff. Die Seltenheit älterer Auelehme im Muldetal könnte allein dadurch bedingt sein.

#### 4. DIE STRATIGRAPHISCHE STELLUNG DER KALTZEITLICHEN SCHOTTERKÖRPER

Die Niederterrasse im Tieflandsabschnitt der Weißen Elster hat GRAHMANN (1924) als „jüngst-diluviale Talterrasse“ eingestuft. An einem weichselzeitlichen Alter halten die meisten Autoren bis in die jüngste Vergangenheit fest, weil auch in den postsaaeglazialen Tälern der Mulde und Elbe

morphologisch nur eine Niederterrasse ausgebildet ist. Der endgültige Beweis für das weichselzeitliche Alter aller Niederterrassen des Gebietes wird in HILLER et al. (1991) mit der radiometrischen Altersbestimmung eines Teilabschnitts südöstlich von Bitterfeld gesehen. Der im Tagebau Merseburg-Ost nachgewiesene zweite kaltzeitliche Schotterkörper zeigt, daß die Situation nicht so einfach ist. Der unter der Aue liegende Schotterkörper hat, durch die ungestört auflagernde Schichtenfolge gesichert, ein weichselzeitliches Alter. Für die Altersstellung der dieser Schotterakkumulation vorausgehenden starken Abtragung der Niederterrasse und der Ablagerung der Niederterrasse selbst gibt es im Tagebau Merseburg-Ost keine Belege, sie können aber nur postsaaleglazial eingeordnet werden. Die zeitliche Stellung dieser Vorgänge ist durch die seit langem (FUHRMANN 1976) publizierte Lagebeziehung zwischen dem Weichsellöß und der Niederterrasse bei Wiederau eingrenzbar. Bei einer Erstreckung von 5 km, und nicht wie in HILLER et al. (1991) abschwächend dargestellt an einigen Stellen, reicht der auf dem westlichen Talhang der Weißen Elster liegende Weichsellöß bis 3,5 m unter das Aueniveau und damit unter die Oberfläche der bei Wiederau inselartig erhaltenen Niederterrasse. Da eine Verzahnung zwischen Löß und Niederterrassenschotter nirgends zu beobachten ist, muß die starke Abtragung der Niederterrasse vor der Ablagerung des Weichsellößes erfolgt sein. Eine Radiocarbonatierung an pflanzlichen Resten im Lößprofil von Zauschwitz (HILLER & FUHRMANN 1991) erbrachte ein Alter von  $22950 \pm 1300$  BP, unter der Entnahmestelle lagern noch 1,5 m Löß des Weichsel-Frühglazials. Der Beginn der Lößablagerung ist zwar nicht bekannt, aber nach dem bisher vorliegenden ältesten Alterswert aus dem weichselzeitlichen Schotterkörper bei Niemegek muß die starke Erosionsphase älter als 40000 BP sein.

Auch in anderen Flußgebieten wurde im Talgrund mehr als eine kaltzeitliche Terrasse gefunden. Im Niederrheingebiet werden seit langem zwei Niederterrassen unterschieden, die jüngere ist durch Bimsgerölle der Laacher See-Tephra gesichert postallerödzeitlich. Von SCHIRMER (1990) wird zusätzlich eine weitere nur kleinflächig erhaltene Niederterrasse ausgehalten. Für diese Terrasse liegen keine Altersangaben vor, sie wird von ihm mit der ältesten Niederterrasse des Obermain, der Reundorfer Terrasse, parallelisiert. Am Obermain hat SCHIRMER (1983) drei Niederterrassen kaltzeitlicher Genese kartiert, die Akkumulation des Hauptteils der ältesten Niederterrasse soll im Weichsel-Hochglazial erfolgt sein. Die Ablagerung von drei Terrassen und zwei dazwischen liegende Erosionsphasen wären bei dieser Annahme auf den unwahrscheinlich kurzen Zeitraum von 10000 Jahren zusammengedrängt. Die Alterseinstufung basiert auf radiometrischen Alterswerten von 25000 bis 20000 BP aus dem kaltzeitlichen Sockelschotter unter der Aue. Da bei dieser Lagerungsposition nicht sicher ist, daß diese Radiocarbonaten zur Reundorfer Terrasse gehören, könnte die Reundorfer Terrasse älter und mit der Niederterrasse des Weißelstertales zeitgleich sein. An den Flüssen des Alpenvorlands wurden in Analogie zum Obermain ebenfalls drei würmzeitliche Niederterrassen festgestellt (FELDMANN 1990, SCHELLMANN 1990), für diese Terrassen wird durch die Verknüpfung mit dem Gletscherhöchststand eine gesicherte Altersstellung vom Hochwürm bis zum ausgehenden Spätglazial gesehen. Eine Parallelisierung zwischen Mittel- und Hochgebirgsflüssen bis in alle Einzelheiten erscheint aber wegen der abweichenden Flußdynamik, bedingt durch die größere Retention eines vergletscherten Hochgebirges, fraglich. Das beschleunigte Zurückschmelzen der Gebirgsgletscher in den interstadialen Phasen des Spätglazials könnte den Erosionsimpuls so verstärkt haben, daß Unterbrechungen der noch anhaltenden kaltzeitlichen Schotterakkumulation deutlicher spürbar werden.

Theoretisch bleibt zwar die Möglichkeit, daß die fast vollständige Abtragung und vorausgehend die Akkumulation der Weißelstertal-Niederterrasse im Weichsel-Frühglazial, im Zeitabschnitt vor 40000 BP erfolgte, aber dafür gibt es keine Hinweise. Mit großer Wahrscheinlichkeit, unterstützt durch den eemwarmzeitlichen Boden auf der Höheren Niederterrasse in Döbeln (FUHRMANN 1976), hat die Niederterrasse der Weißen Elster ein präeemzeitliches Alter. Es ergibt sich dann zwingend, daß diese Niederterrasse in einer selbständigen von der Saale-Eiszeit abzutrennenden Kaltzeit abgelagert wurde. Damit ist auch Raum für die Warmzeit, die durch die Interglazialvorkommen Grabschütz und Neumark-Nord mit ihren floristisch-faunistischen Unterschieden (MAI 1990b, 1990c; FUHRMANN & PIETRZENIUK 1990b, 1990c) zur Eem-Warmzeit repräsentiert wird und die mit dem Namen Grabschütz-Warmzeit (FUHRMANN 1990) belegt wurde.

Im Dolomitbruch Rittmitz (FUHRMANN 1976) ist der präeemzeitliche Teil des Lößprofils durch zwei kräftige Böden (Altenburger und Rittmitzter Boden) gegliedert und diese Böden können aufgrund der Lageposition im Verbreitungsgebiet des Saale-Inlandeises nur ein postsaaleglaziales Alter haben. Die von manchen Autoren immer wieder hartnäckig vorgenommene Umstufung der Böden in die Holstein-Warmzeit resultiert allein aus der Nichtpaßfähigkeit dieses Befundes in das von ihnen vertretene einfache Gliederungsschema des Jungquartärs. Den nunmehr nachgewiesenen Schichtgliedern zweier Kaltzeiten im postsaaleglazialen Tal der Weißen Elster stehen drei kaltzeitliche Straten im Lößprofil Rittmitz gegenüber. Es bleibt der weiteren Forschung vorbehalten, diesen Widerspruch aufzulösen. Möglich erscheint, daß die beiden Böden einen ähnlichen Komplex repräsentieren wie Holstein- und Dömnitz-Warmzeit und es würde sich die Schichtenfolge des seit langem in seiner Altersstellung strittigen Ehringsdorfer Travertins einfügen. Wenn man die faunistischen Unterschiede des Interglazialvorkommens Gröbern (FUHRMANN & PIETRZENIUK 1990 a) zu gesichert eemzeitlichen Vorkommen in Betracht zieht, erscheint aber auch nicht ganz ausgeschlossen, daß ein weiterer kaltzeitlicher Schotterkörper in den Talsedimenten verborgen ist.

Im Wyhratal lag nördlich von Borna die Oberfläche der Niederterrasse 3 bis 4 m über der Aue. Das Alter der von WEBER (1919) beschriebenen limnischen Beckenfüllung, eine Zusammenfassung der Befunde ist auch in FUHRMANN (1999) enthalten, reicht vom Holozän weit ins Weichsel-Spätglazial und sie sind in den ältesten Teilen nicht fluviatil beeinflußt. Die Erosion dieser Niederterrasse kann deshalb nicht im Weichsel-Spätglazial erfolgt sein und nach den Lagerungsverhältnissen ist ihre Altersgleichheit mit der Niederterrasse des unteren Talabschnitts der Weißen Elster anzunehmen.

