

# Eiszeitalter und Gegenwart

**43. Band 1993**

**Mit 55 Abbildungen und 19 Tabellen**



**Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung**

**Schriftleitung: Josef Klostermann**



Vertrieb: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung  
(Nägele u. Obermiller) - Stuttgart

ISSN 0424 - 7116

## **Deutsche Quartärvereinigung**

Gegründet 1948

Geschäftsstelle:

30655 Hannover, Stilleweg 2, Postfach 51 01 53

Bankverbindungen:

Postgirokonto: Postgiroamt Hannover, Konto-Nr. 45303-308,

BLZ 250 100 30

oder Bankkonto: Kreissparkasse Hannover,

Konto-Nr. 2000 806 311, BLZ 250 502 99

---

### **Vorstand**

(1991 - 1993)

Präsident:	Prof. Dr. H. HAGEDORN, Würzburg
Vizepräsidenten:	Prof. Dr. L. EISSMANN, Leipzig, Prof. Dr. F. GRUBE, Kiel
Schriftleiter des Jahrbuchs:	Priv.-Doz. Dr. J. KLOSTERMANN, Krefeld
Schatzmeister:	Prof. Dr. E.-R. LÖOK, Hannover
Archivar:	Prof. Dr. K.-D. MEYER, Hannover

Dem Vorstand gehören weiterhin an:

Dr. D. van HUSEN, Wien  
Prof. Dr. L. BENDA, Hannover  
Dr. W. v. BULOW, Schwerin  
Prof. Dr. H. MÜLLER-BECK, Tübingen  
Prof. Dr. W. SCHIRMER, Düsseldorf

---

Ordentliche Mitglieder zahlen einen Jahresbeitrag von 50,— DM, bzw. in Ostdeutschland 25,— DM (befristet).

Mitglieder ohne eigenes Einkommen (Studenten usw.) 20,— DM, bzw. in Ostdeutschland 10,— DM (befristet), korporative Mitglieder 60,— DM.

Der Jahresbeitrag wird in Deutschland durch Einzugsermächtigung, von allen anderen Mitgliedern durch Überweisung, bis 1. 3. des betreffenden Jahres auf eines der oben genannten Konten erbeten.

Anmeldungen neuer Mitglieder und Anfragen wegen fehlender Jahrbücher sind an die Geschäftsstelle in Hannover zu richten.

Schriftwechsel, der sich auf das Jahrbuch bezieht, an:

Priv.-Doz. Dr. J. KLOSTERMANN, De-Greif-Str. 195, 47803 Krefeld.

## Eiszeitalter und Gegenwart



# Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der  
Deutschen Quartärvereinigung

43. Band

Mit 55 Abbildungen im Text, 19 Tabellen  
und 4 Tafeln, 1 Beilage

Herausgeber und Verlag: Deutsche Quartärvereinigung Hannover

Schriftleitung: JOSEF KLOSTERMANN

Vertrieb:



E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung  
(Nägele u. Obermiller) - Stuttgart

1993

## Inhaltsverzeichnis

A. Aufsätze	Seite		
<i>MANIA, D. &amp; SEIFERT, M. &amp; THOMAE, M.:</i> Spät- und Postglazial im Geiseltal (mittleres Elbe-Saalegebiet)	1–22	<i>STUPHAN, S.:</i> Mikromorphologie und Genese von Böden auf den Niederterrassen des Niedertheingebietes und der Kölner Bucht	67–86
<i>LANG, H. D.:</i> Neue Ergebnisse quartärge- ologischer Untersuchungen im Gebiet der "Falkenberg-Endmoräne"	23–28	<i>LOSEN, H. &amp; TRESKATIS, C.:</i> Einsatz eines Grundwasserströmungsmodells bei der Grundwassergewinnung im Xantener Stauchmoränenbogen (Niedertheinische Tiefebene)	87–100
<i>HAUSCHILD, S. &amp; ÜTTIG, G.:</i> Zur erdgeschichtlichen Entwicklung der Emsland-Moore	29–43	<i>BECKER-PLATIN, J. D.:</i> Renaturierung von Sand- und Kiesgruben	101–109
<i>DE JONG, M. G. G.:</i> On the Relation between Subglacial Tills and the Substratum in Western Allgiu (Germany)	44–52	<i>JORDAN, H. &amp; SCHWARTAU, W.:</i> Das Lößprofil von Ahlshausen und weitere tiefe Quartäraufschlüsse entlang der Bundesbahn-Neubaustrecke bei Northem, Südniedersachsen	110–122
<i>KRZYSZKOWSKI, D.:</i> The Wartanian Siedlec Sandur (Zedlitzer Sandur) southwards the Trzebnica Hills, Silesian Lowland; Southwestern Poland: re-examination after fifty years	53–66	<b>B. Berichte</b>	123–128
		<b>C. Buchbesprechungen</b>	129–137

---

ISSN 0424-7116 ©Deutsche Quartärvereinigung, Hannover

Schriftleitung: J. KLOSTERMANN

Für den Inhalt der Arbeiten sind die Verfasser allein verantwortlich

Herstellung:

Niederrhein-Verlag K. H. Hilbertz, Windmühlenstr. 40, 47800 Krefeld

## Spät- und Postglazial im Geiseltal (mittleres Elbe-Saalegebiet)

DIETRICH MANIA, MARIA SEIFERT, MATTHIAS THOMAE\*

Pleistocene, Weichselian, Pleniglacial, Late Glacial, Holocene, Stratigraphy, vegetation sequence, mollusc fauna, habitat.

Middle Elbe-Saale regio

**Kurzfassung:** Im westlichen Geiseltal (mittleres Elbe-Saalegebiet, westlich von Merseburg) waren spätglaziale und holozäne Serien großflächig aufgeschlossen. Sie lagen auf der Niederterrasse und dem Löß der Weichselkaltzeit. Im wesentlichen handelte es sich um limnische und telmatische Sedimente. Sie zeigten eine Gliederung in fünf Sedimentzyklen mit zwei präböllingzeitlichen Intervallen (Mücheln Intervalle 1 und 2), mit Bölling, Alleröd und Holozän. Die Kaltphasen waren durch Beckenschluffe, die warmen Phasen durch Mudden und Torfe, seit dem Alleröd auch durch Charatravertinsande gekennzeichnet. Im Alleröd war die Laacher-See-Tephra eingelagert. In der jüngeren *Dryas*-Zeit entstanden zum letzten Male Frostspaltennetze. Für Ältere *Dryas*-Zeit, Alleröd und Jüngere *Dryas*-Zeit wurde mit Hilfe der Pollenanalyse die Vegetationsgeschichte ermittelt. Alle Horizonte sind durch Molluskfaunen dokumentiert, die in ihrer wechselnden Zusammensetzung den detaillierten Klimaablauf erkennen lassen. Zugleich liegt eine der bedeutendsten spätglazialen Molluskensukzessionen Mitteleuropas vor.

### [Late Glacial and Holocene in the Geisel Valley, Middle Elbe-Saale Region]

**Abstract:** In the western part of the valley of the Geisel (area of the Saale river, west of Merseburg) late glacial and holocene series were exposed over large areas. They lay on the lower terrace and on the loess originating from the Weichselian. They were built up in cycles displaying a division into five cycles with two intervals from the Pre-Bölling (Mücheln Intervals 1 and 2), Bölling, Alleröd and Holocene. The glacial phases were characterized by basin silt, the warm phases exhibited gyttjas and peat with charatravertin since Alleröd. During Alleröd, the tuff depositions from the Laacher See eruption occurred. In the Younger *Dryas*, a net of frost cracks formed for the last time. Pollen analyses established the vegetation sequence valid for Early *Dryas*, Alleröd and Younger *Dryas*. All horizons are documented by mollusc fauna revealing the detailed climatic course through their changing composition. In addition, they represent one of the most important late glacial mollusc successions of Central Europe.

\*) Anschriften der Verfasser: Dr. rer. nat. D. MANIA, Ibrahimstr. 29, 09599 Jena. Geol. Ing. M. SEIFERT, Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Halsbrücker Str. 31 a, D - 09599 Freiberg/Sa. Dr. rer. nat. M. Thomae, Straße der Jugend 16, D - 0-4401 Vockerode.

### Inhalt

- 1 Einleitung
- 2 Lagerungsverhältnisse (THOMAE, M. & MANIA, D.)
- 3 Die Sedimentabfolge (MANIA, D. & THOMAE, M.)
  - 3.1 Die Flußschotter
  - 3.2 Das Spätglazial
    - 3.2.1 Mücheln 1
    - 3.2.2 Mücheln 2
    - 3.2.3 Mücheln 3
    - 3.2.4 Mücheln 4
    - 3.2.5 Mücheln 5
  - 3.3 Parallelbefunde
- 4 Vegetationsgeschichte (SEIFERT, M.)
  - 4.1 Die pollenanalytischen Abschnitte
    - 4.1.1 *Salix*-Phase
    - 4.1.2 *Betula*-Phase
    - 4.1.3 *Pinus*-Phase
    - 4.1.4 Übergangsphase
    - 4.1.5 Eichenmischwaldphase
  - 4.2 Zur Vegetationsgeschichte
- 5 Die Molluskenfauna und ihre Lebensräume (MANIA, D.)
  - 5.1 Hochglazial
  - 5.2 Mücheln Intervall 1 (Profil A)
  - 5.3 Kaltphase zwischen den Mücheln Intervallen 1 und 2
  - 5.4 Mücheln Intervall 2 (Profil A und B)
  - 5.5 Älteste *Dryas*-Zeit
  - 5.6 Bölling-Interstadial
  - 5.7 Ältere *Dryas*-Zeit
  - 5.8 Alleröd-Interstadial
  - 5.9 Jüngere *Dryas*-Zeit
  - 5.10 Holozän
- 6 Schriftenverzeichnis

### 1 Einleitung

Das Tertiärbecken des Geiseltals befindet sich nur wenige Kilometer von der Leipziger Tieflandbucht entfernt am Nordostrand des Hügellandes, das der Mittelgebirgszone vorgelagert ist. Das Becken ist

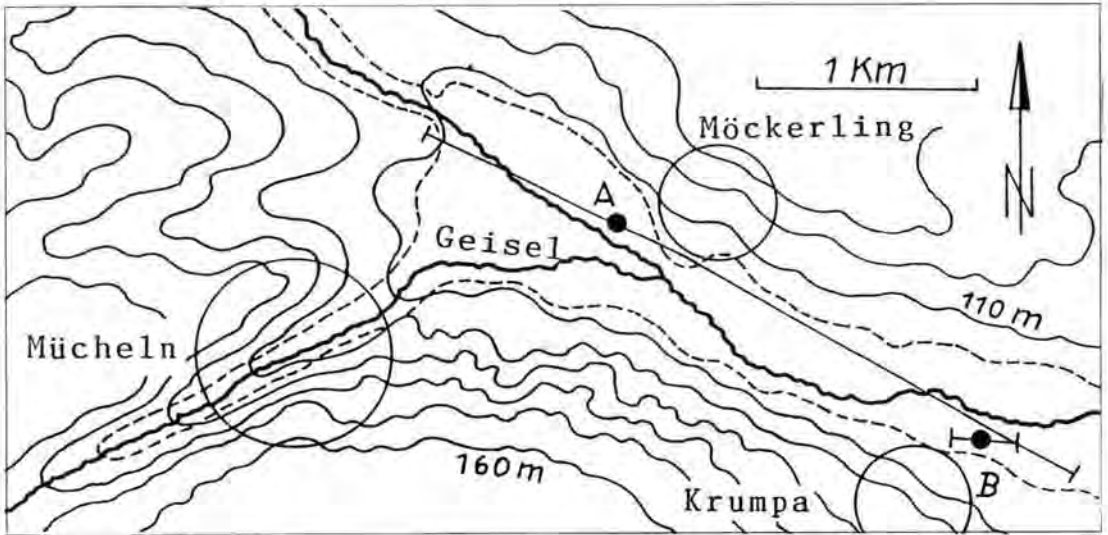


Abb. 1: Das westliche Geiseltal. Lage des Schnittes durch die Geiselaue (nach Tagebauaufschlüssen von 1965 - 1967 und 1986-1992), A und B: Profile A und B.

zwischen die Querfurt-Freyburger Muschelkalkmulde und die Merseburger Buntsandsteinplatte eingesenkt (s. Abb. 1).

Die Geisel, ein kleines Flößchen von etwa 20 km Länge, entspringt am Rand der Muschelkalkstufe. Sie folgte im wesentlichen der Beckenachse in östlicher, dann nordöstlicher Richtung und floß der Saale durch eine sumpfige, mit Riedflächen und Auwäldern durchsetzte Niederung zu. Heute ist diese Landschaft durch den Braunkohlenbergbau devastiert und weitgehend verändert.

In den Tagebauen waren die quartären Deckschichten viele Jahrzehnte hindurch aufgeschlossen. Dadurch wurden in den sechziger Jahren im westlichen Teil des Geiseltals, im Tagebau Mücheln, jungquartäre Ablagerungen über ein Strecke von mehr als 3 km Länge zugänglich. Sie bestanden vorwiegend aus Schottern der Geisel sowie spätglazialen und holozänen Beckenablagerungen. Ihr Fossilreichtum veranlaßte ihre detaillierte Untersuchung (MANIA & TOEPFER 1971, MANIA 1973). Seit 1986 wurde dieser Aufschluß in östlicher Richtung um einige Kilometer erweitert. In den spätglazialen Ablagerungen konnte der vulkanische Tuff vom Laacher See (Eifel) nachgewiesen werden. Bereits H. MÜLLER (1953) beobachtete diesen Tuff bei Frankleben im Geiseltal, als er dort mit vegetationsgeschichtlichen Untersuchungen des mitteldeutschen Trockengebiets begann.

Mit Hilfe des Tuffs konnten die spätglazialen Ablagerungen unter dem Holozän genauer stratigraphisch gegliedert werden. Es stellten sich flache, bis über 100 m lange Becken mit allerödzeitlichen Sedi-

mentabfolgen heraus. In tieferen Beckenteilen wurden die Ablagerungen älterer Wärmeschwankungen gefunden, die dem Alleröd unmittelbar vorausgingen. Einschließlich Alleröd wurden vier spätglaziale Sedimentationsfolgen festgestellt. Sie waren zyklisch aufgebaut und begannen jeweils über einer Denudationsfläche mit geringmächtigen Sanden und Beckenschluffen, enthielten im mittleren Teil organogene limnische und telmatische Ablagerungen (Schluff-, Ton-, Kalkmudden, Charakalke, Grobdetritusmudden, Torfe, Anmoore) und endeten wieder mit Beckenschluffen. Die mittleren Abschnitte stellen die Wärmeschwankungen dar, die begrenzenden Abschnitte die Kaltphasen. Gelegentlich wurden auch Froststrukturen beobachtet.

## 2 Lagerungsverhältnisse (THOMAE, M., & MANIA, D.)

Die jungquartäre Abfolge erstreckte sich vom westlichen Rand der Aue bei Mücheln in östlicher Richtung längs durch das Tal bis in die Gegend von Krumpa (s. Abb. 2). Sie wurde etwa 15 m mächtig und gliederte sich in drei Einheiten, die flächendeckend verbreitet waren (s. Abb. 3 und 4):

1. eine untere Decke aus sandigen Flußschottern der Geisel (2 - 6 m),
2. eine mittlere Decke aus Beckenablagerungen des Spätglazials (2 - 8 m),
3. eine obere Decke aus verschiedenen limnisch-telmatisch-fluviatilen Sedimenten des Holozäns (4 - 8 m).



Im westlichen Bereich lagerte die Serie direkt auf dem Tertiär, das hier aus Kohle bestand. In östlicher Richtung wurde das Jungquartär mehr und mehr von älteren quartären Ablagerungen, so der saalezeitlichen Grundmoräne, unterlagert.

An den Talrändern schob sich zwischen die Flußschotter und das Spätglazial die jungpleistozäne Lößdecke ein. Sie erreicht in der Umgebung des Geiseltals erhebliche Mächtigkeiten (2 - 6 m).

Während die holozäne Decke im allgemeinen flach und wenig gestört gelagert war sowie nur geringe Mächtigkeitschwankungen aufwies, waren die unteren Decken in ihrer Lagerung gestört. Sie wurden durch Braunkohlenrücken aufgewölbt oder sogar unterbrochen. Diese Lagerungsstörungen sind auf Mollisoldiapirismus (Kohlediapirismus, Karbokinese) zurückzuführen (EISMANN 1978, RUCHHOLZ 1977, THOMAE 1986, 1990). Die Randsenken im umlaufenden Streichen der aufgestiegenen Beulen und Rücken waren im westlichen Geiseltal mit spätglazialen Sedimenten gefüllt. An den tiefsten Stellen erreichten diese Beckenfüllungen Mächtigkeiten von 8 m zugleich war hier die Möglichkeit zur zeitlichen Dehnung des Sedimentationsgeschehens gegeben. So konnten sich kurzfristige, klimatisch gesteuerte

Ereignisse in speziellen Sedimentzyklen niederschlagen. Die holozäne Sedimentation begann ebenfalls in den Randsenken. Nach und nach klang aber die Karbokinese aus und eine flächendeckende Sedimentation überwog. Nur im westlichen Bereich (vgl. Abb. 3) ließ sich anhaltender Kohleaufstieg und damit verbundene Senkenbildung bis zum 16. Jahrhundert nachweisen. Erst ab dieser Zeit griff der obere Auelehm, der an seiner Basis Scherben des 16. bis 18. Jahrhunderts enthielt, ungestört über die Strukturen hinweg.

Der Kohlediapirismus war an das Durchfrieren der Kohle und das anschließende Auftauen des Bodeneises während der jeweiligen spätglazialen und frühwarmzeitlichen Phasen geknüpft. Dabei traten die gravitativen Prozesse in der destrukturierten und wassergesättigten Kohle unter Sedimentbelastung ein.

### 3 Die Sedimentabfolge

(MANIA, D., & THOMAE, M.)

#### 3.1 Die Flußschotter

Die größeren Fraktionen der Schotter bestanden zu 75 % aus Muschelkalk, der Rest sowie die feineren

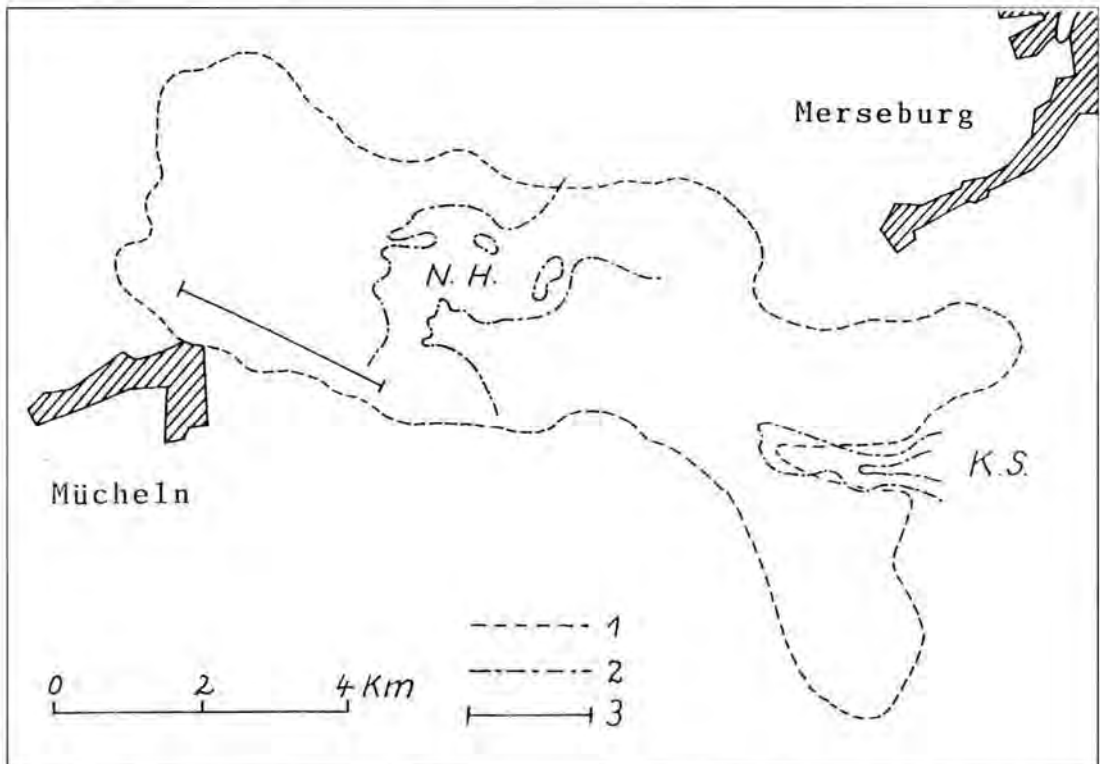


Abb. 2: Lage des Schnittes im Geiseltalbecken. 1 2-m-Isopache der Kohle, 2 Schwellengebiete (N. H. Neumark-Hauptschwelle, K. S. Kaynaer Schwelle), 3 Profilinie in den spät- und nacheiszeitlichen Ablagerungen des westlichen Geiseltals.

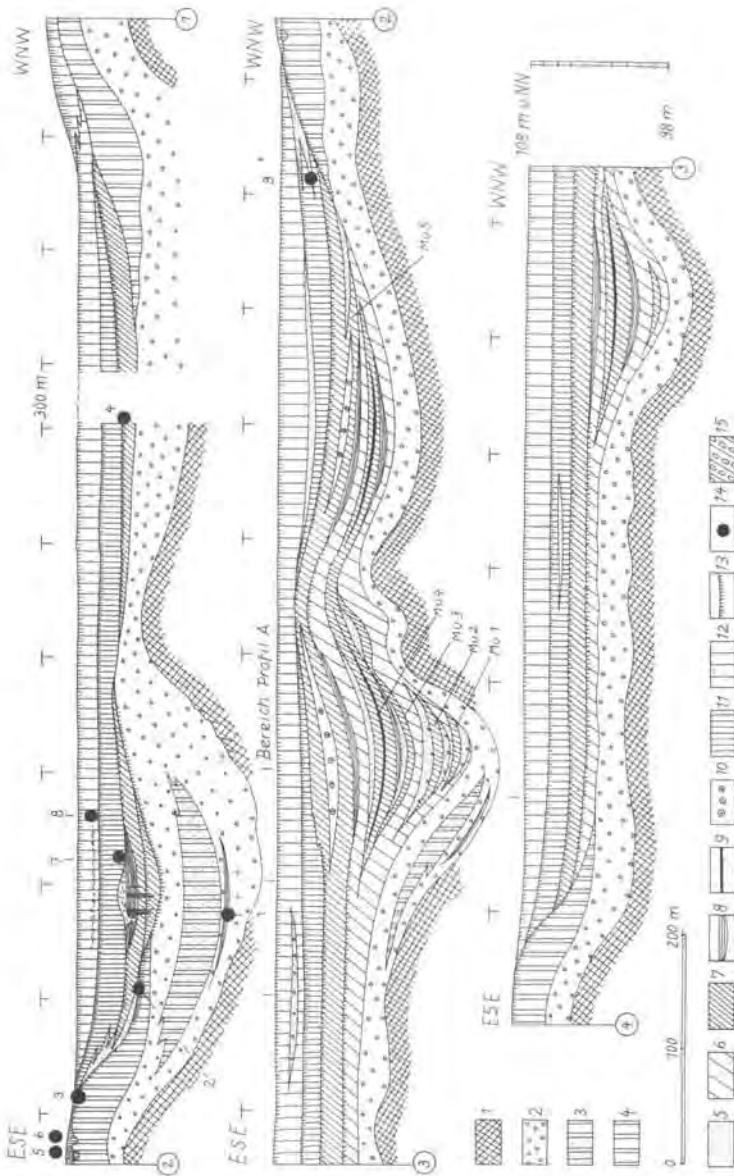


Abb. 3: Spät- und Postglazial im westlichen Geiseltal. Westlicher Teil des Schnittes. 1 Braunkohle, 2 Flußschotter (sandige Kiese), 3 Fließerd, Fließof, 4 Loß, 5 Sand, 6 Bockenschluff, 7 Schluff, Ton-, Kalkmudden, 8 Torfe, 9 Lacher-See-Tephra, 10 Seekreiden, Seckalkfe, 11 humoser Auelehm, 12 bläueriger Auelehm, 13 humoser Boden, 14 archäologischer Fund, 15 saatezeitlicher Geschiebemergel.

Archäologische Funde: 1 bifazialer Bogenschaber aus Feuerstein (Mittelpaläolithikum), 2 Feuersteinartefakte und Jagdtknochen (Mesolithikum), 3 Feuersteinartefakte (Mesolithikum), 4 Bronzenadel (Hallstattzeit), 5 Siedlungsgruben mit Scherben (frühe römische Kaiserzeit), 6 Siedlungsgruben mit Scherben (slawisch, 10. - 12. Jahrhundert), 7 Schutt eines frühdeutschen Hauses auf Pfahlgründung (12. - 14. Jahrhundert), 8 Siedlungsschutt der Ortschaft Mäckerling (16. - 18. Jahrhundert), 9 umgelagerte Siedlungsreste der frühen römischen Kaiserzeit, 10 Feuersteinabschläge (Neolithikum), uncharakteristische Scherben der Bronzezeit und Eisenzeit, Blockpackung (Wegebelastigung), 11 Feuersteinartefakte und zerschlagnene Bovidenknochen (Jungpaläolithikum), 12 eine Feuersteinartefakte (Jungpaläolithikum).

Mü 1 bis Mü 5 Sedimentationszyklen

Fractionen aus aufgearbeiteten pleistozänen und tertiären Sedimenten (überwiegend Quarz, ferner Feuerstein, Kristallin, Quarzit u. a.). Die Schotter entsprechen der weichselzeitlichen Niederterrasse der Flüsse im Saalegebiet. Sie entstanden unter den besonderen Bedingungen des Frühglazials, dem miteinander gekoppelten Ablauf von Erosion, Transport und Akkumulation. Im unteren Teil der Geiselniederterrasse wurde bei Mücheln (Profil A) ein Torf-Grobdetritusmüde-Horizont beobachtet, der Kiefer- und Birkenhölzer enthält. Er ist mit einem frühweichselzeitlichen Interstadial der Zeit vor 50000 B. P. gleichzusetzen. In die gleiche Zeit gehört

ein mittelpaläolithischer bifazialer Bogenschaber aus Feuerstein, der im Schotter gefunden wurde (MANIA 1968). Im oberen Teil der Schotter waren sandig-kiesige, lehmige Fließerd eingebettet. Hier traten auch Froststrukturen auf, wie Kryoturbationen und Frostspalten.

### 3.2 Das Spätglazial

Die spätglazialen Beckenbildungen konnten nicht nur mit Hilfe des Lacher-See-Tuffes datiert werden, sondern auch dadurch, daß sie im Talrandbereich

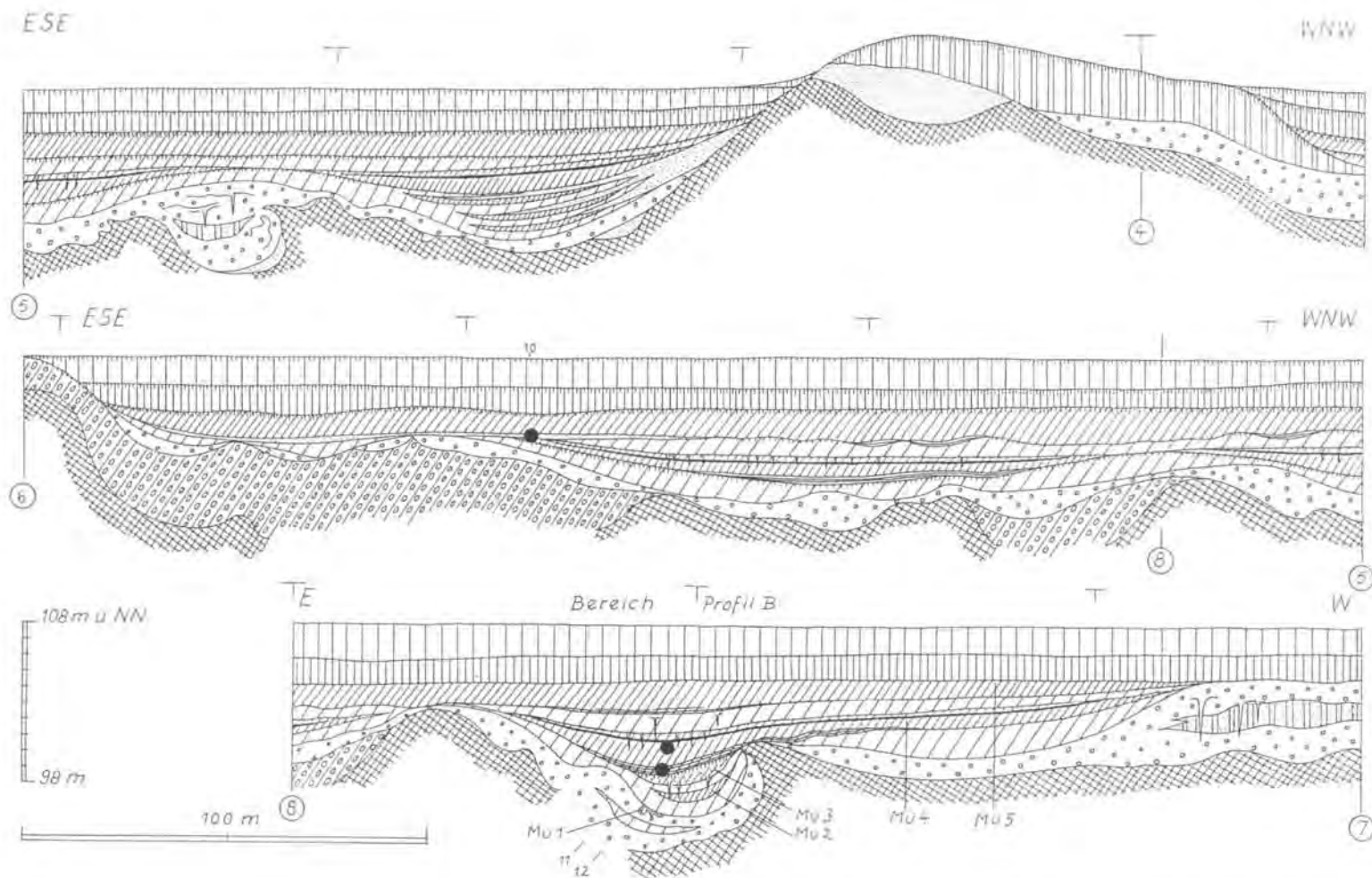


Abb. 4: Spät- und Postglazial im westlichen Geisetal. Östlicher Teil des Schnittes. Der Schnitt 7 - 8 mit dem Profil B liegt hinter dem Hauptschnitt und setzt etwa bei 8 an (vgl. Abb. 1).  
 Legende Abb. 3

diskordant den hochweichselzeitlichen LÖß überlagerten (s. Abb. 3 - 5).

### 3.2.1 Mücheln 1

Der unterste Zyklus der spätglazialen Abfolge begann und endete mit Schluffen, aus denen sich im mittleren Teil eine bis 40 cm mächtige tonige Schluffmudde entwickelte. Sie enthielt größere Mengen an pflanzlichem Grobdetritus, wie Gräser, Moose und Holzreste von Sträuchern, besonders strauchförmigen Weiden und Birken (Profil A). Im Profil B war dieser Horizont nur in Form kryoturbar veränderter Muddenreste unter dem Basalschluff vorhanden.

Bei den Beckenschluffen, auch der höher im Profil folgenden Horizonte, handelt es sich offenbar um umgelagerten, teilweise aber auch eingewehten LÖß.

### 3.2.2 Mücheln 2

Über sandigen Einschwemmungen entstanden wieder Beckenschluffe, aus diesen ging eine 50 cm mächtige sandige Grobdetritusmudde hervor. Sie enthielt zahlreiche Holzreste von Polarsträuchern. Am Profil B war der Horizont als tonige grobdetritusreiche Schluffmudde ausgebildet. Sie ging nach oben in einen schluffigen Muddesand mit Holzdetritus von Sträuchern und eingelagerten tonigen Schlufflinsen über. Das deutet auf eine sumpfige Fazies, die sich aus dem flachen Wasserbecken entwickelte. Danach wurden Feinsande eingeschwemmt, und Froststrukturen entstanden, so Kryoturbationen und einige bis 1,5 m tiefe Frostspalten.

### 3.2.3 Mücheln 3

Dieser Horizont war im westlichen Teil des Aufschlusses als deutlicher Zyklus ausgebildet, dessen organogene Sedimente von Beckenschluffen unter- und überlagert waren. Mit diesen erreichte er Mächtigkeiten von 1,5 bis 2 m. Charakteristisch waren tonige Schluffmudden mit bereits recht hohem Anteil an organogenem Material, Grobdetritusmudden, Moos- und Grastorfe, die wiederholt Holzreste, auch von Baumbirken, enthielten. Mitunter waren die Mudden mit Travertinaggregaten durchsetzt, die autochthon im Wasser ausgeschieden worden waren. Dadurch erhielten die Mudden eine sandige Beschaffenheit, der Zyklus war zum darüber liegenden Horizont auch durch Sande und kiesige Sande getrennt.

Im östlichen Teil des Aufschlusses, bei Krumpa, war der Mücheln-3-Zyklus weniger deutlich ausgebildet.

Meist verbarg er sich in einem relativ mächtigen tief-schwarzen Anmoor mit hellgrauer Bleichzone im Unterboden und Torflinsen im Humushorizont. Dieser Boden hielt über weite Strecken aus und lag an der Basis des folgenden Zyklus (vgl. Abb. 4). Im Bereich des Profils B war der Boden weniger intensiv entwickelt; unter ihm kamen fossilführende Muddesande des Zyklus 3 zum Vorschein.

### 3.2.4 Mücheln 4

Als jüngster und am weitesten entwickelter spätglazialer Zyklus hatte er auch die größte Verbreitung in den Randsenken. Er begann großflächig mit 30 bis 50 cm mächtigen sandigen Torfen, die Gräser, Moose und Strauchreste enthielten. Außerdem kamen einige uncharakteristische Feuersteinartefakte und zerschlagene Boviden-Knochen zum Vorschein.

Direkt über dem Torf folgten Grobdetritusmudden mit dünnen Moos- (z. B. Braunmoos-) und "Schilf"torflagen sowie zahlreichen Holzresten von Weiden und Baumbirken. Aus ihnen entwickelten sich bis 2 m mächtige Mudden, zunächst als Wechselfolge von dünnen graubraunen Feindetritusmudden und etwas mächtigeren gelblich-braunen oder weißlichen Kalkmudden. Nach oben nahmen die Feindetritusmudden immer mehr zugunsten gelber Charamudden und Charakalke ab, in denen sich auch sandig-kiesige Travertinaggregate befanden. Im oberen Teil der Charakalke lagerte die Tephra aus dem Laacher See. Sie bildete eine zusammenhängende Schicht von 5 bis 10 cm Mächtigkeit. Über ihr folgten nochmals 20 bis 30 cm mächtige Charamsande und Kalkmudden, dann wieder braune tonige Feindetritus- und Schluffmudden. In der gesamten Folge kamen Holzreste von Birken, weniger häufig von Kiefern vor. Im Randbereich der Becken gingen die Kalkmudden in fossilreiche Grobdetritusmudden über, die in pflanzenreichen Sümpfen abgelagert wurden und gelegentlich Horizonte aus einem Ast- und Stammgewirr von Birken, Kiefern und Weiden bedeckten. Diese deuten auf bruchwaldartige Gehölze in der sumpfigen Umgebung der Becken hin. Auch Flachmoortorfe kamen vor. In den Charakalken wurden einige Feuersteinklingen des Jungpaläolithikums gefunden.

In der Regel wurden die Mudden von etwa 0,3 bis 1,0 m mächtigen Beckenschluffen bedeckt. Von ihrer Basis gingen in den Becken starke Kryoturbationen und bis 1 m tiefe Spaltennetze aus. Die Ränder der Spalten weisen Aufpressungen auf. Es liegen eindeutig Bodeneiswirkungen vor (s. Abb. 6).

Im Bereich des Profils B war eine weitere feinstratigraphische Gliederung dieses Abschnitts zu beobachten: Auf den Mudden der vorangegangenen Wä-

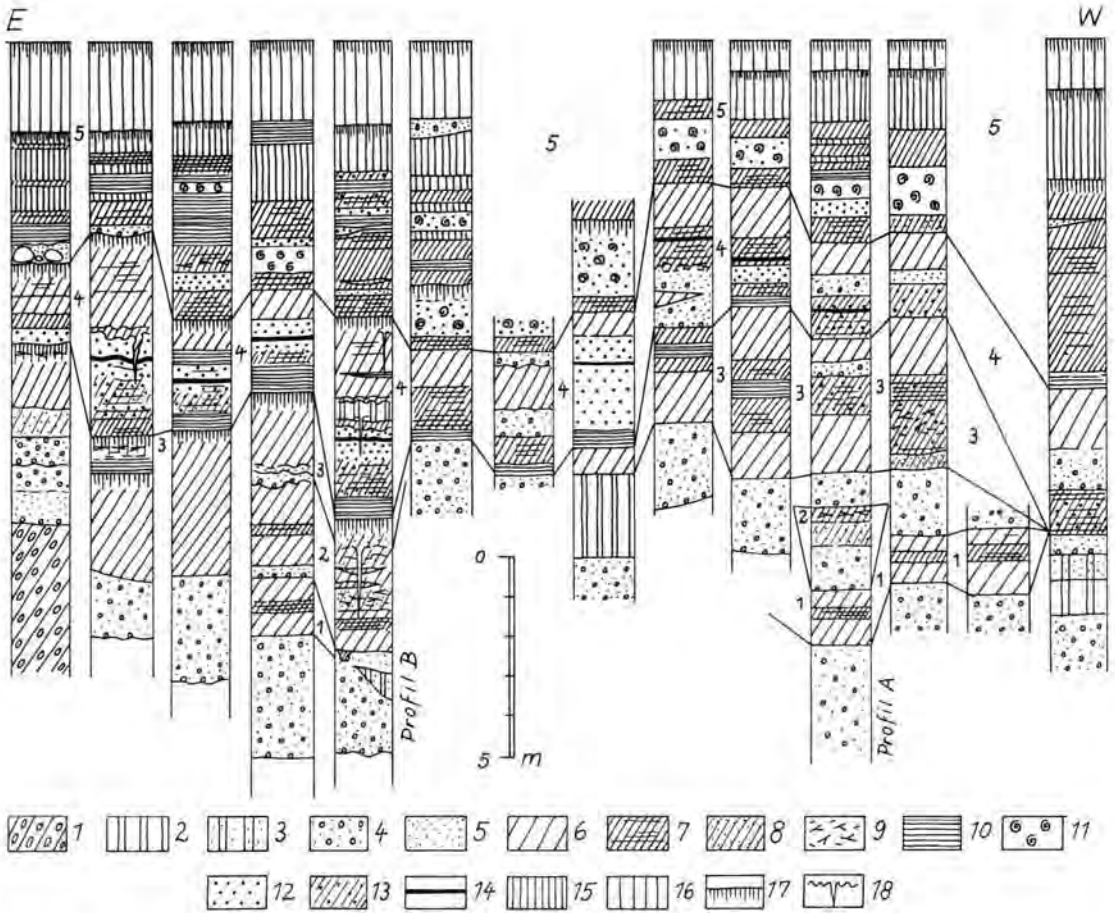


Abb. 5: Einige spezielle Profile aus dem Spät- und Postglazial des westlichen Geiseltals.

1 saalezeitlicher Geschiebemergel, 2 Löß, 3 Fließlöß, Fließerde, 4 sandige Kiese, 5 Sande, 6 Beckenschluff, 7 Schluff-, Ton- und Kalkmudden, z. T. Grobdetritusmudden, 8 Mudde-sande, 9 Grobdetritus aus Hölzern, 10 Torfe, 11 Seekalk, 12 Travertinsand, Charasand, 13 Mudde-n mit Travetinaggregaten, 14 Laacher-See-Tephra, 15 unterer humoser Auelehm, 16 oberer lößartiger Auelehm, 17 humoser Boden, 18 Froststrukturen, Frostspalten.