Die Befunde im betrachteten Talabschnitt der Mulde scheinen denen im Weißelstertal zu widersprechen. Aus der praktisch lückenlosen Fortsetzung der morphologisch einheitlich erscheinenden und von Niemeck bis Löbnitz als weichselzeitlich datierten Niederterrasse bis Eilenburg wird allgemein (zuletzt EISSMANN 1997) auf deren gleiches Alter geschlossen. Da die vollständige Abtragung einer höher gelegenen älteren Terrasse in diesem weitgespannten und langen Talabschnitt völlig ausgeschlossen erscheint, wäre eine Kaltzeit zwischen Weichsel- und Saale-Eiszeit grundsätzlich in Frage gestellt. Die Lösung dieses Widerspruchs wird in folgender Beobachtung gesehen. Luftbilder lassen auf den Niederterrassenflächen unterschiedliche Strukturen erkennen. Das oben beschriebene deutliche und unverändert gebliebene Fließbahngeflecht ist nur von Bitterfeld bis Wellaune und in einem schmalen Streifen von Bad Düben bis Laußig verbreitet. Auf den großen Terrassenflächen von Laußig bis Eilenburg ist demgegenüber die Fließstruktur stark verwaschen und wolkig aufgelöst. Diese Flächen wurden offensichtlich durch Permafrost überprägt und das wird als Beleg für ein höheres Alter angesehen. Es wird für möglich gehalten, daß sich zwei verschieden alte Schotterkörper in der einheitlich erscheinenden Niederterrasse verbergen. Die weitergehenden Untersuchungen zu dieser Problematik sind noch nicht abgeschlossen, für ein verschiedenes Alter sprechen auch eine 1 bis 2 m hohe Geländestufe zwischen den beiden Oberflächenstrukturen südlich von Bad Düben und andere Hinweise.

Nach MÜLLER (1988) ist im Elbtal von Riesa bis Dessau nur ein kaltzeitlicher Schotterkörper postsaaleglazialen Alters vorhanden. Die nach seiner Meinung weichselzeitliche Niederterrasse ragt nur selten mehr als zwei Meter über die Aue und typisch sind die auf ihr lagernden Dünenfelder. Demgegenüber unterscheiden WOLF & ALEXOWSKY (1994) oberhalb von Riesa zwei Niederterrassen und zusätzlich soll eine „Höhere Aue“ weichselzeitlich sein. Zur Erklärung dieses ereignisreichen Ablaufs wird die von WOLF (1991 b) entwickelte Doppelterrassentheorie herangezogen.

Luftbilder des Tieflandstals der Elbe lassen neben den bogigen Anlagerungsstrukturen der Mäander die braided river-Struktur eines weiteren kaltzeitlichen Schotterkörpers in bisher zur holozänen Aue gerechneten Bereichen erkennen. Ein großes, fast lückenloses und bis 3 km breites Gebiet erstreckt sich rechtselbisch von Arzberg bis nördlich Prettin. Es kann sich nur um den weichselzeitlichen Schotterkörper handeln. Die Oberfläche des Schotterkörpers liegt etwa im gleichen Niveau mit den holozänen Schottern. Im Holozän wurde auf ihm zwar Hochflutsediment

abgelagert, aber das Flußbett ließ diese Bereiche unberührt. Auf der Niederterrasse ist die Fließbahnstruktur wesentlich undeutlicher und verwaschen, auch diese Erscheinung spricht für ihr höheres Alter. Zwischen Blumberg und Koßdorf, südlich davon ist der im Aueniveau liegende kaltzeitliche Schotterkörper abgetragen, beginnend, erstreckt sich auf der Niederterrasse ein breites Band mit frischen Fließbahnstrukturen in nordnordwestliche Richtung. Die weichselzeitliche Elbe hat in der Endphase der Aufschotterung offensichtlich die Niederterrasse überspült. Die mitgeteilten Beobachtungen sind nur ein erster Ansatzpunkt für weitere Untersuchungen, aber unzweifelhaft ist, daß es wie im Weißelstertal postsaalezeitlich zwei durch eine starke Erosion getrennte kaltzeitliche Aufschotterungsphasen gab.

## 5. DIE POSTGLAZIALZEIT

Sowohl im Weißelstertal als auch im Muldetal trat der Wechsel vom kaltzeitlichen braided river zum mäandrierenden Fluß bereits im Weichsel-Spätglazial ein. Die radiometrischen Altersbestimmungen bei Niemeck belegen, daß der Wechsel nicht später als 12000 BP eintrat. Im Vergleich mit den Befunden im Bachtal Klosterbuch (FUHRMANN 1973), dort ist das Weichsel-Spätglazial lithologisch markant zweigeteilt, ist wahrscheinlich, daß der Wechsel der Flußdynamik mit Beginn des Alleröd-Interstadials erfolgte. Nach lithostratigraphischen Gesichtspunkten müßte die Pleistozän-/Holozängrenze an den Zeitpunkt der Änderung der Flußdynamik gelegt werden.

Die drei morphologischen Einheiten der Mulde-Aue Jüngere Mäanderaue, Ältere Mäanderaue, und Adernetzaue sind eine Altersabfolge. Nach den Radiocarbonatierungen im Auebereich nördlich von Niemeck ist die Ältere Mäanderaue in das Mittelholozän einzuordnen. Für die Adernetzaue ist ein altholozänes Alter des Flußbettsedimentsockels anzunehmen, dieser enthält möglicherweise auch großflächigere Schotterkörper. Eine allgemeine Versumpfung der Aue im Altholozän paßt nicht in dieses Bild, die von LITT (1986) gefundenen geringmächtigen torfigen Lagen verschiedenen Alters sind vermutlich nur lokale Ablagerungen. Für den unteren Abschnitt des Weißelstertals und noch stärker für die Nebentäler der Pleiße und Wyhra ergeben die bisherigen Befunde, zusammengefaßt in FUHRMANN (1999), ein abweichendes Bild des Altholozäns, dort überwog bei nur geringer Flußaktivität eine anmoorige Hochflutlehm-Sedimentation.

Die drei morphologischen Einheiten der holozänen Mulde-Aue bestehen jeweils aus mehreren Phasen der Mäanderaktivität, insgesamt ist mit mindestens 10 Phasen zu rechnen. Im Profil Merseburg-Ost ist ebenfalls eine phasenhafte Aktivität mit einer ähnlichen Häufigkeit belegt, zur zeitlichen Stellung und Dauer gibt es vorerst nur wenige Anhaltspunkte. Eine lückenlose Gliederung der holozänen Sedimentserie ist mit den vorhandenen Daten noch nicht möglich, die Erforschung der Entwicklungsgeschichte der holozänen Täler steht erst am Anfang.

Die großen Mäanderbögen zwischen Adernetzaue und Niederterrasse lassen auf eine frühe lateralerosive Ausformung der Mulde-Aue schließen. Vermutlich erfolgte sie am Beginn des Präboreals, während beim erosiven Einschnitt im Weichsel-Spätglazial möglicherweise nur kleinräumige Flußrinnen entstanden.

Nach den bis in die jüngste Zeit vertretenen Vorstellungen über die holozäne Flußdynamik, synoptisch dargestellt in HILLER et al. (1991, Abb. 3 und 5), wird angenommen, daß die mäandrierenden Flüsse bei etwa gleichbleibendem Niveau der Flußbettssohle die Aue umpflügten. Der dadurch entstandene gleichförmige holozäne Schotterkörper soll aus lateral angelagerten ungleichaltrigen „Spänen“ bestehen. Diese Annahme einer alleinigen horizontalen Dynamik wird durch die Befunde in Merseburg-Ost und Goitsche widerlegt. Einige Flußrinnen sind fast vollständig mit Flußbettsediment ausgefüllt oder die Füllung zeigt einen Wechsel von Flußbettsediment und Hochflutsediment, außerdem ist der Einschnitt einiger Flußrinnen von der Oberfläche aus erwiesen. Alle diese Belege beweisen die Mitwirkung einer vertikalen Komponente.