Zahlen an den Profilen: Sedimentationszyklen Mücheln 1 - 5

meschwankung lag ein 40 cm mächtiger reiner Schluff, der als ein Löß angesprochen werden kann. An seiner Basis befand sich ein Frostspaltennetz. Über die Spaltenöffnungen griffen 5 cm mächtige, millimeterdünn gewarnte verschwemmte Feinsande und Schluffe hinweg. Etwa 20 Warven konnten gezählt werden. Diese Erscheinung war über größere Strecken hin zu beobachten und ist offenbar als ein Ergebnis zirkulierender Oberflächenwässers des sommerlichen Auftaubodens anzusehen. Über ihr folgte der Hauptteil des ungeschichteten Lößes. Er wurde von einer zweiten gewarnten, kryoturbar veränderten Schluff-Feinsandlage abgeschlossen. Diskordant darüber folgten 2 m mächtige kalkhaltige Schluffmudden, zunächst ungeschichtet und mineralogen, nach oben aber mit undeutlicher Schichtung

und Zunahme des organogenen Sedimentanteils, besonders von eingelagertem Grobdetritus, in dem Blätter von *Dryas octopetala* und Zwergsträuchern (Birken, Weiden) überwogen. Auch dünne Moostorf- und Grastorflagen waren eingeschaltet. Etwa im Mittelteil ließ die Schichtung wieder nach, und mehr und mehr entwickelte sich eine tonige Schluffmudde. Oben wurde sie von einem tiefgründig gebleichten Anmoor-Humusgley mit schwarzem A-Horizont und Baumwurzeln abgeschlossen. Dicht unter dem Boden wurde nochmals eine schmale Frostspalte beobachtet.

Der Boden selbst stammt aus dem Früh- und Mittelholozän. Auf ihm wurden frühgeschichtliche Scherben gefunden und eine aus großen Findlings-

blöcken zusammengepackte Blocklage, offenbar eine Wegbefestigung im Sumpf.

### 3.2.5 Mücheln 5 (Holozän)

Die holozäne Serie ist sehr vielgestaltig aufgebaut. In den tiefsten Beckenbereichen begann sie mit Flachmoortorf und einer den spätglazialen Ablagerungen sehr ähnlichen Grobdetritusmudde (Präboreal). Aus ihr gingen schluffige bis tonige Sumpf- und Seekalke, Travertinsande sowie Grobdetritusmudden und Torflagen hervor (Boreal). Der Horizont lief uferwärts in einen schwarzen Anmoorboden aus, welcher bei Möckerling mesolithische Funde enthielt: Feuersteinartefakte und zerschlagene Knochen von Wildschwein, Rothirsch, Reh, Auerochs und Wildpferd (MANIA & TOEPFER 1971). Schilftorfe, von See- und Sumpfkalken unterbrochen, gehören ins Atlantikum. Nun folgte wieder ein schwarzer Aueboden, aus dem bronzezeitliche (hallstattzeitliche) Funde stammen (Subboreal). Darüber lagerten auelehmartige graue Schluffe, Schilftorfe und Grobdetritusmudden. Ein Teil dieser Ablagerungen gehört bereits in das Subatlantikum, denn er verzahnt sich mit sandig-kiesigen Abspülhorizonten, in denen Scherben der römischen Kaiserzeit gefunden wurden. Über der Folge setzten schließlich zwei mächtige Auelehme ein, ein unterer, durch abgetragenes Bodenmaterial grau gefärbter und ein oberer lößartiger, gelbbrauner Auelehm (Subrezent). Der untere griff über einen Pfahlrost mit Schutt eines Aufbaues und Scherben des 12./13. Jahrhunderts hinweg; in der Basis des oberen lagerten Schuttschichten des 16. bis 18. Jahrhunderts. In der gesamten holozänen Folge traten hin und wieder linsenförmige, geringmächtige Sand- und Schotterkörper der Geisel auf.

### 3.3 Parallelbefunde

Spätglaziale Serien wurden aus dem Ascherslebener See (MANIA 1967), aus den Nebentälern der mittleren Saale (MANIA & STEICHEMESSER 1969, 1970), aus den Bergländern der Hainleite, vom Unterharz (MANIA 1972, 1973) und neuerdings aus der Mißbaue-Senke am Elm (THIEME, H., mdl. Mitt.) bekannt.

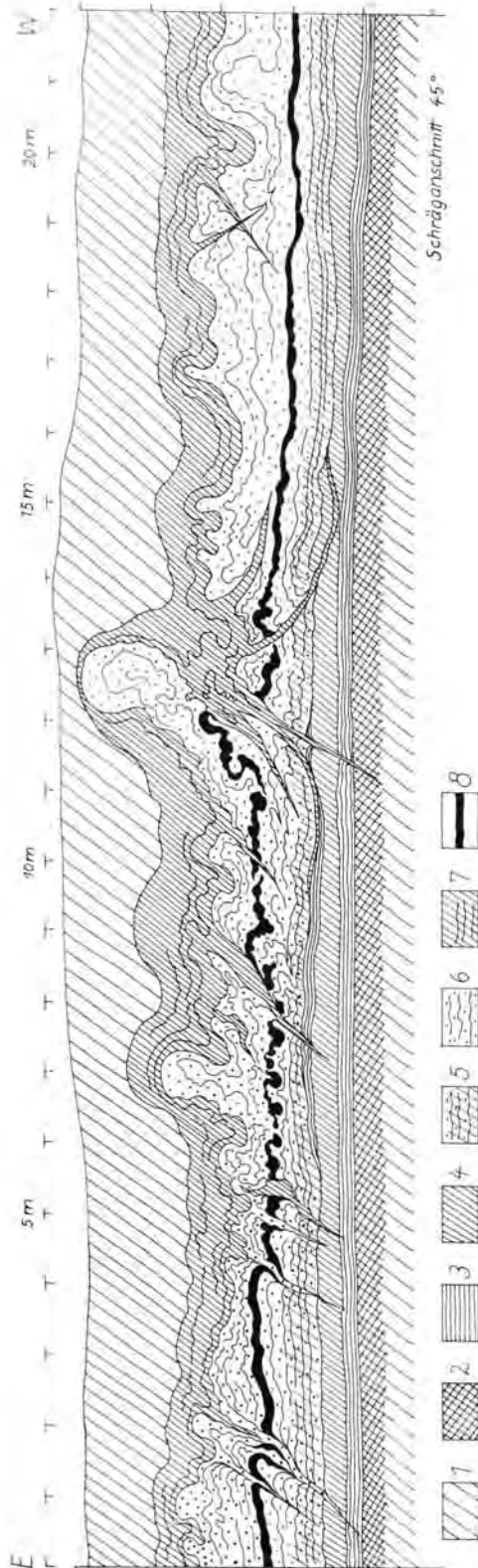


Abb. 6. Frostwürgboden mit Spaltennetz der jüngeren Dryaszeit (im Bereich 5 - 6 des Hauptschnittes, Abb. 4). 1 Beckenschluff, 2 Anmoorboden, 3 Gras- und Holztorf, 4 braune Feindetritus-Tonmudde mit Grobdetrituslagen, 5 Wechsellagerung von brauner Feindetritusmudde und Kalkmudde-Charasand, 6 Kalkmudde-Charasand, gelblich, 7 graubraune tonige Schluffmudde, 8 Laacher-See-Tephra.

Den Abfolgen aus dem Geiseltal sind die spätglazialen Ablagerungen des Ascherslebener Sees sehr ähnlich. Sie stammen auch aus einem sehr ähnlichen Bildungsraum. Auch hier ist die obere der vorhandenen zwei Folgen durch die eingelagerte Laacher Tephra datierbar (MÜLLER 1953, FRECHEN 1953, MANIA 1967), sind bereits Kalkmudden und Charakalke entwickelt und die kaltzeitlichen Phasen zwischen den Wärmeschwankungen durch Beckenschluffe und Schluffmudden, auch sandige bis kiesige Horizonte und Denudationsflächen gekennzeichnet. Im Schluffhorizont der Jüngeren *Dryas*-Zeit war ein Spaltennetz durch Bodenfrosteinwirkung ausgebildet. Die beiden Wärmeschwankungen von Plinz südlich Jena und vom Eskabornen Berg (Unterharz) enthielten ebenfalls geringmächtige Lagen von Travertinsanden.

Wie im Ascherslebener See ist im Geiseltal der oberste spätglaziale Zyklus (Mücheln 4) dem Alleröd zuzuweisen. Im allgemeinen gehört der darunter befindliche der Böllingschwankung an (Mücheln 3). Die beiden Schwankungen unter dieser klassischen Abfolge des Spätglazials wurden im Saalegebiet bisher nicht nachgewiesen. Sie vermitteln zwischen dem Höchstglazial und dem Spätglazial und wurden auf Grund ihrer schwachen Entwicklung als "Mücheln Intervalle 1 und 2" bezeichnet. Sie müssen in die Zeit kurz vor 13 500 B. P. gehören.

#### 4 Vegetationsgeschichte (SEIFERT, M.)

Zur pollenanalytischen Untersuchung<sup>\*)</sup> wurde das Profil B ausgewählt. Wie schon MÜLLER (1953) bei seinen Proben von Frankleben aus dem Geiseltal feststellen konnte, enthielten zahlreiche Abschnitte der beprobten Abfolge Fremdpollen aus dem Tertiär (Eozän), die aus den benachbarten Kohlediapiren stammen. Das betraf die Proben 1 bis 27 (s. Abb. 7) (Mücheln 1 bis 3), die keine Pollenanalyse ermöglichten. Im oberen Profilteil (Proben 31 bis 75, Mücheln 4 und 5) waren Pollendichte und Erhaltungszustand der quartären Pollen relativ gut.

#### 4.1 Die pollenanalytischen Abschnitte

##### 4.1.1 *Salix*-Phase

Die Folge beginnt im zersetzten Basistorf mit einem *Salix*-Maximum. *Pinus* und *Betula* weisen noch niedrige Werte auf. *Hippophaë*, *Populus*, *Juniperus* und *Betula nana* (?) kommen vor. Der sehr hohe Kräuteranteil zu Beginn des Abschnitts besteht aus Gramineen, Pollen des *Carex*-Typs, *Artemisia*, *Heli-*

*anthemum*, *Filipendula*, *Umbelliferae*, *Thalictrum* und *Tubulliflorae*.

##### 4.1.2 *Betula*-Phase

Über dem Torf steigen die *Betula*-Werte rasch an. Die hohen *Salix*-Werte sinken ab. Auch die Kräuter gehen etwas zurück. *Pinus* beginnt sich stärker auszubreiten. Auffällig sind noch *Betula nana* (?) - Pollen. Nach ihrem Maximum von bis 60 % weicht *Betula* zurück, während die *Pinus*-Kurve weiter ansteigt.

##### 4.1.3 *Pinus*-Phase

Im Bereich der Charakalke dominiert *Pinus* und erreicht Maximalwerte, die jeweils mit kleineren Birken-Gipfeln zusammenfallen. *Populus* (wahrscheinlich *P. tremula*) ist nachweisbar. *Salix* geht weiter zurück. Der Anteil der Kräuter/Gräser bleibt hoch und steigt nach oben stetig an. Die Gramineen erreichen im Bereich des Laacher Tuffs einen Gipfelwert von über 60 %, der alle anderen Pollenkurven in der Relativierung unterdrückt. *Pinus* hätte sonst ohne diese Überprägung viel höhere Werte. So werden statt dessen nachfolgend wieder leicht ansteigende Kurven von *Betula* und *Pinus* hervorgerufen, obwohl beide jetzt allgemein im Rückgang begriffen sind. *Populus* ist noch vorhanden.

Mit Beginn des ersten *Pinus*-Anstiegs und der *Betula*-Ausbreitung treten *Sphagnum*, *Equisetum*, *Typha latifolia* und *Myriophyllum* auf. Später werden *Sparganium* und *Ceratophyllum* häufiger. Im Gewässer breiteten sich dichte *Chara*-Rasen aus. Polypodiaceen sind durchgehend vorhanden, ebenso Süßwasserplankton mit gelegentlich sehr hohen Werten.

##### 4.1.4 Übergangsphase

Der nach oben anschließende Bereich (Schluff-Folge) ist zunächst durch ein Minimum von *Betula* und stark absinkenden *Pinus*-Werten gekennzeichnet. Gleichzeitig kommen *Salix*- und Kräuterpollen wieder reichlicher vor, so von *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Thalictrum*, *Filipendula*, *Potentilla* u. a. Dieser Abschnitt fällt mit der Ausbildung von Froststrukturen, besonders von Frostspaltennetzen in den Becken und mit der Bildung von lössartigen Sedimenten zusammen. Zur gleichen Zeit kommen *Betula nana* (?) - Pollen und dicht über diesem Horizont zahlreiche Blättchen von *Dryas octopetala* sowie von Zwergsträuchern vor. *Selaginella selaginoides* wurde nachgewiesen.

Im mittleren und oberen Bereich der Schluffmudde nimmt zunächst *Betula*, dann wieder *Pinus* zu. Diese

<sup>\*)</sup> Mitteilung der Geologischen Landesuntersuchung, Freiberg/Sa., Nr. 773/92. Die Proben wurden im Sächs. Landesamt f. Umwelt u. Geologie, Freiberg/Sa., aufbereitet. Behandlung mit HNO<sub>3</sub> zur Mazenerung der Pollen und Entfernung des Kalkgehalts, danach mit HF und HCl zur Lösung von Silikaten und Kieselsäure. Huminstoffe wurden durch das Erhitzen von Kallilage extrahiert. Aus finanziellen Gründen konnte nur jede zweite Probe untersucht werden.

Probenummer	75	73	71	69	67	65	63	61	59	57	55	53	51	49	47	45	43	41	39	37	35	33	31
Gehölze	68,5	54,4	-	55,0	52,8	54,0	40,8	36,0	26,8	25,2	38,8	34,4	37,6	29,2	41,2	52,0	50,0	63,0	85,6	51,6	81,6	67,2	52,8
Kräuter/Gräser	31,2	45,6	-	45,0	47,2	46,0	59,2	64,0	73,2	74,8	61,2	65,6	62,4	70,8	58,8	48,0	50,0	37,0	14,4	48,4	18,4	32,8	47,2
Sonstige (bezogen auf NB + NBP)																							
<i>Typha latifolia</i>	-	-	-	+	+	+	-	-	-	-	-	+	-	-	-	+	0,4	4,0	0,8	2,8	0,4	-	-
<i>Typha-Sparganium</i>	0,4	0,4	-	+	0,4	+	+	0,4	0,4	0,4	1,2	0,8	+	-	0,4	2,0	0,8	1,0	0,8	0,8	0,4	-	-
<i>Equisetum</i>	-	-	-	-	-	-	-	0,4	0,4	-	-	+	+	-	-	-	+	1,0	+	0,8	2,0	+	-
<i>Nymphaea</i>	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	0,8	+	-
<i>Ceratophyllum</i>	-	-	-	-	-	-	0,4	-	-	2,0	0,8	0,4	+	15,6	3,6	5,0	0,4	-	+	-	+	-	-
<i>Potamogeton</i>	-	-	-	-	-	-	0,4	-	-	1,2	-	-	-	0,8	0,4	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Myriophyllum spicatum</i>	-	-	-	-	-	-	0,4	-	-	-	-	-	-	-	-	+	+	6,0	0,8	0,4	0,4	-	-
<i>Alisma plantago-aquatica</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-
<i>Menyanthes</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,8	-	-
<i>Sphagnum</i>	-	0,4	-	2,0	0,4	+	0,4	-	+	+	1,2	1,6	0,4	+	0,4	+	0,8	-	-	-	-	-	0,4
<i>Polypodiaceae</i>	18,4	2,4	-	-	1,2	+	+	0,4	+	0,4	1,6	0,8	0,8	-	0,4	+	+	1,0	0,4	-	0,4	0,8	0,4
Umgelagerte	2,4	60,4	-	275,0	50,8	78,0	50,0	30,0	18,8	68,0	62,0	99,2	6,4	9,2	36,0	310,0	256	176	56,8	-	1,6	2,8	38,0
<i>Pediastrum boryanum</i>	-	1,6	-	1,0	0,4	1,0	0,8	2,0	0,8	5,6	-	1,2	0,8	2,0	8,0	2,0	5,6	-	-	0,4	-	-	-
<i>Pediastrum kawraiskyi</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Süßwasser-Plankter	62,8	480,0	-	25,0	24,4	13,0	10,0	38,0	30,4	321	24,4	5,2	18,0	19,2	116	13,0	14,4	6,0	130	699	23,6	148	80,0
Moossporen	0,4	12,0	-	1,0	+	-	-	1,6	-	1,2	-	-	-	0,8	-	1,2	-	0,4	3,2	+	1,2	-	-
Pilzsporen	-	-	-	-	-	-	oft	oft	oft	oft	oft	oft	oft	oft	oft	oft	oft	oft	oft	oft	oft	oft	oft
Dinoflagellaten	-	-	-	-	+	1,0	+	-	-	-	-	0,4	-	-	-	2,4	1,0	0,8	5,2	0,4	2,4	2,4	0,8
<i>Tiletia Spagnii</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,4	0,4	-	-	-	-	+	-	+	-	-	-	-
<i>Botryococcus</i>	-	0,8	-	-	-	-	-	-	-	0,8	-	-	-	0,4	-	0,4	-	+	0,8	-	-	-	-
<i>Anthoceras</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	+	-	-	-	-
Sternhaare v. <i>Nymphaea</i>	-	-	-	-	-	-	-	+	+	0,8	-	-	0,4	0,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Radizellen v. <i>Cyperaceae</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,4	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-
Fussit	-	-	-	oft	-	-	oft	-	+	-	oft	oft	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Lignin-Reste	sehr	oft	-	-	oft	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

in % + außerhalb des ausgezählten Bereichs beobachtet

erreicht Gipfelwerte von 50 %. Die Kräuteranteile bleiben etwa gleich hoch, während sich Gräser, vor allem *Cyperaceae*, stärker ausbreiten.

#### 4.1.5 Eichenmischwaldphase

Im oberen Teil des Profils, der durch das Anmoor gebildet wird (Proben 75 bis 77), setzen plötzlich Thermophile des Eichenmischwaldes ein: *Corylus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, ferner *Alnus*, *Picea* und *Carpinus*. Hier ist bereits eine mittelholozäne Gesellschaft entwickelt. Der Boden zeigt einen längeren Hiatus an.

#### 4.2 Zur Vegetationsgeschichte

Im allgemeinen entsprechen die einzelnen pollenanalytischen Abschnitte den für das Spätglazial nachgewiesenen Vegetationsphasen. Im Vergleich mit benachbarten Abfolgen aus dem Harzvorland (Ascherslebener/Gaterslebener See, MÜLLER 1953, MANIA 1967) liegt eine gleichartige Sukzession vor. Es gibt Unterschiede, wohl von lokalem Charakter; unter ihrer Vernachlässigung entsprechen sich die Sukzessionsstufen wie folgt:

4.1.1 = Ic, 4.1.2 = Ila, 4.1.3 = IIb, 4.1.4 = III der Abfolge aus dem Ascherslebener See.

Die Ältere *Dryas*-Zeit (I c) wurde mit dem Basistorf erfaßt. Die Böllingschwankung (Ib) ist im Anmoor und in sandigen Mudden darunter nur mit Molluskenfaunen belegbar. Wie im Ascherslebener See ist die Ältere *Dryas*-Zeit durch hohe *Salix*- und Kräuterwerte, aber auch durch *Hippophaë* und *Juniperus* charakterisiert. Es waren Niederungstundren mit Strauch- und Mattenformationen entwickelt, in höheren Lagen breitete sich die Steppe aus.

Die *Betula*-Zeit nach dem *Salix*-Maximum gehört bereits in das Alleröd-Interstadial (IIa). Zunächst breiten sich Birkenwälder aus, die nach Aussage der Großreste als Gehölze in der Geiselaue wuchsen. Ihnen folgte die Ausbreitung von Kiefernwäldern und die dadurch charakterisierte Kiefernzeit (IIb). Allerdings zeichnet sich in der Ascherslebener Sukzession (MÜLLER 1953) ein viel deutlicherer, einheitlicher *Pinus*-Gipfel mit über 60 % Pollenwerten ab. Im Geiseltal wird dieser Gipfel durch lokal verursachte sehr hohe *Gramineae*-Werte unterdrückt; vielleicht eine direkte Folge des Staubniederschlags der Laacher-See-Eruption?

Während der Kurvenschnittpunkte von *Pinus* und *Betula* konnten USINGER (1985) in Norddeutschland und KNIPPING (1989) im Oberpfälzer Wald häufig *Po-*



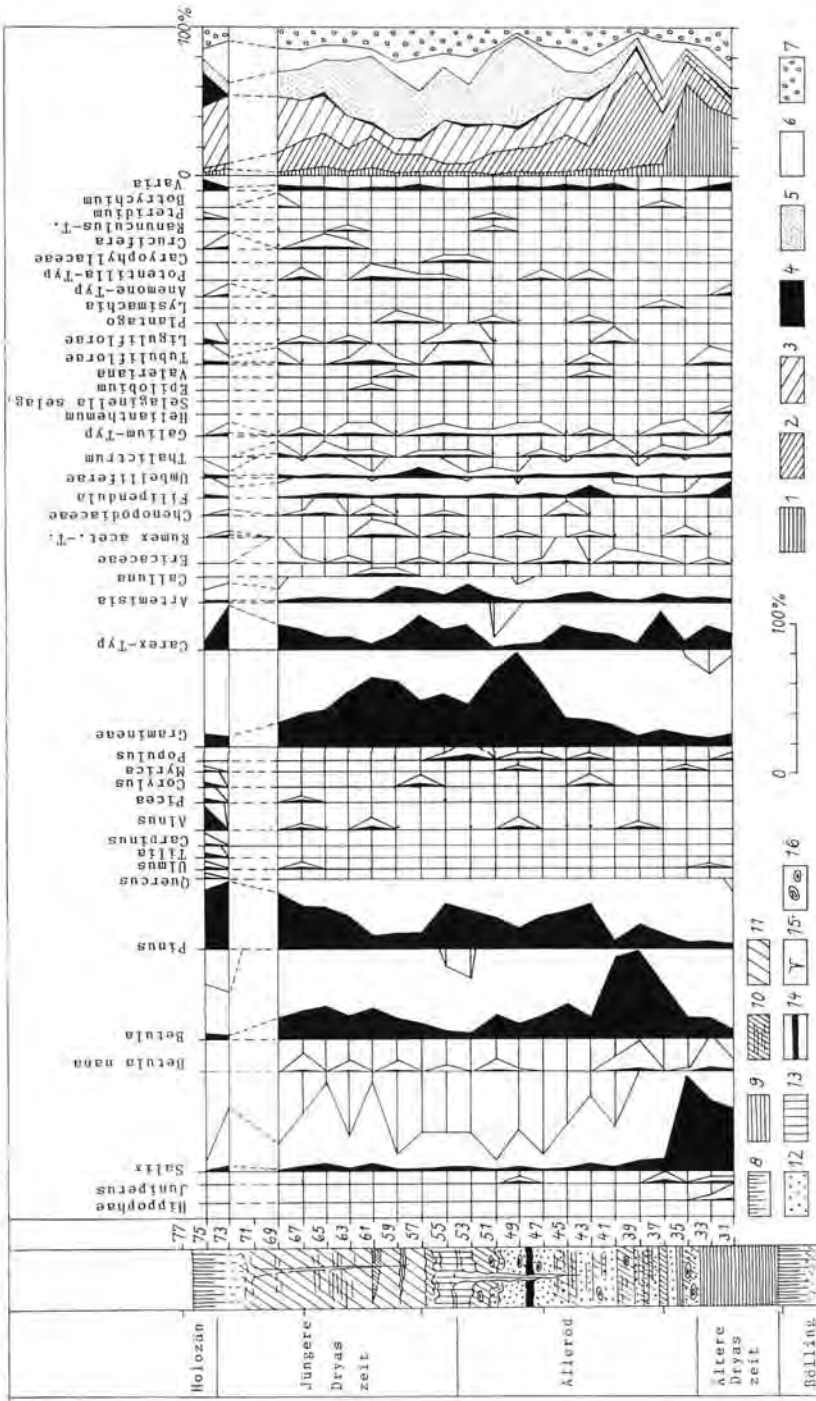


Abb. 7: Pollendiagramm, Profil B.

1 Salix, 2 Betula, 3 Pinus, 4 sonstige Baumpollen, 5 Gramineen, 6 Cyperaceen, 7 Kräutler, 8 ammooriger Boden, 9 zersetzer Torf mit Hölzern, 10 tonige Feindevitritusmudde, 11 Beckenschluff, Schluffmudde, 12 Kalkmudde-Charasand, 13 lössartiges Sediment, 14 Laacher-See-Tephra, 15 Frostspalten, 16 Weiden- und Birkenhölzer. Die Pollenkurven sind zusätzlich in 10facher Überhöhung dargestellt. Punkt im Diagramm: vereinzelt Vorkommen.

*populus* beobachten. Im Traß der Umgebung des Laacher Sees kommen zahlreiche Reste, vor allem Blätter, von *Populus tremula* vor. Im Geiselal-Profil war der schlecht erhaltungsfähige Pollen von *Populus* nicht immer eindeutig bestimmbar, aber die weni-

gen sicheren Nachweise bestätigen sein Vorkommen auch hier. *Populus* war sicher ein wichtiger Baum in den allerödzeitlichen Gehölzen (KNIPPING 1989, USINGER 1985, RYBINIČKOVA 1974, JANKOVSKÁ 1980), auch im Geiselal.

Im Gegensatz zu anderen Diagrammen (z. B. USINGER 1985) ist *Hippophaë* im Geiseltalprofil selten. Er verschwindet mit dem *Salix*-Maximum. Das entspricht auch den Beobachtungen von MÜLLER (1953). Zu einer Auflichtung der Birken- und Kiefernwälder kam es während der Jüngeren *Dryas*-Zeit (III). Damit verbunden war wieder eine Zunahme der Vegetation offener Landschaftstypen, allen voran von *Artemisia* sowie von Strauchgesellschaften, Steppen und Niederungstundren weiteten sich wieder aus. Das wird auch im Sedimentwechsel bemerkbar.

Im Verlaufe der Jüngeren *Dryas*-Zeit setzte wie im Nordharzvorland wieder die Ausbreitung von Birken- und Kiefernwäldern ein. Besonders die Kiefer gewinnt gegen Ende der Phase an Bedeutung. Anteile der offenen Landschaft bleiben jedoch erhalten.

## 5 Die Molluskenfauna und ihre Lebensräume (MANIA, D.)

Das Spätglazial als eine Zeit allgemeiner Wiederverwüftung und damit verbundener Auflösung des Dauerfrostbodens rief eine ständig zunehmende Vernässung der Niederungen und Talauen, besonders während der wärmeren Phasen, hervor. Dadurch ist die Molluskenentwicklung im Profil des Geiseltals gekennzeichnet (s. Abb. 8 bis 10.).

In den wärmeren Phasen überwiegen Sumpf- und Gewässerfaunen, während in den kaltklimatischen Ablagerungen terrestrische Gesellschaften der offenen Landschaft dominieren.

Allgemein läßt sich vom Hochglazial bis zum Holozän eine Zunahme der Artenhäufigkeit und, abgesehen vom allgemeinen Ablauf, ein qualitativer Wechsel beobachten. Er besteht darin, daß die hochglaziale Lösssteppenfauna, die sog. *Pupilla*-Fauna (LOŽEK 1964, 1965, MANIA 1973) von der für feuchtere Verhältnisse der Tundren typischen *Columella*-Fauna abgelöst wird. Gegen Ende der Jüngeren *Dryas*-Zeit verschwinden dann endgültig die kennzeichnenden Arten dieser Faunen. In den wärmeren Phasen gewinnen Assoziationen feuchter und mikroklimatisch begünstigter Standorte immer mehr an Bedeutung. Sie gehören allgemein zum Grundbestand von Faunen, die für Waldsteppenverhältnisse typisch sind. Sie ähneln der *Arianta*- und *Discus ruderatus*-Fauna (LOŽEK 1964, 1965), deren Vertreter ab Bölling in der Geiseltalfauna vorhanden sind. *Discus ruderatus* als anspruchslose boreo-alpine Waldart tritt jedoch erst im Alleröd in den benachbarten Hügel- und Bergländern des mittleren Saaletales, der Hainleite und des Unterharzes auf und kennzeichnet damit diese Landschaften als die hauptsächlichlichen Ausbreitungsgebiete der allerödzeitlichen Taiga (MANIA 1972). Im mitteldeutschen

Trockengebiet herrschten neben den sich ausbreitenden Gehölzen noch an *Artemisia*, *Chenopodiaceen* und Gramineen reiche Wiesensteppen vor. Am Ende des Spätglazials verschwinden alle an kaltklimatische Verhältnisse angepaßten Arten. Im Frühholozän sind boreo-alpine Arten, die das Spätglazial charakterisierten, noch wichtige Faunenelemente. Sie verschwinden allmählich im Verlaufe des Boreals. Statt dessen treten immer mehr thermophile Arten auf. Seit dem jüngeren Atlantikum wird die warmzeitliche Faunenentwicklung wie die Landschaft immer mehr durch den anthropogenen Eingriff in den Naturhaushalt empfindlich verändert (MANIA 1973).

### 5.1 Hochglazial

Die Faunen aus Löss und Beckenschluffen sind ausgesprochen artenarm und anspruchslos wie auch unempfindlich gegen Kälte und Trockenheit und gegen hohe Temperaturschwankungen. Sie besiedelten die z. T. kräuterreichen, z. T. durch Gräser gekennzeichneten Lösssteppen unter ausgesprochen kalt-ariden Bedingungen. Sie bestehen vorwiegend aus *Pupilla muscorum*, deren forma *densegyrata*, *Pupilla loessica*, *Trichia hispida* und *Succinea oblonga*, in einem Falle sogar nur aus *Pupilla muscorum* und *Succinea oblonga*. Das ist der Grundbestand der *Pupilla*-Fauna. In den Beckenlössen verweisen einige akzessorische Elemente auf Sümpfe und periodische Kleingewässer unter den Bedingungen des arktischen Sommers (*Sphaerium corneum*, *Lymnaea truncatula*, Pisidien). Das Klima war arktisch/hocharktisch, trocken.

### 5.2 Müchelnner Intervall 1 (Profil A)

Insgesamt kommen 10 Arten vor (ohne Pisidien). Der Bestand der hochglazialen *Pupilla*-Fauna bleibt erhalten. Dazu kommen einige Arten, die ebenfalls für kaltzeitliche Verhältnisse typisch sind, wie die heute in nordasiatischen Grasländern und Gebirgssteppen lebende *Vallonia tenuilabris*, sowie einige Sumpffarten, die in temporären, pflanzenreichen Kleingewässern während des subarktischen Sommers leben können (*Lymnaea peregrina*, *ovata*, *Lymnaea truncatula*, *Gyraulus acronicus rossmaessleri*, *Antisus leucostomus*, *Sphaerium corneum*, verschiedene Pisidien). Die *Pupilla*-Fauna deutet auf Steppen hin, die Begleitfauna auf Sümpfe in den Auen und auf Niederungstundren an weniger feuchten Stellen mit Matten und Strauchgesellschaften. Das geht auch aus den pflanzlichen Resten der Mulde hervor. Sie stammen von *Carex*-Arten, von Sträuchern und von *Ranunculus aquatilis* und *Myrio-*

*phyllum verticillatum*, letztere beiden als Vertreter der Kleingewässer. Das Klima war subarktisch, trocken.

### 5.3 Kaltphase zwischen den Müchelner Intervallen 1 und 2

Aus dem Beckenschluff des Profils B stammt eine Thanatozönose. Sie besteht aus 9 Arten, die z. T. der *Pupilla*-Fauna, z. T. der jetzt erstmalig in Erscheinung tretenden *Columella*-Fauna angehören. Der typische Vertreter dieser Fauna ist die heute in hohen nördlichen Breiten (67-71 °N. Br.) und in den alpinen Zonen der Hochgebirge in feuchten bis sumpfigen Wiesen, auf steinigem Untergrund in der niederen inselartigen Vegetation, an Felsen und in nassem subarktischen Wäldern lebende *Columella columella*. In ihrer Begleitung treten eurytherme Arten auf, die an feuchte Verhältnisse angepaßt sind, wie *Succinea putris*. Doch herrschen in der vorliegenden Thanatozönose noch die Arten der *Pupilla*-Fauna vor (*P. muscorum*, *P. m. densegyrata*, *P. loessica*, *Vallonia tenuilabris*, *Succinea oblonga*, *Trichia hispida*). Sie erreichen noch etwa 80 %. Eine Steppenform bereichert diese Gesellschaft: *Pupilla sterri*. – Das Klima war arktisch, trocken.

### 5.4 Müchelner Intervall 2 (Profile A und B)

Die *Columella*-Fauna wird in diesem Intervall zur beherrschenden Komponente. Insgesamt kommen 24 Arten vor (ohne Pisidien). Neben *C. columella* (bis 27 %) erreichen *Pupilla muscorum* und *Vallonia tenuilabris* höchste individuelle Häufigkeitswerte. Andere, für trockene Steppen typische Arten, fehlen oder sind nur mit geringen Anteilen vertreten. Häufig werden jetzt eurytherme Arten mit verschiedenen Feuchtigkeitsansprüchen, z. B. *Cochlicopa lubrica*, *Punctum pygmaeum*, *Perpolita radiatula*, *Euconulus fulvus*, *Succinea putris* und *Succinea oblonga*. Sie deuten noch mehr als die artenarme Fauna des Intervalls 1 auf ausgedehnte *Carex*-Wiesen und -sümpfe, feuchte Matten- und Strauchfluren hin. In den Strauchfluren konnte auch die vorwiegend alpine Art *Eucobresia diaphana* leben. Als Gewässerarten erscheinen *Lymnaea peregra* f. *ovata*, *Physa fontinalis* und *Armiger crista*. Sie verweisen auf kleine stehende, bleibende und sommerwarme Gewässer - eine Tendenz, die sich schon im vorangehenden Intervall andeutet. Die Gewässer waren pflanzenreich. Neben *Carex*-Früchten kamen solche von *Myriophyllum verticillatum* zum Vorschein. *Lymnaea truncatula* und *Anisus leucostomus* lebten in sumpfigen Kleingewässern oder im versumpften Uferbereich der Flachgewässer. Unter den Arten der offenen Landschaft treten in der Suk-

zession erstmalig seit dem Hochglazial *Vallonia costata* und *Vallonia pulchella* auf. Sie stellen höhere Ansprüche an ihre Umwelt. Sie fehlen daher in kaltklimatischen Assoziationen. Außerhalb der feuchten, pflanzenreichen Niederungen bestanden noch weiterhin kräuterreiche Grassteppen - der Lebensraum auch für diese Arten. Das Klima war subarktisch, relativ trocken.

### 5.5 Älteste *Dryas*-Zeit

Bis 23 Arten (ohne Pisidien) konnten in den Beckenschluffen und Sandmudden mit reichlich Ast- und Zweigdetritus von Sträuchern festgestellt werden. 8 bis 20 Arten setzten jeweils die Gesellschaft zusammen. Vertreter der *Pupilla*- wie der *Columella*-Fauna bilden den Grundbestand. Sie erreichen bis über 60 % des individuellen Anteils. In feuchtigkeitsliebenden Assoziationen hat *C. columella* mit akzessorischen Elementen das Übergewicht. Allein mit *Succinea putris* beansprucht sie 55 % des individuellen Bestands. Handelt es sich um trockene Standorte, dann treten sofort die Arten der *Pupilla*-Fauna auf: alle bisher genannten *Pupilla*-Arten, vor allem *Pupilla loessica*, dazu *Succinea oblonga* und *Vallonia tenuilabris*.

Auf Kleingewässer, überwiegend periodische Sümpfe und Wasserstellen, verweisen einige Wasserarten. In der Aue dehnte sich eine Niederrungstundra aus, an trockenen Stellen, aber viel mehr auf den benachbarten Hochflächen, die Grassteppe. Das Klima war arktisch, trocken.

### 5.6 Bölling-Interstadial

Aus verschiedenen organogenen Sedimenten stammt die Fauna mit insgesamt 34 Arten (ohne Pisidien). 11 bis 30 Arten setzen die jetzt schon relativ artreichen Gesellschaften zusammen. In der Landfauna überwiegt noch die *Columella*-Fauna mit allen ihren Vertretern, zusätzlich aber mit *Vallonia costata* und *Vallonia pulchella*. *Pupilla muscorum* und *Vallonia costata* sind am häufigsten. Typische Arten der kaltzeitlichen Fauna (*C. columella*, *Vallonia tenuilabris*, *P. m. densegyrata*) treten in den Hintergrund oder fehlen (*P. loessica*). Aber zahlreiche, etwas anspruchsvollere feuchtigkeitsliebende Arten kommen hinzu, wie *Cochlicopa lubrica*, *Punctum pygmaeum*, *Succinea putris* und die boreo-alpinen Formen von *Vertigo genesii*, die einschließlich des ebenfalls boreo-alpinen *Gyraulus acronicus*, der die Gesellschaften stehender, pflanzenreicher Kleingewässer kennzeichnet, zu charakteristischen Elementen der Fauna werden. In den Gewässerfaunen tritt erstmalig *Acroloxus lacustris* auf. Im Verein mit

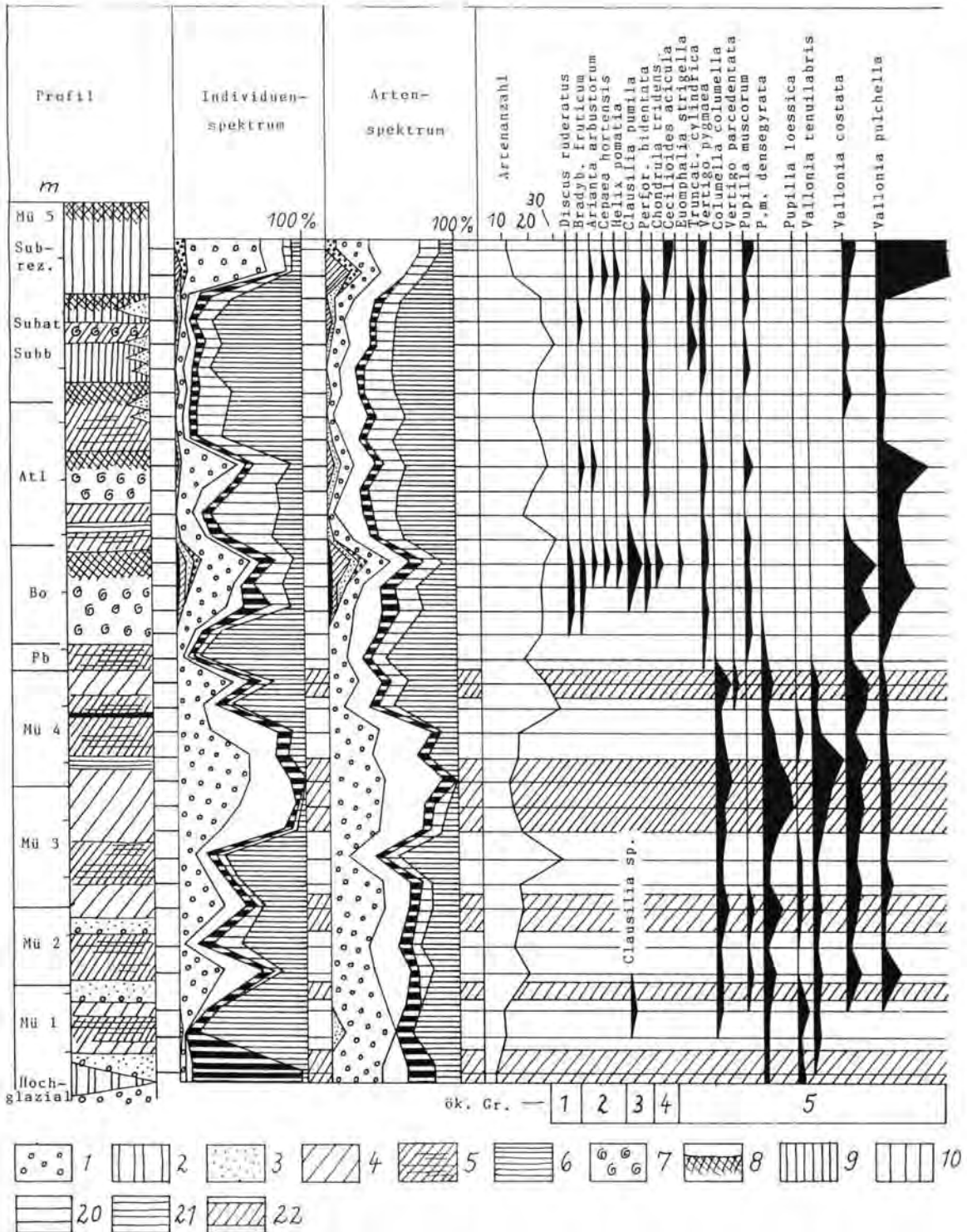
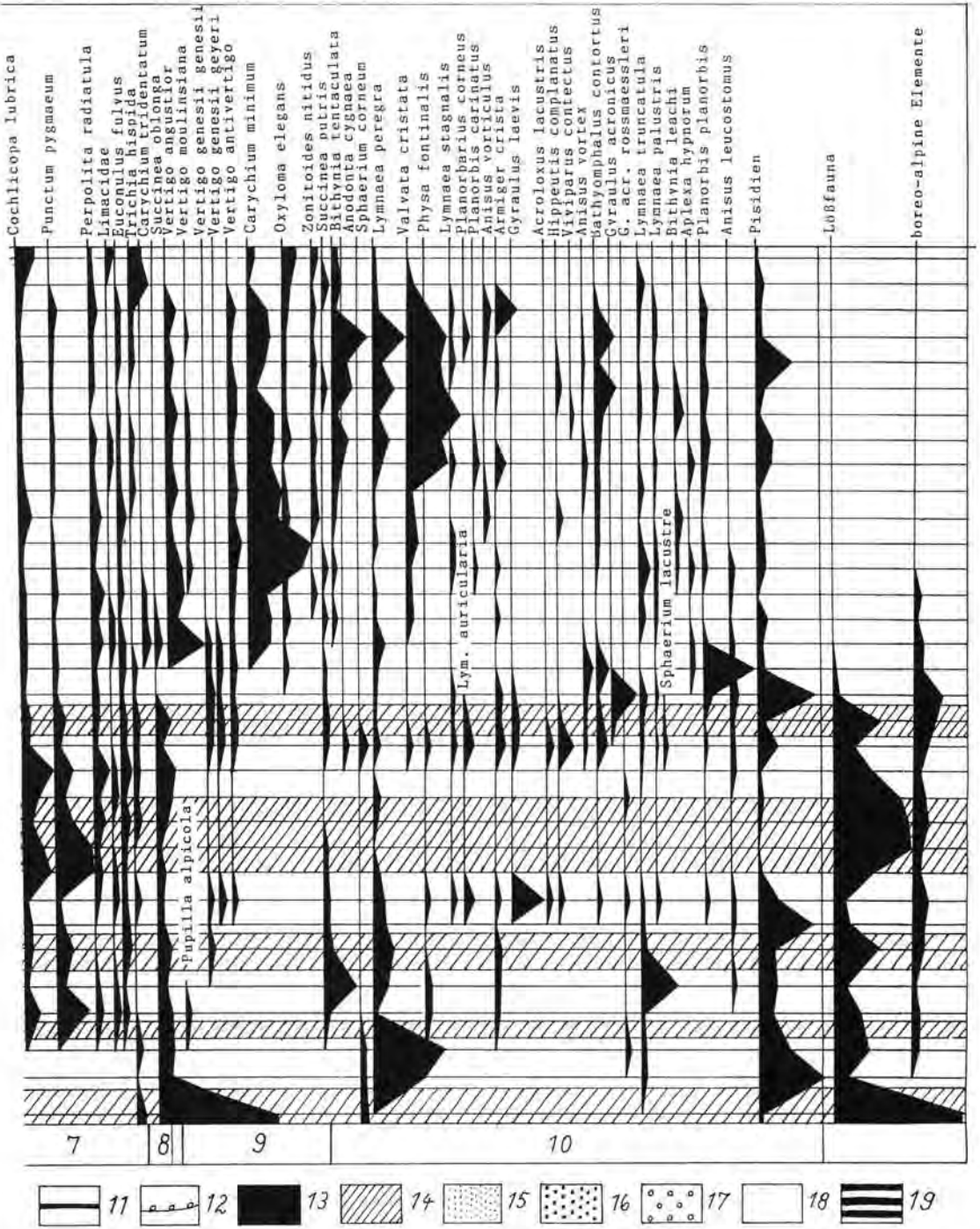
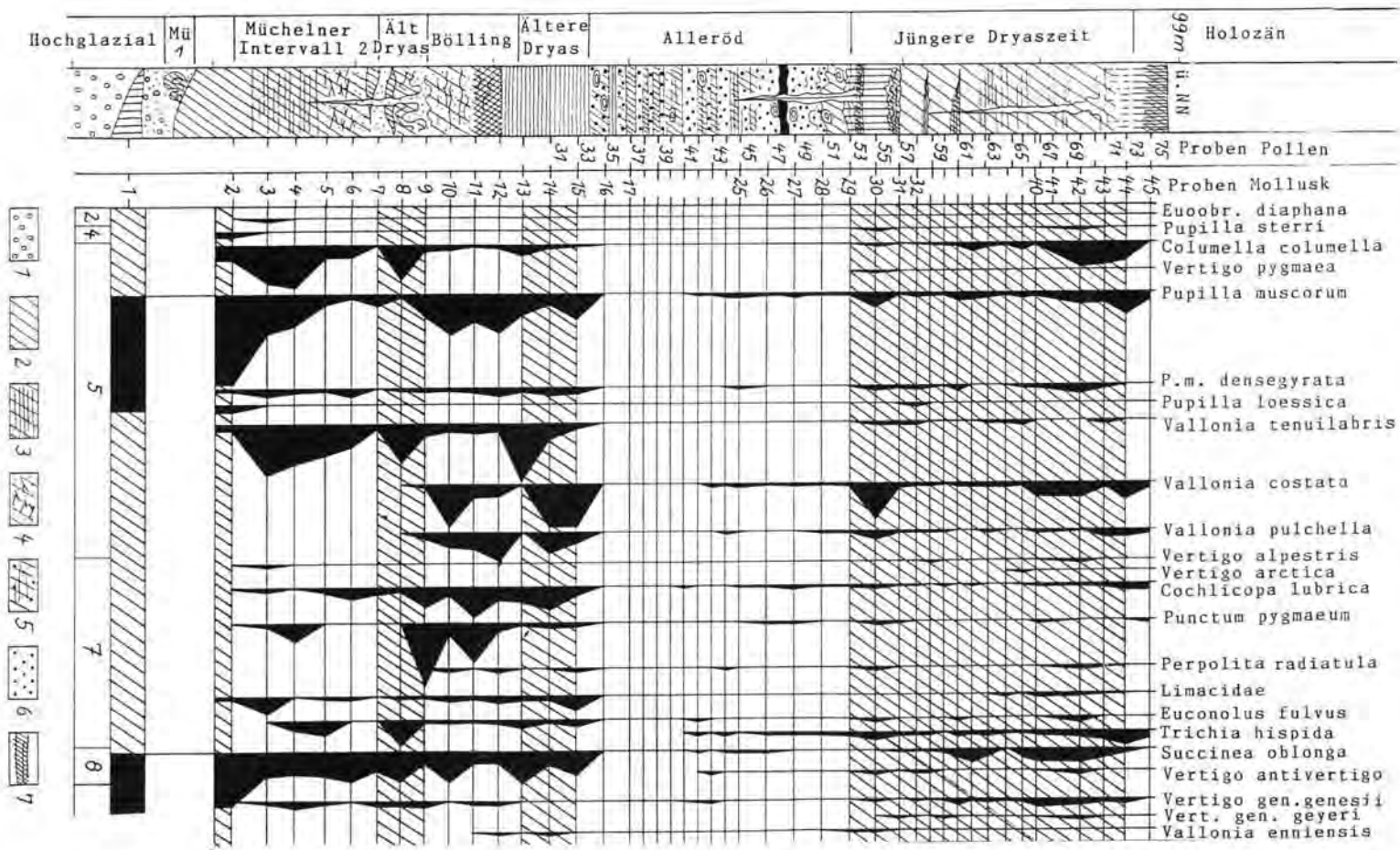


Abb. 8: Spät- und postglaziale Molluskensukzession. Profil A.  
 1 sandige Kiese, 2 LÖB, 3 Sand, 4 Beckenschluff, 5 Schluff- und Tonmudden, Feindetritus-, Grobdetritusmudden, 6 Torfe, 7 Kalkmudden, Seekalk, 8 humoser Boden, 9 unterer humoser Auelehm, 10 oberer Auelehm, 11 Laacher-See-Tephra, 12 Denudationsfläche, 13 - 21 Arten- und Individuenspektrum: 13 Waldarten, 14 Arten vorwiegend im Wald lebend, im



Gebüsch und in der Waldsteppe, 15 Auwaldarten, 16 Steppenarten, 17 allgemeine Arten der offenen Landschaft, 18 mesophile Arten, überwiegend euryök, 19 Arten mit höheren Feuchtigkeitsansprüchen, 20 Sumpfarthen, 21 Wasserarten, - 22 im Diagramm die kaltklimatischen Abschnitte.



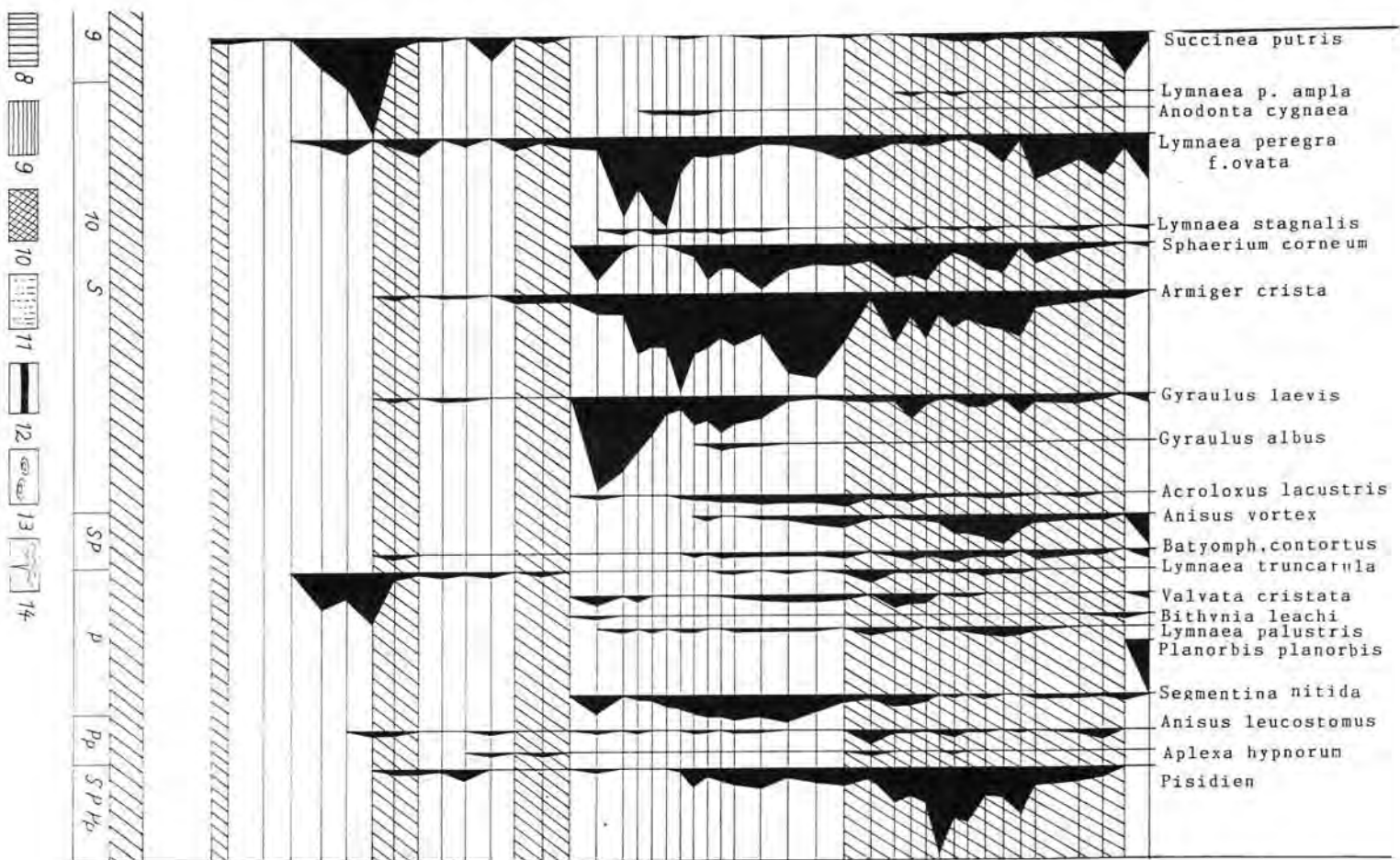


Abb. 9 Spätglaziale Molluskensukzession. Profil B.  
 1 sandige Kiese, 2 Beckenschluff, Schluffmudde, 3 Schluff- und Tonmudden, Feindetritus-, Grobdetritusmudden, 4 Muddesand mit Grobdetritus aus Sträuchern, 5 Wechsellagerung von toniger Feindetritusmudde und Kalkmudde/Charasand, 6 Kalkmudde/Charasand, 7 fein gewarvter Schluff, 8 lößartiges Sediment, 9 Torfe, 10 Anmoorboden, 11 Bleichhorizont, 12 Laacher-See-Tephra, 13 Birken- und Weidenhölzer, 14 Froststrukturen.  
 2 - 10, S, SP, P, Pp, SP, Hp - ökologische Gruppen und ökologische Kennzeichnung - siehe Tab. 2

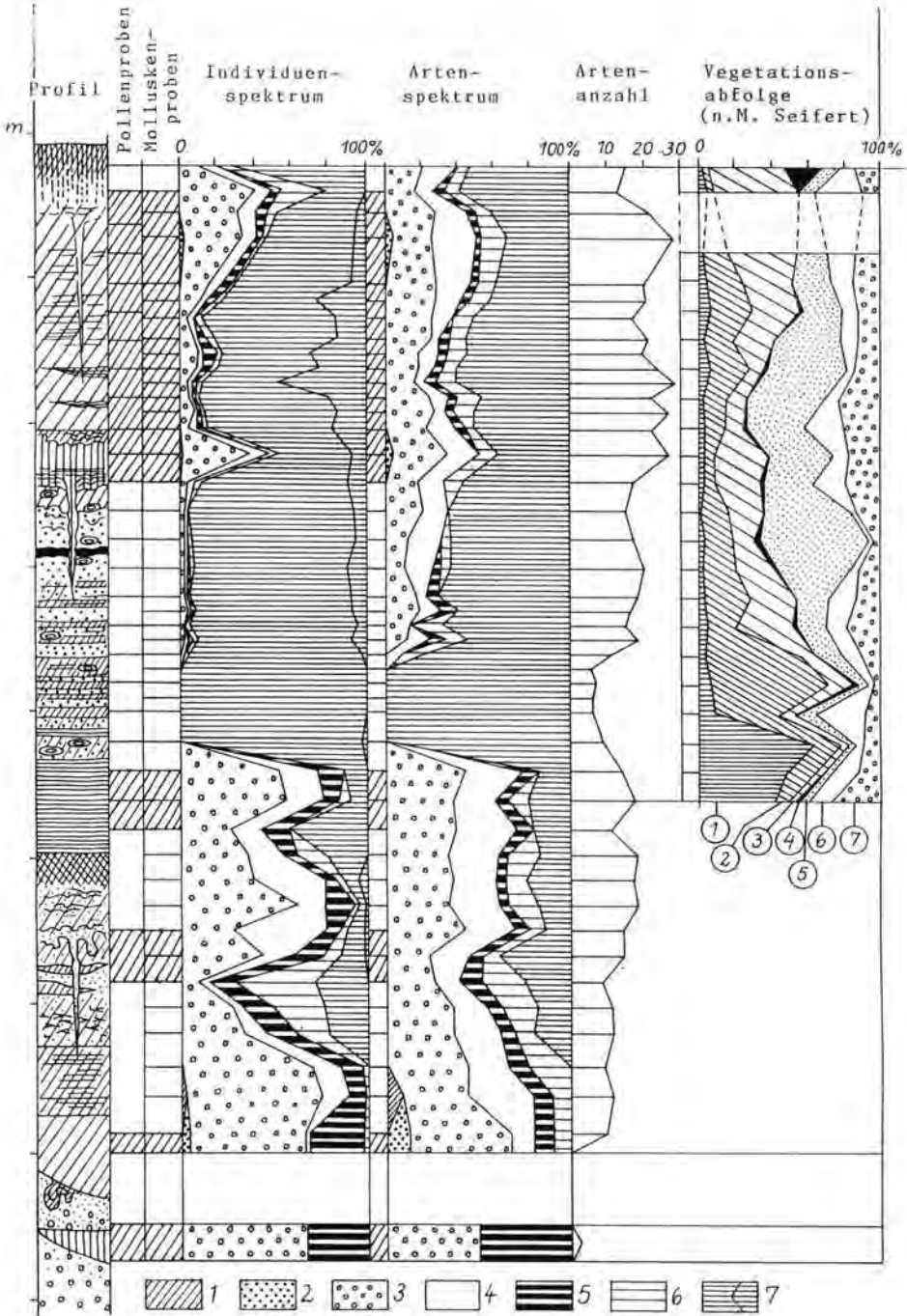


Abb. 10: Spätglaziale Molluskensukzession im Vergleich mit der Vegetationsentwicklung. Profil B.  
Erklärung des Profils: siehe Abb. 9.

Ökologische Gruppen: 1 Arten der Waldsteppe, 2 Arten der Steppe, 3 allgemeine Arten der offenen Landschaft, 4 euryöke, mesophile Arten, 5 Arten mit hohen Feuchtigkeitsansprüchen (ausgenommen *Succinea oblonga* als Lösart), 6 Sumpfar-ten, 7 Wasserarten, rechts: Psisdien.

Gruppen der Vegetationsabfolge: 1 *Salix*, 2 *Betula*, 3 *Pinus*, 4 sonstige Bäume, 5 Gramineen, 6 Cyperaceen, 7 Kräuter.



Pflanzenresten lassen sich in der Geiselniederung als Lebensräume flache pflanzenreiche, eutrophe Wasserbecken, *Carex*-Sümpfe, durchnässte Moosrasen, feuchte Wiesen, dichte z. T. sumpfige Strauchfluren, besonders aus Weiden sowie erste Birkengehölze rekonstruieren. Außerhalb dieser Standorte herrschte weiterhin die jetzt aber mehr und mehr sommerwarme Grassteppe. Das Klima war bereits über den subarktischen Bereich hinaus entwickelt und etwas feuchter.

### 5.7 Ältere *Dryas*-Zeit

Aus relativ mächtigen Beckenschluffen (Profil A) und in verschiedenem Grade zersetzten Moos- und Grastorfen (Profil B) stammen Molluskengesellschaften aus 8 bis 17 Arten. Insgesamt umfaßt die Fauna 30 Arten. Wieder überwiegen die Faunen der offenen Landschaft, vor allem der *Columella*-Fauna mit zahlreichen Offenlandarten und Arten verschiedener Feuchtigkeitsansprüche. Auch Vertreter der *Pupilla*-Fauna rücken wieder in den Vordergrund, z. B. *Pupilla loessica*, *Vallonia costata*, die konstant seit Bölling nachgewiesen werden kann, deutet darauf hin, daß ausgesprochen arktische Verhältnisse nicht mehr erreicht werden. Insgesamt nehmen die Offenlandarten mehr als 50 % des individuellen Anteils der Fauna ein. Diese ist im Profil B mit dem *Salix*-Gipfel der Pollensukzession assoziiert (vgl. Abb. 7, 10) und hinsichtlich ihrer zahlreichen Arten der Steppe und Tundra mit ebenfalls hohen Anteilen von Gramineen und Kräutern sowie dem Auftreten von *Hippophaë* und *Juniperus* verbunden. Großreife und Früchte und Samen von Sträuchern, *Carex*-Arten, Moosen deuten ebenfalls auf die Strauchfluren, *Carex*-Sümpfe, Moosrasen, Wiesen und Matten in der vor allem sommerlich durchnässten Aue und auf die *Artemisia*-Grassteppen der benachbarten Hochflächen hin. Das Klima war arktisch bis subarktisch und relativ trocken.

### 5.8 Alleröd-Interstadial

Mit insgesamt 44 Arten wird das erste sehr artenreiche Artenspektrum nach dem Hochglazial erreicht. Neben artenreichen Gesellschaften mit 30 bis 35 Arten erscheinen auch ausgesprochen artenarme, an besondere Standortbedingungen geknüpfte Gesellschaften aus 6 bis 11 Arten. Es kommt die gesamte Bölling-Fauna vor, ihr treten einige anspruchsvollere Einwanderer zur Seite, so daß eine neue Sukzessionsstufe erreicht wird.

Zu den artenarmen Gesellschaften gehört die Gewässerfauna (z. B. Profil B). Die Birkenzeit (IIa) ist

besonders durch hohe Anteile von *Lymnaea peregrina*, *f. ovata* und *Gyraulus laevis*, die Kieferzeit (IIb) statt dessen von *Armiger crista*, *Spbaerium cornutum*, *Acroloxus lacustris* und *Segmentina nitida* charakterisiert. Die IIa-Fauna kann als Bölling-Assoziation aufgefaßt werden, die sich zur IIb-Fauna weiterentwickelt. Dabei treten während des Klimaoptimums in IIb weitere anspruchsvollere Arten auf, wie *Gyraulus albus*, *Anodonta cygnaea*, *Anisus vortex*. Die Artenarmut ist durch die besonderen Bedingungen des von Characeen durchwucherten kalkhaltigen Gewässers verursacht. Ein dichter Vegetationsfilter am sumpfigen Ufer aus *Carex*-, *Typha*-, Strauch- und Birkenbeständen verhinderte, daß die Landfauna in größeren Mengen in die Wasserbecken gelangen konnte. Aber wir kennen die Landfauna aus den benachbarten Aufschlüssen (z. B. Profil A). Es herrschte nach wie vor die Fauna der offenen Landschaft, aber mit einem Übergewicht jener Arten, die nicht zur Kaltzeit-Fauna gehören, z. B. von *Vallonia costata*, *V. pulchella* und *Vertigo pygmaea* in Gemeinschaft mit *Pupilla muscorum* und wechselnd hohen Anteilen zahlreicher Arten mit verschiedenen Feuchtigkeitsansprüchen. Diese Fauna besiedelte ebenso gut die lichten Wälder an feuchten bis trockenen Standorten. Aber echte Waldarten fehlen hier; sie treten in Gestalt des *Discus ruderatus* zur gleichen Zeit in den benachbarten Bergländern auf (MANIA & STECHEMESSER 1969).

Im Alleröd sind noch alle Arten der *Columella*-Fauna vorhanden (s. Tab. 2). Die *Pupilla*-Fauna fehlt mehr oder weniger.

Die feuchten bis nassen Standorte beherbergten Sumpfffaunen mit *Succinea putris*, *Vallonia enniensis* und den neu auftretenden Arten *Vertigo antiverigo* und *Vertigo angustior*. Zusätzlich kommen noch boreo-alpine Elemente vor (*Vertigo genesii*, *Pupilla alpicola*). Die Niederung war stark durchnässt und von größeren pflanzenreichen Wasserbecken und ausgedehnten Sümpfen mit *Carex*- und *Typha*-Beständen, mit Strauchdickichten aus Weiden, mit Birkengehölzen in Form von Bruchwäldern bedeckt. Kiefernreiche Gehölze kamen erst außerhalb der Niederung vor, dort breiteten sich jedoch noch weitflächig Grassteppen aus. Nach Auskunft eines durch die Laacher Tephra datierten Bodenprofils am Ascherslebener See (Weinberg bei Schadeleben, ALTERMANN & MANIA 1968) waren sie sommerwarme Landschaften, in denen die Tschernosembildung begann. Sie hatten demnach schon den Charakter von Tschernosem-Wiesensteppen. Aussagen von Fauna, Vegetation und Sedimenten stimmen bei den vielfältig untersuchten Geiseltalprofilen gut überein. Das Klima während des Höhepunktes war kühl-temperiert und relativ feucht (im Gegensatz zum vorausgehenden Teil des Spätglazials).

Tab. 2: Spätglaziale und holozäne Molluskenfaunen aus dem Geiseltal

Ökolog. Gruppen	Arten	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	Ökolog. Gruppen	Arten	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1 W	<i>Discus ruderatus</i>	+										8 H	! <i>Carychium tridentatum</i>	+									
													<i>Vertigo angustior</i>	++	+								
													* <i>Succinea oblonga</i>	+++	+	+	+	+	+	+	+	+	+
2W(M)	<i>Eucobresia diaphana</i>										+	9 P	<i>Vertigo antivertigo</i>	+++									
	<i>Bradybaena fruticum</i>	+											<i>Vertigo moulinsiana</i>	+									
	(+) <i>Arianta arbustorum</i>	+											<i>Vertigo genesii genesii</i>	+++	+	+	+	+					
	! <i>Cepaea hortensis</i>	+											<i>Vertigo genesii geyeri</i>		+	+	+	+					
	! <i>Cepaea nemoralis</i>	+											<i>Vallonia enniensis</i>	+++	+	+	+	+					
	(WS) ! <i>Helix pomatia</i>	+											<i>Pupilla alpicola</i>			+				+			
													(+) <i>Succinea putris</i>	+++	+	+	+	+	+	+	+	+	+
3 W(h)	<i>Clausilia pumila</i>	+											<i>Oxyloma elegans</i>	+									
	(+) <i>Perforatella bidentata</i>	+											<i>Zonitoides nitidus</i>	+									
4 S	+ <i>Pupilla sterri</i>		+	+					+	+		10 Wa SF	<i>Bithynia tentaculata</i>	+									
	(+) <i>Chondrula tridens</i>	+											<i>Lymnaea peregra</i>	+++	+	+	+	+	+	+	+	+	+
	(+) <i>Helicopsis striata</i>	+											<i>Anodonta cygnaea</i>	++	+								
	! <i>Cecilioides acicula</i>	+											<i>Sphaerium corneum</i>	+++	+						+	+	
													S <i>Lymnaea stagnalis</i>	+++	+								
5 Ws	<i>Euomphalia strigella</i>	+											<i>Physa fontinalis</i>	++	+	+	+			+			
O	++ <i>Columella columella</i>		+	+	+	+	+	+	+	+			<i>Lymnaea auricularia</i>	+++	+	+	+	+					
	<i>Truncatellina cylindrica</i>	+											<i>Planorbis cornuus</i>	+									
	<i>Vertigo pygmaea</i>	+	+										<i>Planorbis carinatus</i>	+									
	++ <i>Vertigo parcedentata</i>								+				<i>Anisus vorticulus</i>	+									
	+ <i>Pupilla muscorum</i>		+	+	+	+	+	+	+	+	+		<i>Armiger crista</i>	+++	+	+	+	+	+	+	+	+	+
	++ <i>P.m. densegyrata</i>		+	+	+	+	+	+	+	+	+		<i>Gyraulus laevis</i>	+++	+	+	+	+	+				
	++ <i>Pupilla loessica</i>		+	+	+	+	+	+	+	+	+		<i>Gyraulus albus</i>	++	+								
	++ <i>Vallonia tenuilabris</i>		+	+	+	+	+	+	+	+	+		<i>Hippeutis complanatus</i>	+++	+	+	+	+					
W(+)	<i>Vallonia costata</i>		+	+	+	+	+	+	+	+			<i>Acroloxus lacustris</i>	+++	+	+	+	+					
	<i>Vallonia pulchella</i>		+	+	+	+	+	+	+	+			SP <i>Viviparus contectus</i>	+									
													<i>Anisus vortex</i>	++	+								
													<i>Bathyomphalus contortus</i>	+++	+	+	+	+					
													<i>Gyraulus acronicus</i>	++	+								
6 X	<i>Cochlicopa lubricella</i>	+											(+) <i>Gyr. acr. rossmaessleri</i>		+	+	+	+				+	
													SPPp (+) <i>Lymnaea truncatula</i>	+++	+	+	+	+	+	+	+	+	+
													P <i>Valvata cristata</i>	+++	+								
7 Mf	<i>Vertigo alpestris</i>		+						+				(+) <i>Bithynia leachi</i>	+++									
M	+ <i>Vertigo arctica</i>		+										(+) <i>Lymnaea palustris</i>	+++	+	+	+						
	(+) <i>Cochlicopa lubrica</i>		+	+	+	+	+	+	+	+			<i>Sphaerium lacustre</i>	+	+								
	(+) <i>Punctum pygmaeum</i>		+	+	+	+	+	+	+	+			(+) <i>Planorbis planorbis</i>	++									
	(+) <i>Perpolita radiatula</i>		+	+	+	+	+	+	+	+			<i>Segmentina nitida</i>	++	+								
	(+) <i>Limacidae</i>		+	+	+	+	+	+	+	+			Pp (+) <i>Aplexa hypnorum</i>	+++	+	+	+	+	+				
	(+) <i>Euconulus fulvus</i>		+	+	+	+	+	+	+	+			(+) <i>Anisus leucostomus</i>	+++	+	+	+	+	+		+		
	+ <i>Trichia hispida</i>		+	+	+	+	+	+	+	+	+		FSPPp <i>Pisidien</i>	+++	+	+	+	+	+	+	+	+	+

1 Holozän, 2 Jüngere *Dryas*-Zeit, 3 Alleröd, 4 Ältere *Dryas*-Zeit, 5 Bölling, 6 Älteste *Dryas*-Zeit, 7 Mühelner Intervall 2, 8 Kaltphase zwischen Intervall 1 und 2, 9 Mühelner Intervall 1, 10 Hochglazial

Ökologische Gruppen (nach LOŽEK 1964): 1 Waldarten, 2 vorwiegend im Wald lebende Arten, auch in Gebüsch, Waldsteppe, 3 Waldarten mit hohen Feuchtigkeitsansprüchen, Auwald, 4 Steppenarten, 5 waldfeindliche Arten, allgemein offene Landschaft, 6 trockenheitsliebende Arten, 7 euryöke Arten an mittelfeuchten Standorten, 8 an feuchten Standorten, 9 mit hohen Feuchtigkeitsansprüchen, Sümpfe, 10 Wasserarten. - Ökologische Kennzeichnung: W Wald, M mittelfeuchte Standorte, h hygrophil, Ws Waldsteppe, S Steppe, O offene Landschaft allgemein, X xerotherm, f an Felsen, H feuchtigkeitsliebende Arten, P Sumpfwasser, S stehendes Wasser, F fließendes Wasser, Pp periodische Sümpfe, ! warmzeitliche Leitarten, ++ kaltzeitliche Leitarten, im LÖS, + im LÖS, (+) auch im LÖS.

### 5.9 Jüngere *Dryas*-Zeit

An zahlreichen Stellen konnten aus Beckenschluffen und Schluffmudden Proben entnommen werden. Die spezielle Entwicklung der Fauna zeigt das mächtige Profil B. Insgesamt treten 45 Arten auf (ohne Pisidien). Die Bestände schwanken zwischen 8 und 27 Arten. Gleich zu Beginn der Zeit, verbunden mit *Pinus*-Rückgang und Rückkehr höher Werte von *Salix*-, Kräuter- und Gräserpollen treten auch *Columella*- und *Pupilla*-Fauna mit ihren kennzeichnenden Vertretern wieder auf, besonders in jenem durch Löß und Froststrukturen gekennzeichneten Horizont. Offenlandarten erreichen bis 40 % der Fauna. Sie zeigen die Wiederkehr tundren- und steppenartiger Verhältnisse an. Doch bleiben einige anspruchsvollere Arten zurück, wie *Vallonia costata* und *V. pulchella*. Sie deuten auf weniger extreme kaltzeitliche Verhältnisse hin, wie auch das konstante Vorkommen individuenreicher Komponenten mit meso- bis hygrophilen Arten wesentlich feuchtere Verhältnisse anzeigt als in den vorangegangenen Kaltphasen. Aber die meisten besonders anspruchsvollen Arten der Allerödfauna fehlen. Sie kehren erst im Frühholozän zurück. Die klimatischen Verhältnisse müssen ausgereicht haben für lokale Lößverwehung und -bildung, für das Entstehen von Frostspaltennetzen und von Flugsanddecken, wie sie am Ascherslebener See nachgewiesen werden konnten (MANIA 1967).

Die weitere Entwicklung, verbunden mit erneuter Birkenwälder-Ausbreitung und nachfolgendem, zögerndem Vordringen der Kiefer, führte wieder zu stehenden Flachgewässern mit schwach organogener Sedimentbildung und Molluskengesellschaften, die durch hohe Anteile einer *Pisidium-Sphaerium corneum*-Assoziation gekennzeichnet sind. Aus ihnen entwickelten sich während der weiteren Ausbreitung der Kiefer artenreiche Gesellschaften, die dem Sukzessionsstadium der Bölling-Zeit ähneln (mit *Lymnaea peregra*, *Anisus leucostomus*, *Anisus vortex*, *Armiger crista*, *Gyraulus laevis*). Während der gesamten Jüngeren *Dryas*-Zeit bleibt die *Columella*-Fauna erhalten, selbst gegen ihr Ende, während der Kiefern-Ausbreitung, kommen noch *Vallonia tenuilabris* und *Columella columella*, diese mit bis zu 15 % Anteil, in der Fauna vor. Zum letzten Male treten auch Arten der *Pupilla*-Fauna auf, wie *Pupilla muscorum densegyrata* und *Pupilla loessica*. Im Vergleich mit allen anderen Untersuchungsergebnissen zeigt auch die Molluskenfauna die Existenz von Baum- und Strauchtundren mit weitflächig in der Niederung verbreiteten *Carex*-Sümpfen und -Wiesen sowie Grassteppen auf den Hochflächen an. Das Klima war arktisch-subarktisch, relativ feucht.

### 5.10 Holozän

Die Fauna ist am artenreichsten (60 Arten) und durch das Einwandern der thermophilen Arten gekennzeichnet. Wie auch an anderen Stellen des mitteleuropäischen Trockengebiets entwickelt sich hier jedoch keine typische Waldfauna. Lediglich Auwaldkomponenten sind vorhanden, die während des Boreals durch den boreo-alpinen *Discus ruderatus* gekennzeichnet sind (MANIA 1972, MANIA & TOEFFER 1971). Thermophile Arten sind z. B. *Helix pomatia*, *Cepaea hortensis*, *Cepaea nemoralis*. Auffällig ist das Vorkommen der meridionalen Art *Vertigo moulinsiana*, die heute unserer Fauna fehlt, im Geiseltal nach Aussage archäologisch datierter Horizonte erst nach dem 15. Jahrhundert mit Beginn der "Kleinen Eiszeit" verschwand. Die frühholozäne Fauna ist noch - wie im Alleröd - durch boreo-alpine Arten gekennzeichnet (*Vertigo genesii*, *Gyraulus acronicus*). Im gesamten Holozän hat im Geiseltal die Fauna der offenen Landschaft große Bedeutung. Die Steppenarten *Chondrula tridens* und *Helicopsis striata* werden jetzt zu kennzeichnenden Elementen. Nach der Störung der natürlichen Sukzession durch den Menschen seit dem Neolithikum wird diese Komponente der offenen Landschaft zur vorherrschenden Fauna. Zusätzlich wandern in diese Fauna Kulturfolger ein, wie z. B. die süd- und südosteuropäischen Steppenschnecken *Cecilioides acicula*, *Helicella obvia*, *Helicella itala* und später auch *Cermea neglecta*. Entsprechend der Vielfalt an Standorten im Geiseltal und ihrem stratigraphischen Wechsel ist auch die Molluskenfauna vielfältig zusammengesetzt und verweist mit ihren Komponenten auf verschiedenste Gewässer, Sümpfe, Auwälder, feuchte und trockene Wiesen, Gebüsche, Parklandschaften, Hügelsteppen und die spätere Kulturlandschaft (vgl. MANIA & TOEFFER 1971, MANIA 1972, 1973).

## 6 Schriftenverzeichnis

- ALTERMANN, M. & MANIA, D. (1968): Zur Datierung von Böden im mitteleuropäischen Trockengebiet mit Hilfe quartärgeologischer und urgeschichtlicher Befunde. - *Thaier-Archiv*, **12**: 539 - 557, Berlin.
- EISSMANN, L. (1953): Mollisolklapirismus. - *Z. angew. Geol.*, **24**: 130 - 138, Berlin.
- FRECHEN, J. (1953): Die Herkunft der spätglazialen Binnschluffe in mittel- und süddeutschen Mooren. - *Geol. Jb.*, **67**: 209 - 230, Hannover.
- JANKOVSKA, V. (1980): Paläogeobotanische Rekonstruktion der Vegetationsentwicklung im Becken Třeboňská pánev während des Spätglazials und Holozäns. - *Vegetace ČSSR A*, **11**: Praha.
- KNIPPING, M. (1989): Zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte des Oberpfälzer Waldes. - *Dissertationes Botanicae*, **140**; Berlin-Stuttgart.

- LOŽEK, V. (1964): Quartärmollusken der Tschechoslowakei. - Rozpravy ÚČG, **17**, 374 S.; Praha.
- LOŽEK, V. (1965): Das Problem der Lößbildung und der Lößmollusken - Eiszeitalter u. Gegenwart, **16**: 61 - 75; Öhringen.
- MANIA, D. (1967): Der ehemalige Ascherslebener See in spät- und postglazialer Zeit. - Hercynia, **4**: 199 - 260; Leipzig.
- (1968): Ein mittelpaläolithisches Artefakt aus dem Geiseltal. - Ausgrabungen u. Funde, **13**: 17 - 19; Berlin.
- (1972): Zur spät- und nacheiszeitlichen Landschaftsgeschichte des mittleren Saalegebietes. - Hall. Jb. mitteleuropäische Erdgesch., **11** (1969): 7 - 36; Leipzig.
- (1973): Paläoökologie, Faunenentwicklung und Stratigraphie des Eiszeitalters im mittleren Elbe-Saalegebiet auf Grund von Molluskengesellschaften. - Geologie, Beiheft **78/79**: 175 S.; Berlin.
- & STECHEMESSER, H. (1969): Eine weichselspätglaziale Molluskensukzession aus dem mitteleuropäischen Periglazialgebiet südlich der Elbe und ihre Bedeutung für die Landschaftsgeschichte. - Petermanns Geogr. Mitt., **113**: 1 - 15; Gotha.
- & STECHEMESSER, H. (1970): Jungpleistozäne Klimazyklen im Harzvorland. - Petermanns Geogr. Mitt., Ergänzungsheft **274**: 39 - 55; Gotha.
- & TOEPFER, V. (1971): Zur jungquartären Landschaftsgeschichte und mesolithischen Besiedlung des Geiseltals. - Jshr. mitteld. Vorgesch., **55**: 11 - 34; Halle (Saale).
- MÜLLER, H. (1953): Zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte des mitteleuropäischen Trockengebietes. - Nova Acta Leopoldina, N. F. **16**, Nr. 110: 1 - 67; Leipzig.
- RUCHHOLZ, K. (1977): Zur Genese gravitativer Schicht- und Sedimentkörperdeformation in Vereisungsgebieten. - Wiss. Z. Ernst-Moritz-Arndt-Universität **26**, Math.-Natur. 1/2: 49 - 57; Greifswald.
- (1979): "Frostbeulen" der mecklenburgischen Landschaft. - Wiss. u. Fortschr., **29**: 270 - 274; Berlin.
- RYBÍČKOVÁ, E. (1974): Die Entwicklung der Vegetation und Flora im südlichen Teil der Böhmischo-mährischen Höhe während des Spätglazials und Holozäns. - Vegetace ČSSR A, **7**; Praha.
- THOMAE, M. (1986): Zur Genese pleistozäner Lagerungsstörungen im oberen Deckgebirge des Geiseltales. - Techn. Kurzinform. (Betriebssektion Kammer u. Technik, Braunkohlenwerk Geiseltal), **41**: 20 - 26; Halle (Saale).
- THOMAE, M. (1990): Geologischer Bau und Lagerungsverhältnisse des Quartärprofils von Neumark-Nord. - Veröff. Landesmus., Vorgesch. Halle, **43**: 131 - 143; Berlin.
- USINGER, H. (1985): Pollenstratigraphische, vegetations- und klimageschichtliche Gliederung des "Bölling-Alleröd-Komplexes" in Schleswig-Holstein und ihre Bedeutung für die Spätglazialstratigraphie in benachbarten Gebieten. - Flora, **1/2**: 1 - 43; Jena.

Manuskript eingegangen am 13. 3. 1992

## Neue Ergebnisse quartärgeologischer Untersuchungen im Gebiet der "Falkenberg-Endmoräne"

HANS DIETRICH LANG\*)

Drenthe main advance, ground moraine, end moraine, geological structure, kames,  
Falkenberg end moraine, lower saxony

**Kurzfassung:** Neuere Untersuchungen und Bohrungen haben die vom Autor im Jahre 1983 mitgeteilten Vorstellungen über den quartärgeologischen Aufbau dieses Gebietes (LANG 1983 a) bestätigt und erweitert.