Zwischen Mulde und Weißer Elster bestehen erhebliche Unterschiede in der Flußdynamik, sowohl bei den rezenten Flüssen als auch den holozänen Sedimentfolgen. Hauptursache dafür sind beträchtliche hydrographische Unterschiede der Einzugsgebiete. Die Mulde entwässert die Nordab-

dachung und das Vorland großer Teile des Erzgebirges, beim Einzugsgebiet der Weißen Elster ist dagegen der Anteil niederschlagsreicher Mittelgebirgslagen sehr viel geringer. Die regionalklimatischen Unterschiede der Einzugsgebiete sind vorwiegend nur orographisch bedingt. Für die Vorgänge in den Flußtätern sind die Wasserführung und das Talgefälle bestimmende Faktoren. Das Talgefälle kann im vorliegenden Fall nicht für eine Erklärung herangezogen werden, da es bei der Weißen Elster von Zeit bis Leipzig sogar größer ist als im vergleichbaren Abschnitt der Mulde von Wurzen bis Bitterfeld und nicht geringer, wie aus der Dominanz der Hochflut-Ablagerungen im Weißelstertal anzunehmen wäre. Als Hauptursache ist deshalb die unterschiedliche Wasserführung anzunehmen, der Abfluß aus dem Muldegebiet ist infolge des höheren Gebietsniederschlags wesentlich größer als der aus dem Weißelstergbiet. Die Auswirkungen der unterschiedlichen Wasserführung auf die holozänen Sedimentationsvorgänge sind in FUHRMANN (1999) näher beschrieben.

## LITERATUR

- CEPEK, A. G. (1965): Geologische Ergebnisse der ersten Radiokarbondatierungen von Interstadialen im Lausitzer Urstromtal. – *Geologie* **14**: 625–657, Berlin.
- EISSMANN, L. (1975): Das Quartär der Leipziger Tieflandsbucht und angrenzender Gebiete um Saale und Elbe. – *Schriftenr. Geol. Wiss.* **2**: 1–263, Berlin.
- EISSMANN, L. (1997): Das quartäre Eiszeitalter in Sachsen und Nordostthüringen. – *Altenbg. nat. wiss. Forsch.* **8**: 1–98, Altenburg.
- EISSMANN, L. & LITT, T. (1994): Klassische Quartärfolge Mitteldeutschlands von der Elstereiszeit bis zum Holozän unter besonderer Berücksichtigung der Stratigraphie, Paläoökologie und Vorgeschichte (Exkursion B1). – *Altenbg. nat. wiss. Forsch.* **7**: 250–353, Altenburg.
- FELDMANN, L. (1990): Jungquartäre Gletscher- und Flußgeschichte im Bereich der Münchener Schotterebene. – Diss. Univ. Düsseldorf.
- FUHRMANN, R. (1973): Die spätweichselglaziale und holozäne Molluskenfauna Mittel- und Westsachsens. – *Freiberger Forsch.-H.* **C 278**: 1–121, Leipzig.
- FUHRMANN, R. (1976): Die stratigraphische Stellung der Löße in Mittel- und Westsachsen. – *Z. geol. Wiss.* **4** (9): 1241–1270, Berlin.
- FUHRMANN, R. (1990): Paläontologische Untersuchungen am Interglazial von Grabschütz (Kreis Delitzsch). – *Altenbg. nat. wiss. Forsch.* **5**: 194–201, Altenburg.
- FUHRMANN, R. (1999): Klimaschwankungen im Holozän nach Befunden aus Fluß- und Bachablagerungen Nordwestsachsens und angrenzender Gebiete. – *Altenbg. naturwiss. Forsch.* **11**: 3–41, Altenburg.
- FUHRMANN, R. & PIETRZENIUK, E. (1990a): Die Ostrakodenfauna des Interglazials von Gröbern (Kreis Gräfenhainichen). – *Altenbg. nat. wiss. Forsch.* **5**: 168–193, Altenburg.
- FUHRMANN, R. & PIETRZENIUK, E. (1990b): Die Ostrakodenfauna des Interglazials von Grabschütz (Kreis Delitzsch). – *Altenbg. nat. wiss. Forsch.* **5**: 202–227, Altenburg.
- FUHRMANN, R. & PIETRZENIUK, E. (1990c): Die Aussage der Ostrakodenfauna zum Sedimentationsablauf im Interglazialbecken, zur klimatischen Entwicklung und zur stratigraphischen Stellung des Interglazials von Neumark-Nord (Geiseltal). – *Veröff. Landesmus. Vorgesch. Halle* **43**: 161–166, Berlin.
- GRAHMANN, R. (1924): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte von Sachsen, Blatt 48/39, Pegau-Predel nebst Hemmendorf, 2. Aufl.: 1–34, Leipzig.
- GRAHMANN, R. (1925): Diluvium und Pliozän in Nordwestsachsen. – *Abh. Math.-phys. Kl. Sächs. Akad. Wiss.* **39** (4): 1–82, Leipzig.
- GRAHMANN, R. (1934): Grundriß der Quartärgeologie Sachsens. – In: *Grundriß der Vorgeschichte Sachsens*: 1–60, Leipzig.
- HAASE, G. (1967): Zur Methodik großmaßstäbiger landschaftsökologischer und naturräumlicher Erkundung. – *Wiss. Abh. Geogr. Ges. DDR* **5**: 35–128, Leipzig.
- HILLER, A. & FUHRMANN, R. (1991): Radiokarbondatierungen an koexistenten Kohlenstoffträgern aus Binnenwasserkalkvorkommen Sachsens und Thüringens. – *Z. geol. Wiss.* **19** (5): 569–584, Berlin.
- HILLER, A.; LITT, T.; EISSMANN, L. (1991): Zur Entwicklung der jungquartären Tieflandtäler im Saale-Elberaum unter besonderer Berücksichtigung von <sup>14</sup>C-Daten. – *Eiszeitalter u. Gegenwart* **41**: 26–46, Hannover.
- LITT, T. (1986): Stratigraphische Belege für anthropogen ausgelöste Bodenverlagerungen vom Neolithikum bis zur frühen Eisenzeit im circumherycynen Raum. Klocksedimente in Auen, Hangfußlagen und Dellen. – unveröff. Diss. Univ. Greifswald.

- LITT, T.; KOHL, G.; GÖRSDORF, J.; JÄGER, K.-D. (1987): Zur Datierung begrabener Böden in holozänen Ablagerungsfolgen. – *Jshr. mitteldt. Vorgesch.* **70**: 177–189, Halle.
- LÜTTIG, G. (1960): Zur Gliederung des Auelehms im Flußgebiet der Weser. – *Eiszeitalter u. Gegenwart* **11**: 39–50, Öhringen.
- MAI, D. H. (1990a): Die Flora des Interglazials von Gröbern (Kreis Gräfenhainichen). – *Altenbg. nat. wiss. Forsch.* **5**: 106–115, Altenburg.
- MAI, D. H. (1990b): Die Flora des Interglazials von Grabschütz (Kreis Delitzsch). – *Altenbg. nat. wiss. Forsch.* **5**: 116–137, Altenburg.
- MAI, D. H. (1990c): Zur Flora des Interglazials von Neumark-Nord, Kreis Merseburg (vorläufige Mitteilung). – *Veröff. Landesmus. Vorgesch. Halle* **43**: 159–160, Berlin.
- MOL, J. (1995): Weichselian and Holocene river dynamics in relation to climate change in the Halle-Leipziger Tieflandsbucht (Germany). – *Eiszeitalter u. Gegenwart* **45**: 32–41, Hannover.
- MÜLLER, A. (1988): Das Quartär im mittleren Elbegebiet zwischen Riesa und Dessau. – unveröff. Diss. Univ. Halle.
- SHELLMANN, G. (1990): Fluviale Geomorphodynamik im jüngeren Quartär des unteren Isar- und angrenzenden Donautales. – *Düsseldorfer geograph. Schr.* **29**: VII + 1–131, Düsseldorf.
- SCHIRMER, W. (1983): Die Talentwicklung an Main und Regnitz seit dem Hochwürm. – *Geol. Jb.* **A 71**: 11–43, Hannover.
- SCHIRMER, W. (Hrsg.) (1990): Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. – *Exkursionsführer 25. Tagung Deutsche Quartärvereinigung (DEUQUA) 9.–16. Sept. 1990 in Düsseldorf*: 9–33, Düsseldorf.
- STRAUTZ, W. (1963): Auelehmbildung und -gliederung im Weser- und Leinetal mit vergleichenden Zeitbestimmungen aus dem Flußgebiet der Elbe. – *Beiträge zur Landespflege* **1**: 273–314, Stuttgart.
- WEBER, H. A. (1919): Über spät- und postglaziale lakustrine und fluviatile Ablagerungen in der Wyhraniederung bei Lobstädt und Borna und die Chronologie der Postglazialzeit Mitteleuropas. – *Abh. Naturwiss. Ver. Bremen* **24**: 189–268, Bremen.
- WOLF, L. (1991 a): Die Hoch- und Mittelterrassen der Zwickauer Mulde, der Chemnitz und der Zschopau im Vorerzgebirgsbecken und im Granulitgebirge. – *Z. geol. Wiss.* **19**: 91–109, 203–215, Berlin.
- WOLF, L. (1991 b): Die Niederterrassen der Zwickauer Mulde, der Chemnitz und der Zschopau. – *Z. geol. Wiss.* **19**: 347–363, Berlin.
- WOLF, L. & ALEXOWSKY, W. (1994): Fluviale und glaziäre Ablagerungen am äußersten Rand der Elster- und Saale-Vereisung; die spättertiäre und quartäre Geschichte des sächsischen Elbegebietes (Exkursion A2). – *Altenbg. nat. wiss. Forsch.* **7**: 190–235, Altenburg.