Die zum Drenthe-Hauptvorstoß gehörende Grundmoräne taucht unter die Endmoränenbögen im Gebiet um den Falkenberg ab und ist auch darunter erbohrt worden. Auf den Endmoränenrücken fanden sich keinerlei Reste von Grundmoräne, desgleichen waren keine Hinweise auf Stauchungen zu beobachten. Aus Bohrungen ergeben sich keine Hinweise auf präexistente Aufragungen im Untergrund. Die Rücken der verschiedenen Endmoränenbögen sind als Satzendmoränen aufzufassen, die nicht mehr vom nordischen Inlandeis überfahren wurden.

Der Mühlenberg-Zug, der Tannensieksberg und ein kleiner Rücken wenig südwestlich davon werden als Kames gedeutet. Auch sie werden, wie Bohrungen zeigten, von der Grundmoräne des Drenthe-Hauptvorstoßes unterlagert.

Die Endmoränen entstanden durch zwei von NW und von NE bis NNE vorstößende Gletscherloben, die hier aufeinandertrafen und danach abtauten. Die Endmoränen und die Kames sind dem ausgehenden Drenthe-Stadium der Saale-Kaltzeit zuzurechnen.

### [New Results of Quaternary-Geological Research in the "Falkenberg" End Moraine Area]

**Abstract:** New field research and drilling have confirmed a conception of the Quaternary-Geological structure of the "Falkenberg" area in extension of results published by the author in 1983 (LANG 1983 a).

The fact that the ground moraine belonging to the Drenthe main advance is dipping under the end moraine ridges in the Falkenberg area has been proved by drilling. On the end moraine ridges relics of the ground moraine never have been found; likewise no references to pushings have been observed. Equally drilling holes have not proved any pre-existing towering in the underground. The ridges of the several arcuated end moraines have been interpreted as recessional end moraines.

The author explains the Mühlenberg Zug, the Tannensieksberg and a small ridge not far in the south-west of it as

Kames. As proved by drillings they are underlain by the ground moraine of the Drenthe main advance.

The end moraines were shaped by two ice lobes that advanced from NE and from NE to NNE and hit each other at that point, melting down after that. The origin of the end moraines and the Kames can be located at the late Drenthe Stadium of the Saale glaciation.

### Einleitung

Im Jahre 1983 habe ich im 33. Band dieser Zeitschrift über "Aufbau, Alter und regionale Einordnung der Endmoränen im Gebiet des Falkenberges bei Fallingb. (Niedersachsen)" berichtet (LANG 1983 a). Entgegen der damaligen Annahme war es mir in den Jahren 1985 bis 1987 doch noch möglich, im Rahmen der geologischen Landesaufnahme das Blatt 3125 Bergen der top. Karte 1:25 000 geologisch zu bearbeiten, für das bisher nur eine geologische Übersichtsaufnahme vorlag (NIEDERMAYER 1950 b).

Auf dem Blatt Bergen liegt der Zentralteil der "Falkenberg-Endmoräne", der etwas mehr als das nordwestliche Viertel des Blattgebietes umfaßt. Er ist durch eine breite Senke, in der das "Große Moor" liegt, vom Mühlenberg-Zug getrennt, der etwa aus der nordöstlichen Blattecke in SSW-Richtung bis in die Höhe von Bergen zieht und den WOLDSTEDT (1939) "als einen Gegenflügel der Falkenberg-Endmoräne" angesehen hatte. Die Kartierarbeiten haben eine Reihe neuer Ergebnisse zum quartärgeologischen Aufbau dieses Gebietes erbracht. Als besonders wichtig haben sich die Ergebnisse der bis zu 50 m tiefen Bohrungen mit einem Drillbohrgerät des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschungen im Zuge der Kartierarbeiten erwiesen.

Die Ergebnisse werden hier in Form eines Nachtrages zu der Arbeit des Autors von 1983 vorgestellt. Zum Verständnis des Textes ist es nötig, Passagen aus der Arbeit LANG 1983 a zu wiederholen, desgleichen einige Literaturzitate.

\*) Anschrift des Verfassers: Dr. H. D. LANG, Marienburger Weg 9, 30916 Isernhagen NB.

### Die Endmoränen in der Umgebung des Falkenberges

STOLLER (1918), der Erstbearbeiter dieses Gebietes, beschrieb in seinem Geologischen Führer durch die Lüneburger Heide das Gebiet um den fast 150 m ü. NN aufragenden Falkenberg als ein "... geschlossenes Massiv aus der Ebene aufsteigender Endmoränen ...", die er seiner vorletzten Eiszeit zuordnete. WOLDSTEDT (1938) führte den Begriff "Falkenberg-Endmoräne" in das Schrifttum ein und sah darin die Hauptfortsetzung des Rehburger Stadiums nördlich

der Aller. Ein saalezeitlicher Gletscher, so schrieb WOLDSTEDT im Jahre 1939, der durch norwegisches Eis nach Süden abgedrängt wurde, habe die Moränen aufgestaucht. In einer Arbeit von 1950 stellte WOLDSTEDT die Falkenberg-Endmoräne in seine Soltau-Staffel, die jüngste der drei Phasen des Drenthe-Stadiums der Saale-Eiszeit. LÜTTIG (1964) sah in seiner Falkenberg-Staffel eine ältere Staffel der Northeimer Phase, die er etwas jünger einstuft als die zur gleichen Phase gehörende Ostenholzer Staffel. DUPHORN (in WOLDSTEDT 1974) folgte in groben Zügen dieser Vorstellung und sah in der Fal-

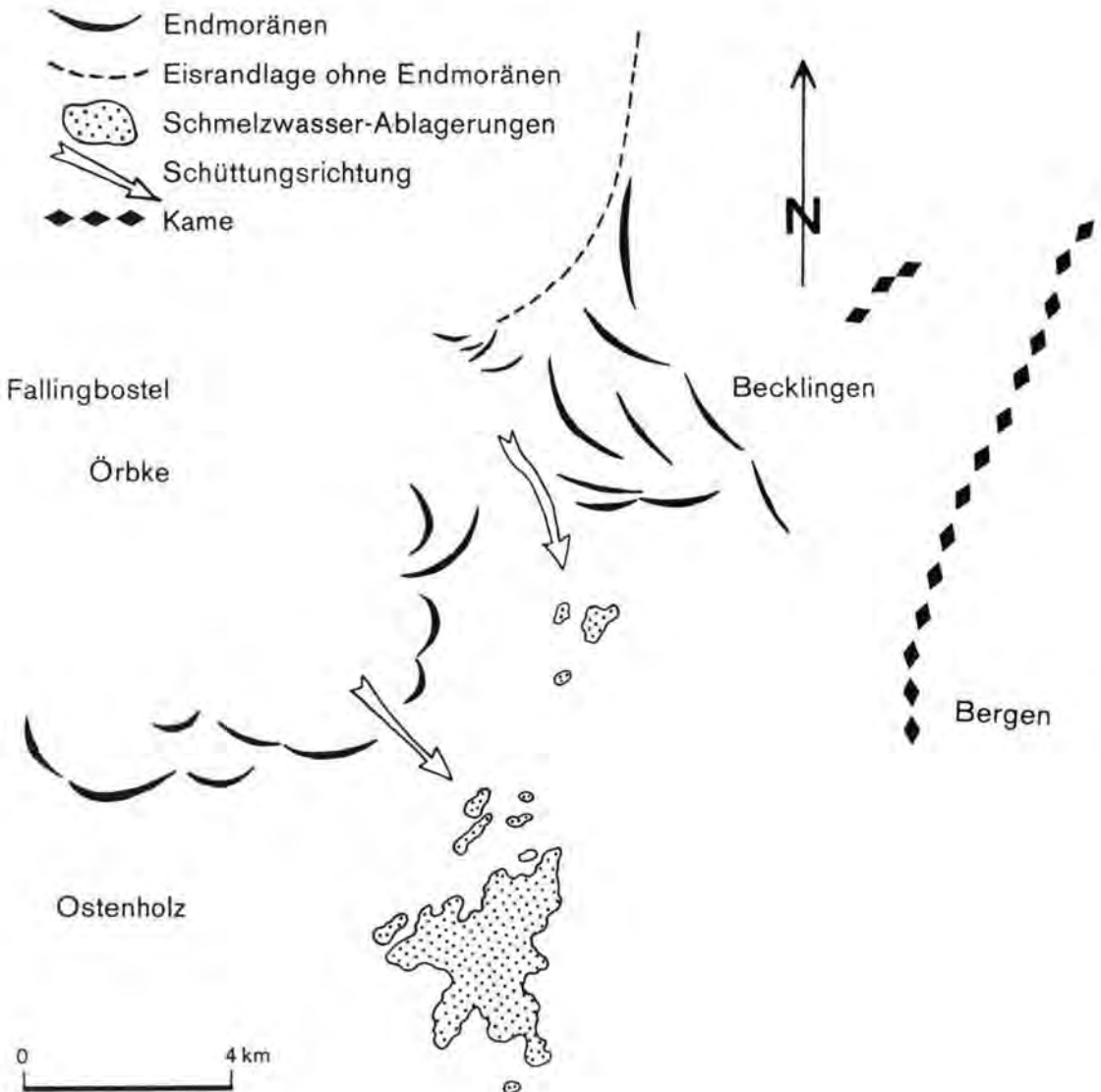


Abb. 1: Eiszeitliche Ablagerungen und Formen im Gebiet um den Falkenberg bei Fallingbommel

kenberg-Endmoräne eine fröhrendrethestadiale, vom nordischen Inlandeis überfahrene Endmoräne.

Wie bei LANG (1983 a) dargestellt, sind im Gebiet um den Falkenberg drei voneinander getrennte, meist mehrfach hintereinander gestaffelte bogige Endmoränen zu unterscheiden (s. Abb. 1):

der Örbker Endmoränenbogen  
der Kl. Bockeler Endmoränenbogen  
der Becklinger Endmoränenbogen.

Durch die Achterberg-Senke, die den Örbker Endmoränenbogen von den beiden nördlich bzw. nord-östlich davon gelegenen Kl. Bockeler und Becklinger Endmoränenbögen trennt, und durch eine Scharte im Örbker Endmoränenbogen, die heute der Hohebach durchfließt, dürften die Schmelzwässer nach S und nach SE abgefließen sein. Sie haben dabei einen Sander aufgeschüttet, der sich bis nahe an die Aller-Niederung heran verfolgen läßt (LANG 1980, 1983 a, 1983 b).

Der fast "aus einem Guß" bestehende Örbker Endmoränenbogen erreicht im Goldbocken-Berg eine Höhe von 121,9 m ü. NN und überragt sein Hinterland um etwa 45 m. Dort steht weitflächig Grundmoräne zu Tage an (NIEDERMAYER 1950 a), die jedoch nicht, wie nach einer älteren Bohrung anzunehmen (s. LANG 1983 a), zweigeteilt ist. Sie wird nach neueren Bohrungen bis etwa 20 m mächtig und besteht in den oberen Metern aus Geschiebelehm, in den unteren aus Geschiebemergel.

Zwei Bohrungen auf der Endmoräne selbst nahe dem Goldbocken-Berg und nahe dem Hamm-Berg haben eine Wechselfolge von Grob-, Mittel- und Feinsanden erbohrt, Grundmoräne aber nicht angetroffen. NIEDERMAYER (1950 a) gibt jedoch auf seiner Karte ein kleines Vorkommen von Grundmoräne unter etwa 1 m Sandüberdeckung vom östlichen Abfall des Örbker Endmoränenbogens etwa 1,5 km östlich des Goldbocken-Berges an, in einer Geländehöhe von 86 bis 87 m ü. NN. Vermutlich handelt es sich hier um die gleiche Grundmoräne, die nördlich des Endmoränenbogens in seinem Hinterland ansteht und die hier unter dünner Sandüberdeckung auftaucht. Auf der Endmoräne selbst, die auffallend frische Formen zeigt (NIEDERMAYER 1950 a; LANG 1983 a), sind bisher keinerlei Reste von Grundmoräne gefunden worden.

Aus dem Gebiet des Kl. Bockeler Endmoränenbogens, auf Blatt 3124 Fallingb. gelegen (NIEDERMAYER 1950 b) liegen keine neuen Befunde gegenüber 1983 vor.

Der aus einer Reihe einzelner Staffeln bestehende Becklinger Endmoränenbogen mit dem 149,6 m hohen Falkenberg nimmt den Großteil des Hochgebietes im nordwestlichen Viertel des Blattes Bergen ein. Die einzelnen zu diesem Bogen

gehörenden Rücken sind leicht gebogen und nach N bzw. NE geöffnet. Nach N geht dieses reich gegliederte Gebiet in eine pultartige, leicht nach NE abfallende Hochfläche über (LANG 1983 a).

Die einzelnen Rücken bestehen in ihrem tieferen Teil aus z. T. grobsandigen Fein- und Mittelsanden, im oberen Teil aus einer Folge von bis zu 20 - 30 m mächtigem Grobsand und Kies. Die gesamte Abfolge kann bis etwa 70 m mächtig werden. Die Täler zwischen den einzelnen Rücken dürften durch die nach-drenthezeitliche Erosion stark überprägt und vertieft worden sein. Die grobsandig-kiesigen Deckschichten auf den Rücken haben der Erosion einen größeren Widerstand entgegengesetzt als die sandigen Schichten in den ursprünglich vermutlich nur flachen Dellen zwischen den Rücken und haben eine flächenhafte Erosion verhindert. Vermutlich haben diese frischen Formen die früheren Bearbeiter der Endmoränen im Falkenberg-Gebiet dazu gebracht, diese Rücken als durch Stauchung entstanden anzusehen.

An keiner Stelle im Hochgebiet um den Falkenberg und nördlich davon fanden sich Reste von Grundmoräne. Lediglich vereinzelte größere Geschiebe bis zu etwa 1 m<sup>3</sup> Größe kommen vor. Desgleichen haben sich an keiner Stelle Lagerungsstörungen finden lassen, die als Ergebnis einer Stauchung durch das Inlandeis gedeutet werden könnten.

Im südlichen und östlichen Vorland des Becklinger Endmoränenbogens treten einzelne Grundmoränenflecken oder, wie nördlich der nach Wietzen-dorf-Soltau führenden Bahnstrecke, zwischen Kl. Amerika und Öhus, größere Grundmoränenflächen auf. Bohrungen im nördlichen Randgebiet des Blattes Bergen der GK 25 in der Nähe der neuen Straße nach Soltau (Bohrungen Nr. G 9 und H 10, Archiv NLF, s. auch LANG 1989) haben gezeigt, daß die Grundmoräne unter die Sande und Kiese der Endmoränen abtaucht. Auch im Bruchkamp, wenig östlich vom Meyerhof nahe Bleckmar, war die Überlagerung von Geschiebelehm durch Sande der Endmoränen im Bohrstock zu beobachten.

Die Bohrung G 5 (Archiv NLF), etwa 4 km westlich Becklingen gelegen, also im zentralen Teil des Hochgebietes mit den Endmoränen, hat unter 10,5 m mächtigen Sanden und Kiesen der Endmoränen 2,5 m mächtigen Geschiebelehm des Drenthe-Stadiums nachgewiesen. Andere Bohrungen haben in vergleichbarer Höhenlage unter Ausfall des Geschiebelehms graue schluffige Tone oder z. T. leuchtend gelbbraune Schluffe des Drenthe-Stadiums, die das Liegende der Grundmoräne bilden (LANG 1989), teilweise auch mit einer Steinsohle, nachgewiesen. Diese Grenzfläche zwischen den Sanden und Kiesen der Endmoränen und der drenthestadialen Grund-

moräne, bei ihrem Fehlen der unmittelbar unter der Grundmoräne folgenden Schichten, läßt sich in einer Höhe von etwa 80 m ü. NN relativ gut verfolgen. Dieses Niveau entspricht etwa der Höhenlage der Oberkante der drenthestadialen Grundmoräne im westlichen und südlichen Vorland des Becklinger Endmoränenbogens. Damit wird die Vermutung von SEIFUCHT (1935), "... daß sich in diesem diluvialen Hochgebiet präexistente Reliefformen widerspiegeln ...," durch Bohrungen widerlegt.

Diese Befunde untermauern die schon bei LANG (1983 a) vorgenommene Einstufung des Örbker Endmoränenbogens und der Endmoränen im Hochgebiet um den Falkenberg in eine späte Phase des Drenthe-Stadiums. Sie sind jünger als die drenthestadiale Hauptmoräne, der sie aufgesetzt sind. Zusammen mit der Frische der Oberflächenformen, besonders des Örbker Endmoränenbogens, weisen alle Beobachtungen darauf hin, daß es sich hier um Satzendumoränen handelt, die nicht mehr vom Inlandeis überfahren wurden.

### Mühlenberg-Zug und Tannensieksberg

Als einen östlichen Gegenflügel der Falkenberg-Endmoräne faßte WOLDSTEDT (1939) in seiner Arbeit "Über Endmoränen in der südlichen Lüneburger Heide" den Mühlenberg-Zug auf, der sich etwa von der Wietze bei Wietzendorf bis in die Höhe von Bergen verfolgen läßt. Dieser von NNE nach SSW ziehende Rücken ist etwa 11 km lang und an seinem nördlichen Ende 1 - 1,2 km breit, an seinem südlichen etwa 2 km. Seine größten Höhen erreicht er im Bleckmarsberg mit 95,4 m ü. NN und im namensgebenden Mühlenberg bei Widdernhausen mit 92,7 m ü. NN. Er überragt seine Umgebung um durchschnittlich 15 - 20 m. Vom Hochgebiet mit dem Becklinger Endmoränenbogen trennt ihn eine etwa 4 km breite und sich nach S auf etwa 1 km verschmälernde Senke, die weitgehend vom "Großen Moor" eingenommen wird (s. Abb. 1).

Der Mühlenberg-Zug wird von etwa 10 - 15 m mächtigen Mittel- und Grobsanden mit Feinsandlagen aufgebaut, denen auf seinen höheren Teilen 5 - 7 m mächtige Deckschichten aus Grobsand und Kies aufgelagert sind. Seine südliche Hälfte wird von Sandlöß überlagert, der bis etwa 2 m mächtig wird (LANG 1989, 1990). Eine bestimmte Korngrößenabfolge innerhalb der Sedimente dieses Rückens ist, abgesehen von den grobsandig-kiesigen Deckschichten, nicht erkennbar.

Geschiebelehm tritt auf dem Mühlenberg-Zug nicht auf, er kommt aber auf größeren Flächen zu beiden Seiten des Rückens vor. Im Verlaufe der Kartierarbeiten hat sich gezeigt, daß dieser Geschiebelehm

unter den Rücken abtaucht. Die Bohrungen G 18 (etwa 2,3 km südlich Marbostel) und G 21 (etwa 1,5 km südlich Bleckmar; Archiv. Nieder. L.-Amt f. Bodenforsch.), beide auf dem Rücken angesetzt, haben 2 m bzw. 4,5 m mächtigen Geschiebelehm an seiner Basis erschlossen. Der Rücken ist also einer Grundmoräne aufgesetzt, die, wie in einer Kiesgrube nahe Häger Döpe unweit Bergen zu beobachten war, gestauchte Sande und Kiese überlagert und die der Drenthe-Hauptmoräne zuzuordnen ist (LANG 1983 b).

Schotteraufsammlungen bei Marbostel und in einer Grube bei Bleckmar zeigen, daß hier nur nordisches Material vorkommt. In Aufschlüssen auf dem Mühlenberg-Zug (Sandgrube etwa 800 m östlich Marbostel; Alte Sandgrube auf dem Sittern-Berg; Sandgrube an der Bahnlinie Bergen-Bleckmar, etwa 1 km südöstlich Bleckmar) waren keine Hinweise auf durch Stauchung hervorgerufene Lagerungsstörungen zu beobachten. Die aufgeschlossenen Sande sind relativ sauber geschichtet und zeigen Schrägschichtung. Sowohl in der alten, heute teilweise verfallenen Sandgrube auf dem Sittern-Berg (R 35 64 950, H 58 57 550, 36 Messungen) als auch in der Sandgrube an der Bahnlinie Bergen-Bleckmar (R 35 63 600, H 58 54 940, 66 Messungen) zeigen die Maxima der Einfallrichtung der schräggeschichteten Sande und Kiese nach SW, nur wenig abweichend von der Streichrichtung des Mühlenberg-Zuges (s. Abb. 2).

Ähnlich gebaute Rücken, im wesentlichen aus Sand bestehend, mit grobsandig-kiesigen Deckschichten, sind der Tannensieksberg und ein kleiner Rücken wenig südwestlich davon (der auf den Karten keinen Eigennamen führt), denen die Bahnstrecke von Bleckmar nach Wietzendorf folgt. Sie werden bei einer Breite von etwa 300 m ungefähr 900 bzw. 700 m lang und erheben sich 5 - 10 m über ihre weitgehend vermoorte Umgebung. Sie werden von der hier weitflächig auftretenden drenthestadialen Grundmoräne unterlagert (LANG 1989).

WOLDSTEDT (1939) sah im Mühlenberg-Zug einen Teil der Falkenberg-Endmoräne, LÜTTIG (1964: Taf. 7) deutete ihn als Os.

Die Breite des Mühlenberg-Zuges zwischen 1,2 und etwa 2 km bei einer Länge von etwa 11 km, der fast gerade Verlauf, die (soweit aufgeschlossen) relativ ungestörten Schichten und vor allen Dingen die weitgehend der Längserstreckung des Rückens entsprechenden Maxima der Einfallrichtung der Schrägschichtung dürften eher zu einem K a m e als zu einem Os passen. Das gleiche wird für den Tannensieksberg und den kleineren Rücken wenig südwestlich davon angenommen. Diese drei Rücken entstanden nahe dem Eisrand, zur Zeit des Zerfalls



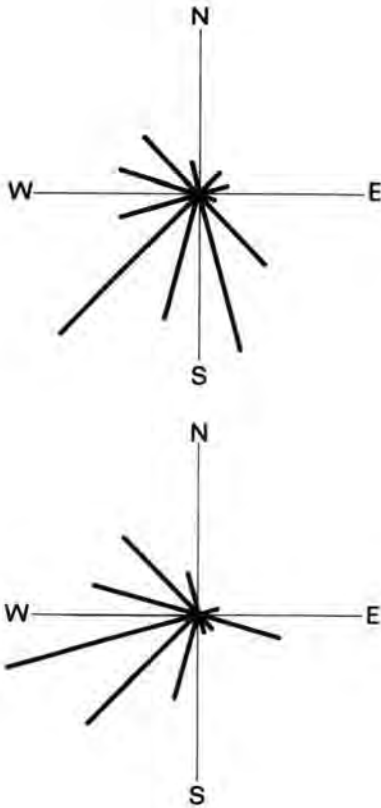


Abb. 2: Die Schüttungsrichtung von Sanden und Kiesen des Mühlenberg-Zuges  
 oben: Sandgrube etwa 1 km südöstlich Bleckmar (R 35 63 600, H 58 54 940, 66 Messungen)  
 unten: Sandgrube auf dem Sittern-Berg, etwa 1 km nordwestlich Nindorf (R 35 64 950, H 58 57 550, 36 Messungen)

des Eislobus, der den Becklinger Endmoränenbogen gebildet hat. Aus nördlicher bzw. nordöstlicher Richtung kommendes Schmelzwasser, das in Richtung des Eisrandes abfloß, dürfte diese Rücken zwischen stehengebliebenen Eisklötzen abgelagert haben. Der unmittelbar am Eisrand sich verbreiternde Abstand zwischen den Eisklötzen könnte bedingt haben, daß das Kames sich an seinem Südrand verbreitert und auseinanderfließt.

Die Kames dürften also etwas jünger als die Endmoränen selbst sein.

### Regionalgeologische und zeitliche Einordnung

Die früher als ein einheitlicher Komplex angesehene Falkenberg-Endmoräne (WOLDSTEDT 1939) besteht aus 3 Endmoränenbögen, die aus mehrfach hintereinander gestaffelten Rücken bestehen und

denen im Süden ein Sander vorgelagert ist, der bis an die Aller-Niederung heranreicht. Die drenthestadiale Haupt-Grundmoräne, die diesen Sander unterlagert, steht im südlichen und östlichen Randgebiet des vornehmlich dem Becklinger Endmoränenbogen zuzuordnenden Hochgebiet um den Falkenberg zu Tage an und taucht, wie es auch Bohrungen nachgewiesen haben, darunter ab. Sander und Endmoränen sind also nachweislich jünger als der Drenthe-Hauptvorstoß.

Zwei von NNW und von NE bis NNE vorstoßende Gletscherloben haben das Untersuchungsgebiet nicht streng gleichzeitig erreicht. Der von NW kommende Gletscherlobus ist etwas vorangeeilt, und vor seiner Stirn konnte sich eine fast modellhaft deutliche Satz-Endmoräne entwickeln. Vermutlich erst danach traf der "leicht nachhinkende" östliche Gletscherlobus schräg auf den westlichen Gletscherlobus, der ihn bremste und daran hinderte, weiter nach Süden vorzustoßen. Die vergleichsweise vielen, hintereinander gestaffelten Rücken des Becklinger Endmoränenbogens sind vermutlich darauf zurückzuführen, daß es diesem Gletscherlobus an dem gehörigen Platz zur Ausbildung eines breit ausladenden Endmoränenbogens fehlte. Der kl. Bockeler Endmoränenbogen auf der westlichen Seite mit seinen kurzen, nach NW geöffneten Rücken ist vermutlich auch dem Örbker Endmoränenbogen zuzuschreiben; er ist jünger als der Örbker Endmoränenbogen und zeigt vielleicht schon ein Abschmelzstadium an.

Wie die Bohrungen nachgewiesen haben, gab es keine prä-existenten Aufragungen im Untergrund, die die Lage der Endmoränenbögen bestimmen könnten.

Das Aufeinandertreffen zweier sich schräg aufeinander zubewegenden Eisloben, also rein lokale und nicht vom Untergrund abhängige Gegebenheiten, haben die Lage der Endmoränen um den Falkenberg herum bedingt. Sie erklären vielleicht auch die Schwierigkeit, eine Fortsetzung der Endmoränen nach Westen und Osten zu finden. Mit den bisher bekannten, sicher aus dem ausgehenden Drenthestadium stammenden und also nicht vom Inlandeis überfahrenen Endmoränen in der weiteren Umgebung läßt sich bis heute keine glaubhafte Verbindung herstellen.

Mühlenberg, Tannensieksberg und der kleine Rücken wenig südwestlich davon, die als Kames gedeutet werden, gehören bereits in die Abschmelzphase der Gletscherloben. Sie entstanden vermutlich nahe dem Außenrand des nun im Zerfall begriffenen östlichen der beiden Gletscherloben, in breiten Lücken zwischen noch stehengebliebenen Eisklötzen. Es ist denkbar, daß das Südende des Mühlenberg-Zuges, das wesentlich

breiter als sein Nordende ist, bereits unmittelbar am Übergang zum eisfreien Gebiet oder schon im eisfreien Bereich entstanden ist.

### Schriftenverzeichnis

- LANG, H. D. (1980): Geol. Karte Niedersachsen 1:25 000, Erl. Bl. 3224 Westenholz: 98 S., 12 Abb., 5 Tab., 5 Kt.; Hannover (Nieders. L.-Amt Bodenforsch.)
- (1983 a): Aufbau, Alter und regionale Einordnung der Endmoränen im Gebiet des Falken-Berges bei Fallingb. (Niedersachsen). - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **33**: 31 - 43, 3 Abb., 1 Tab.; Hannover.
  - (1983 b): Geol. Karte Niedersachsen 1 : 25 000, Erl. Bl. 3225 Offen: 108 S., 8 Abb., 5 Tab., 8 Kt.; Hannover (Nieders. L.-Amt Bodenforsch.)
  - (1990): Der Sandflöß in der Umgebung von Bergen Krs. Celle - Verbreitung, Zusammensetzung und Entstehung - . - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **40**: 97 - 106, 3 Abb.; Hannover.
  - (1992): Geol. Karte Niedersachsen 1 : 25 000, Erl. Bl. 3125 Bergen: 100 S., 11 Abb., 9 Tab., 7 Kt.; Hannover (Nieders. L.-Amt Bodenforsch.)
- LÜTTIG, G. (1966): Prinzipielles zur Quartärstratigraphie. - *Geol. Jb.*, **82**: 177 - 202, 1 Abb., 1 Taf.; Hannover. - [Sonderdrucke 1964.]
- NIEDERMAYER, J. (1950 a): Erläuterungen für das Maßstabblatt Fallingb. 1:25 000: 8 S., 1 Kt.; Archiv Nieders. L.-Amt Bodenforsch. Hannover. - [Unveröff.]
- (1950 b): Erläuterungen zu Blatt Bergen 1 : 25 000: 9 S., 1 Kt.; Archiv Nieders. L.-Amt Bodenforsch. Hannover. - [Unveröff.]
- STOLLER, J. (1918): Geologischer Führer durch die Lüneburger Heide. - 168 S., 38 Fig., 8 Taf.; Braunschweig (Vieweg).
- WOLDSTEDT, P. (1938): Über Vorstoß- und Rückzugsfronten des Inlandeises in Norddeutschland. - *Geol. Rdsch.*, **29**, 6: 481 - 490, 2 Abb.; Stuttgart.
- (1939): Über Endmoränen in der südlichen Lüneburger Heide. - *Abh. Naturw. Ver. Bremen*, **31**: 236 - 246, 3 Abb.; Bremen.
  - (1974): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter, 3. Aufl., neu bearb. u. herausgegeb. von K. DUPHORN: 500 S., 91 Abb., 26 Tab.; Stuttgart (Koehler).

Manuskript eingegangen am 6. 4. 1992

## Zur erdgeschichtlichen Entwicklung der Emsland-Moore

SIMONE HAUSCHILD & GERD LÜTTIG\*)

NW Germany - Emsland - peat-bog - Holocene history of vegetation

**Kurzfassung:** Im Zuge der geologisch-tematologischen Untersuchung des geplanten Prüfgeländes der Mercedes-Benz AG in Papenburg sind zahlreiche Bohrungen in sehr dichtem Abstand in den Mooren südöstlich von Papenburg durchgeführt worden. Die dortigen Hochmoore (Wildes Moor, Kortemoor und Klostermoor) erwiesen sich als z. T. wurzelecht, z. T. vom Versumpfungsmoortyp mit Schwarztorf-Auflage auf Mudden, lokal auch auf Niedermoore- und Bruchwaldtorf. Eine enge Bindung der Vermooring an Ortsteinhorizonte einer frühpostglazialen Podsolierung, welche sowohl über den Talsanden als auch den Älteren Flugsanden ausgebildet ist, ist festzustellen. Die Hochmoortorfbildung setzt üblicherweise erst in der zweiten Hälfte der Pollenzone VII, gleichzeitig mit der Neolithischen Revolution ein. Starke Beteiligung von *Eriophorum* ist für die Schwarztorfe typisch. Die der Leda und Ems tributären Nebenflüsse zeigen eine spätglazial-frühpostglaziale, auf den spätweichselzeitlichen tiefen Meeresspiegel bezogene Einschnidungsphase in die weichselzeitliche Talsandebene. Mit dem postglazialen Meeresspiegelanstieg schritt die Akkumulation - auf die ansteigende Vorflut eingespielt - von den Flußunterläufen aufwärts fort. Junge Dünenzüge begleiten die für die Siedlungsgeschichte wichtigen Talsandterrassenränder, hinter denen das Sphagnetorfwachstum bis in die Weißtorffazies fortschritt.

### [Stratigraphical development of the Emsland peat-bogs (NW Germany)]

**Abstract:** In the peat-bogs southeast of Papenburg numerous drillings, all only a short distance apart, were carried out as a part of the geological-tematological study of the testing range planned by Mercedes-Benz in Papenburg. The bogs located there (Wildes Moor, Kortemoor and Klostermoor) can be grouped partly into autochthonous bogs, partly into paludigenous bogs with a black layer of peat on top of mud deposits, at specific sites starting with low moor peat or forest-swamp peat. Peat formation is closely linked to the occurrence of iron pans of an early post-glaci-

al podzolization. This is particularly evident in the Lower Terrace river sands (Talsande) as well as in the older eolian sands. High-moos peat formation normally set in the second half of pollen zone VII and coincided with the Neolithic Revolution. Typical of black high-moos peat is the high percentage of *Eriophorum*. Tributaries of the rivers Leda and Ems show a Late Glacial-Early Postglacial incision into the Weichselian valley sands which is dating back to the late Weichselian deep sea-level. With the Postglacial rise of the sea level accumulation - correlating with the rising tides - spread river-upwards from the lower course of the rivers. Young chains of dunes stretch along the Lower Terrace margins, which were so important to colonization, whereas on the inland side *Sphagnum* vegetation thrived up to the white high-moos peat facies.

### 1 Technische Vorbemerkungen

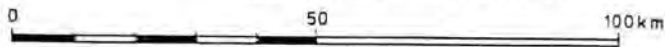
Der zweitgenannte Autor führte für die Firma Mercedes-Benz AG, Stuttgart, eine geologisch-moorkundliche Kartierung der Moore südöstlich von Papenburg/Emsland (Wildes Moor, Kortemoor und Klostermoor, Abb. 1) im Rahmen der Voruntersuchung der Brauchbarkeit des betreffenden Gebietes als Prüfgelände durch. Studenten des Geologischen Institutes der Universität Erlangen-Nürnberg teuften dazu ca. 1700 Handbohrungen bis zur Torfbasis ab. In Zusammenarbeit mit den Ingenieurbüros IGI, Dr. hc. NIEDERMAYER, Westheim, und Grundbaulabor Bremen, Dipl.-Ing. BEHNKE, Bremen, wurden von der Fa. CELLER BRUNNENBAU rd. 60 tiefere maschinelle Bohrungen abgeteuft, die einen guten Einblick in Bau und Verbreitung der quartären Lockerablagerungen verschafft haben. Daraus, auch mittels einer von der erstgenannten Autorin unternommenen pollenanalytischen Untersuchung (gestützt durch von Prof. MEBUS GEYH, NLF, Hannover vorgenommene <sup>14</sup>C-Datierungen) ist eine relativ verlässliche Rekonstruktion der jüngeren Erdgeschichte möglich.

Die Autoren sagen allen Beteiligten, vor allem aber dem Projektbüro-Leiter von MB-AG, Herrn Dipl.-Volkswirt WEDIG VON BELOW, herzlichen Dank für die hervorragende Zusammenarbeit und die Erlaubnis zur Veröffentlichung, ebenso den an den Bohrarbei-

\*) Anschrift der Verfasser: Frau SIMONE HAUSCHILD, Institut für Palynologie und Quartärwissenschaften der Universität Göttingen, Wilhelm-Weber-Str. 2, 3400 Göttingen. = Prof. Dr. GERD LÜTTIG, Institut für Geologie und Mineralogie der Universität Erlangen, em. o. Prof. für Angewandte Geologie, Schloßplatz 5, 91054 Erlangen  
Nach einem von G. LÜTTIG am 22.05.1991 vor der Arbeitsgemeinschaft NW-deutscher Geologen in Bad Bentheim gehaltenen Vortrag.



Nach DECHEND & GRONWALD (1962, nach H.-O. GRAHLE 1960)  
 Salzstöcke nach JARITZ (1969)



- |  |                   |  |  |
|--|-------------------|--|--|
|  | Marines Holozän   |  | Tal- und Beckenbildungen                       |
|  | Fluviales Holozän |  | Drenthe-Glazial mit Endmoränen                 |
|  | Torf              |  | Perm-Salzstock Oberfläche tiefer als 400m u.G. |
|  | Flugsand          |  | desgl. Oberfläche höher als 400m u.G.          |

Abb. 1: Stark vereinfachte geologische Karte des Umlandes und des engeren Untersuchungsgebietes (Viereck).

ten beteiligten Studenten und Diplomanden, v. a. Dipl.-Geol. HORST GAWLIK.

## 2 Abriß der Erdgeschichte im Neogen und Pleistozän

Das engere Untersuchungsgebiet betrifft einen etwa 100 km<sup>2</sup> großen Teil des Emslandes, in welchem über den mesozoischen Schichten des Niedersächsischen Tektogens sandige Klastika des Neogens die Basis des Quartärs bilden. Sie bestehen aus Schüttungen aus dem mitteldeutschen Braunkohlenbecken in Richtung auf das neogene Nordseebecken und enthalten lokal Einschaltungen von miozänen Lignit-Flözchen bzw. -Zerreibsel und perimarine bis marine Tonlagen im Pliozän.

Diese klastische Folge geht ohne merklichen petrographischen Übergang in altpleistozäne Sande über; darin liegen die Kiese von Neermoor, eine quarzreiche Bildung eines alten Emslaufs. Es ist denkbar, daß diese nach N gerichtete Schüttung älter ist als die in die altpleistozäne Formation von Enschede gehörende, auch gemischt nordisch-mitteldeutsches Material (Weser-Buntsandstein, Thüringer-Wad-Porphyre, Topas aus dem Weißelstergelände) enthaltenden östlich-fluviatilen Kiese von Hattem (LÜTTIG & MAARLEVELD 1962, K. D. MEYER 1988), die auf eine Schüttung von Osten schließen lassen. Diese wahrscheinlich in die altpleistozäne Menap-Formation der Niederlande zu stellenden Klastika sind Vorböten von Sedimenten elstereiszeitlichen Alters.

Mit den Elster-Sedimenten begannen die eigentlichen Vereisungs-Phasen, das Eupleistozän. Die Elster-Eismassen haben echte Vereisungsspuren aber erst weiter im E hinterlassen. In NW-Deutschland hing der Eisrand dieser Vereisung offensichtlich relativ weit zurück. In den Niederlanden ist kein einwandfreier Nachweis von Elster-Glazial gelungen.

Im Emsland gibt es mit den Tergaster Kiesen östlich von Emden, nach Bohrergebnissen bei Papenburg (SCHUCHT & TIETZE 1907) und Beobachtungen von K. D. MEYER (1988) in Bohrungen bei Schüttoff glaziäres Elster-Material. Das sind bisher die westlichsten Verbreitungspunkte.

Am Ende der Elstereiszeit gab es in Norddeutschland ein bemerkenswert großes Areal, in welchem als Folge der statischen und dynamischen Exaration unter dem sehr mächtigen Elstereis glaziäre Übertiefungen entstanden, die sich bei Wiederanstieg des Meeresspiegels infolge der damit verbundenen Grundwasserspiegelhebung mit Wasser füllten.

In diesen Becken liegt der dunkelblaugraue, glimmerreiche Lauenburger Ton, der sich nach Westen über die Unterems bis in den Raum von Gro-

ningen verfolgen läßt und im Unterweser-Unterems-Gebiet Schmink oder Dwo (SCHUCHT 1912), in den Niederlanden pottklei genannt wird. Bei Papenburg stellt er in den meisten Grundwassergewinnungsgebieten eine Aquiclude dar, so daß die darunter liegenden glazifluviatilen Sande der Elstereiszeit bzw. die "präglazialen", weitgehend pliozänen Sande den Förderhorizont abgeben.

Für das nachfolgende Holstein-Interglazial ist eine relativ hohe Erosionsbasis anzunehmen. Im engeren Untersuchungsgebiet sind bisher keine entsprechenden Sedimente gefunden worden. Einer der alten Weserläufe, die in der Zeit Spät-Holstein bis Früh-Drenthe aus dem Gebiete von Minden-Stolzenau bis in die Niederlande verfolgbar sind, läßt sich in der weiteren Umgebung nachweisen.

Im norddeutsch-niederländischen Vereisungsgebiet, v. a. in der Hooge Veluwe, im Raume IJterbeck-Uelsen und in den Fürstenauer und Dammer Bergen reichen glazifluviatile Kiese und Sande des ältesten Stadiums der Saale-Eiszeit, des Drenthe-Stadiums am weitesten nach Süden. Im Rückland der alten Eisrandlagen sind ausgedehnte Grundmoränenplatten ausgebildet; Drenthe-Geschiebelehm bildet dort das morphologische Rückgrat der Landschaft, so in Hümmling, Oberledinger Land, in der Geest zwischen Emden und Jever.

Bei der Kartierung wurde nirgendwo Geschiebelehm gefunden. Nur an einem Punkt in der Nähe des Hochsitzes im Kortemoor bei re 26 00 200, h 58 79 800 ist eine Geschiebestrümpfung in Form einer Steinsohle (mit einem großen Findling von rotem Växjö-Granit) im Liegenden des Hochmoor-Torfes aufgeschlossen. Es handelt sich um einen periglaziär umgefachteten und durch Auswehungsvorgänge zu einer Steinsohle umgearbeiteten Grundmoränenrest über ebenfalls periglaziär umgeformten ehemaligen Becken- und Schmelzwassersanden des Drenthestadiums. Eine Zählung der nordischen Geschiebe in der Steinsohle nach der TGZ-Methode (LÜTTIG 1957) ergab ein theoretisches Geschiebezentrum von 15,7 bis 57,5. Dieser Wert spricht eindeutig für Drenthe-Alter. Nordisches Kristallin und Klastika erreichen in der Grobkiesfraktion nur 2 %, der Rest besteht im wesentlichen aus nordischem Flint (52 %), einheimisch paläozoischen und mesozoischen Quarziten und Sandsteinen (über 20 %, Herkunft von Süden), vor allem aber Milchquarz (18 %, wohl im wesentlichen umgelagert aus dem Tertiär). Die liegenden Sande sind eindeutig gut sortierte Beckensande. Es ist anzunehmen, daß sie neben Schmelzwassersanden im Untersuchungsgebiet noch weiter verbreitet sind, als man das bei erster Betrachtung der Bohrproben vermuten kann.

Bei genauer Betrachtung der Bohrproben aus Rammkernbohrungen fällt an mehreren Stellen

deutlich eine Emersionsfläche auf, die Sedimente darüber und darunter sind schon von der Farbe und Textur her deutlich unterschiedlich.

Aus der äußersten Drenthe-Eisrandlage (Hamelner Phase, LÜTTIG 1954) zog sich das Drenthe-Eis staffelartig weit in das skandinavische Heimatgebiet zurück, orientierte sich in dem nachfolgenden Drenthe/Warthe-Interstadial um - das ist statistisch am unterschiedlichen Geschiebeinhalt der Moränen beider Stadien zu sehen (LÜTTIG 1960) - und erschien im Warthe-Stadium mit mehr NE-SWlicher Stoßrichtung wieder in Norddeutschland. Dieses Eis hat die (damals erstmalig herausgebildete Unter-) Weser und die Aller nicht mehr überschritten. Falls es daher im Untersuchungsgebiet warthezeitliche Bildungen gibt - sie sind als solche lithologisch-stratigraphisch nicht erkennbar -, könnte es sich nur um periglaziäre, z. B. sandig-lehmige Ablagerungen handeln.

Nach dem Warthestadium kam als nächste Warmzeit das Eem-Interglazial mit der Bildung humoser, wegen des erneuten Meeresspiegelanstiegs im Küstengebiet auch mariner Ablagerungen zur Wirkung. Im Hinterland hat sich das Interglazial im wesentlichen erosiv bemerkbar gemacht. Im Untersuchungsgebiet gibt es zahlreiche Eem-Funde, bis auf das Quakenbrücker Interglazial hat keiner überregionale Bedeutung. Auf das Eem-Interglazial scheint der von TIETZE (1907) in einer Bohrung am Zollgebäude in Neu-Rheden in 11 - 13,4 m gefundene Torf hinzudeuten.

Die das Ende des Eem-Interglazials bewirkende Abkühlung beherrschte nicht nur Flora und Fauna, sondern auch das Sedimentationsgeschehen. Über lange Zeit war das Untersuchungsgebiet ein vegetationsarmer, vom periglaziären Klima geprägter Raum mit tiefreichendem Dauerfrostboden, Kongelifraktions-, Kryoturbations- und Solifluktionvorgängen. Aber auch Windverfrachtung betraf diesen damals trostlosen Raum. Wegen des Dauerfrostbodens war für die Flüsse keine Tiefenerosion möglich, sie warteten, falls ihr Wasser nicht wegen des Frostes stilllag, auf weiten Ebenen daher, im Einklang mit den einebnenden, nivellierenden, gleichmachenden Prozessen der Periglaziär-Abtragung.

Die sich um 25000 B. P. deutlich artikulierenden kaltzeitlichen Vorgänge der Weichsel-Eiszeit führten zur Transgression von Eismassen aus Skandinavien bis zur Randlage der Großen Baltischen Endmoräne. Unser Raum blieb weiter Gegenstand der periglaziären Einebnung. In einem von Syke-Bassum und Uelzen-Wittingen streichenden Streifen kamen auch Flottsande als Vertreter der den Mittelgebirgsraum ummantelnden Löße zur Ablagerung. Bis zum Rückzug des Weichsel-Eises aus der Balti-

schen Endmoräne herrschte in unserem Untersuchungsgebiet noch periglaziär-fluviatile Tätigkeit, der wir die Aufschüttung der großen Talsandflächen im Ems- und Ledagebiet verdanken. Im Grunde genommen ist der Ausdruck inexakt, aber trotzdem treffend. Der Talsandkörper entspricht dem Niederterrassekörper der anderen norddeutschen Flüsse.

Einige, ältere Autoren bezeichneten dieses Tal als ein altes Urstromtal (BEHRMANN 1910, SCHUCHT 1913). Diese irreführende Bezeichnung - auf deren Fehlerhaftigkeit auch MEYER & TÜXEN (1986) hinwiesen - ist offensichtlich schwer aussrotzbar. Eine Richtigstellung ist notwendig. Der Begriff Urstromtal geht auf die morphogenetische Deutung einer ehemals vereisten Landschaft im Zusammenhang mit der vom Altmeister der Quartärgeologie A. PENCK definierten glaziären Serie zurück (von ihm fälschlich glaziale Serie genannt; "glazial" ist aber ein zeitlicher, nicht ein genetischer Begriff). Danach kann man eine glaziäre Landschaft von innen nach außen wie folgt beschreiben: Innen, d. h. hinter den Endmoränen, liegt die unter dem Eise entstandene (weitgehend aber postglazial geformte) Grundmoränenlandschaft. Die Endmoränen schließen sich als z. T. aufgeschüttete (Satzendmoränen), z. T. gestauchte (Stauchmoränen) Glaziärstrukturen an. Distal zu den Endmoränen liegen die Schmelzwassersande der Sander, in großen Schwemmkegeln aufgeschüttet, ins Vorland immer feinerkörnig werdend. Distal zu den Sandern wird ein großes Talsystem, das Urstromtal angenommen, das die Schmelzwasser aufnimmt und ihren fluviatilen Weitertransport bis zur Vorflut übernimmt.

Nun ist das Ems-Leda-Gebiet, außer von der morphogenetisch vernachlässigbaren Elster-Vereisung, nur von der Drenthe-Vereisung betroffen worden. Von diesem Saale-Stadium kennen wir Endmoränen weiter südlich im Endmoränenzug Itterbeck - Uelsen - Dammer Berge, aber nicht im genannten Gebiet. Es fehlten mithin jegliche Voraussetzungen für die Bildungen eines Urstromtals. Vielmehr ist die als "Urstromtal" bezeichnete Niederung weiter nichts als eine besonders weite Niederterrassefläche. Sie ist auch erst im Eem-Interglazial vorgeprägt worden und im Weichsel-Glazial entstanden.

Wann die Bildung der Talsande begann, ist unklar. Im Untersuchungsgebiet erregten im Talsandkörper zahlreiche vorhandene und zunächst anscheinend auch niveaugleiche Lignitzerreibsel-Schlufflagen den Verdacht, es könne sich dabei um umgelagertes Eem-Interglazial handeln. Sie sind im Profil der Abb. 2 zu sehen (Höhenlage um +2 bis 5 m NN). Exakte Beweise für diese Vermutung fehlen. Wir wissen aus dem Gebiet westlich der Ems (DÜCKER & MAARLEVELD 1957, ERBE 1958), daß die Talsandbildung im Weich-

sel-Spätglazial beendet war, denn zu dieser Zeit legte sich eine ältere äolische "Formation" auf den Körper der Niederterrasse, in den Niederlanden "dekzand" genannt, hierzulande Flugdecksand. In diesen spätglazialen, i. w. noch periglazialen Ablagerungen der Niederlande, Norddeutschlands und Dänemarks, deren Vegetationsbild durch die subarktische *Dryas*- oder Tundren-Flora gekennzeichnet ist, liegen an vielen Orten nachgewiesene geringmächtige warmzeitliche Schichten, z. T. humos, z. T. als Niedermoortorfe ausgebildet, das Bölling- und Alleröd-Intervall (11300 - 10600 bzw. 9900 - 9100 v. Chr.). Das Bölling-Intervall ist in den Flugdecksanden der Niederlande mit der urgeschichtlichen *Usselo*-Stufe (HYSZELER 1947) ident, von der auch Nachweise im Emsland gelungen sind. Mithin muß die Bildung der Talsande im Spätglazial vor *Usselo* beendet worden sein. Zur Altersdeutung kann eine von Prof. GEYH, Hannover, im Liegenden der postglazialen (s. Kapitel. 3) Rinne des Burlage-Langholter Tiefs bei re 34 02 880 h 58 80 940 in ca. - 4 m NN untersuchte Probe von Holzkohle (Hv 17509) beitragen. Daran wurde ein  $^{14}\text{C}$  Alter von  $29\,100 \pm 670$  v. Chr. bestimmt. Das spricht für eine Einstufung in das Denekamp-Thermomer des Weichsel-Pleniglazials.

### 3 Die holozäne Entwicklung des Gesamtgebietes

Das Weichsel-Spätglazial war noch eine Zeit niedrigen Meeresspiegels. Mit der Klimaverbesserung am Ende

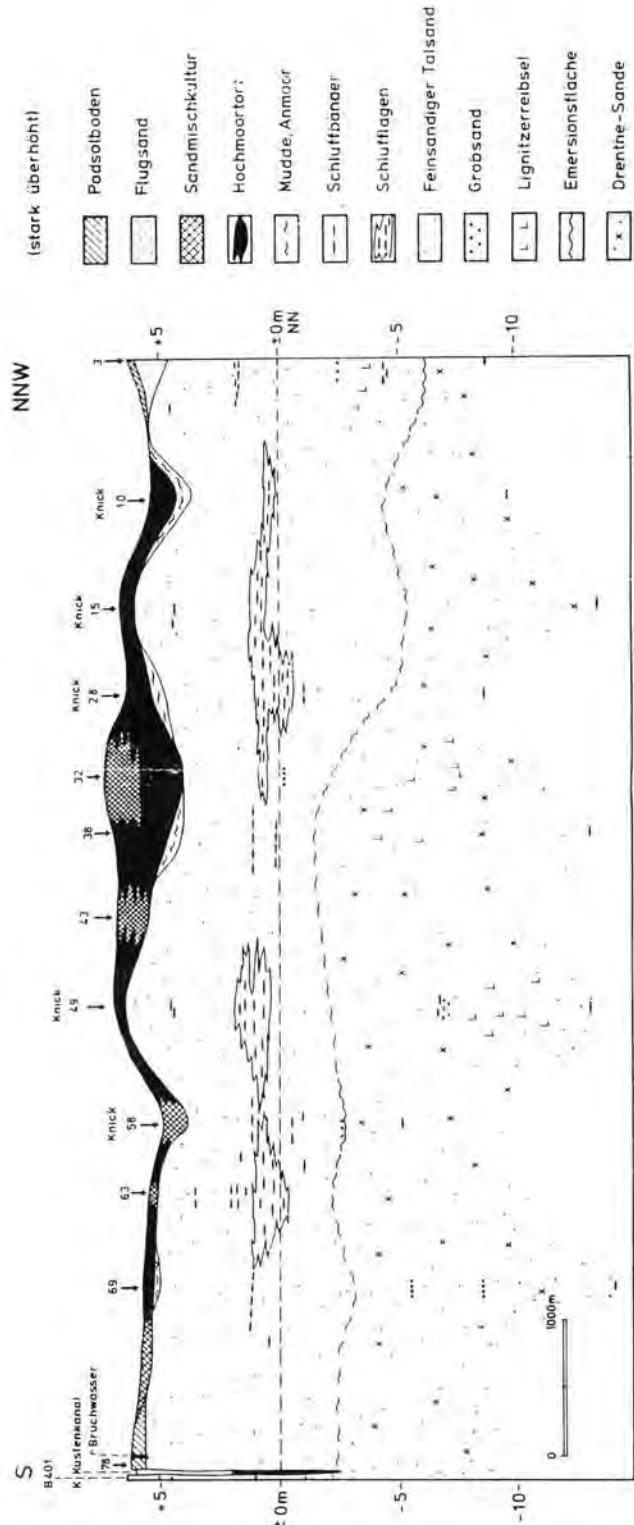


Abb. 2: Charakteristisches S-NNW-Profil durch Korte- und Wildes Moor.

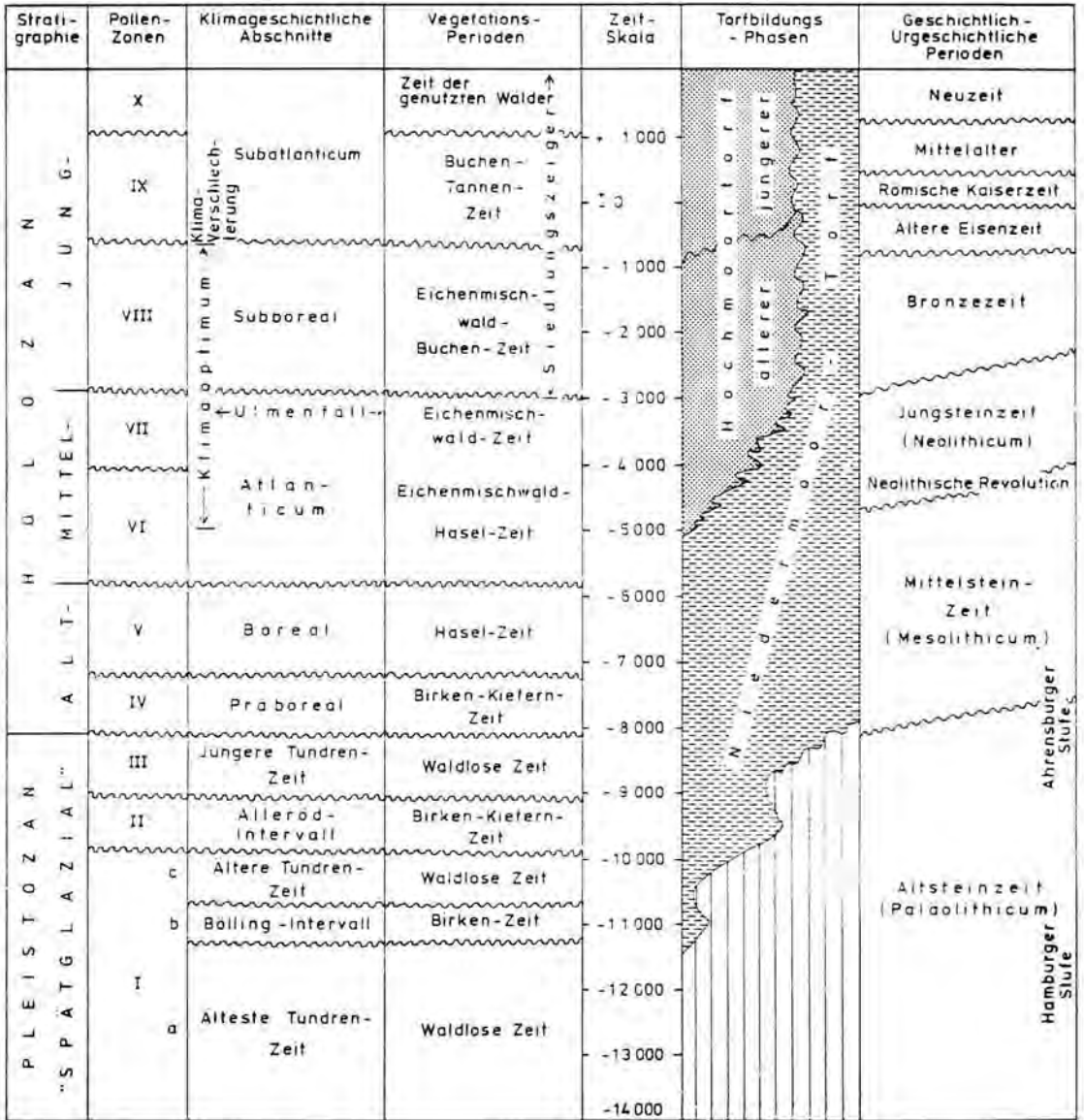


Abb. 3: Pollen- und Klimazonen, Vegetationsperioden, Torfbildungsphasen und urgeschichtliche Abschnitte des Weichsel-Spätglazials und Holozäns.

der jüngeren *Dryas*-Zeit, an der wir die Grenzen des Pleistozäns zum Holozän ("Postglazial") definieren, verschwand nun auch der Dauerfrostboden, und unsere Flüsse, die der weit in der Nordsee liegenden Küste zuliefen - die Themse war ein linker Nebenfluß, die niederländische Vecht ein rechter Tributär des Rheins -, waren in der Lage, sich entsprechend der tiefen Lage der Vorflut einzuschneiden. Damals müssen die Flußrinnen der Unterems, Leda und z. B. des Burlage-Langholter Tiefs eingeschnitten worden sein. Über die genaue stratigraphische Einstufung dieser Tiefenerosionsphase sind wir bisher nicht hinreichend gut unterrichtet. Es ist an-

zunehmen, daß sie i. w. dem Präboreal und Boreal entspricht.

Die holozäne Klimaverbesserung im Atlantikum führte zu einem Wiederanstieg des Meeresspiegels, der allmählich das heutige Küstengebiet erreichte, ja im sogenannten postglazialen Klimaoptimum (ca. 5000 v. Chr.) mit der Flandrischen Transgression diese Linie sogar überschritt. Das Flußgefälle in den Unterläufen wurde dadurch herabgesetzt, die Flüsse zur Aufsandung in den alten Rinnen bewogen und sogar bis in das Ems-Leda-Tal hinein mariner Klei abgelagert. Entsprechend dem erhöhten Grundwasserspiegel wurde auch der Aufwuchs von Nieder-



moortorf, der schon im Spätglazial begonnen hatte, prononciert. In der Rinne des Burlager-Langholter Tiefs bildete sich in den sandigen Talalluvionen der regional weitverbreitete Tal-Niedermoortorf (TUXEN 1990). Auf den hochgelegenen Platen begann der Aufwuchs von Hochmoortorf erst später. Sein Wachstums-Maximum erreichte er erst mit der Klimaverschlechterung im Subboreal, v. a. aber im Subatlanticum (Abb. 3).

Vor allem an den Rändern der frühpostglazialen Flußrinnen setzte sich die im Spätglazial begonnene Auswehung der noch nicht vegetationsstabilisierten Talsande fort. Die Flugsand-Akkumulation in Dünenform akzentuierte diese Talränder morphologisch. Das Bild der talrandbegleitenden Flugsande ist nicht nur für das untere Emsland ganz charakteristisch (PYRITZ 1972, HAYEN 1979, MEYER & TUXEN 1986). Dabei ist aber zu berücksichtigen, daß dort auch im Jungholozän Dünen aufgeweht worden sind.

Hinter diesen Talrandbarrieren begann, begünstigt durch bereits altholozäne Podsol-(und damit Ortstein-)Bildung auf den Talsandflächen, in geradezu idealer Position das Hochmoortorf-Wachstum, ausgehend von einer limnisch-telmatischen Phase über Ortsteinen in Schlatts auf der Flugsand-Talsandebene.

Im Zusammenhang mit den Regressionen der Nordsee nach der Flandrischen Transgression wurde die Vorflut zeitweilig wieder tiefer gelegt, und eine komplizierte Ineinanderschachtelung der Erosionsphasen und Akkumulationen ("Decken" im marinen Bereich genannt, DECHEND 1956) folgte. Im Tale der Ems und der Nebenflüsse entstand ein tieferliegender Talweg.

Der Talsand trägt in Teilgebieten des Untersuchungsraumes die o. g. Bodenbildung, und zwar einen Podsolboden mit entsprechenden Ortsteinhorizonten, die in der Tat hydraulisch als Aquicluden wirken. Sie greifen auch auf die nächste Einheit, die Flugsande über, soweit es sich dabei um ältere Flugsande (Spätglazial bis Frühpostglazial, K. RICHTER 1951) handelt. Die Podsolbildung ist mithin weitgehend frühholozänen Alters.

Die Flugsande, die, wie bereits bemerkt, vornehmlich der Auswehung von Talsanden im angegebenen Zeitabschnitt entstammen und daher genetisch verknüpft sind mit Ausblasungswannen, bestehen zu meist aus Material, das aus den sehr quarzreichen Talsanden stammt. Die Kornverteilungskurven sind von denen der Talsande nicht sehr gut zu unterscheiden. Das ist ein auch aus anderen Gebieten NW-Deutschlands bekanntes Phänomen: Flugsande sind materialmäßig - übrigens entgegen landläufiger Meinung auch ihre feinerkörnigen Verwandten, die

Löse - sehr eng mit auf das nahegelegene Ausblasungsgebiet bezogen. Wenn das, wie im vorliegenden Falle, eine vegetationsarme Talsandebene war, dann ist es nicht verwunderlich, daß sich petrographische Zusammensetzung wie Kornverteilung der äolischen Sande kaum von der des Ausgangsgesteins abheben. Nur die Lagerungsdichte ist niedriger. Das ist aber ein Faktum, das bei Handbohrungen nicht immer gut zu erkennen ist.

Die bereits genannte jüngere Aufwehungsphase mit einer neuen Dünengeneration steht dann bereits im Zusammenhang mit der menschlichen Einwirkung, ist aber ebenfalls durch die Klimaverschlechterung im Subatlanticum, um 800 v. Chr. beginnend, verursacht.

#### 4 Die sedentären (l. W. Torfe) einschließlich der limnisch-telmatischen Bildungen

Aus der großen Reihe der Torfe und der sie häufig begleitenden Humit-Sedimente, der Mudden, sind nicht alle Glieder, aber die wichtigsten angetroffen worden.

Die Humitserie baute sich zuerst über den durch die präatlantische (BEJERNICK 1931, 1933 a, b, FLORSCHÜTZ 1941, HAVINGA 1963) Ortsteinbildung plombierten Ausblasungswannen auf, in welchen eine Versumpfung und subaquatische Akkumulation von Sand-, Ton- und Torfmudden entstand (Versumpfungsmoorbildung). Lokal wuchsen über diesen Mudden Niedermoor- und/oder Bruchwaldtorf auf.

Dieser Versumpfungsmoor-Typ, während dessen Bildung lokal und zeitweise telmatische Bedingungen herrschten, erfaßte vornehmlich die Schlatts und war eine Vorlaufphase zur ombrogenen Hochmoortorf-Phase, deren Torfe sich gebietsweise über den Versumpfungsmoor-Zyklus aufbauten, in anderen Arealen aber direkt auf den Podsolen des Talsandes oder der älteren Flugsande wurzelecht aufwuchsen. Ein charakteristisches N-S-Profil durch die Humit-Lagerstätten ist in Abb. 4 wiedergegeben.

Zu beachten ist, daß der Hochmoortorfaufwuchs (älterer Hochmoortorf), der schließlich zu einem einheitlichen Moorgebiet führte, im Untersuchungsraum in den drei unterschiedlichen Zentren, dem Wilden Moor (südlich von Papenburg), dem Kortenmoor (östlich des Wilden Moores) und dem Klostermoor (NW von Neuburlage) entstand.

Aus diesen drei Nuclei wuchsen, während der Bildungszeit des älteren Hochmoortorfs (Schwarztorf-

fes) beginnend, aber in Vollendung mit dem jüngeren Hochmoortorf (Weißtorf), die drei entsprechenden Hochmoortorf-Gewölbe (sie sind als getrennte Einheiten an den Höhenlinien der topographischen Landesaufnahme des letzten Jahrhunderts noch zu erkennen) zu einem geschlossenen Moor zusammen. Es handelt sich hier mithin um den Urtyp des "gewölbten Hochmoores" (JONAS 1934, 1935) mit Randgehängen und Lags (= Moorrandkolke), nicht um den am Nordhümmling vorhandenen Heide-moortyp, den EGGELSMANN & BLANKENBURG (1990) beschrieben haben.

Der zwischen dem (stark zersetzten) Schwarztorf und dem (weniger gut zersetzten) Weißtorf in den norddeutschen Mooren gewöhnlich beobachtete Grenzhorizont, eine Emersionsbildung, die man früher als synchron betrachtet hat - was aber nicht richtig ist, wengleich von einer Periode gesprochen werden kann, in welcher solche von Ort zu Ort gering zeitverschiedene Marken sich häuften -, tritt in den Papenburger Mooren nur sehr lokal in Erscheinung. Zu bedenken ist aber, daß wir uns in einem Abtorfungsgebiet bzw. einem durch Kultivierungsmaßnahmen veränderten Mooregebiet befinden, in dem der Weißtorf bereits weitgehend abgebaut oder umgebrochen worden ist.

Verbreitungsmäßig tritt aus den ansonsten vorhandenen, wegen ihrer geringen Bedeutung hier nicht abgehandelten Torfvarietäten noch der in vielen Profilen an der Basis des Schwarztorfes verbreitete *Eriophorum-vaginatatum*-Torf auf (scheidiges Wollgras, Moorbart, im Einsland "Speckrücken" genannt). Die Torfgräber pflegten früher Ausgang des Winters die unterirdischen Stengelteile zu verzehren (SCHLICHT 1954).

Der hangende Weißtorf ist bereits weitgehend der Torfgewinnung anheimgefallen oder bei der Kultivierung verändert worden.

Im Ostteil des Kortemoores ist in Neuburlage westlich des Burlage-Langholter Tiefs am Westrand des hier verbreiteten, auf der Talsandfläche sitzenden Jungdüngengürtels ein den noch erkennbaren östlichen Randgehänge des Moores begleitendes Lagg auskartiert worden. In einem zeitweilig offenen Aufschluß war erkennbar, daß sich im Laggbereich von Randgehängen abgeschwemmter (oder abgeweher) Torf mit von den Dünen abgeschwemmtem Flugsand in feiner Wechsellagerung vermengt (Abb. 5).

Hingewiesen werden muß noch auf die Tatsache, daß vor der Abtorfung und vorausgehenden Trockenlegung noch einzelne Hochmoorkolke vorhanden waren, die inzwischen blind geworden sind, so v. a. das in bezug auf seine Vegetation interessante Brunselmeer.

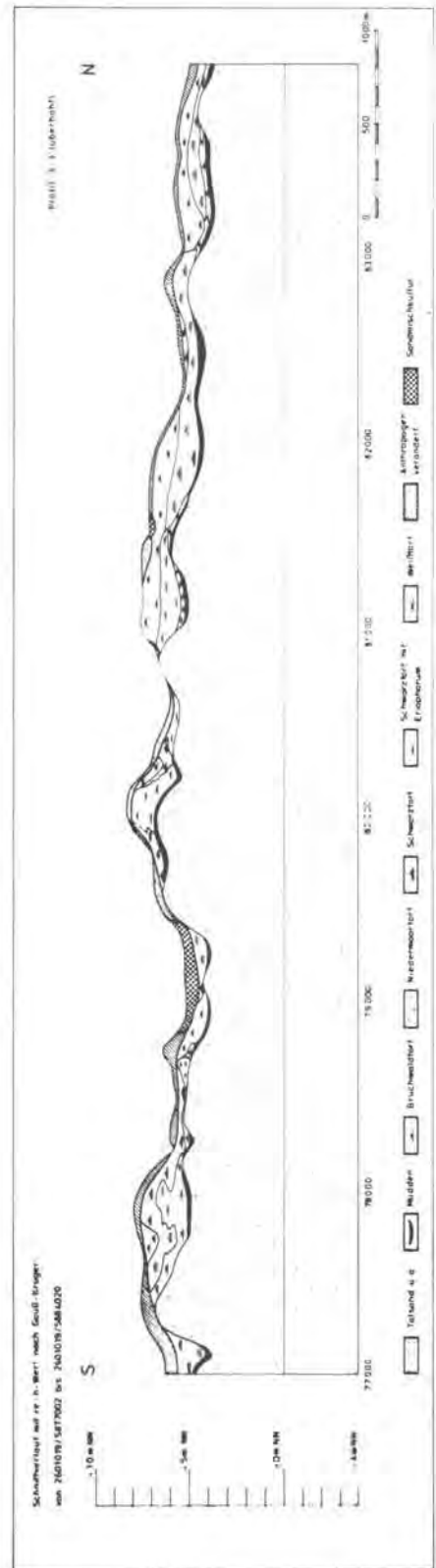


Abb. 4: Charakteristisches N-S-Profil durch das Moor SE von Papenburg. Die als "Talsand" bezeichnete Schicht enthält auch ältere Sande.



Abb. 5: Feine Wechsellagerung von im Laggbereich abgeschwemmtem (oder verwehrem) Hochmoortorf mit von der benachbarten jungholozänen Düne bei Neuburlage abgeschwemmtem Flugsand. Pkt. re 34 02 880, h 58 82 525, Blatt Burlage TK 25, Nr. 2911, Okt. 1990.

## 5 Vegetationsgeschichte

Die Vegetationsgeschichte wird am besten durch das von der erstgenannten Autorin verfertigte Pollendiagramm (Beil. 1) verdeutlicht.

Die zugrunde gelegte Probenserie wurde an Punkt re 34 01 025, h 58 80 550, Blatt Burlage der TK 25 Nr. 2911, südlich des Brunselmeeres, W von Neuburlage genommen. Es wird gestützt durch die von Prof. Dr. M. GEYH, Hannover, durchgeführten  $^{14}\text{C}$ -Bestimmungen, deren Entnahmeteufen und Datierungen die folgenden sind:

0,14 - 0,17 m,	(Nr. Hv 17 270) + 445 n Chr. $\pm$ 70
1,09 - 1,13 m,	(Nr. Hv 17 271) - 435 $\pm$ 70
2,10 - 2,14 m und	(Nr. Hv 17 272) - 1685 $\pm$ 75 v. Chr.
3,00 - 3,03 m	(Nr. Hv 17 273) - 3270 $\pm$ 75 v. Chr.

Auf die für die Vegetationsgeschichte wichtige Untersuchung von F. JONAS (1956) im nördlich benachbarten Klostermoor muß hingewiesen werden. Angemerkt werden muß aber, daß bei den Daten von JONAS schwer zwischen Dichtung und Wahrheit unterschieden werden kann (H. MÜLLER 1956).

Im einzelnen ergibt sich bezüglich der Vegetationsgeschichte nach dem Pollendiagramm und der vor-

liegenden Literatur (OVERBECK & SCHMITZ 1931, JONAS 1956, H. MÜLLER 1956, BEUG 1957, KUBITZKI 1961, BEHRE 1970, 1985, KRAMM 1978, 1981, VAN GEEL 1978, ISENBERG 1979, DUPONT & BRENNINKMEIJER 1984, MIDDELDORP 1984, DUPONT 1986) folgendes:

Die im Spätglazial verbreitete Tundravegetation wurde in den zwei relativ kurzen Thermomeren, dem Bölling- und Alleröd-Intervall, vorübergehend durch Baumbewuchs, bei welchem v. a. die Moorbirke, dane-

hen die Kiefer dominant gewesen sein mögen, unterbrochen. In der jüngeren Tundrenzeit (Pollenzone III nach FIBRAS) bildete sich erneut eine vegetationsarme, infolge periglazärer und äolischer Vorgänge unwirtliche Landschaft heraus.

Mit dem endgültigen Temperaturanstieg zu Beginn des Holozäns, im Präboreal (Pollenzone IV), ergriff die Baumvegetation von dieser Landschaft Besitz. Zuerst war es die Birke, dann die Kiefer, bis im Boreal die Erle, zögerlich auch die Hasel zur Entstehung lichter Wälder führten (Pollenzone V, Birken-Kiefern-Hasel-Zeit). Auch die ersten Abkömmlinge des Eichenmischwaldes sind zu verzeichnen. In unserem Torfprofil ist diese Vegetationsperiode durch die beginnende Versumpfung gekennzeichnet. Auf einem geringmächtigen Mooredehorizont in einer Senke im Talsand folgte die Bildung einer sandigen Mudde. Diese gehört in ihrem oberen Teil auch noch in die Zeit der massenhaften Erlenausbreitung und in das frühere Atlanticum und zugleich in das ausgehende Mesolithicum. Die Eichenmischwaldvegetation ist durch ein Maximum der Ulmenpollen gekennzeichnet, gleichzeitig ging die Kiefer zurück (Pollenzone VI). Im Torfprofil sind noch immer limnisch-telmatische Bedingungen zu erkennen.

Pollenzone VII, das jüngere Atlanticum, zeigt eine stabile Eichenmischwald-Gesellschaft. Die Beteiligung der Hasel ging unter 25 % zurück. Im Torfprofil ist Niedermoortorf repräsentiert; erst in der zweiten Hälfte der Pollenzone VII begann die Hochmoortorf-Bildung, gleichzeitig mit der endgültigen Besiedlung (während der Neolithischen Revolution). Es muß festgehalten werden, daß es zur Zeit des Seßhaftwerdens der mesolithischen Populationen noch kein Hochmoortorfwachstum gab. Der aufwachsende Schwarztorf war gleichzeitig ein *Eriophorum-Sphagnum*-Torf. Dieser Reichtum des Schwarztorfes an *Eriophorum* ist eine Tatsache, auf die bereits OVERBECK & SCHMITZ (1931) hingewiesen haben. Schwarztorf und Weißtorf sind eben zwei litho- und biofaziell völlig unterschiedliche Torfarten, und es liegt an diesem Unterschied, daß der Schwarztorf wesentlich besser zur Humifizierung neigte als der Weißtorf. Charakteristisch ist auch, daß im untersuchten Profil ein typischer Versumpfungsvorgang überliefert ist. Wir befinden uns in einem Altmoränengebiet, in welchem größere Wasserbecken, wie sie im Jungmoränengebiet zu limnisch-telmatischen Bedingungen führen konnten, fehlten (OVERBECK & SCHMITZ 1931).

Pollenzone VIII, das Subboreal, normalerweise in Nordwestdeutschland vegetationskundlich eine Eichenmischwald-Buchenzeit, ist in unserem Torfprofil im Schwarztorf, von der Mitte ab aufwärts ohne *Eriophorum*, enthalten. Die Hasel ist wieder mit mehr als 40 % im Pollendiagramm vertreten. Ent-

sprechend der neolithischen Besiedlung sind siedlungsanzeigende Pollen zunehmend vertreten, v. a. *Plantago lanceolata* schon vom unteren Teil ab. Die Nichtbaumpollenwerte nehmen deutlich zu.

Die Grenze von Pollenzone VIII/IX, der Übergang vom Subboreal zum Subatlanticum, ist durch zurückgehende Buchenpollenwerte charakterisiert. Um 700 v. Chr. ist ein Haselpollenrückgang auf unter 10 % deutlich. Das ältere Subatlanticum, Pollenzone IX, begann bekanntermaßen mit einer Klimaänderung vom trockenen und wärmeren Subboreal zum feuchten und kühleren Älteren Subatlanticum. Hainbuchen- und Buchenkurven steigen deutlich an. Diese Pollenzonegrenze liegt noch in der Periode der Schwarztorfbildung, der Umschlag zum Weißtorf fand erst in der Mitte der Pollenzone IX (vermutlich um Christi Geburt) statt. Das ist ein vergleichsweise junger Beginn der Weißtorfbildung. An Weißtorfarten sind, wie im westlichen Niedersachsen üblich (TUXEN 1990), *Sphagnum imbricatum*, *magellanicum* und *papillosum* wesentlich vertreten, aber auch *acutifolium*, *fuscum* und *cuspidatum* kommen vor.

Das Profil endet (wegen des durch den Abbau bedingten Fehlens der Pollenzone X) bereits vor dem frühen Mittelalter (Jüngeres Subatlanticum). Der für diese Zeit typische Anstieg der Siedlungsanzeiger, vornehmlich von *Secale*, wurde nicht mehr festgestellt. Bei der im Pollendiagramm überlieferten Depression in der Kurve der Siedlungsanzeiger in 15 cm Teufe dürfte es sich um die Auswirkung der Völkerwanderungszeit handeln. Dieser Rückgang, der von der Zunahme der Buche und der Birke begleitet wird, wird ins 4. Jahrhundert n. Chr. datiert.

## 6 Menschliche Einflüsse auf das erdgeschichtliche Geschehen

Während sich auf den höher gelegenen Geestinseln, wie dem Hümming, die urgeschichtliche Besiedlung bis ins Paläolithikum zurückverfolgen läßt (SCHLICHT 1954), ist auf den tieferen Landesteilen der Mensch erst relativ spät seßhaft geworden. Das wird auch verständlich, wenn man bedenkt, daß die Talsandebene sich noch während des späten Paläolithikums entwickelte und daß die Überdeckung durch die älteren Flugsande erst begann. So finden sich auch erst nach Bildung der älteren Dünengeneration menschliche Hinterlassenschaften v. a. am Rande der Flußtäler der Ems und des Burlage-Langholter Tiefs. Aber auch die mesolithischen und neolithischen Spuren sind dort recht dürftig. Das Untermstal war im Neolithicum außerordentlich schwach besiedelt, ein Zustand, der sich bis in die Bronzezeit fortsetzte (KOTTMANN 1963).

In den Mooren südöstlich von Papenburg sind Siedlungsspuren außerordentlich selten (vgl. auch SCHLÜTERS 1986, eindrucksvolle Karten). An höheren, aus dem Torf herausragenden Stellen, wie an der Düne am Vosseberg (JONAS 1941 a) sind bronzezeitliche Funde gemacht worden. RINK (1935) meldete neolithische Feuersteinfunde vom Rande des Langholter Tiefs aus Altburlage, einen Eichbaumkahn unbekanntes Alters vom Langholter Tief und einen Bronzdepotfund aus dem Moor von Ost-rauderfehn.

Bemerkenswert ist auch das (bisherige) Fehlen von Bohlwegen in den Papenburger Mooren (frdlm. mündl. Mitteilung von Dr. h. c. HAJO HAYEN). Nur ein Hinweis von JONAS (1941 a) existiert, nach welchem die in der Nähe des Vosseberges wohnenden Einheimischen seinerzeit noch von der Existenz eines alten Bohlweges gewußt haben sollen.

Die obgleich schwache bronze- und eisenzeitliche Besiedlung deutet sich durch die Siedlungsanzeiger im Pollendiagramm (Beil. 1) an. Nach JONAS (1941 a) ist im 2. vorchristlichen Jahrtausend mit Getreideanbau zu rechnen. Seine Angabe über einen Rückgang des Getreideanbaus mit Beginn der Pollenzone IX scheint verlässlich zu sein, ebenso wie der Hinweis auf einen erneuten Anstieg in der zweiten Hälfte des 1. vorchristlichen Jahrtausends. Um die Zeitenwende war das Gebiet von den Ampsivariern besiedelt, die 59 v. Chr. von den Chauken verdrängt wurden. Die Besiedlung konzentrierte sich, wie bereits erwähnt wurde, an den Rändern der Flußtäler.

Zur Zeit der Völkerwanderung sind die Spuren des Ackerbaues wiederum dürftig, ebenso um 700 n. Chr. in der sächsischen Rodungsperiode.

Man muß damit rechnen, daß die Plaggenwirtschaft zum Zwecke der Düngung der kargen Böden nicht, wie KOTTMANN (1963) vermutete, schon um 400 n. Chr., oder wie FASTABEND & V. RAUPACH (1962) angaben, schon um 700 v. Chr. einsetzte - das erscheint bereits aufgrund der schwachen Besiedlung in der vorsächsischen Zeit unwahrscheinlich -, sondern erst um 950 n. Chr. (BEHRE 1976) begann. Diese Zeit entspricht auch dem Beginn des Roggenanbaues in unserem Gebiet.

Entgegen der allgemein verbreiteten Annahme, der Buchweizenanbau habe erst mit der Kreuzfahrerzeit begonnen, vermutete JONAS (1941 a), daß der Beginn um 1200 n. Chr. gleichzeitig mit dem von ihm postulierten 4. Getreidegipfel läge. Danach sei ein landeskultureller Niedergang um 1250 - 1300 n. Chr. und um 1400 n. Chr. als Folge der Fehde des Ravensburger Geschlechts mit den Nachbarn (sog. Raubritterzeit) bzw. des Aschendorfer Bauernaufstandes im Emsland zu bemerken. Der letzte Einschnitt entspricht den Glaubenskriegen. Bei der

Neuinstallation des 1379 gegründeten Papenburgs im Jahre 1630 bzw. 1638 - GRAF VON VELEN mußte zwischendurch wegen der schwedischen Besetzung fliehen - wurde von einem wüsten Gebiet gesprochen, in welchem die Schaftrift zahlreiche Sandverwehungen hervorgerufen habe (A. HUGENBERG 1891). Dieser vor allem südlich von Papenburg verbreiteten Erscheinung ist erstmals ein Bürger MEYER aus Papenburg mit Aufforstungsmaßnahmen entgegengetreten, auf welche die Flurbezeichnung MEYERS Tannen zurückgeht.

Mit der Papenburger Gründungszeit treten wir gleichzeitig in die Geschichte der Kultivierung der emsländischen und ostfriesischen Moorgebiete ein.