Manuskript eingegangen am 28. August 1997

Dr. ROLAND FUHRMANN, Eilenburger Straße 24, D-04317 Leipzig

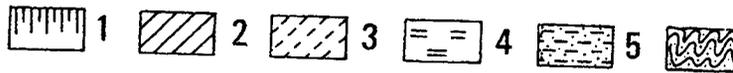
2600 2500 2400 2300 2200 2100 2000 1900 1800 1700 1600

NW

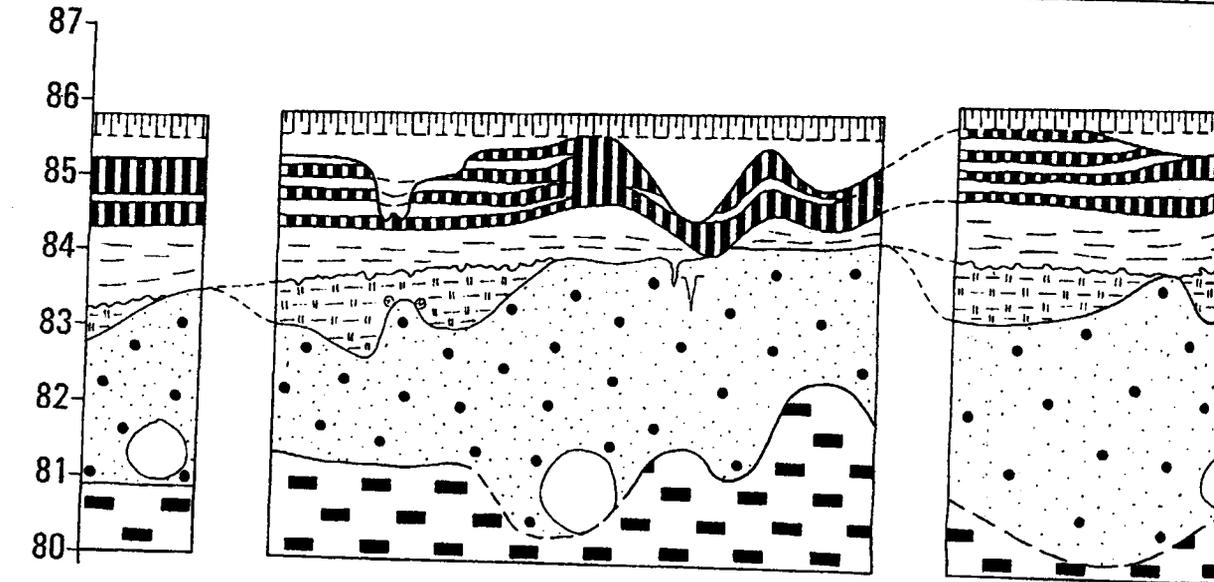
B

m  
NN

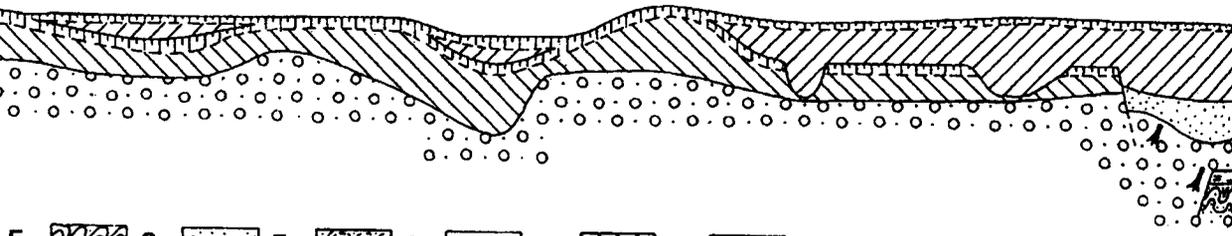
88  
87  
86  
85  
84  
83  
82



1800 1750 1700 1650 1600 1450 14

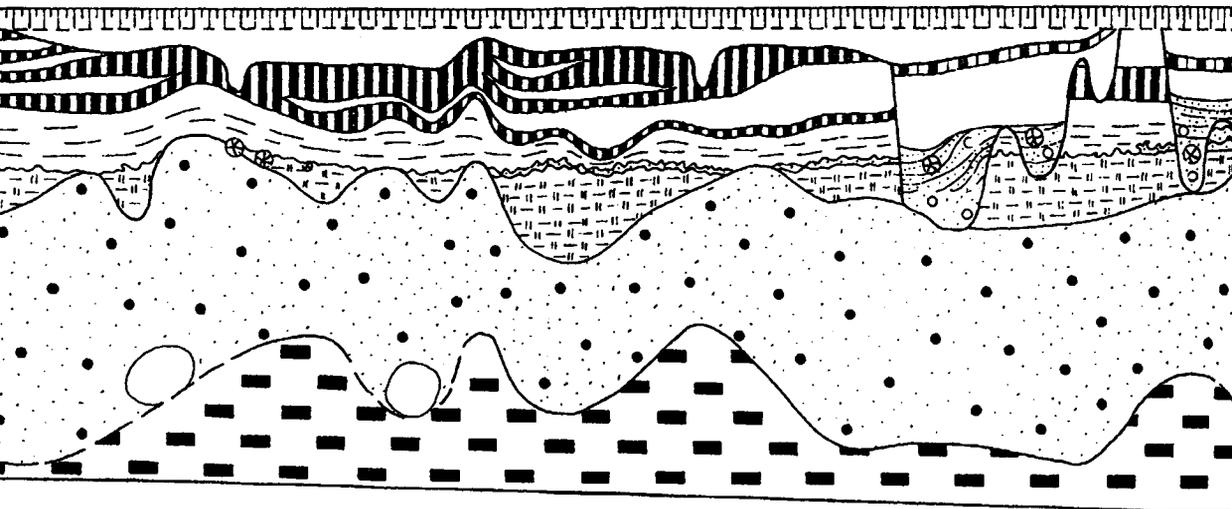


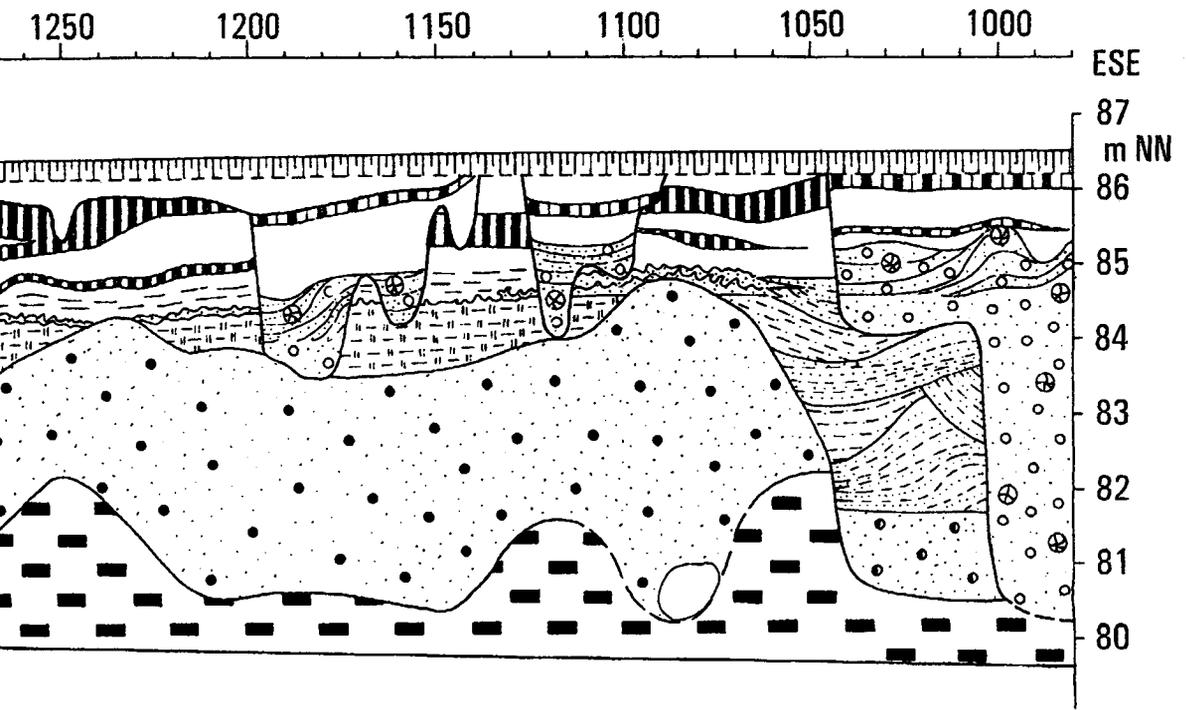
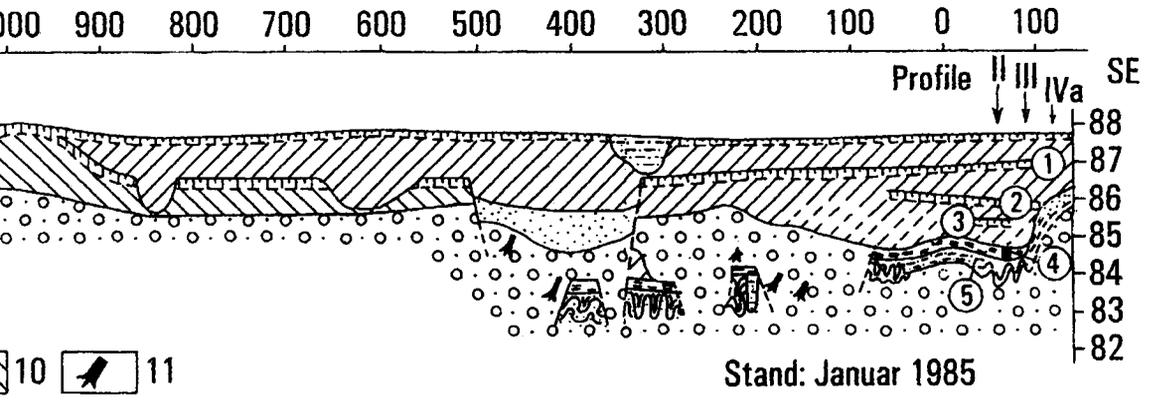
1600 1500 1400 1300 1200 1100 1000 900 800 700 600 500 400

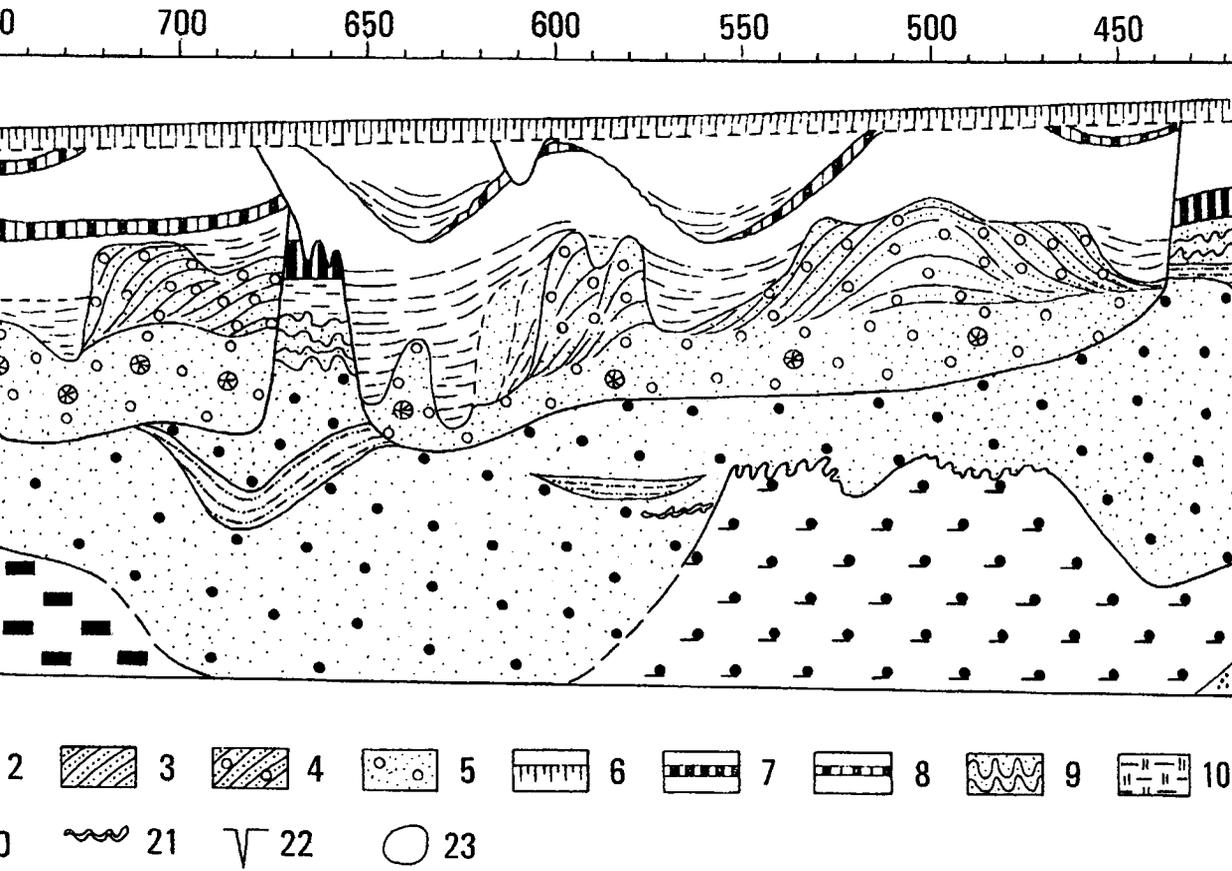


- 5  6  7  8  9  10  11 

1400 1350 1300 1250 1200 1150







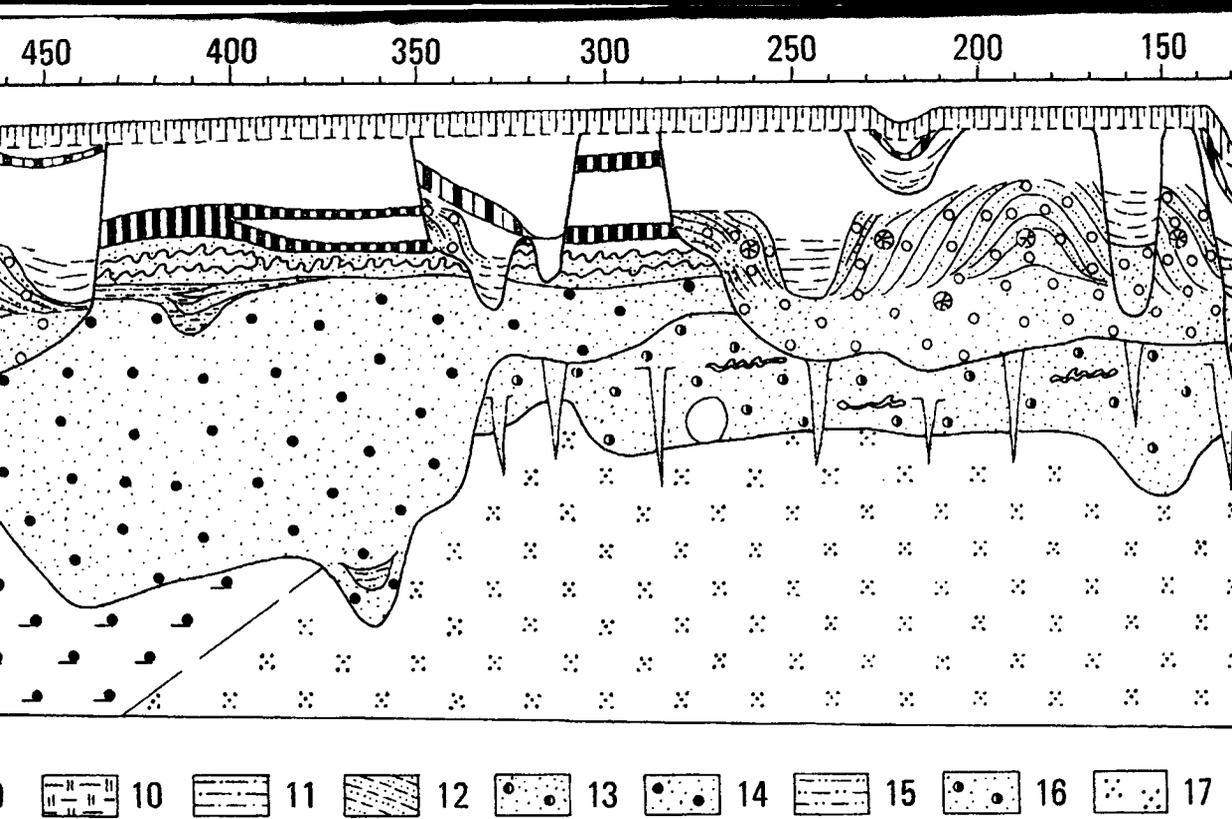
burg-Ost – geologische Aufnahmen des I. Abraumschnittes

et; 2 – Auelehm mit Schichtungsspuren; 3 – Sand mit Schlufflagen und Anlagerungsschichtung; 4 – Sand kiesig mit Schlufflagen und  
 at gestörte Schichtung; 10 – Schluff, sandig, torfig, geschichtet und durchwurzelt; 11 – Schluff, sandig, geschichtet; 12 – Sand mit S  
**stige Symbole:** 20 – Holz; 21 – Schluffeinlagerungen, kryoturbat gestört; 22 – Eiskeil-Pseudomorphosen; 23 – Findling.

ge 6, kopiert und Längenmaßstab verkürzt)  
 g, sandig, schwach humos, braun (Klock); 3 – Schluff, tonig, z. T. sandig, schwach humos, grau: G<sub>r</sub>-Horizont (Klock); 4 – torfig bis ann  
 gelblich-braun; 11 – subfossiles Holz.

zeit, <sup>14</sup>C 3340 ± 60 BP (Bln 3107), <sup>14</sup>C 2940 ± 80 BP (Bln 3108); 2 – <sup>14</sup>C 5110 ± 60 BP (Bln 3106); 3 – <sup>14</sup>C 5680 ± 60 BP (Bln 3105); 4  
 LLER et al. (1991).

tsaaleglazial entstandener Talabschnitte der Weißen Elster und Mulde und die stratigraphische Gliederung des jüngeren Q



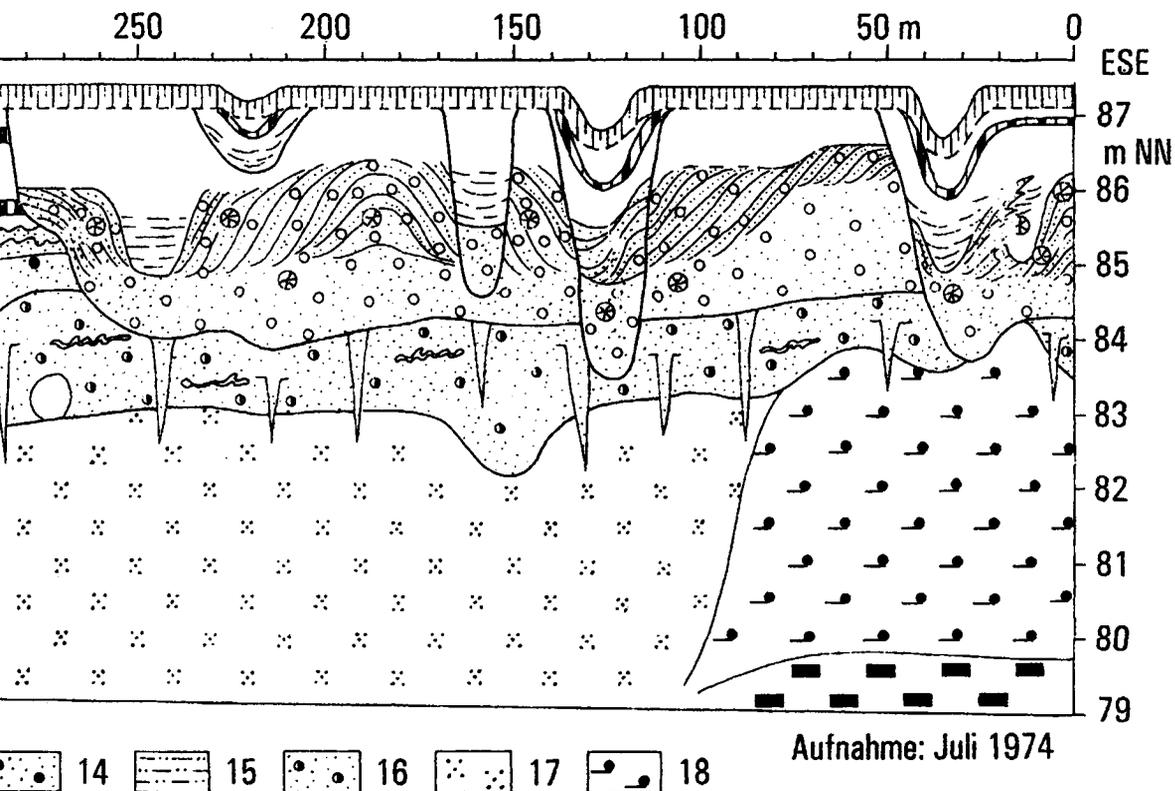
- 10  
  11  
  12  
  13  
  14  