Die von Holland übernommene Fehnkultur, die in erster Linie die "Kolonisation" siedlungsarmer Gebiete zum Ziele hatte und im Bourtanger Moor 1599 erstmals auf deutschen Boden übergriff, hatte, vereinfacht gesagt, zum Ziel, den Torf abzugraben, um dann den Untergrund zu kultivieren (cultivare = pflegen; diese Begriffsbestimmung scheint einigen Zeitgenossen unbekannt zu sein!). Zur zügigen Entwicklung des entsprechenden Landes war die Anlage schiffbarer Kanäle notwendig, um einerseits den Brenntorf zur Kundschaft zu befördern, andererseits den erforderlichen Dünger anzufahren (FREESE 1789, ARENDS 1820, DYCKERHOFF 1927, A. WEGENER 1985).

Damit erfolgte der erste großmaßstäbliche landeskulturelle Eingriff in die nordwestdeutschen Hochmoore, während Nieder- und Bruchwaldtorfgebiete schon im 11. bis 13. Jahrhundert, besonders durch die Tätigkeit der Zisterzienser, nach einer Zeitlücke dann im 17./18. Jahrhundert durch die Landesherrn kultiviert worden waren. Mit der ersten Tätigkeit der Mönche in Zusammenhang ist auch die Gründung der Klöster Osterholz (1182) und Lilienthal (1232) im Bremischen zu sehen (A. HUGENBERG 1891).

Basis der Fehnkultur ist eine systematische Entwässerung über die "großen Arterien eines Fehnorganismus", die Kanäle, die aus einem ganzen System von Stammkanälen (Wicken) und Seitenkanälen (Inwicken) bestehen. Von letzteren zweigten dann noch Achterwicken ab, die direkt zu den Torfstüchen führten. Die Häuser der Kolonisatoren wurden zunächst direkt auf den Torf, später auf das abgetorfte Gebiet, das Leegmoor gebaut. Regelmäßig lange, ca. 10 ha große Grundstücke, die Moorhufen, wurden an die Siedler vergeben. 1633 wurde die erste Fehnkultur mit der Gründung des Großefehns in Ostfriesland und, wie gesagt, 1638 die Fehnkolonie Papenburg angelegt.

Mit der Verfehnung ging das Moorbrennen einher; nach Ostfriesland wurde es 1707 von Pastor BOLLENUS aus Holland übertragen.

Als die Preußen im Jahre 1744 Ostfriesland erwarben, ging ihnen die Fehnkultur zu langsam, und sie entwickelten auf der Basis der Moorbrandkultur die Buchweizenkolonien, wobei man mit der Besiedlung meist vom Geest/Moor-Rand ausging. Das ging in Ostfriesland zunächst gut, bis durch das ständige Brennen eine Nährstoffverarmung eintrat. Man muß davon ausgehen, daß nach 6- bis 10jährigem Brennen das Mooregebiet 15 - 30 Jahre liegen gelassen werden mußte, damit sich die Bodenkrume erholen konnte. Auch das ungeschickte Pachtsystem war daran schuld, daß ein allmählicher Verfall eintrat. Ähnliches geschah in den hannöverschen und oldenburgischen Gebieten. Um 1840 waren die Moore weitgehend ausgebrannt, und die Rettung kam erst um 1870 mit dem Mineräldünger.

Die Kolonisation im Emsland und in den Herzogtümern Bremen und Verden geschah für die Siedler in günstiger Weise. In den Münsterschen Landen wurde die Moorkolonisation nur aus politischen Gründen, und zwar, um die Grenze gegen Holland durch Besiedlung zu schützen, vorgenommen (A. HUGENBERG, 1891). Die Landesherrn waren aber damit wenig erfolgreich, auch die Bentheimer Moorbrandkolonisation. Einzige relativ erfolgreiche Fehnkolonie war Papenburg, und auch in dem Arenberger Mooregebiet - so wurden die Moore SE von Papenburg nach A. HUGENBERG früher genannt - brachte erst die Mineräldüngung den eigentlichen Erfolg. Insgesamt war der kultivierte Flächenanteil aber gering. Preußen, das 1866 36800 ha Moorland im Emsland erworben hatte, hat bis 1949 davon nur 9400 ha kultiviert (G. HUGENBERG 1973).

Beim Kanalbau im Raume Papenburg machten die bereits erwähnten Ortsteinlagen große Probleme, zumal bei der Ausweitung des Kanalnetzes nach Osten (JONAS 1938 a). So mußte der ursprüngliche Plan, vom Unterende geradewegs nach Osten zu graben, aufgegeben werden. Statt dessen wurde der Durchstich durch das Ortsteingebiet an eine schmalere Stelle nordwestlich verlegt, und der ursprüngliche erste Kanal, der jetzige Gasthauskanal, blieb ein Torso. Die Papenburger Moorsiedler mieden überhaupt wegen des Ortsteins die Sandgebiete, die sie wegen ihrer ortsteinbedingten Waldfeindlichkeit Urheide nannten.

Auch hier brachten erst der Einsatz von Mineräldünger mit der Deutschen-Hochmoor-Kultur, vor allem aber die mit Tiefpflugmaßnahmen verknüpfte Sandmischkultur die positive Wende.

Es ist ein Irrtum zu glauben, die erste Kolonisationsphase habe trotz des Abbrennens der oberen Weißstorfchichten, des Buchweizenanbaus und der Schafbeweidung den Naturraum wesentlich und tiefgreifend verändert. Dafür verantwortlich sind

nicht die Kolonisationsmaßnahmen des 17. und 18. und der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts. Die große Moor-Aufzehrung geschah erst später. Man kann das sehr gut an den Veränderungen des Bildes der topographischen Karten sehen.

Zur Verfügung stehen dazu Karten der Landesaufnahme mit verschiedenen Aufnahmejahren, beginnend mit der GAUSSschen Landschaftsaufnahme von 1860/61 bis 1987.

Nimmt man die in den Jahren 1860/61 festgestellte Moorfläche als Ausgangsfläche, was sicherlich nicht ganz richtig ist, gleich 100 % Fläche, so ist gemäß Abb. 6 zu erkennen, daß die entscheidenden Veränderungen in der Zeit des Dritten Reiches - wir wollen die entsprechenden wenig erfreulichen Akte, die dazu führten, nicht im einzelnen erörtern - sowie kurz nach dem 2. Weltkrieg (Emslandplan, Küstenplan) geschehen. Man muß dazu bedenken, daß im Emslande noch im Jahre 1949 52 % der Erwerbspersonen in der Landwirtschaft tätig waren (FRANKE 1982). Dabei ist die Tätigkeit der am 1. Januar 1950 im Bundestag beschlossenen Emsland GmbH und ihres Geschäftsführers J. D. LAUENSTEIN als eine der größten landeskulturellen Leistungen in der Nachkriegszeit besonders herauszuheben. Es ist auch notwendig, ausdrücklich zu bemerken, welche enorme Bedeutung diese landeskulturellen Maßnahmen angesichts der Nachkriegs-Ernährungs- und Flüchtlingsprobleme besaßen. 1965 waren die entsprechenden Siedlungsmaßnahmen abgeschlossen (G. HUGENBERG 1973).

Der von 1912 ab geplante, 1926 begonnene Bau des Küstenkanals hat zweifellos auch indirekt den Flächenschwund der Mooregebiete begünstigt.

## 7 Schlußwort

Das entscheidende Faktum für das MB-AG-Projekt ist in diesem Zusammenhang folgendes: Die geplanten Baumaßnahmen betreffen ein Gebiet, welches nur mehr ein blasser Abglanz einer natürlichen Landschaft ist. Daraus ist zu folgern, daß Vorsicht gegen Ansprüche, diesen Landschaftsteil als urtümlich, naturnah und daher schützenswert zu bezeichnen, angebracht ist. Aus diesem Grunde erscheint es als besonders bemerkenswert, daß MB-AG keine Anstrengungen unterlassen hat, bereits in der Phase der Voruntersuchung alle dem Naturschutz zugute kommenden Forschungen für die Feststellung des Biotop-Ist-Zustandes unter Einsatz erheblicher Mittel zu betreiben. Des weiteren ist es das erklärte Ziel, mit den notwendigen Baumaßnahmen Ausgleichsleistungen für eine naturnahe Gestaltung der Innen- und Außenflächen des Prüfgeländes, für dessen Anlage inzwischen die generelle Zustimmung der Nie-

## Flächenabnahme der Hochmoorgebiete im Raume östlich von Papenburg von 1860 - 1987



Abb. 6: Flächenabnahme der Hochmoorgebiete im Raume östlich von Papenburg von 1860 bis 1987.

dersächsischen Landesregierung vorliegt, zu verbinden.

### 8 Schriftenverzeichnis

- ARENDT FRIEDRICH (1820): Die Fehne. - Ostfriesland und Jever in geographischer, statistischer und besonders landwirtschaftlicher Hinsicht. - **3**: 486 - 501, Hannover (Hahn) 1820.
- BEHRE, KARL-ERNST (1970): Die Entwicklungsgeschichte der natürlichen Vegetation im Gebiet der unteren Ems und ihre Abhängigkeit von den Bewegungen des Meeresspiegels. - *Probl. d. Küstenforsch. südl. Nordseegeb.* **9**: 13 - 47, 10 Abb., 7 Tab., Hildesheim 1970.
- (1976): Beginn und Form der Plaggenwirtschaft in Nordwestdeutschland nach pollenanalytischen Untersuchungen in Ostfriesland. - *N. Ausgrab. Forsch. Nds.* **10**: 197 - 224, Taf. 7 - 10, 6 Abb., 6 Tab., Hildesheim 1976.
  - (1985): Die ursprüngliche Vegetation in den deutschen Marschgebieten und deren Veränderung durch prähistorische Besiedlung und Meeresspiegelbewegungen. - *Verh. Ges. Ökol.* **13**: 85 - 96, 6 Abb., Bremen 1985.
- BEHRMANN, WALTER (1910): Zur Frage der Urstromtäler im Westen der Unterweser. - *Verh. 17. dt. Geogr. Tag Lübeck 1909*: 49 - 66, Berlin (Reimer) 1910.
- BEIJERNICK, W. (1931): Stuijmeelkorrels en sporen in humushoudende lagen onzer sandgronden. - *Levende Nat.* **35**: 282 - 286, Amsterdam 1931.
- (1933 a): Die mikropaläontologische Untersuchung äolischer Sedimente und ihre Bedeutung für die Florengegeschichte und die Quartärstratigraphie. - *Proc. kon. nederl. Akad. Wetensch.* **36**: 107 - 115, Amsterdam 1933.
  - (1933 b): De oorsprong onzer heidevelden. - *Ned. Kruid. Arch.* **43**: 272 - 292, Amsterdam 1933.
- BEUG, HANS-JÜRGEN (1957): Untersuchungen zur spätglazialen und frühpostglazialen Floren- und Vegetationsgeschichte einiger Mittelgebirge (Fichtelgebirge, Harz und Rhön). - *Flora* **145**: 167 - 211, 13 Abb., Jena 1957.
- DECHEND, WILFRIED (1956): Der Ablauf der holozänen Nordsee-Transgression im oldenburgisch-ostfriesischen Raum, insbesondere im Gebiet von Jever i. o. - *Geol. Jb.* **72**: 295 - 314, 4 Abb., Hannover 1956.
- DÜCKER, A. & MAARLEVELD, G. C. (1957): Hoch- und spätglaziale äolische Sande in Nordwestdeutschland und in den Niederlanden. - *Geol. Jb.* **73**: 215 - 234, 8 Abb., 5 Tab., Hannover 1957.
- DUPONT, L. M. (1986): Temperature and rainfall variation in the Holocene based on comparative palaeoecology and isotope geology of a hummock and a hollow (Bourtangerveen, the Netherlands). - *Rev. Palaeobot. Palynol.* **41**: 241 - 271, 9 Abb., Amsterdam 1986.

- & BRENNINKMEIJER, C. A. M. (1984): Palaeobotanic and isotopic analysis of late Subboreal and early Subatlantic peat from Engbertsdijkveen, the Netherlands. - *Rev. Palaeobot. Polynol.* **25**: 1 - 120, 10 Abb., Amsterdam 1984.
- DYCKERHOFF, DIRK (1927): Die deutschen Moore, ihre Nutzung und Bedeutung für die Volkswirtschaft. - Inaug. Diss. Köln, 89 S., 3 Anl., 1 Kte., Aurich (Dunkmann) 1927.
- EGGELSMANN, K. & BLANKENBURG, J. (1990): Zur Entwicklung der Heidemoore am Nordhümmling in Niedersachsen. - *Telma* **20**: 55 - 78, 7 Abb., 4 Tab., Hannover 1990.
- ERBE, JOST (1958): Spätglaziale Ablagerungen im Emsland und seinen Nachbargebieten. - *Geol. Jb.* **76**: 103 - 128, 13 Abb., 3 Tab., Hannover 1958.
- FASTABEND, H. & RAUPACH, F. VON (1962): Ergebnisse der <sup>14</sup>C-Untersuchungen an einigen Plaggenböden des Emslandes. - *Geol. Jb.* **79**: 863 - 866, Hannover 1962.
- FLOORSCHUTZ, FRANS (1941 c): Resultaten van microbotanisch onderzoek van het complex doodzand-oerzand en van daaronder en daarboven gelegen afzettingen. - 10<sup>e</sup> wetensch. Bijeenkomst. Sect. Nederl. intern. bodenk. Ver.: 1 - 21, Groningen 1941.
- FRANKE, WERNER (1982): Das Emsland nach dem 2. Weltkrieg. - In: (HUGENBERG, G., BECHTLUFT, H. H. & FRANKE, W.): Das Emsland: 51 - 74, Leer (Rautenberg) 1982.
- FREISE, JOHANN C. (1789): Über die Vehne oder Torfgräbereien. - 174 S., 1 Abb., 1 Kt. Aurich (Borgeest) 1789 (Nachdruck Leer, Verl. Schuster, 1980).
- GEEL, BAAS VAN (1978): A palaeoecological study of a Holocene peat bog section in Germany and the Netherlands. - *Rev. Palaeobot. Polyn.* **25**: 1 - 120, 10 Abb., Amsterdam 1978.
- HAVINGA, A. J. (1963): A palynological investigation of soil profiles developed in cover sand. - *Mededel. Landbouwhogeschool Wageningen* **63**, 1: 1 - 93, Wageningen 1963.
- HAYEN, HAJO (1979): Funde aus dem Vehne-Moor - Linie Edewecht-Bösel (Teil 1). - *Archäol. Mitt. NW Deutschl.* **2**: 39 - 55, Oldenburg 1979.
- HUGENBERG, ALFRED (1891): Innere Colonisation im Nordwesten Deutschlands. - *Abh. staatswiss. Sem. Straßburg* **8**: 1 - 531, 21 Tab., 1 Kte., Straßburg 1891.
- HUGENBERG, GERD (1973): Die wechselnde Bedeutung kultivierter und unkultivierter Moore in der 20jährigen Emslanderschließung. - *Telma* **3**: 211 - 214, Hannover 1973.
- HVSZELER, G. (1947): De oudheidkundige opgravingen in Twente in de laatste jaren. - *Oudheidkundig Bodonderzoek in Nederland*: 327 - 349, Amsterdam 1947.
- ISENBERG, E. (1979): Pollenanalytische Untersuchungen der Vegetations- und Siedlungsgeschichte im Gebiet der Grafschaft Bentheim. - *Abh. Landesmus. Naturk. Münster/Westf.* **41**, 2: 1 - 59, 25 Abb., Münster i. W. 1979.
- JONAS, FRIEDRICH (1934): Die Entwicklung der Hochmoore am Nordhümmling. 2. Band. - FEDDE's Repert., Beih. **78**, 2: 1 - 88, 24 Taf., Berlin-Dahlem 1934.
- (1935 a): Beiträge zur Emslandkunde: Klimaschwankungen des Würmglazials und Bodenbildungen des nordwestdeutschen Diluviums. - *Nieders. Heimatschutz* **4**: 1 - 51, 15 Taf., Oldenburg i. O. 1935.
- (1938 a): Heiden, Wälder und Kulturen Nordwestdeutschlands. 1. Heft. - FEDDE's Repert. Sec. nov. Regni veg. **109**, 1: 1 - 97, 48 Taf., Dahlem/Berlin 1938.
- (1941 a): Heiden Wälder und Kulturen Nordwestdeutschlands. 1. Heft. - FEDDE's Repert. Sec. nov. Regni veg. **109**, 1: 1 - 97, 2: 1 - 28, 56 Taf., Berlin-Dahlem 1941.
- (1956): Das Torfprofil "Klostermoor II", Am Burdager Tief bei Papenburg. - *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.* **1955**: 257 - 262, Stuttgart 1956.
- KOTTMANN, KLAUS (1963): Der Strukturwandel im Kulturlandschaftsbild des Emslandes. - Inaug. Diss., 233 S., 18 Abb., Köln 1963.
- KRAMM, ERICH (1978): Pollenanalytische Hochmooruntersuchungen zur Floren- und Siedlungsgeschichte zwischen Ems und Hese. - *Abh. Landesmus. Naturk. Münster* **40**, 4: 1 - 49, Münster 1978.
- KUBITZKI, K. (1961): Zur Synchronisierung der nordwesteuropäischen Pollendiagramme (mit Beiträgen der Waldgeschichte Nordwestdeutschlands). - *Flora* **150**: 43 - 72, 19 Abb., Kiel 1961.
- LÜTTIG, GERD (1954 d): Alt- und mittelpleistozäne Eisrandlagen zwischen Harz und Weser. - Inaug. Diss., Göttingen 1952 - *Geol. Jb.* **70**: 43 - 125, Hannover 1954.
- (1957 c): Geschiebezahlungen als Hilfsmittel für die Erforschung des Eiszeitalters und seiner wirtschaftlich wichtigen Lagerstätten. - *Umschau* **57**, 13: 403 - 405, Frankfurt a. M. 1. 7. 1957.
- (1960 a): Das Quartär im Gebiete der Struktur Bahnsen (Kr. Uelzen). - *Geol. Jb.* **77**: 309 - 318, 2 Abb., Hannover 1960.
- & MAAREVELD, G. C. (1962): Über altpleistozäne Kiese in der Veluwe. - *Eisz. & Gegenw.* **13**: 231 - 237, Öhringen/Würtl. 1962.
- MEYER, KLAUS-DIETER (1988): Zur geologischen Entwicklung des Emsbürener Rückens. - *Hefte z. Archäol. d. Emslandes* **1**: 3 - 31, 4 Abb., 1 Tab., Meppen 1988.
- & TUXEN, J. (1986): Zur geologischen Entwicklung der Papenburger Landschaft. - In: (MOHRMANN, WOLFDIETER): *Geschichte der Stadt Papenburg*: 19 - 33, 3 Abb., Papenburg (Verl. d. Stadt) 1986.
- MIDDELDORP, A. (1984): Functional palaeoecology of raised bogs. - 124 p., 16 fig., Amsterdam 1984.
- MÜLLER, HELMUT (1956): Ein Beitrag zur holozänen Emstalentwicklung zwischen Meppen und Dörpen auf Grund von pollenanalytischen Untersuchungen. - *Geol. Jb.* **71**: 491 - 504, 6 Abb., 1 Tab., Hannover 1956.
- OVERBECK, F. & SCHMITZ, H. (1931): Zur Geschichte der Moore, Marschen und Wälder Nordwestdeutschlands. I. Das Gebiet von der Niederweser bis zur unteren Ems. - *Mitt. Provinzialstr. Naturdenkmalpfl. Hannover* **3**: 1 - 179, 40 Tab., Abb., Hannover 1931.
- PYRITZ, EWALD (1972): Binnendünen und Flugsandebenen im Niedersächsischen Tiefland. - *Gött. geogr. Abh.* **61**: 1 - 153, 27 Abb., 2 Ktn., Göttingen 1978.
- RICHTER, KONRAD (1951 b): Die Entwicklungsgeschichte der Täler zwischen Lathen und Verden/Aller. - *Geol. Jb.* **65**: 641 - 656, 5 Abb., Hannover 1951.



- RINK, OTTO (1935): Steinzeitmenschen im Tal des Langholter Tiefs. - *Mein Emsland* **11**, 166, Papenburg 1935.
- SCHLICHT, ELISABETH (1954): Der Hümming in ur- und frühgeschichtlicher Zeit. I. Teil. Die Steinzeit. - *Veröff. nieders. Amt Landesplang. etc. A II n. F.* **24**: 1 - 58, I - XXIII, 5 Karten, Bremen-Horn 1954.
- SCHLÜTER, WOLFGANG (1986): Die Vor- und Frühgeschichte im Bereich der unteren Ems. - In: (MOHRMANN, WOLFDIETER): *Geschichte der Stadt Papenburg*: 35 - 89, 7 Ktn., 69 Abb., Papenburg (Stadtverl.) 1986.
- SCHUCHT, FRIEDRICH (1912): Der Lauenburger Ton als leitender Horizont für die Gliederung und Altersbestimmung des nordwestdeutschen Diluviums. - *Jb. kgl. preuß. geol. L. A.* **29**, 2: 130 - 150, 1 Taf., Berlin 1912.
- (1913): Zur Frage der Urstromverbindung zwischen Unterweser und Unterems. - *Jb. preuß. geol. L. A.* **33**, 2/1: 201 - 214, Berlin 1913.
- & TIETZE, O. (1907): Das Diluvium an der Ems und in Ostfriesland. - *Z. dt. geol. Ges.* **59**: 215 - 231, Berlin 1907.
- STEFAN, H. & DUPONT, L. M. (1988): Note on a programme for plotting pollen diagrams with an Atari ST micro-computer. - *Pollen et Spores* **30**, 1: 125 - 130, Göttingen 1988.
- TIETZE, OSCAR (1907): Über das Alter des Emstalsandes. - *Z. dt. geol. Ges.* **59**: 132 - 134, Berlin 1907.
- TÖXEN, JENS (1990): Grundzüge einer Geologie der Moore im niedersächsischen Flachland. - *Nds. Akad. Geowiss. Veröff.* **5**: 5 - 21, 1 Tab., 7 Abb., Hannover 1990.
- WEGENER, ANGELA (1985): Die Besiedlung der nordwestdeutschen Hochmoore. - *Telma* **15**: 151 - 172, 8 Abb., Hannover 1985.

Manuskript eingegangen am 15. 7. 1992

## On the Relation between Subglacial Tills and the Substratum in Western Allgäu (Germany)

MAT G. G. DE JONG \*

Subglacial till, Molasse substratum, Quaternary deposits, granulometry, gravel petrography, heavy mineral analysis  
Baden-Württemberg, Alpine foreland

**Abstract:** Grain-size distribution, gravel petrography, heavy mineral weight percentage and heavy mineral composition of subglacial tills from the Alpine foreland of western Allgäu (Germany) have been analysed to assess the relation between the sediments and the substratum. Except for a few well-defined local Molasse-derived deposits - the till petrography is dominated by far-travelled debris. The combination of petrographic evidence, theoretical considerations and broad-scale geomorphological observations leads to the conclusion that most till-forming debris was transported to the area during the last glaciation and that reworking of 'older' Quaternary deposits was subordinate.

### [Zum Problem des Zusammenhanges zwischen Grundmoränen-Ablagerungen und dem Substrat im westlichen Allgäu (Deutschland)]

**Kurzfassung:** Korngrößen-, Kies- und Schwermineralanalysen würmzeitlicher Grundmoränen-Ablagerungen des Rheingletschers im baden-württembergischen Alpenvorland zeigen einen meist relativ niedrigen Einfluß des aus Molasse bestehenden Substrats auf die Zusammensetzung dieser Sedimente. Auf Grund theoretischer Überlegungen und großmorphologischer Beobachtungen wird geschlossen, daß auch die Aufnahme prä-existierender quartärer Ablagerungen untergeordnet war und daß die Petrographie der Moränen-Ablagerungen hauptsächlich bestimmt wird vom während der letzten Vorland-Vergletscherung vom Rheingletscher ins Vorland transportierten Schutt.

### 1 Introduction

The Quaternary deposits of the hilly and mountainous area of western Allgäu (Germany) and of the adjacent mountains of central and northern Vorarl-

berg (Austria) have been subject of many studies during the last decades (i.o. CAMMERAAT & RAPPOL 1987; GERMAN 1976; GERMAN & MADER & KILGER 1979; DE JONG 1983; DE JONG & RAPPOL & RUPKE 1982; RAPPOL 1983; RAPPOL & VAN GIJSSEL 1988; SIMONS 1985; WEINHOLD 1973). The study of sedimentary facies and petrography has not only resulted in a better understanding of the various glacial s.l. processes active in the past, but also enabled, through a combination with morphological studies, a detailed reconstruction of the history of deglaciation after the last major Pleistocene ice advance (DE JONG 1983; DE JONG & DE GRAAFF & RUPKE in prep.).

The present paper focusses on the origin of the subglacial tills in western Allgäu (Fig. 1), in particular on the relation between the tills and the local substratum. The topic has been discussed by several authors in the recent past. Based mainly on heavy mineral and gravel petrographic analyses, DE JONG (1983) argued that the influence of the Molasse substratum on the composition of most subglacial tills in western Allgäu was subordinate. He suggested that most till-forming debris had been transported by glaciers to the foreland, assuming little local reworking from sub-till fluvial and/or glaciofluvial deposits. Based mainly on granulometric analyses, CAMMERAAT & RAPPOL (1987; see also RAPPOL 1983) concluded that the till-forming debris in western Allgäu and Vorarlberg is for a major part of local, bedrock, origin. Sedimentary petrographic work on glacial deposits in the Rotach valley, straddling the boundary between Germany and Austria, by RAPPOL & VAN GIJSSEL (1988) showed the influence both of local bedrock and pre-existing gravels and of far-travelled debris on the composition of subglacial tills, the contribution of the first being considered predominant in most cases by these authors.

The terms 'local' and 'far-travelled' or 'remote' in the discussions refer to the compositional relationship between the tills and the substratum, not to the actual transport distance. A till is termed 'local' when (the largest part of) its sediment-petrography reflects

\* Alpine Geomorphology Research Group, University of Amsterdam. Address of the author: Dr. M. G. G. DE JONG, Prinsengracht 38c, 1015 DW Amsterdam, The Netherlands.

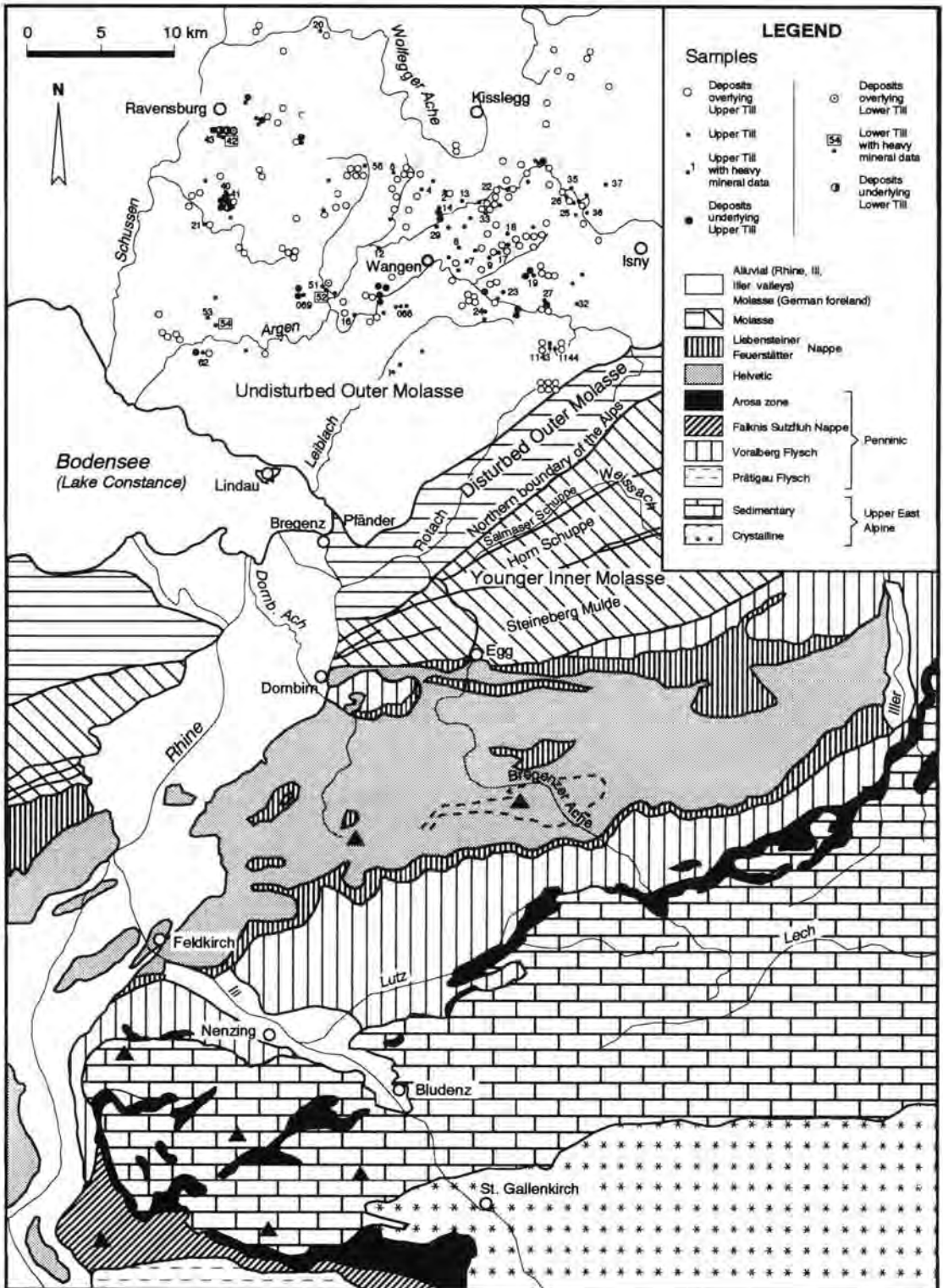


Fig. 1: Geological map of the region (after FUCHS 1980, D. RICHTER 1956, M. RICHTER 1969, and VOLLMAYR 1958). Also indicated are the sampling locations of the Quaternary deposits in the study area.

the composition of the substratum, irrespective of the actual transport distance. Conversely, the terms 'far-travelled' and 'remote' are used for tills with compositions which do not reflect the local substratum.

The emphasis on sediment-petrography bears the risk of under- or overestimating the actual transport distances and may hamper the discussions. The main glacier flow in Rhine and Ill valleys (Fig. 1) was at an angle with the SW-NE trending geological zones of the Alps and foreland. These zones show quite a variation in width (Fig. 1). It is conceivable that, for instance, Molasse debris in the Alpine foreland of Germany, which is underlain by Molasse bedrock, classifies as 'local' because of petrographic similarities with the substratum although the actual subglacial transport may have been tens of kilometers. Whereas glacial debris in the Alps after a short transport across one or more geological zones would be coined 'far-travelled' based on compositional differences with the bedrock. To avoid confusion, the terms in the present paper are used with as much specification as possible.

Table 1: Heavy mineral compositions

	Hochgrat-Schuetting Molasse (Fuechtbauer 1954a)	Pfaender-Schuetting Molasse (Holmann 1957)	Pleistocene sands E Switzerland (Gasser & Nabholz 1969)	subglacial tills western Allgäu
garnet	48	46	20	26
zoisite	0			*
epidote	0	2	44	30
amphibole	0	0	35	36
staurolite	56	9	5	8
kyanite	2	+	1	2
zircon	1	26	2	+
rutile	2	17	1	1
sphene	0		+	1
tourmaline	4	3	1	2
apatite	34	4	8	
ore		39		abundant
rock fragments				11
troubled minerals				8
rest	1		2	2
grain size	0.06-0.4 mm	0.06-0.4 mm	0.06-0.4 mm	0.105-0.15 mm

notes: Garnet is given as percentage of total grains counted.  
The other values are percentages of total grains minus number of garnet grains.  
For further details refer to De Jong (1983).

It is not the scope of the paper to present a comprehensive overview of the relation between tills and their substratum. Emphasis will be on a critical review of some of the aspects which have been in the centre of debate - grain-size distribution, gravel petrography, heavy mineral weight percentages and heavy mineral composition. In spite of this limitation, a few general conclusions can be drawn.

Information on the methods of sampling and sample analysis has been presented by DE JONG (1983). The results of the analyses are tabulated in the same publication. An overview of the general glacier network in the area during the last glaciation is presented a.o. by KRASSER (1936) and KELLER & KRAYSS (1980).

## 2 Sub-till substratum geology

The study area is underlain by calcareous sandstones and shales of the Tertiary Upper Freshwater Molasse (Obere Süßwasser Molasse) in the so-called Undisturbed Outer Molasse tectonic unit (FUCHS 1980; HERRMANN & SCHWERD 1983; SCHMIDT 1976; SCHREINER 1978). Conglomerates are absent. Interbedded conglomerates do occur in the Disturbed Outer Molasse and Younger Inner Molasse to the S and SE, in the Pfänder-Hirschberg mountain ridge and in the Rotach and Weißach valleys (Fig. 1). Sediment-petrographically, the Molasse rocks in the study area are part of the so-called Bodensee fan ('Schüttung'), which includes the Pfänder fan, and the Hochgrat fan (FUECHTBAUER 1954a, 1954b, 1967; HOFMANN, 1957). The Bodensee fan is characterized by a garnet-zircon-rutile-ore-staurolite heavy mineral association (Table 1). The heavy mineral weight percentage is less than 0.5%. The sediments are quartz-rich, feldspar-poor, calcareous (30-50%) and poorly to non-dolomitic. In most respects similar to the Bodensee fan, the Hochgrat fan is characterized by a garnet-staurolite-apatite heavy mineral association.

So-called older Quaternary deposits, which pre-date the subglacial tills, overlie the Molasse substratum in a number of pla-

ces in the study area (GERMAN 1977; DE JONG 1983; DE JONG & RAPPOL & RUPKE 1982; SCHMID 1955; SCHMIDT 1976; SCHREINER 1976, 1978; WEINHOLD 1973). The amount and distribution of these deposits is difficult to assess due to lack of exposures. Gravels, often sandy, appear to be predominant, with subordinate amounts of debris-flow deposits, fine-grained water-lain sediments, ablation tills and (older) subglacial tills. Based on a limited number of samples, DE JONG (1983) concluded that the gravel petrography of the 'older' deposits does not significantly differ from that of the subglacial tills (Table 2).

### 3 Petrographic analyses of subglacial tills

#### 3.1 Grain-size distribution

The grain-size distribution of the subglacial tills (number of samples  $n=64$ ) in the area of investigation has been described by DE JONG (1983) and was later discussed by CAMMERAAT & RAPPOL (1987). In a

Table 2: Gravel petrography

	Molasse Sst. (%)		Crystalline (%)	
	average	range	average	range
overlying upper till $n=124$	6.4	0-53.7	28.7	2.8-97.7
upper till $n=79$	10.5	0-81.3	24.2	5.1-61.7
underlying upper till $n=23$	5.1	0-10.7	22.6	1.4-44.0
overlying lower till $n=2$	1.7	0.7-2.7	20.6	15.7-25.5
lower till $n=3$	4.8	2.3-9.3	22.7	14.7-31.9
underlying lower till $n=2$	4.3	1.7-8.0	31.3	26.8-33.7

notes: 'Crystalline' includes granite, gneiss, ophiolite, amphibolite, epidote-rock, quartzite, etc.  
For further details refer to De Jong (1983).

nutshell, the distribution is characterized by a mode in the gravel fraction and a double-peak mode in the fine sand/silt fraction, with a deficiency in the coarse sand fraction.

CAMMERAAT & RAPPOL (1987; Fig. 2) showed the similarity in the grain-size distribution for samples from

the present study area and samples from the Molasse area to the S and SE, and concluded that the till-forming debris in both areas is for a major part of local (bedrock) origin. As mentioned before, the Molasse substratum in the latter area is composed not only of sandstones and shales, but also of conglomerates.

The mode in the gravel fraction of the samples from the area of investigation cannot be attributed to the incorporation of erosion products from the Molasse bedrock. The Molasse sandstones and shales in the study area are only moderately lithified and quite friable, hence do not weather or erode to pebble- and boulder-size debris. Large Molasse sandstone and shale clasts are notably absent in the deposits of the study area, and the Molasse sandstone percentage of the size grade 5-8mm is generally subordinate (Tab. 2). No evidence exists for the present or former occurrence of Molasse conglomerates in the area. These factors have been somewhat underexposed in previous discussions on the relation between tills and substratum. They imply that the gravel fraction has either been transported to the area from southerly sources or incorporated from locally present 'older' Quaternary deposits.

#### 3.2 Gravel petrography

The gravel petrography of the fraction 5-8mm has been analysed for 79 samples from the so-called upper till (DE JONG 1983). The percentage of Molasse sandstone pebbles is considered the best gravel-petrographic measure for contribution by the local Molasse substratum. Molasse shale pebbles are notably absent. The sandstone percentage is generally low (Tab. 2; Fig. 3), even if one takes a bias to low percentages into account due to the destruction of friable sandstone pebbles during sampling and sample preparation. The composition of most samples is dominated by non-Molasse debris. This is different from the observations of RAPPOL & VAN GIJSSEL (1988) in the Rotach valley, who found in many samples from the Eyenbach and Kesselbach stream incisions large percentages of local Molasse debris - conglomerates, sandstones and siltstones - and concluded to an important contribution by the local Molasse substratum. The work by RAPPOL & VAN GIJSSEL suggests that, when important, a contribution by the local Molasse bedrock will be reflected in high percentages of Molasse components in the gravel petrography. Conversely, the low percentages in most samples of the present study area may be seen as an indication for a relatively low influence of the local Molasse substratum.

Reworking of glacioluvial deposits into (the basal part of) an overlying till has been concluded by

RAPPOL & VAN GJSSEL (1988) for some deposits in the Rotach valley, based on corresponding, relatively high percentages of erratic material. The well-rounded nature of some pebbles in the tills of the Argen lobe area of the Rhine glacier suggests reworking of fluvial and/or glaciofluvial sediments. A 25 cm thick sheared layer at the base of a till mantle was reported by DE JONG & RAPPOL & RUPKE (1982) for a drumlin in west Allgäu consisting largely of sorted drift. This evidence shows that debris from 'older' Quaternary deposits has been incorporated into the tills. Below, it will be argued, however, that the degree of glacial erosion of pre-existing deposits was limited.

### 3.3 Heavy mineral weight percentages

Data of heavy mineral weight percentages is available for 39 so-called upper till and 3 so-called lower till samples (Fig. 1 and 2). The weight percentages of the heavy mineral fraction (size grade 0.06-0.4 mm) of the Bodensee fan Molasse sandstones are less than 0.5% (HOFMANN 1957).

Samples 1143 and 1144, collected in pits near Steingaden in the eastern part of the study area (Fig. 1), show heavy mineral weight percentages of 0.3% (in the decalcified size grade 0.105-0.15mm), which is in good agreement with the fore-mentioned percen-

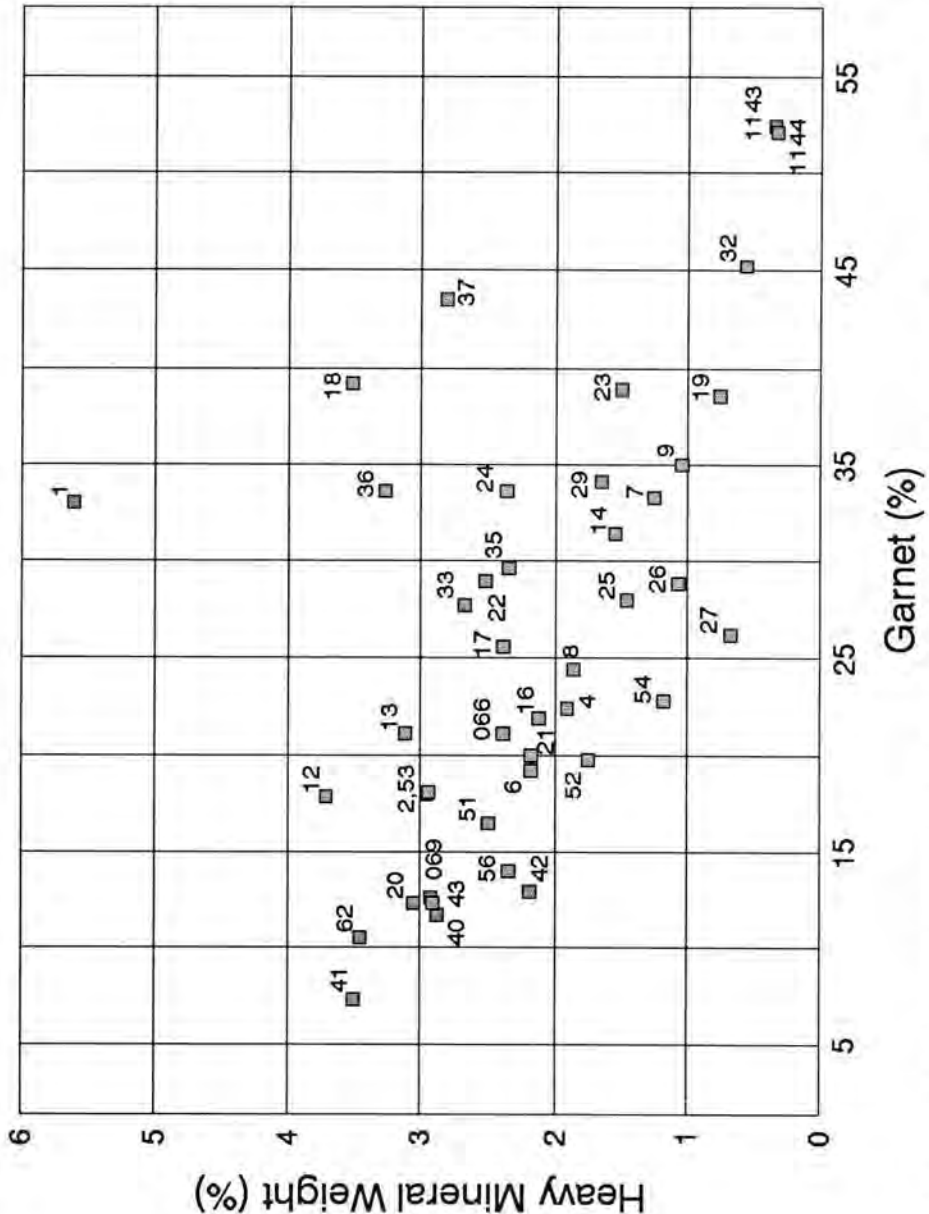


Fig. 2. Cross-plot of the garnet percentage and the heavy mineral weight percentage for 39 upper till and 3 lower till (numbers 42, 52 and 54) samples.

tage from HOFMANN (1957) for the Molasse bedrock. These samples also show garnet-dominated heavy mineral compositions and high Molasse sandstone percentages in the fraction 5-8mm (Fig. 2 and 3) and, hence, are considered typical representatives of local, predominantly Molasse-sourced subglacial tills.

Non-Molasse till-forming debris could conceivably have been derived completely from the non-sedimentary rocks of the Silvretta mountains (Fig. 1) - with high heavy mineral weight percentages (HANN 1969) - as well as completely from the calcareous rocks of Vorarlberg - with very low percentages (e.g.

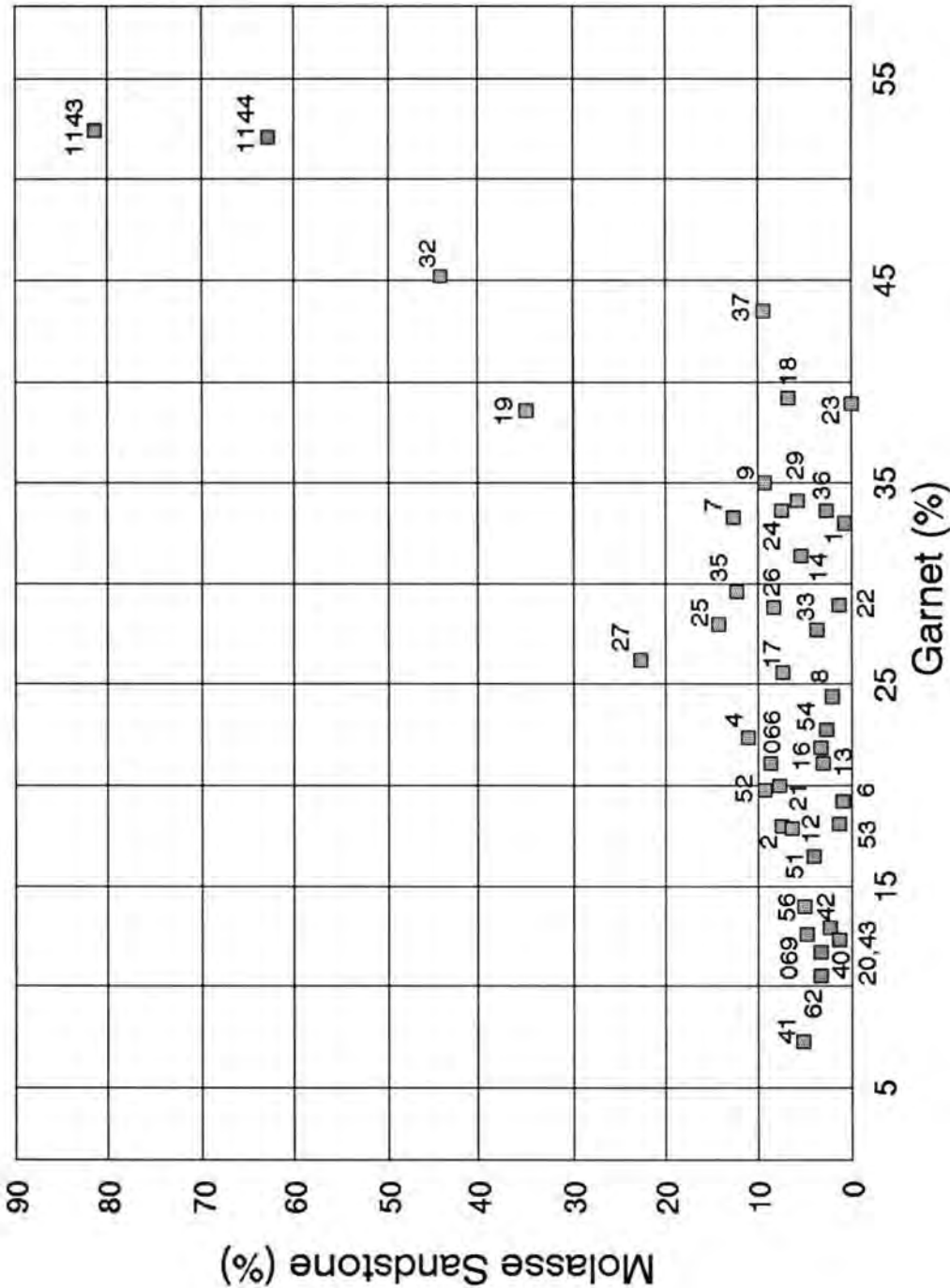


Fig. 3. Cross-plot of the garnet percentage and the Molasse sandstone percentage for 39 upper till and 3 lower till (numbers 42, 52 and 54) samples.

BIK 1960; SMIT SIBINGA-LOKKER 1965). Such 'extremes' then are likely to have undergone changes during transport due to admixing of new lithologies. It is, hence, difficult if not impossible to characterize the heavy mineral weight fraction of the far-travelled debris with one figure. Using the analog of recent fluvial sediments of the river Rhine downstream from the confluence with the river Ill (HAHN 1969), a figure or range of several percents might be a reasonable approximation.

The heavy mineral concentrations of most subglacial till samples in the study area are considerably larger than those of the Molasse substratum and the Molasse-derived tills (Fig. 2) and are interpreted to result from a large if not predominant contribution from non-Molasse debris. A predominant influence of the Molasse substratum would have been reflected in substantially lower heavy mineral concentrations.

Little to no information is available for the heavy mineral fraction of the 'older' Quaternary deposits (see also HERRMANN & SCHWERD 1983; RAPPOL & VAN GUISSEL 1988). Based on the similarity in gravel petrography with the subglacial tills (Tab. 2) and on an analogy with the fluvial sediments of the Rhine (see above), the weight fractions may be estimated at several percents. This, then, means that reworking of older deposits into the tills is hard to distinguish from direct sourcing on the basis of weight percentages only. As will be argued below, however, the glacial erosion of the pre-existing deposits was probably not very large and, consequently, the contribution of such erosive products to the till petrography limited.

### 3.4 Heavy mineral composition

The heavy mineral composition of the Molasse bedrock is dominated by garnet (Tab. 1). The subglacial tills on average show a garnet-amphibole-epidote association. The cross-plot of the garnet percentage versus the heavy mineral weight percentage for 39 so-called upper and 3 so-called lower tills in the study area (Fig. 2) shows a decrease of garnet with an increase in heavy mineral weight percentage, reflecting the waning influence of the Molasse debris. For example, the samples 1143 and 1144 and, to a lesser degree, 19 and 32 show relatively high garnet percentages and low heavy mineral concentrations. The concentrations of Molasse sandstone pebbles are very high and high respectively (Fig. 3), as one would expect for samples derived from the local Molasse substratum.

As mentioned before, little to no information is available for the heavy mineral fraction of the 'older' Quaternary deposits. Based on the similarity in gra-

vel petrography with the subglacial tills (Tab. 2) and on an analogy with the fluvial sediments of the Rhine (see above), the heavy mineral compositions may be quite similar to those of the tills. This, then, means that local sourcing from the older deposits cannot be differentiated from sourcing by far-travelled debris on the basis of composition only. See also below.

## 4 Discussion and conclusions

The results of the petrographic analyses show that, with a few notable exceptions, the subglacial tills are composed largely of non-Molasse debris. The tills consist to a large degree of debris which was either transported directly to the study area from southerly sources or reworked from locally present older Quaternary deposits. Or, from a combination of these.

Theoretically, substantial erosion and deformation of (unconsolidated) porous gravels is likely to occur only at low effective normal pressures at the ice/bed interface (BOULTON 1975; SMAILEY & UNWIN 1968). Conditions of impeded internal drainage through porous 'older' Quaternary deposits resulting in low effective normal pressures could conceivably have existed in the Allgäu, due to the presence of impermeable layers or topographic obstructions. The presence, however, of drumlins partly or completely composed of pre-existing gravels (DE JONG & RAPPOL & RUPKE 1982) and the preservation of sheet-like layers of gravels below the tills (DE JONG 1983) suggest that subglacial erosion of this type of substratum was probably of limited extent only.

As mentioned before, the full extent of the 'older' Quaternary deposits in the study area cannot be determined due to lack of exposures. Full terrain covering geomorphological mapping of large parts of the west Allgäu at scale 1:25,000 (DEN BESTEN 1984; CASTEL 1982; GILBERT 1985; DE JONG 1983; WOLFERT 1984), however, has shown that in wide areas subglacial till is not underlain by pre-existing deposits. One could argue that this demonstrates that older deposits have been completely eroded to form the subglacial tills. This scenario, however, is considered less likely. The interpretation of a predominant direct sourcing from southerly areas is preferred by the present author.

The cirques, the wide glacial valleys - which are often overdeepened, e. g. the Upper Rhine, Ill and Großwalsertal valleys in Vorarlberg - and the overall glacial erosive character of the Alpine relief witness the importance of glacial erosion in creating the present morphology. Glaciers have eroded the cirques and valleys and have swept freshly eroded and older glacial drift as well as the interglacial and interstadial fluvial and mass movement debris to the foreland. The result has been a net transport of debris from the



Alps to the foreland (and beyond). A sizeable part of this material forms the subglacial tills in the view of the present author.

RAPPOL & VAN GIJSEL (1988) argue that glacial erosion is also an important geomorphic process in the piedmont area. The topography of highs ('Riedel') and lows ('Senke') in the foreland, with differences in elevation up to 100m, probably reflects the relief of the Molasse surface (DE JONG 1983; see also GERMAN et al., 1967, MADER 1971, and WEINHOLD 1973). Alternating fluvial and glacial erosion, as described by SCHREINER (1979) for the Bodensee basin, is held responsible for the formation of this morphological framework. The degree of the (glacial) erosion, however, is clearly of a lower order than that in the Alps.

In summary, the petrography of the subglacial tills in the area, except for a few well-defined local tills, is dominated by far-travelled debris. The combination of petrographic evidence, theoretical considerations and broad-scale geomorphological observations leads to the conclusions that most till-forming debris was transported to the area during the last glaciation and that reworking of 'older' Quaternary deposits was subordinate.

These conclusions differ from those of RAPPOL (1983), CAMMERAAT & RAPPOL (1987) and RAPPOL & VAN GIJSEL (1988), who concluded on average to a predominant influence of the local substratum (see also GASSER & NABHOLZ 1969). It is stressed that the present conclusions do not invalidate their work as far as the area outside the present area of investigation is concerned. All studies show that the petrography of subglacial tills can reflect any source from the wide range between remote and local. It is beyond the scope of this paper to analyse the causes for the variations. It is noted, however, that the core of the study areas of RAPPOL, CAMMERAAT & RAPPOL and RAPPOL & VAN GIJSEL is situated in mountainous relief, whereas the present study area lies completely in the hilly Alpine foreland. In addition, the distribution of the samples throughout the present area of investigation shows some interesting features. The Molasse-derived samples (19, 32, 1143 and 1144) are from the eastern part of the area - the foot of the Pfänder mountain - where the glacier flow probably was confined by the bedrock relief and morphology. The samples from the western part of the area, where glacier flow was less constrained, do not show a strong Molasse influence. 'Older' Quaternary deposits occur in the latter area, but as argued before it remains questionable if they should be considered an important source rock for the tills.

## 5 Acknowledgements

The paper is largely based on a Ph.D. thesis submitted at the University of Amsterdam in 1983. The author is indebted to all those people who contributed to the thesis. Appreciation is especially extended to the members of the Alpine Geomorphology Research Group at the University of Amsterdam for their stimulating cooperation.

## 6 References

- BESTEN, W. DEN (1984): The Karbach-Waldburgrücken area: a study of Pleistocene landforms and sediments. - Unpubl. M.Sc. thesis Lab. Phys. Geogr. Soil Sc. Univ. Amsterdam; Amsterdam.
- BIK, M.J.J. (1960): Zur Geomorphologie und Glazialgeologie des Fröhdtschbach- und Mühltobeltals in Vorarlberg (Österreich). - Diss. Univ. Amsterdam, 175p., 23 Abb., 76 Fig., 4 Tab., 7 Anh., 4 Beil.; Amsterdam.
- BOULTON, G.S. (1975): Processes and patterns of glacial sedimentation: a theoretical approach. - In: WRIGHT, A.E. & MOSELEY, F. (Eds.), *Ice ages: Ancient and modern*: 7-42, 17 Fig.; Seel House Press, Liverpool.
- CAMMERAAT, E. & RAPPOL, M. (1987): On the relationship of bedrock lithology and grain size distribution of till in western Allgäu (West Germany) and Vorarlberg (Austria). - *Jb. Geol. B.-A.* **130**: 383-390, 6 Fig.; Wien.
- CASTEL, L.L.Y. (1982): Geomorfogenese van een gebied in het bereik van de Schussen- en Argenlob (Zuid-Duitsland). - Unpubl. M. Sc. thesis Lab. Phys. Geogr. Soil Sc. Univ. Amsterdam; Amsterdam.
- FUCHS, W. (1980): Die Molasse und ihr nichthelvetischer Vorlandanteil am Untergrund einschließlich der Sedimente auf der Böhmisches Masse. - In: OBERHAUSER, R. (Red.), *Der geologische Aufbau Österreichs*: 144-176, 11 Fig.; Springer Verlag, Wien.
- FUCHTBAUER, H. (1954a): Transport und Sedimentation der westlichen Alpenvorlandsmolasse. - *Heidelberger Beitr. Min. u. Petr.* **4**: 26-53, 6 Fig., 6 Tab.; Heidelberg.
- (1954b): Eine sedimentpetrographische Grenze in der Oberen Südrwassermolasse des Alpenvorlandes. - *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.* **1954**, 337-347, 2 Fig.; Stuttgart.
- (1967): Die Sandsteine in der Molasse nördlich der Alpen. - *Geol. Rdsch.* **56**: 266-300, 12 Fig.; Stuttgart.
- GASSER, U. & NABHOLZ, W. (1969): Zur Sedimentologie der Sandfraktion im Pleistozän des schweizerischen Mittelandes. - *Eclogae geol. Helv.* **62**: 467-516, 6 Fig., 2 Tab., 2 Taf.; Basel.
- GERMAN, R. (1976): Geographie und Geologie. - In: *Der Kreis Ravensburg*: 17-53, 4 Abb., 14 Fig., 2 Tab.; Theiss Verlag, Stuttgart u. Aalen.
- (1977): Zum Problem der Entstehung südober-schwäbischer Hügel. - *Jh. Ges. Naturkde. Württemberg* **132**: 110-116, 3 Fig.; Stuttgart.

- LOHR, P., WITTMANN, D. & BROSE, P. (1967): Die Höhenlage der Schichtengrenze Tertiär-Quartär im mittleren Oberschwaben. - *Eisz. u. Gegenwart* **18**: 104-109, 1 Taf.; Öhringen.
- MADER, M. & KILGER, B. (1979): Glacigenic and glaciofluvial sediments, typification and sediment parameters. - In: SCHLÜCHTER, CH. (Ed.), *Moraines and Varves*: 127-143, 2 Fig., 2 Tab.; Balkema, Rotterdam.
- GILBERT, R.C.L. (1985): Geomorfologisch en sedimentologisch onderzoek in een gebied tussen Leutkirch en Isny (Allgäu, Zuid-Duitsland). - Unpubl. M. Sc. thesis Lab. Phys. Geogr. Soil Sc. Univ. Amsterdam; Amsterdam.
- HAIN, CH. (1969): Mineralogisch-Sedimentpetrographische Untersuchungen an den Flußbettsanden im Einzugsbereich des Alpenrheims. - *Eclogae geol. Helv.* **62**: 227-278, 17 Fig., 9 Tab.; Basel.
- HERRMANN, P. & SCHWERD, K. (1983): Geologische Karte der Republik Österreich 1:25.000. Erläuterungen zu Blatt 82 Bregenz. 28 p., 2 Fig., 1 Taf.; Geol. Bundesanstalt, Wien.
- HOFMANN, F. (1957): Untersuchungen in der subalpinen und mittelländischen Molasse der Ostschweiz. - *Eclogae geol. Helv.* **50**: 289-322, 2 Fig., 8 Tab.; Basel.
- JONG, M.G.G. DE (1983): Quaternary deposits and landforms of western Allgäu (Germany) and the deglaciation after the last major Pleistocene ice advance. - *Publ. Lab. Phys. Geogr. Soil Sc. Univ. Amsterdam* **36**: 186 p., 21 Photos, 24 Fig., 15 Tab., 5 App., 4 Maps; Amsterdam.
- GRAAFF, L.W.S. DE & RUPKE, J. (in prep.): The deglaciation of the Vorderer Bregenzerwald and adjacent areas (Vorarlberg, Austria) after the last major Pleistocene ice advance.
- RAPPOL, M. & RUPKE, J. (1982): Sedimentology and geomorphology of drumlins in western Allgäu, South Germany. - *Boreas* **11**: 37-45, 9 Fig.; Oslo.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. (1980): Die letzte Vorlandvereisung in der Nordostschweiz und im Bodenseeraum (Stadialer Komplex Würm-Stein am Rhein). - *Eclogae geol. Helv.* **73**: 823-838, 5 Fig., 1 Taf.; Basel.
- KRASSER, L. (1936): Der Anteil zentralalpiner Gletscher an der Vereisung des Bregenzer Waldes. - *Zeitschr. f. Gletscherk.* **24**: 99-121, 2 Beil.; Berlin.
- MADER, M. (1971): Das Quartär zwischen Adelegg und Hochgelände (Bildungsweise und Stratigraphie). - *Jh. Ges. Naturkde. Württemberg* **126**: 178-205, 7 Fig.; Stuttgart.
- RAPPOL, M. (1983): Glacigenic properties of till. Studies in glacial sedimentology from the Allgäu Alps and The Netherlands. - *Publ. Lab. Phys. Geogr. Soil Sc. Univ. Amsterdam* **34**: 225 p., 108 Fig., 5 Tab., 3 App.; Amsterdam.
- & GJUSSEL, K. VAN (1988): Sedimentary petrography of glacial deposits in the Rotach valley, western Allgäu, southern West Germany. - *Eisz. u. Gegenwart* **38**: 52-68, 6 Fig., 3 Tab.; Hannover.
- RICHTER, D. (1956): Neue Untersuchungen in der Randzone von Flysch und Ostalpin im Gebiet des Großen Walsertales (Vorarlberg). - *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* **103**: 341-371, 9 Abb., 2 Beil.; Stuttgart.
- RICHTER, M. (1969): Vorarlberger Alpen. - *Samml. geol. Führer* **49**: 169 p., 58 Fig., 1 Krt.; Borntraeger, Berlin-Stuttgart.
- SCHMID, R. (1955): Glazialgeologische Untersuchungen im westlichen Allgäu. - *Diss. Univ. Tübingen*, 71 p., 16 Fig., 1 Krt.; Tübingen.
- SCHMIDT, M. (1976): Geologische Karte 1:25.000 von Baden-Württemberg. Erläuterungen zu Blatt 8223 Ravensburg. 91 p., 4 Abb., 1 Anh.; Geol. Landesamt Baden-Württemberg, Landesvermessungsamt Baden-Württemberg, Stuttgart.
- SCHREINER, A. (1976): Drumlins oder Schmelzwasserkuppen in der Jungmoräne bei Tettnang (Oberschwaben, Baden-Württemberg). - *Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg* **18**: 113-120, 3 Fig.; Freiburg im Breisgau.
- (1978): Geologische Karte 1:25.000 von Baden-Württemberg. Erläuterungen zu Blatt 8323 Tettnang. 60 p., 4 Fig., 7 Tab., 3 Taf., 3 Beil.; Geol. Landesamt Baden-Württemberg, Landesvermessungsamt Baden-Württemberg, Stuttgart.
- (1979): Zur Entstehung des Bodenseebeckens. - *Eisz. u. Gegenwart* **29**: 71-76, 4 Fig.; Hannover.
- SIMONS, A.L. (1985): Geomorphologische und glazialgeologische Untersuchungen in Vorarlberg, Österreich. - *Schr. Vorarlb. Landesmus., Reihe A, Bd. I*: 257 p., 100 Abb., 19 Fig., 53 Krt., 4 Anh.; Bregenz.
- SMALLEY, J. & UNWIN, D. (1968): The formation and shape of drumlins and their distribution and orientation in drumlin fields. - *J. Glaciol.* **7**: 377-390, 7 Fig., 1 Tab.; Cambridge.
- SMIT SIBINGA-LOKKER, C. (1965): Beiträge zur Geomorphologie und Glazialgeologie des Einzugsgebietes der Dornbirner Ache (Vorarlberg, Österreich). - *Diss. Univ. Amsterdam*, 127 p., 23 Abb., 35 Fig., 3 Tab., 5 Beil.; Amsterdam.
- VOLLMAYR, TH. (1958): Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1:25.000. Blatt Nr. 8426 Oberstaufen. 55 p., 1 Fig., 3 Beil.; Bay. Geol. Landesamt, München.
- WEINHOLD, H. (1973): Beiträge zur Kenntnis des Quartärs im württembergischen Allgäu zwischen östlichem Bodensee und Altdorfer Wald. - *Diss. Univ. Tübingen*, 149 p., 54 Fig., 1 Tab.; Tübingen.
- WOLFERT, H. (1984): The geomorphology of the area between Schussen and Waldburg-ridge, Oberschwaben, Germany. - *Unpubl. M. Sc. thesis Lab. Phys. Geogr. Soil Sc. Univ. Amsterdam*; Amsterdam.

# The Wartanian Siedlec Sandur (Zedlitzer Sander) southwards the Trzebnica Hills, Silesian Lowland, Southwestern Poland: re-examination after fifty years

DARIUSZ KRZYSZKOWSKI\*

Push moraine, stratigraphic correlation, sandur deposit, sedimentological investigations, classical sections, Wartanian ice-sheet, Siedlec Sandur, Southwestern Poland

**Abstract:** The Siedlec Sandur (Zedlitzer Sander) in Silesia, Southwest Poland, was at first described by M. SCHWARZBACH in 1942. It was interpreted as the Wartanian proglacial outwash, formed at the southern margin of ice-pushed ridge (Trzebnica Hills, Trebnitzer Katzengebirge). Some recent investigations reject this interpretation and deny the occurrence of the Wartanian ice-sheet in Southwestern Poland. The paper presents new sedimentological investigations from deposits of the Siedlec Sandur. The main result of this study is detailed description of some classical, described by SCHWARZBACH, and some new sections. From them, it was concluded that the Siedlec Sandur represents the proglacial alluvial fan with sedimentary structures typical for fans deposited in semi-arid climates. In turn, the glaciofluvial material of the fan suggests that sedimentation took place in polar desert conditions. This conclusion confirms rather SCHWARZBACH's view, than views of his opponents, and confirms indirectly an occurrence of the Wartanian ice-sheet in Silesia. The paper discuss also a possible extent of this ice-sheet in Trzebnica Hills.

## [Der warthezeitliche Zedlitzer Sander südlich des Trebnitzer Katzengebirges, Schlesisches Tiefland, südwestliches Polen: eine Neuüberprüfung nach fünfzig Jahren]

**Kurzfassung:** Der Zedlitzer Sander (Siedlec Sandur) in Schlesien, im südwestlichen Polen gelegen, wurde zuerst von M. SCHWARZBACH im Jahr 1942 beschrieben. Er wurde als ein warthezeitlicher Sander gedeutet, der am Südrand der Stauchmoräne (Trzebnica Hügel, Trzebnica Katzengebirge) entstanden war. Einige neuere Untersuchungen widersprechen dieser Interpretation und negieren das Auftreten warthezeitlichen Eises in Südwest-Polen. Der vorliegende Beitrag präsentiert neue sedimentologische Untersuchungen aus den Ablagerungen des Siedlec Sanders. Das wichtigste Ergebnis dieser Studien ist eine detaillierte Beschreibung einiger klassischer, schon von SCHWARZBACH beschriebener und einiger neuer Aufschlüsse. Aus diesen Aufschlüssen wurde geschlossen, daß der Siedlec Sander einen eiszeitlichen Schwemmfächer mit Sedimentstrukturen repräsentiere, wie sie auch in Schwemm-

fächern semiarider Klimate vorkommen. Das glaziofluviale Material des Schwemmfächers legt nahe, daß seine Sedimentation in einer kalten Polarwüste erfolgte. Dieser Schluß spricht für SCHWARZBACH'S Deutung und nicht für die seiner Opponenten, und er belegt indirekt das Auftreten warthezeitlichen Eises in Schlesien. Im vorliegenden Beitrag wird außerdem die mögliche Ausdehnung des Eises in das Trebnitzer Katzengebirge diskutiert.

## 1 Introduction

MARTIN SCHWARZBACH in his work "Das Diluvium Schlesiens" (1942) discussed broadly the problem of extent and sediment stratigraphy of the Wartanian (Warthe) stage in Middle Silesia. His major data came from the Trzebnica Hills (Trebnitzer Katzengebirge) and from its southern foreland. SCHWARZBACH (1942) definitely established that the maximum extent of the Wartanian stage in Middle Silesia is on the top of the Trzebnica Rampart. The main arguments were the till of this age which was found in several sections near Trzebnica and because the Wartanian outwash plain was found (Zedlitzer Sander, Siedlec Sandur) in the southern foreland of the rampart. Now, after fifty years, the discussion on status of the Wartanian stage in Silesia is coming back. A series of papers has presented data which suggest that there is no Wartanian deposits in Middle Silesia (WINNICKI 1990, 1991, WINNICKI & SKOMPSKI 1991). Fortunately, some of the "classical" sections, which were examined by SCHWARZBACH (1942), have been lately again exposed. This make possible to re-examine SCHWARZBACH's interpretation and discuss more critically the "Wartanian problem" in southwestern Poland. The paper presents detailed data from Pierwosow (Pürbischau) outcrop (SCHWARZBACH 1942, page 212-218, figures 6-10) and from two new outcrops which are located southwards the Trzebnica Hills, on the plain which has been supposed to represent the Wartanian proglacial sandur (Fig. 1).

\* Address of the author: Dr. D. KRZYSZKOWSKI, Geographical Institute, University of Wrocław pl. Uniwersytecki 1, 50-137 Wrocław, Poland

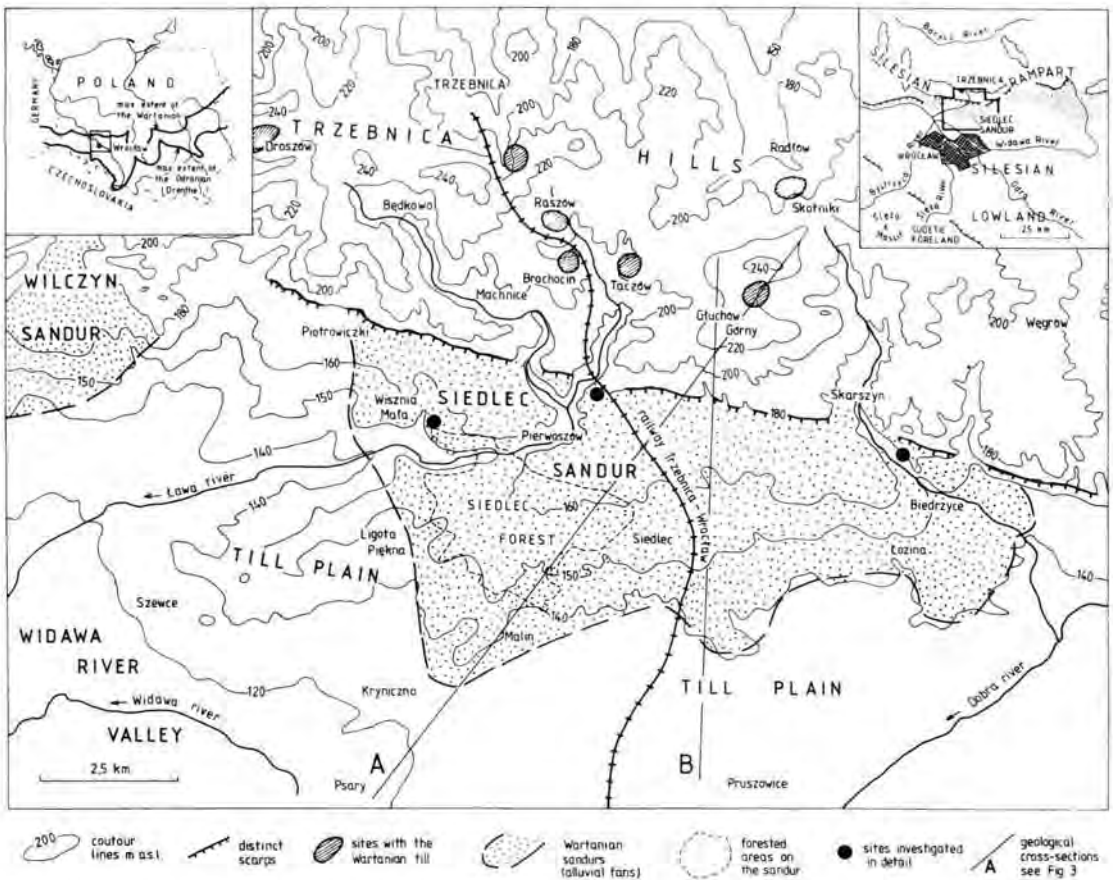


Fig. 1: Location of the Siedlec Sandur southwards the Trzebnica Hills.

## 2 Geology of the Trzebnica Hills and its southern foreland

### 2.1 Historical background

The Trzebnica Hills were for many years the strato-type region for the Silesian Pleistocene stratigraphy. FRECH (1901, 1904) described two tills in superposition in Trzebnica outcrops: the Elsterian and the Saalian one; both were deformed together with Neogene clay in substratum. Later, TIETZE (1910, 1915) and FRECH (1913) found that two Pleistocene tills occur also southwards the Trzebnica Hills, near Wrocław. DITTRICH (1914) and then MEISTER (1935) and SCHWARZBACH (1942) described the next till near Trzebnica, which overlay discordantly deformed, older tills and Neogene clay. This till, which was supposed to represent the Wartanian (SCHWARZBACH 1942), was found only in few sections: Gluchów Górny, Taczów Wielki, Radłów, Raszyn, Trzebnicki Las Bukowy and Droszów (DITTRICH 1914, MEISTER 1935, SCHWARZBACH 1942). In all cases, it was only 2-4 m thick, usually covered by loess and its lateral extent was unknown, presumably small.

At the same time, there was discussion on genesis of the Neogene/Quaternary sediment deformation found in Trzebnica Hills. Older authors preferred tectonic (endogenic) genesis (FRECH 1901, 1913, OLBRIGHT 1924, CZAJKA 1931, MEISTER 1935). However, since the work of BERGER (1937), the glaciotectionic genesis (push moraine) have been usually preferred and the age of deformation was related to the Wartanian stage (SCHWARZBACH 1942, WOLDSTEDT 1954, 1955, KRYGOWSKI 1950, WALCZAK 1951, PACHUCKI 1952, RÓZYCKI 1957, 1968, ROTNICKI 1960, 1967), although GOLAB (1951) and LYCZEWSKI (1964) still advocated arguments on their tectonic genesis.

### 2.2 Results of recent geological investigations

Recent geological investigations indicate that the Silesian Lowland (Wrocław region) can be subdivided into two regions: the Wrocław Basin with 40 - 80 m thick Pleistocene sequence, which is surrounded by areas with thin (below 20 m) or no Pleistocene deposits and with Neogene clays at the ground surface (CZERWONKA & KRZYSZKOWSKI 1992). Three Pleis-

tocene glacial units, including three tills have been found in the Wrocław Basin (CZERWONKA & KRZYSZKOWSKI 1992). The lowermost till, the Pietrzykowice Till, is characterized by large predominance of Scandinavian, crystalline rocks; the middle till, the Wierzbno Till, is characterized by a predominance of Baltic limestones; and the uppermost, the Smolna Till, is again characterized by predominance of Scandinavian crystalline rocks. On the other hand, the locally-derived rocks show palaeotransport from NW to SE for both Pietrzykowice and Wierzbno Tills and from NE to SW for the Smolna Till. These tills were interpreted to represent two stadials of the Elsterian (Pietrzykowice and Wierzbno Tills) and the older Saalian (Drenthe, Odranian) stage (Smolna Till) (CZERWONKA & KRZYSZKOWSKI 1992). In the northern part of the Wrocław Basin, at the southern margin of the Trzebnica Hills, this sequence is covered additionally by 10 - 30 m thick series of sands and gravels - the Siedlec Formation, and by 0.5 - 1.5 m thick loess (Figs 2 and 3).

The Pleistocene geology of the Trzebnica Hills is more complex. Most of outcrops have only one till, which most probably represent an equivalent of the Smolna Till (the Odranian-Drenthe stage) (WINNICKI & SKOMPSKI 1991). This till is usually deformed together with glaciofluvial and glaciolacustrine deposits and/or with Neogene clay forming fold or thrust zones. KRZYSZKOWSKI (1992) described in the

northern part of Trzebnica Hills, from both outcrops and borings, a set of synclines and anticlines which comprise at least two tills. The lower till may correspond with the Wierzbno Till and the upper one with the Smolna till of the Wrocław Basin. Other parts of Trzebnica Hills has even less valuable data. Most of borings have only simple lithological description of deposits with no petrological data. Hence, lithostratigraphic correlation of deposits is very difficult, although it seems that at least two tills occur here, similarly to the northern part of Trzebnica Hills (Fig. 2). Some of borings comprise several alternating sequences of tills, sands, glaciolacustrine silts and Neogene clays. Other borings, in turn, comprise only Neogene deposits with 5-10 m thick till or loess at the top. Such sequences can be easily interpreted as representing thrust structures (Fig. 3 a). The age of sediment deformation in Trzebnica Hills, as in whole Silesian Rampart, is recently related rather to the Odranian (Drenthe) stage than to the Wartanian (Warthe) (SZCZEPANKIEWICZ 1969, BRODZIKOWSKI 1982, 1987). The rampart is interpreted as push moraine overriden by an ice-sheet during a continuous advance. The margin of the Odranian ice-sheet is located about 70-80 km southwards from the Trzebnica Hills.

The occurrence of the Wartanian till in Trzebnica Hills cannot be confirmed or rejected by recent investigation. The conclusion by WINNICKI (WINNICKI

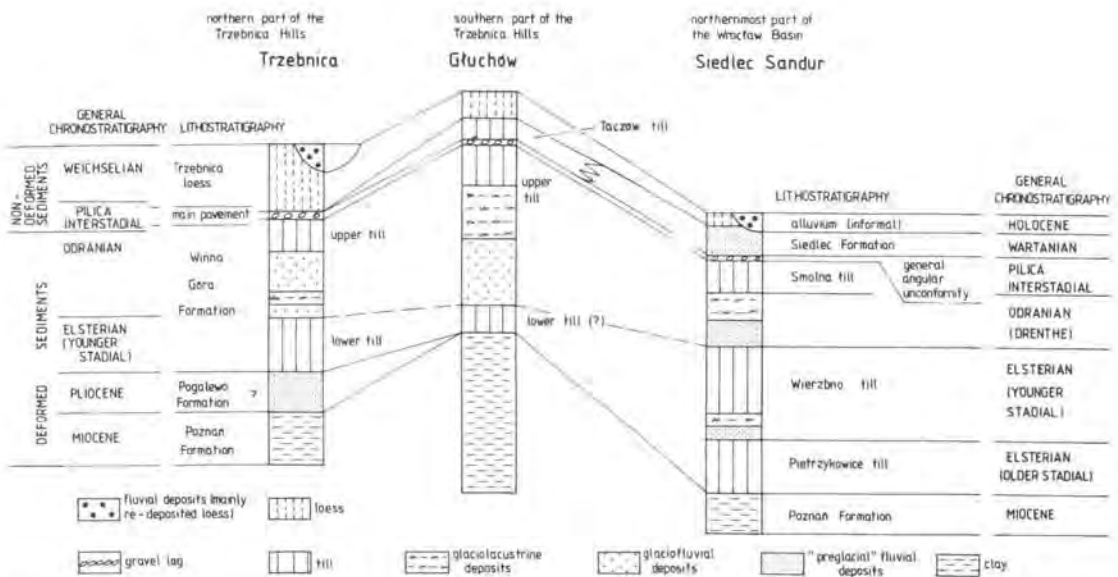


Fig. 2: Stratigraphy of Pleistocene deposits of the northern part of Silesian Lowland (Wrocław Basin) and Trzebnica Hills.