  15  
  16  
  17

Schlufflagen und Anlagerungsschichtung; 5 – Kiessand vorwiegend horizontal geschichtet; 6 – Boden rezent; 7 – Boden fossil; 8 –  
 ; 12 – Sand mit Schlufflagen, geschichtet; 13 – Kiessand. **Weichsel-Frühglazial bis Weichsel-Hochglazial:** 14 – Kiessand; 15 – Sch  
 g.

4 – torfig bis anmoorige Ablagerungen; 5 – sandiger Schluff, grau, oft Schluff-Sand-Wechselagerung; 6 – dergleichen, kryoturbat defor

D BP (Bln 3105); 4 – Pollenanalyse: Zonen IV–VI,  $^{14}\text{C}$  6960 ± 130 BP (MSB 47); 5 – Pollenanalyse: Zone III,  $^{14}\text{C}$  10370 ± 190 BP (MS

g des jüngeren Quartärs. – Altenbg. naturwiss. Forsch. **11**, 43–63 (1999)



horizontal geschichtet; 6 – Boden rezent; 7 – Boden fossil; 8 – Boden in verfüllten Flußbrinnen, schwach. **Weichsel-Spätglazial:**  
**Ühnglazial bis Weichsel-Hochglazial:** 14 – Kiessand; 15 – Schluff. **Lausitz-Kaltzeit:** 16 – Kiessand. **Tertiär:** 17 – Feinsand;

Schluff-Sand-Wechselagerung; 6 – dergleichen, kryoturbat deformiert; 7 – Sand; 8 – dergleichen, mit Frostmarken; 9 – Kies, san-

MSB 47); 5 – Pollenanalyse: Zone III,  $^{14}\text{C}$  10370  $\pm$  190 BP (MSB 48),  $^{14}\text{C}$  10950  $\pm$  190 BP (MSB 45); Bln 3105 bis 3108 aus LITT

(1999)

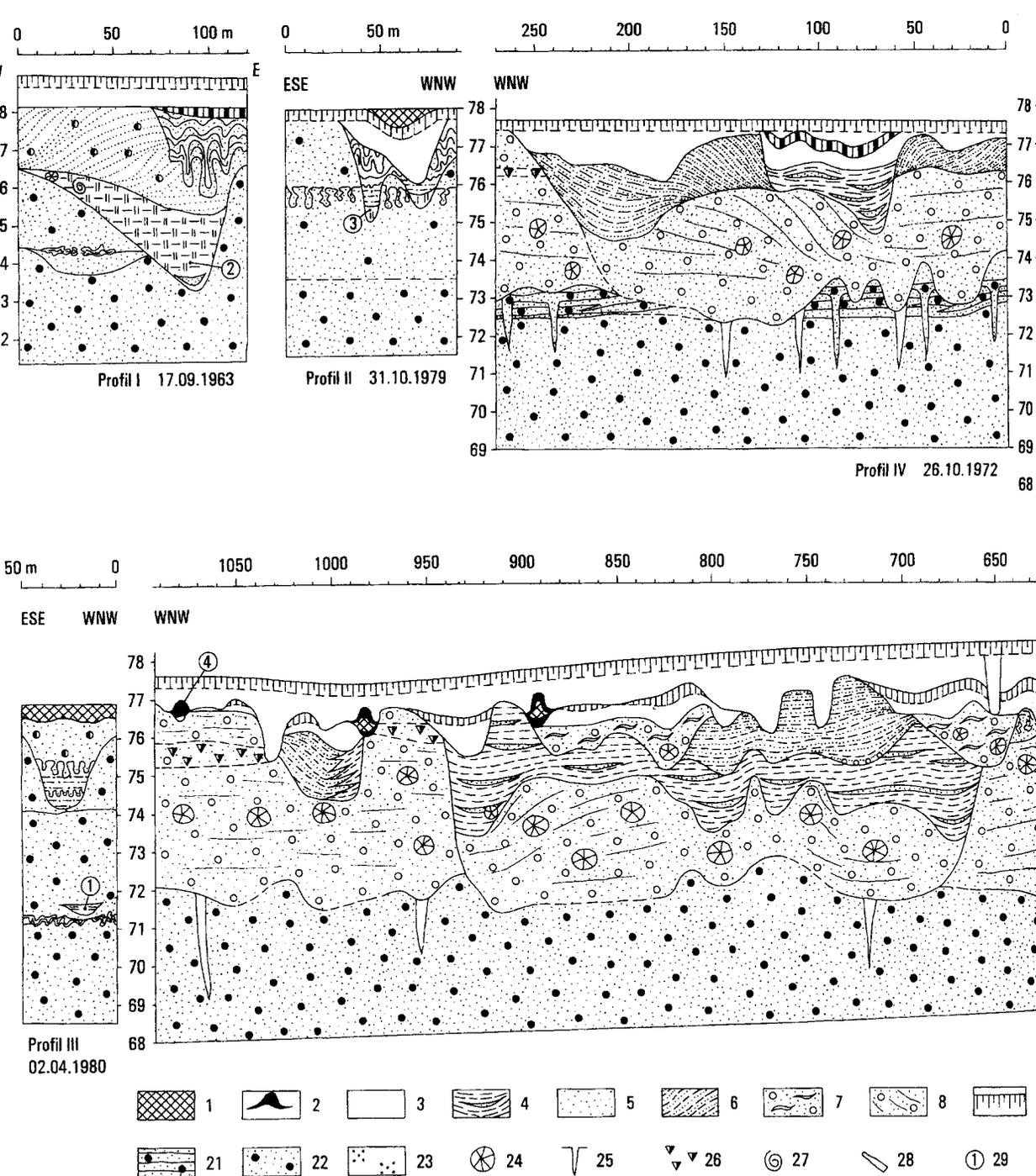


Abb. 5. Braunkohlentagebau Goitsche – geologische Aufnahmen im 1. Abbauschnitt

**Holozän:** 1 – Auffülle; 2 – Schluff, holzkohlereich; 3 – Auelehm; 4 – Schluff mit Sandlagen; 5 – Sand ungeschichtet; 6 – Sand mit Sandlagen; 7 – Schluff, sandig, kryoturbar; 8 – Schluff, sandig, kryoturbar; 9 – Schlufflagen, kryoturbar; 20 – Torfmudde; 21 – Sandlagen im Kiessand; 22 – Kiessand. **Weichsel-Spätglazial:** 13 – Schluff, sandig, kryoturbar; 14 – Schluff, sandig, kryoturbar; 15 – Schluff, sandig, kryoturbar; 16 – Schluff, sandig, kryoturbar; 17 – Schluff, sandig, kryoturbar; 18 – Schluff, sandig, kryoturbar; 19 – Schluff, sandig, kryoturbar. **Tertiär:** 23 – Feinsand. **Sonstige Symbole:** 10 – Bodenhorizont, graubraun; 11 – Bodenhorizont, hellgrau; 12 – Podsol. 24 – Holzkohlemeiler; 25 – Bierflasche (Anfang 20. Jahrhundert); 26 – Holzkohlemeiler; 27 – Bierflasche (Anfang 20. Jahrhundert); 28 – Holzkohlemeiler; 29 – Bierflasche (Anfang 20. Jahrhundert).

1 –  $^{14}\text{C}$  36000  $\pm$  800 BP (LZ 1287).

2 –  $^{14}\text{C}$  11690  $\pm$  140 BP (LZ 1225).

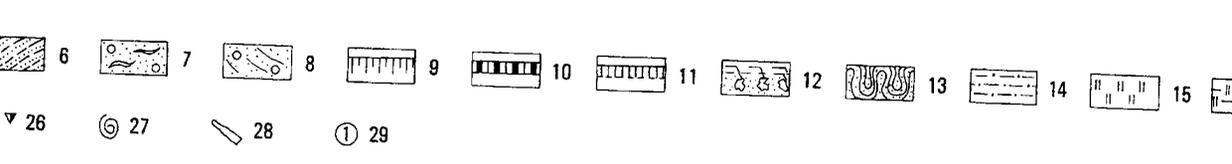
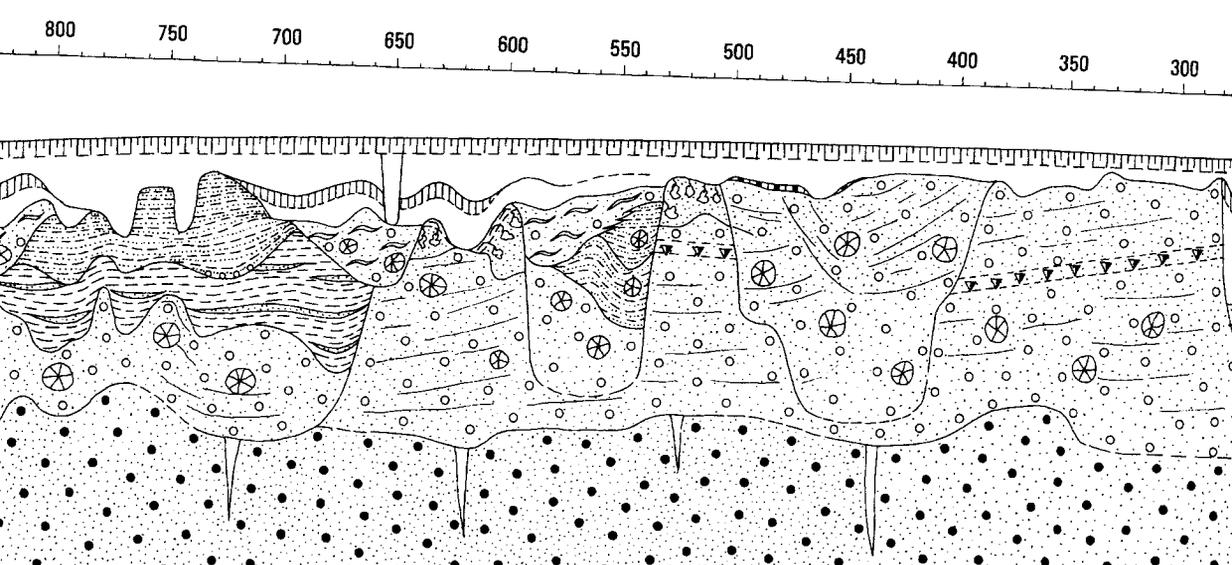
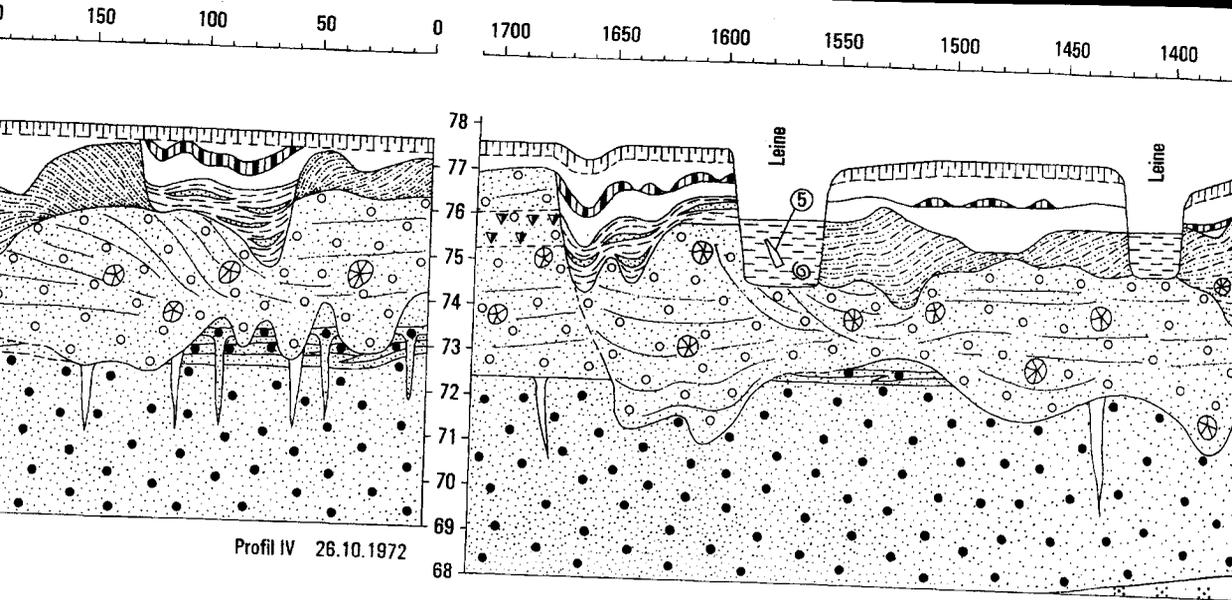
3 –  $^{14}\text{C}$  11690  $\pm$  90 BP (LZ 1180).

4 – Holzkohlemeiler

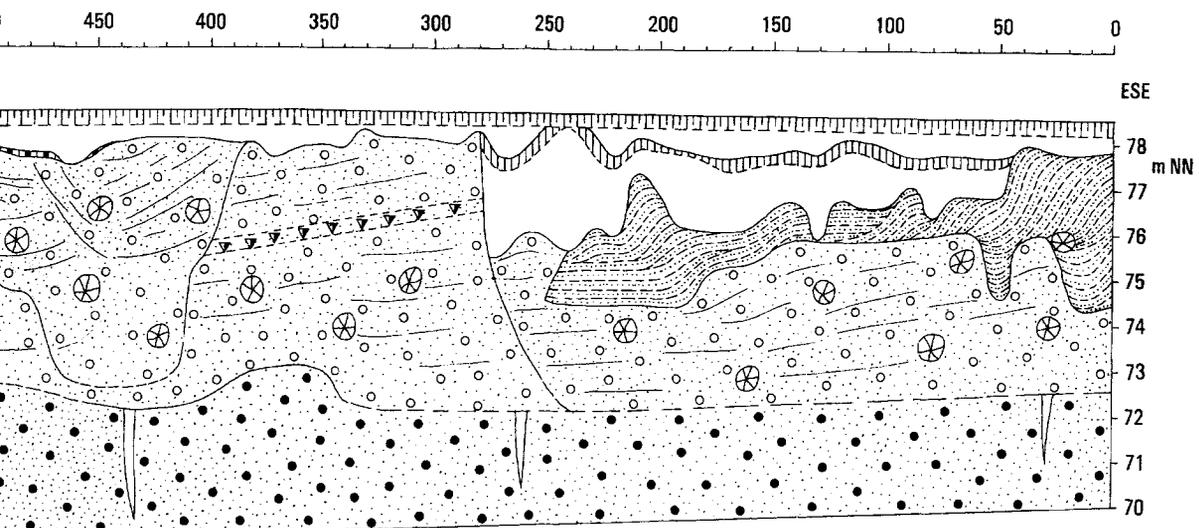
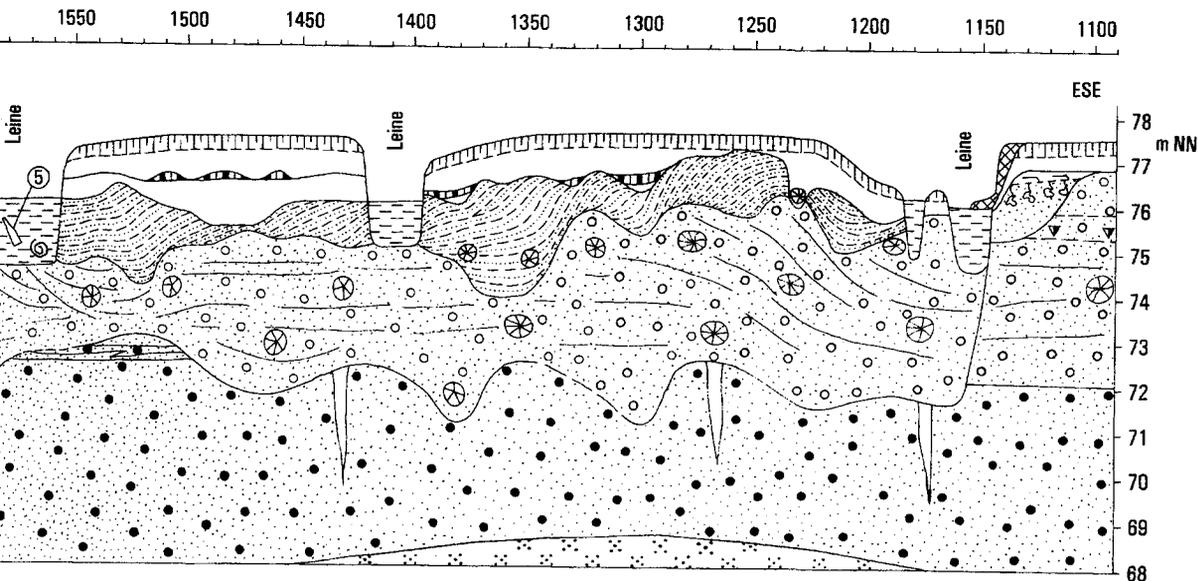
5 – Bierflasche (Anfang 20. Jahrhundert)

Beilage zu: R. FUHRMANN:

Die Entwicklungsgeschichte postsaaeglazial entstandener Talabschnitte der Weißen Elster und Mulde und die stratigraphische



5 – Sand ungeschichtet; 6 – Sand mit Schlufflagen, Anlagerungsschichtung; 7 – Sand kiesig, mit Schluffflatschen, turbulente Schichtung;  
 spätglazial: 13 – Schluff, sandig, kryoturbar; 14 – Schluff, sandig; 15 – Torf; 16 – Schluffmulde; 17 – Sand kiesig, Anlagerungsschichtung;  
 Tertiär: 23 – Feinsand. **Sonstige Symbole:** 24 – Holz; 25 – Eiskeil-Pseudomorphosen; 26 – Verockerungszone; 27 – Fossilreste (Mollusken)



Profil V April/Mai 1973

- |   |    |   |    |   |    |   |    |   |    |   |    |   |    |   |    |  |    |
|---|----|---|----|---|----|---|----|---|----|---|----|---|----|---|----|--|----|
|  | 12 |  | 13 |  | 14 |  | 15 |  | 16 |  | 17 |  | 18 |  | 19 |  | 20 |
|---|----|---|----|---|----|---|----|---|----|---|----|---|----|---|----|--|----|

g; 7 – Sand kiesig, mit Schlufflatschen, turbulente Schichtung; 8 – Kiessand, Angabe der Schichtungsrichtung; 9 – Boden rezent; 16 – Schluffmudde; 17 – Sand kiesig, Anlagerungsschichtung; 18 – Kiessand. **Weichsel-Frühglazial bis Weichsel-Hochglazial:** morphosen; 26 – Verockerungszone; 27 – Fossilreste (Mollusken, Ostrakoden); 28 – Flasche; 29 – Datierungen.