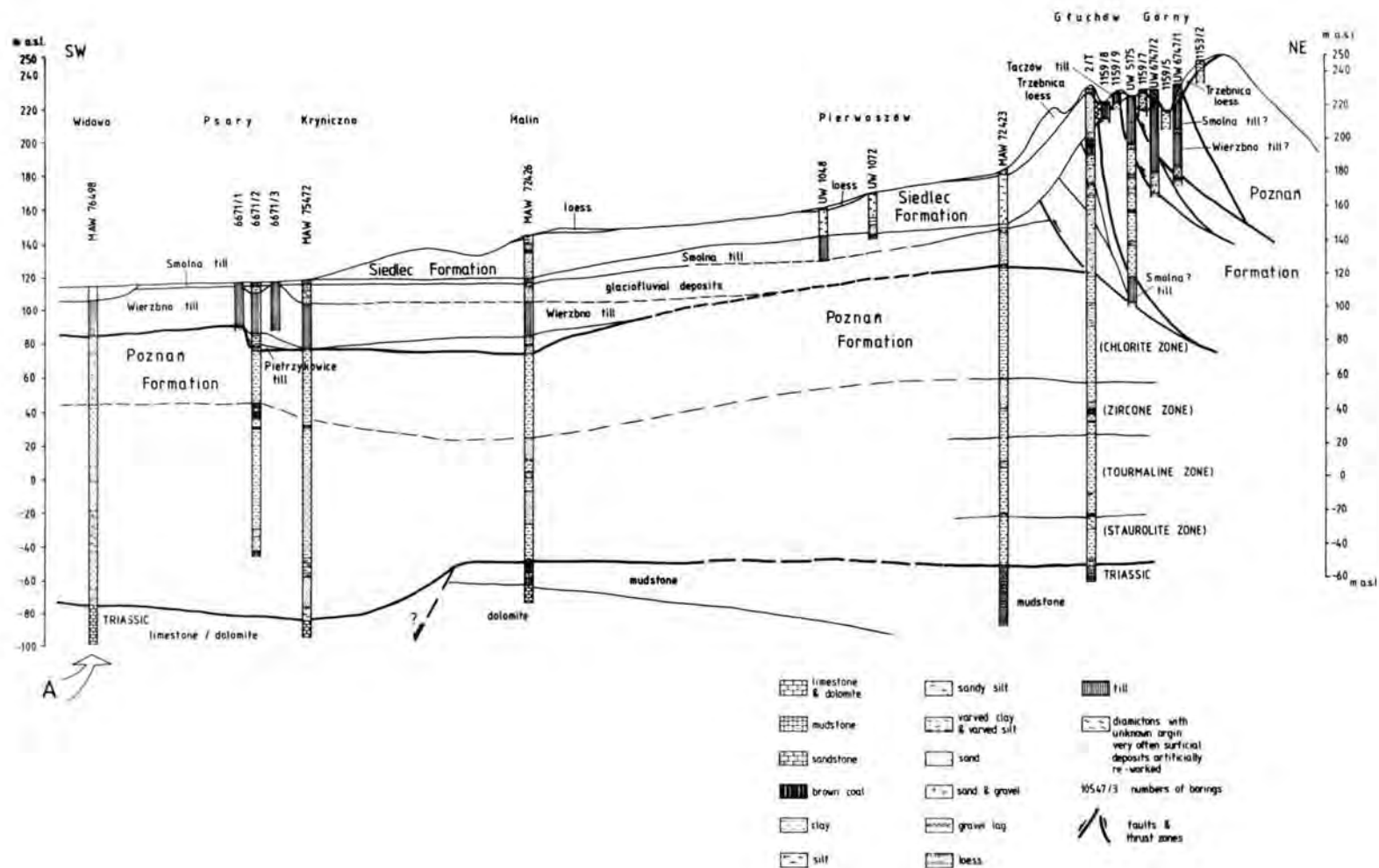


Fig. 3: Geological cross sections throughout the Siedlec Sandur and southernmost part of Trzebnica Hills. Location of sections is in Fig. 1

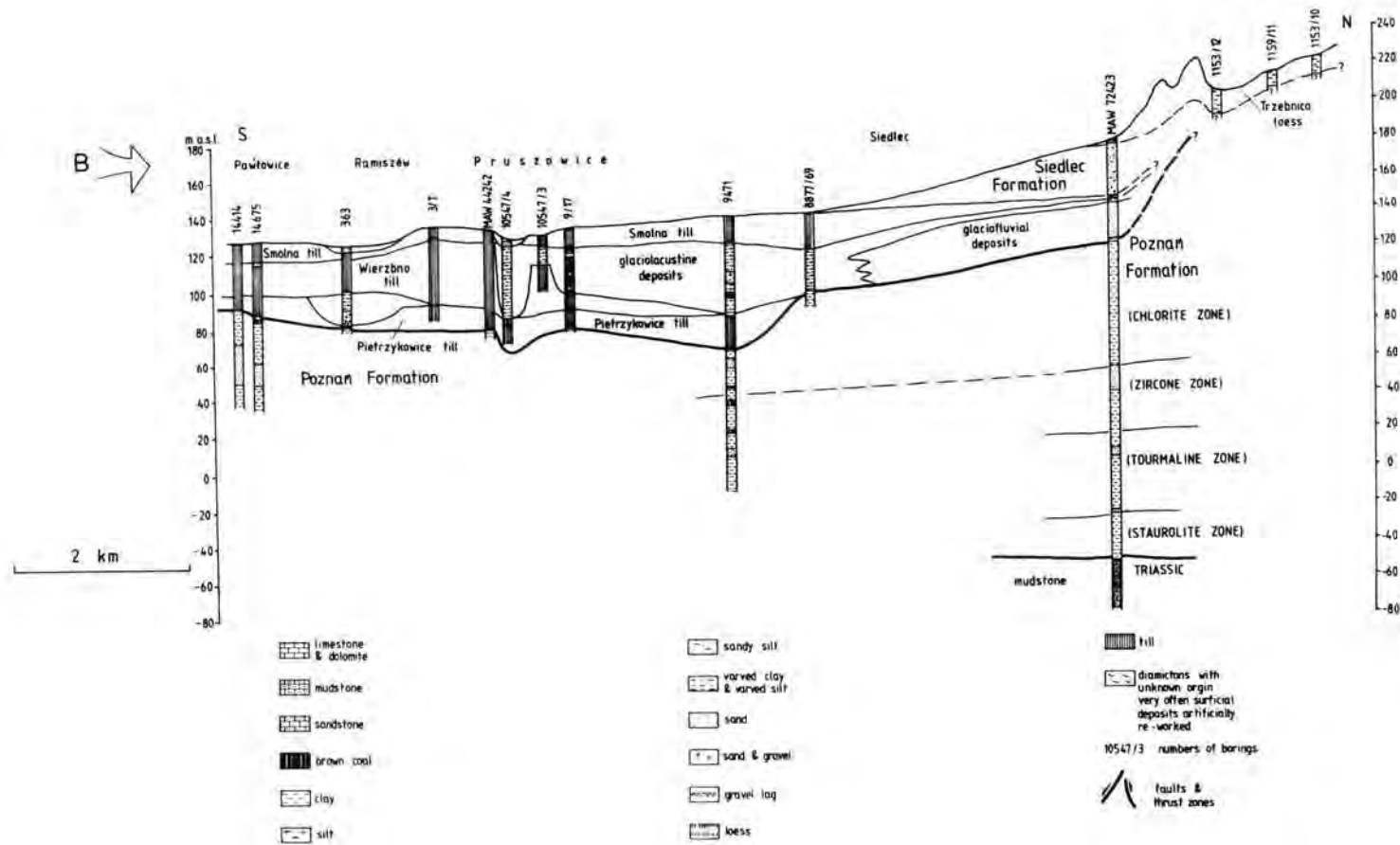


Fig. 3: Geological cross sections throughout the Siedlec Sandur and southernmost part of Trzebnica Hills. Location of sections is in Fig. 1.

1990, 1991, WINNICKI & SKOMPSKI 1991), that he did not find the Wartanian till in Trzebnica Hills during his geological mapping is rather wrong. None of the outcrop described by MEISTER (1935) and SCHWARZBACH (1942) have been re-examined, simply because these outcrops are completely destroyed and vegetated. Hence, it seems that the older descriptions are still correct and can be adopted to recent stratigraphy. If so, the possible Wartanian till is a till lying discordantly on older glacial and Neogene deposits. I propose a lithostratigraphic name for this till - the Taczów Till, from Taczów outcrop, described in detail by MEISTER (1935, p. 8) (Fig. 2). The similar sequence was then described in the next village - Brochocin (Brockotschine = Moltketal) by SCHWARZBACH (1942). All sites with the Taczów Till mentioned by MEISTER (1935) and SCHWARZBACH (1942) are shown approximately in Fig. 1 and they mark possible southernmost extent of the Wartanian ice-sheet in Trzebnica Hills.

### 3 The Siedlec Sandur

#### 3.1 General morphology and geology

The Siedlec Sandur (Siedlec Formation) is a sandy-gravelly, cone-shaped deposit lying on the Smolna till in the southern foreland of the Trzebnica Hills (Fig. 3 a & b). The plan view of these deposits is fan-shaped and the contours bow downlope from two apexes, one near Pierwoszków and other near Skarszyn, which lie at the border of ice-pushed ridge (Fig. 1). The cross fan profile is convex and radial profiles

are usually flat or concave in the uppermost part but they are convex in the lowermost part of the fan. The slope inclination varies from 0,50 % to 1,67 %. Generally, three segments of the fan can be recognized from its morphology: the upper part of the fan with slope inclination ranging from 1,0 % to 1,33 %, the middle part of the fan with slope inclination between 0,5 % to 0,67 % and the lower part of the fan, near its southernmost margin, with slope inclination up to 1,67 %. The thickness of deposits decreases systematically from apex zones (ca. 30 m) to its southern margin, where is only thin (below 10 m) sandy cover on the hill. The southern margin of the Siedlec Sandur is marked by scarp, which represent also a sharp lithological boundary, between a sand and a till (Fig. 1). The last one forms a widespread till plain around the Siedlec Sandur. The boundary between the sandur and till plain sometimes visible as boundary between a forest and fields (Fig. D). There are no good traces of outflow from the sandur to the Odra river valley, being south, from the time of its formation. The Siedlec Sandur is probably dissected only by younger valleys, infilled with Weichselian and Holocene fluvial deposits (Fig. 1). In the northern part of the sandur, sandy-gravelly deposits are covered by 0,5 - 1,5 m thick loess cover, which continues northwards, into a thick loess cover in Trzebnica Hills (6 - 20 m) (Fig. 2).

#### 3.2 The sandur deposits

The principal deposit of the Siedlec Sandur is a coarse sand with a varying amount of gravel, low-

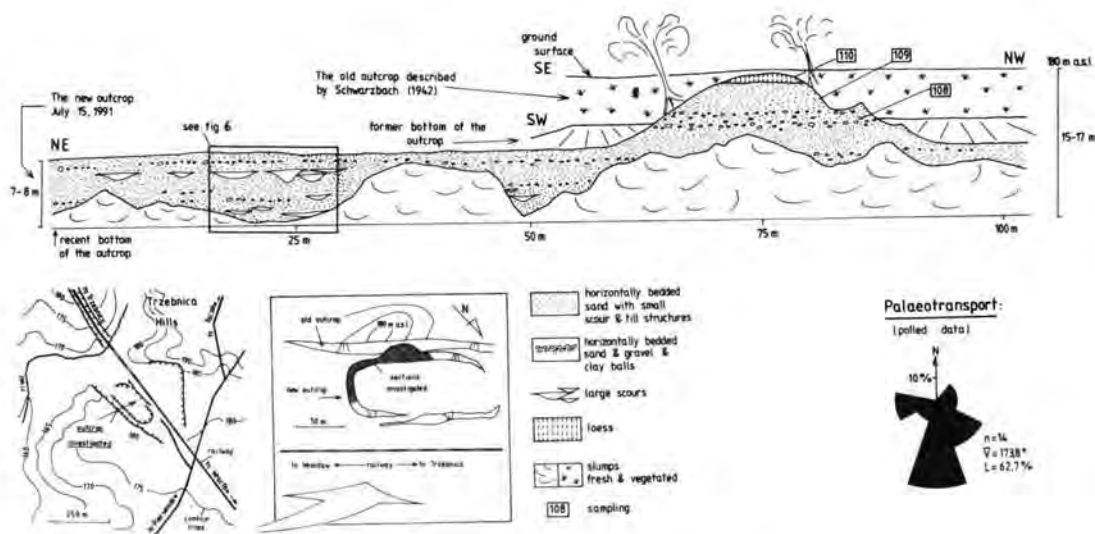


Fig. 4: General stratigraphy and sediment characteristic in Pierwoszków outcrop.



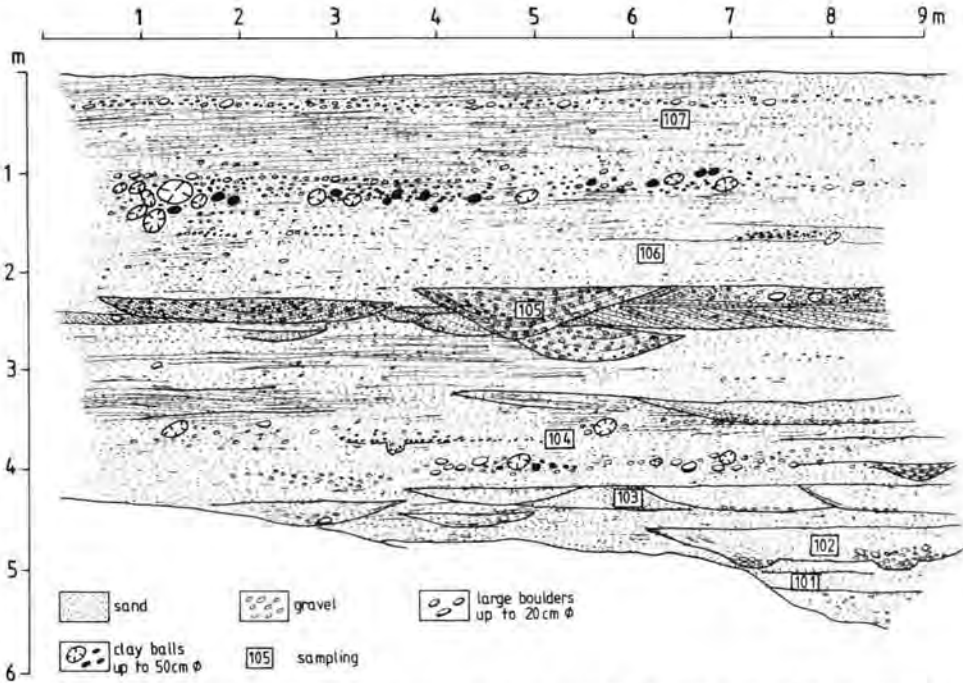


Fig. 5: Detailed section of the Pierwosów outcrop (location is in Fig. 5) with levels of shallow troughs and gravels and clay balls, separated by horizontally bedded sands and pebble sands.

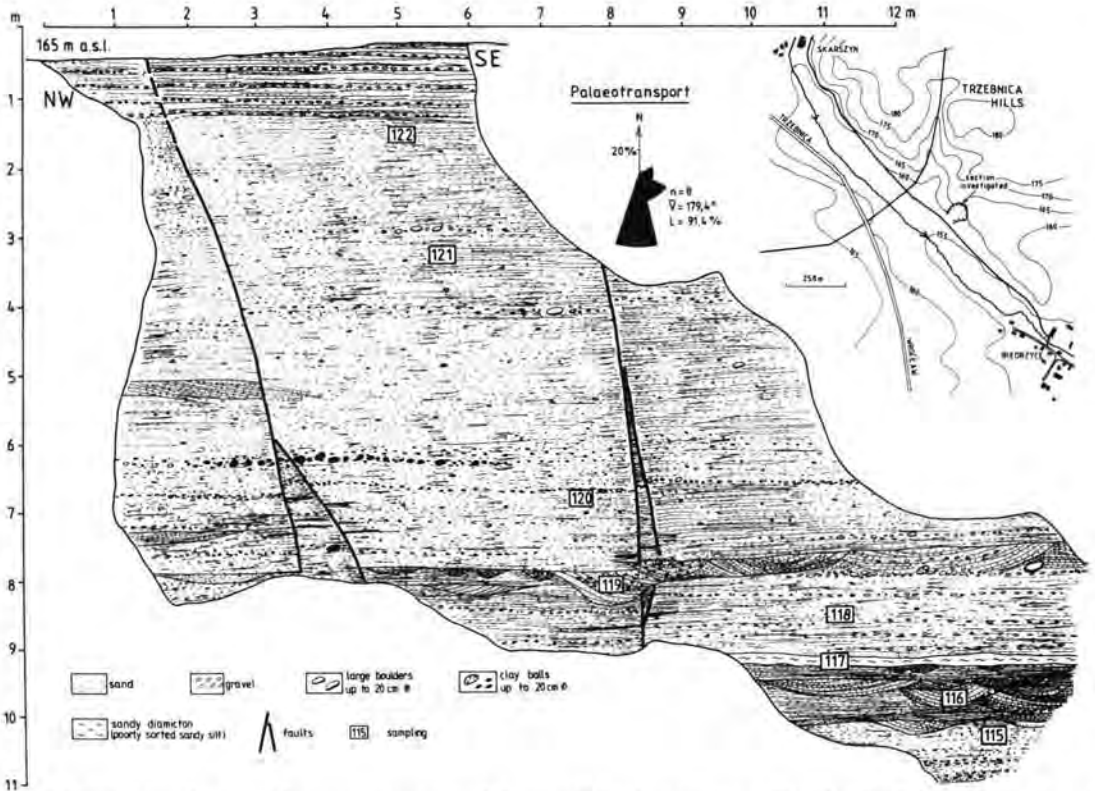


Fig. 6: The stratigraphy and sedimentary structures of deposits in Biedrzyce outcrop. Two levels of shallow troughs and one level of clay balls are visible in lower part of the section.

angle or horizontally bedded. The latter sediment (Sh facies) dominate in the general picture of sandur sequence (Tabula I, A). Gravels and/or clay balls may be concentrated in levels or be present in an isolated position. The lateral extension of horizontal strata is general in the order of some tens of metres. The thickness of these strata varies from several decimetres to several metres. The low-angle units have average length from some decimetres to some metres and smaller thickness, reaching up to 0.5 m. These sediments are thought to represent sheet-flood deposit (BULL 1972), deposited over large area by a shallow, supercritical flow during short periods with considerable discharge (McKEE, CROSBY & BERRYHILL 1967, WILLIAMS 1971, MIALI 1977, FROSTICK & REID 1977, TUNBRIDGE 1981). The erosional surfaces between deposits from different sheet-floods are often marked by small scour-and-fill structures (Sc facies) (Tabula I D). They are usually 2 - 6 centimetres deep and 10 - 20 centimetres long, infilled by coarser material than in horizontal laminae. Small scours were formed locally during the sheet-floods.

In the sandur deposits described, the channel deposits are less frequent and represent two types of channel-fills: shallow, single depressions (troughs) and trough cross-bedded sets with thickness up to 2 m (st facies). The shallow troughs are up to 0,5 m deep and about 1 - 2 m wide and they usually have "festoon" lamination, parallel to the lower profile of

trough (Tabula I B, C). The shallow troughs are often concentrated in levels, occurring in horizontally bedded deposits (Fig. 4, 5 & 6). The shallow troughs formed most probably during the vanning stages of floods, when low discharge occurred. Channel-fills formed during the next sheet-flood. The levels of shallow channels are believed to represent a former fan surface. In turn, the thick trough cross-bedded sets, which are usually interbedded with thin beds with horizontal bedding and some planar cross bedding (Sp facies) Fig. 7), represent most probably large channel fills (BULL 1972, CHURCH & GILBERT 1975, BOOTHROYD & ASHLEY 1975, MIALI 1977, 1978, 1985, ALLEN 1983).

Very rare deposit, found in two sections, is a massive, fine sand to sandy silt. It is usually poorly sorted deposit (diamicton, Dm facies). This facies forms 10 - 15 cm thick, laterally extensive layers. Most probably, this facies represent an overbank deposit, formed after main floods.

Additional feature of the sandur deposits are normal faults (Tabula 1 E and Fig. 6). They were found in one outcrop (Biedrzyce), which is located on the valley bank. The faults cross all deposits, from the top to the bottom of outcrop. It seems, that they represent completely post-depositional feature, formed during the sediment gravity relaxation on the slope.

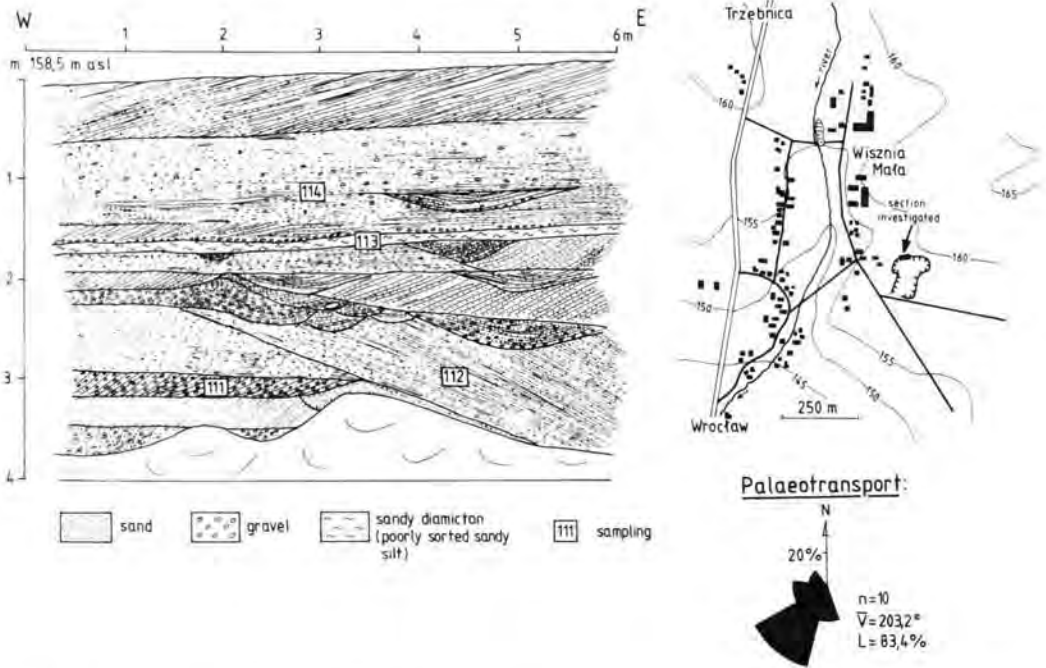


Fig. 7: The stratigraphy and sedimentary structures of deposits in Wisznia Mała outcrop.

### 3.3 The Pierwoszków outcrop

This outcrop is located in the main apex zone of the Siedlec Sandur, near village Pierwoszków (Fig. 1). It was described at first by SCHWARZBACH (1942). Recent outcrop is 7 - 8 m deeper than the SCHWARZBACH'S outcrop, with a section up to 17 m high (Tabula 1).

The section comprises almost only horizontally bedded pebble sand and shallow channels, and a thin loess cover at the top (Fig. 4). The shallow channels are concentrated in two levels, one near bottom of the outcrop and other one about 5 - 6 m from its bottom. The uppermost part of the section (the old outcrop) has no shallow channels, containing only 8 - 10 m thick, horizontally bedded strata (Fig. 4). Moreover, there are observed several, up to 0,5 m thick, horizontally bedded levels with gravels and clay balls (Fig. 4). In place, large clay balls are very concentrated, forming the "clay ball lags" (Fig. 5). The clay balls are formed of Tertiary green clay and they have varying size, from a few millimetres up to 0,3 m, occasionally single clay balls may reach up to 0,5 m. The size of gravels is less changeable, from 1 to 10 centimetres.

The lower level of shallow channels have, in fact, at least three sub-levels of channels, which are separated by horizontally bedded sands (Fig. 5). Nevertheless, all these channels occur within the bed with thickness of 1 m. The channels are formed practically of coarse sand, except two small troughs with gravels. In turn, the upper level of shallow channels is more concentrated, contains larger troughs and it is formed in majority of gravels, although no clay balls have been observed (Fig. 5). Palaeocurrent measurements from troughs show that there is no difference between two levels mentioned, and that the transport of material was from north (Fig. 4).

### 3.4 The Biedrzyce outcrop

This outcrop is located in the apex zone of the small fan, tributary to the main alluvial fan, which is located between villages Skarszyn and Biedrzyce (Figs. 1 and 6). Recent outcrop is 11 - 12 metres high.

The Biedrzyce section, like in Pierwoszków, comprises almost only horizontally bedded pebble sands and shallow channels and additionally a 10 - 15 cm thick layer of massive, sandy diamicton. The shallow channels form two levels. The lower one is about 1 m thick and contains three sub-levels of troughs, separated by horizontally bedded sands. The channels are formed both of coarse sands and pebble sands, although the latter are less common (Fig. 6). The lower level of shallow channels is followed by thin layer of massive, fine sand to sandy silt (sandy dia-

micton) (Fig. 6). This bed is laterally continuous, at least 4-5 metres. The upper level of shallow channels lies about 1,5 m above the lower one and it is formed of only one, 0,2-0,5 m thick bed with troughs. Some troughs of this level are, however, much larger than troughs of the lower level (Fig. 6). Moreover, these troughs contains usually pebble sands and gravels (with diameter up to 20 cm).

Within the horizontally bedded sand, only one level with clay balls and several levels of gravels can be observed (Fig. 6). Single clay balls are also observed in other horizontal beds and troughs. Palaeocurrent measurements from troughs indicate transport directly from north (Fig. 6).

### 3.5 The Wisznia Mala outcrop

This outcrop is located near the western margin of the Siedlec Sandur, near village Wisznia Mala (Figs. 1 and 7). The section investigated is only 4 m high.

The Wisznia Mala section is threefold. The lower part of the section comprises an alternating cross bedded and horizontally bedded sands or pebble sands. The cross bedded sets are represented by large troughs, small troughs and planar sets. These deposits are followed by thin, but laterally continuous, massive, sandy silt with single, floating gravels (sandy diamicton). The middle part of the section, about 1 m thick, is represented by horizontally bedded sand with one shallow channel (Fig. 7). This sediment, although thin, is very similar to sediments from Pierwoszkow and Biedrzyce outcrops. The upper part of the section is occupied by planar cross bedded sand, representing, most probably, a part of similar sequence as in its lower part. The important fact is that no clay balls have been found in Wisznia Mala outcrop. The palaeocurrent measurements from trough and planar cross-bedding indicate transport from north-east (Fig. 7).

### 3.6 Grain size distribution

Most of sandur deposits are medium sands to pebble sands. Mean size varies from 1.84  $\phi$  to -1.22  $\phi$  sorting varies from 0,57  $\phi$  to 2.25  $\phi$ . Sporadically occur fine sands ( $M_z$  2.91  $\phi$ ,  $\sigma$  0.68  $\phi$ ) or sandy diamictons ( $M_z$  1.87-2.17  $\phi$ ,  $\sigma$  0.90-1.73  $\phi$ ) (Fig. 8).

Very interesting is the vertical succession of sediments (Fig. 8). In Pierwoszków outcrop, there are three distinct layers which differ in grain size. The lower and upper one are represented mostly by medium to coarse sands with only rare gravel beds, whereas the middle one is represented by pebble sands with common gravel beds. The coarser layer

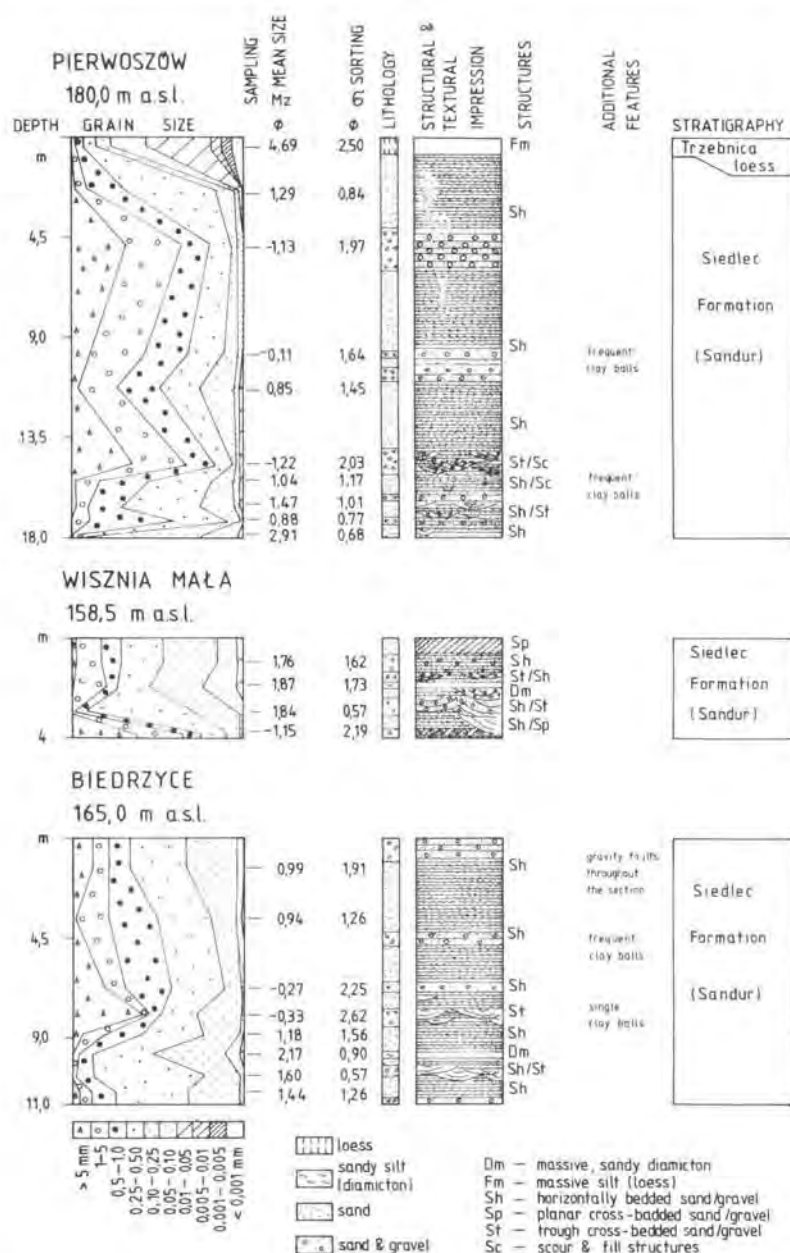


Fig. 8: The grain size distribution and vertical succession of features of deposits of the Siedlec Sandur.

comprises deposits from a bottom of upper level of shallow channels up to the uppermost gravel level, 3 - 4 m below the loess (Figs. 4 & 8). The Biedrzyce section have almost the same stratigraphy: the lower layer with medium to coarse sands and coarser layer lying above. The latter starts from the bottom of upper level of shallow channels and continues up to the top of the section (Figs. 6 & 8). The thickness of

sediments in the Wisznia Mała outcrop is small, probably not enough for interpretation of vertical succession of grain size. Nevertheless, coarser deposits are more common in lower part of the outcrop, and probably they represent an equivalent of coarse, middle layer in Pierwoszków.

### 3.7 Gravel petrography

The gravel petrography have been examined in two outcrops: Pierwoszków and Biedrzyce. In the first one, samples have been taken from lower and upper part of the sequence. The size of examined gravels was 1 - 10 cm; the number of gravels in single sample varied from 128 (Pierwoszków) to 192 (Biedrzyce). The results are presented in Table 1. Generally, gravel petrography shows for glacial origin of deposits, most probably derived from a till. The time of deposition is rather young, because of large content of Baltic limestones, comparable with the limestone content in tills. Lacking of large number of flint suggests, in turn, that the source material (till) was also not rich in flint. The Smolna Till (Odranian, Drenthe), lying on the top of Trzebnica Hills is a flint-poor till (KRZYSZKOWSKI 1992), and it is one possible source of gravels. On the other hand, it seems that the source gla-

cial deposits may be also the Taczow Till (Wartanian, Warthe) or directly glacial material (moraine) derived from the Wartanian ice sheet and transported by subglacial and proglacial streams.

The occurrence of non-resistant Mesozoic limestones and Tertiary mudstones as well as large number of clay balls in deposits of uppermost part of the san-

Tab. 1: Gravel petrography of deposits of the Siedlec Sandur near Trzebnica (%)

	Scandinavian crystalline rocks	Baltic limestones	Scandinavian quartzites & sandstones	flint	quartz	Mesozoic limestones	Tertiary mudstones	syderite concretions	other rocks
Pierwoszew sample no 108	32	40	6	—	11	6	2	2	1
Pierwoszew sample no 105	39	34	7	1	7	12	—	—	—
Biedrzyce sample no 119	44	25	7	1	11	11	1	—	—

dur suggest that transport of material was not long. The distance from outcrops investigated to the first outcrops of the Taczów or Smolna Tills and Tertiary clays being northwards is about 2 km (MEISTER 1932, WINNICKI 1988).

### 3.8 Palaeoenvironmental interpretation

The Siedlec Sandur is a typical alluvial fan. This is considered from its fan-shaped geometry, texture of deposits and sedimentary structures (BULL 1972, HEWARD 1978). The specific feature is that the sandur plan is formed of two fans with apexes about 6 km

each from the other. The apexes occur at the mouths of deep valleys cutting the margin of the ice-pushed ridge (Fig. 9). The sandur was formed by proglacial meltwater flowing from north, from the stagnating ice-sheet. The proglacial streams eroded both older glacial deposits and Tertiary clays at the basement, forming 2 km long, narrow and deep valleys before they have reached the margin of the ridge. The predomination of horizontal or low angle bedding in the sandur deposits with only minor channel sedimentation suggest sedimentary conditions typical for alluvial fans in arid climates (BULL 1972). Glacial origin of the fan material suggest, in turn, the cold (periglacial) conditions, most probably a polar desert.

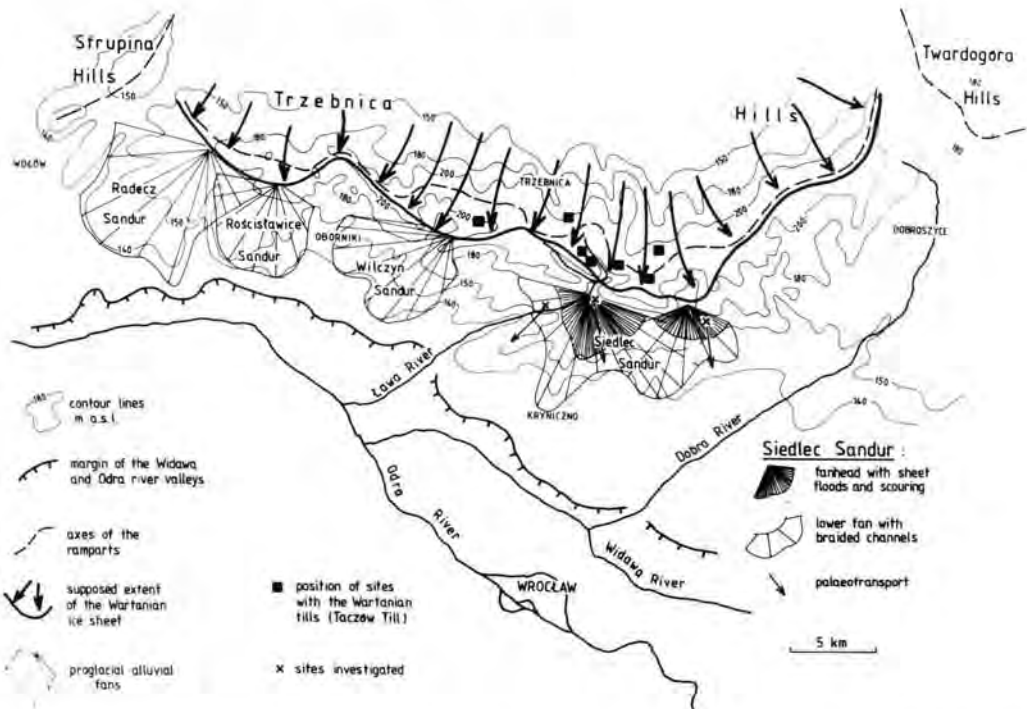


Fig. 9: General palaeogeographic interpretation of the Siedlec Sandur in relation to position of the Wartanian ice-sheet at the Trzebnica Hills.

Generally, the sandur has two sedimentary zones: the fanheads with practically only sheet flood deposition interrupted locally by minor scouring and further towards the bordering ice pushed ridge a lower fan with braided channels and limited number of sheet floods (Fig. 9). Both fans, forming the sandur plain, have similar stratigraphic and sedimentary sequences suggesting that they were formed simultaneously and due to the same processes, in spite of different source area. This well correspond with proglacial origin of the fan. The episodic floods occurred only during the melting of an ice-sheet, which is controlled regionally by changing year seasons. At first, the fanheads were characterized by frequent sheet floods interrupted by dry fan conditions with formation of only small channels. In turn, the next phase of fan development was characterized by rapid but more episodic floods. The accumulated material was usually coarser and no minor channels were formed, suggesting larger water discharge at this time. Probably, this change of sedimentary environment is a result of increasing aridity. The flood water was channelized into braided channels at the lower fan during both phases described. These channels were, most probably, also ephemeral. Lacking of outflow from the fan suggests that water might have evaporated or infiltrated almost at the fan. This probably agrees with the fan morphology. The middle segment of the fan is very flat, suggesting high aggradation rates. The same processes might also have created the steep slope of the lowermost segment of the fan.

#### 4 Conclusions

From description and interpretation above it is clear that the Siedlec Sandur may be considered as proglacial alluvial fan deposited in periglacial, arid climate and formed at the margin of the ice-pushed ridge. The proglacial sandurs are rather common southwards the Trzebnica Hills (Fig. 9) and they probably have the same features as sandur described. The similar sand bodies, with the same sedimentary structures, fan morphology and similar geographic position at the margins of Saalian ice-pushed ridges have been also described as alluvial fans (sandurs) in the Netherlands (AUGUSTINUS & RIEZEBOS 1971, RUEGG 1977, 1981).

The age of Siedlec Formation (sandur) can be considered from its relation to Smolna Till - the till deposited by the Odranian (Drenthe) ice-sheet. The sandur is undoubtedly younger, lying on the Smolna till (Fig. 2 & 3). Hence, it seems that it is a proglacial equivalent of the Taczow Till, deposited by the Wartanian ice-sheet stagnating on the top of Trzebnica Hills. This interpretation agrees with the former view by SCHWARZBACH (1942) but contradicts the view of

WINNICKI (1990, 1991). The last author is interpreting the sand body of the Siedlec Formation as kame plateau deposited during the decay of the Odranian (Drenthe) ice-sheet.

Although the alluvial fan genesis for the Siedlec Formation deposits seems to be unquestionable, there are some problems which are still unclear. First of all, there is small evidence for braided channel sedimentation at the lower fan (one outcrop with section only 4 m high). Also, there is no outcrops at the steep slope of the lowermost segment of the sandur-hence; the genesis of this slope is not solved satisfactorily, yet. Periglacial conditions (polar desert) should be confirmed by an occurrence of frost fissures or ice wedge casts or other permafrost indicators, but deposits investigated have no such periglacial structures. This is unexpected characteristic of the Siedlec Sandur, because for example the Weichselian proglacial sandurs in Poland have large number of permafrost indicators (KOZARSKI 1974, 1992). Further sedimentological investigations of other Wartanian proglacial sandurs lying southwards the Trzebnica Hills (Fig. 10) should examine whether the sheet flood deposition is only local feature of the Siedlec Sandur or is climatically controlled occurring in whole region. These investigations should solve definitely the problem of outflow from sandurs to the river Odra valley and solve the stratigraphic relation between the sandurs and so known "upper" terrace of the river Odra valley, supposed to represent the Wartanian (SZCZEPANKIEWICZ 1959, ROZYCKI 1969). Both problems have not been solved satisfactorily for the Siedlec Sandur.

#### 5 References

- ALLEN, J. R. L. (1973): Studies in fluvial sedimentation: bars, bar complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided stream) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders - *Sedimentary Geology* **33**: 237 - 293.
- AUGUSTINUS, P. G. E. F. & RIEZEBOS, H. TH. (1971): Some sedimentological aspects of the fluvio-glacial outwash plain near Soesterberg (The Netherlands) - *Geologie en Mijnbouw* **50**: 341 - 348.
- BERGER, F. (1937): Die Anlagen der schlesischen Stauchmoränen - *Zentralblatt f. Mineralogie, Geologie u. Paläontologie, Jahrgang 1937, Abt. B*: 417 - 434.
- BOOTHROYD, J. C. & ASHLEY, G. M. (1975): Processes, bar morphology and sedimentary structures on braided outwash fans, northeastern Gulf of Alaska - In: JOPLING, A. V. & McDONALD, B. C. (eds.): *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*, Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ. **23**: 193 - 222.
- BRODZIKOWSKI, K. (1982): Deformacje osadów nieskonsolidowanych w obszarach nizinowych zlodowaceń plejstoceńskich na przykładzie Polski południowo-zachodniej - *Acta Universitatis Wratislaviensis* **574**, *Studia Geograficzne* **34**: 1 - 87.

- (1987): Srodowiskowe podstawy analizy i interpretacji glaciektonizmu Europy Srodkowej - Acta Universitatis Wratislaviensis 934, Studia Geograficzne **43**: 1 - 331.
- BULL, W. B. (1972): Recognition of alluvial-fan deposits in the stratigraphic record - Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ. **16**: 63 - 83.
- CHURCH, M. & GILBERT, R. (1975): Proglacial fluvial and lacustrine environments - In: JOPLING, A. V. & McDONALD, B. C. (eds.): Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation, Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ. **23**: 22 - 100.
- CZAJKA, W. (1931): Der Schlesische Landrücken - Veröff. schles. Ges. Erdk. **11**: 26 - 57.
- CZERWONKA, J. A. & KRZYSZKOWSKI, D. (1992): Pleistocene stratigraphy of the central part of Silesian Lowland, Southwestern Poland - Bull. Pol. Acad. Sci. Earth Sciences **50**: 203 - 233.
- DITTRICH, G. (1914): Bodenbeschaffenheit und Aufschlüsse in der Umgebung von Breslau - Jahresber. Schles. Ges. **92** (II): 1 - 19.
- FRECH, F. (1901): Über glaziale Duck- und Faltungerscheinungen im Odergebiet - Zeitschr. Ges. Erdk. Berlin **36**: 219 - 229.
- (1904): Exkursion nach Trebnitz - In: FRECH, F. & WYSOGORSKI, J. (Hrsg.): Führer für die Geologische Exkursion nach Oberschlesien und die Breslauer Gegend, Deutsch. geol. Ges., Jahrg. 1904, Heft 4: 241 - 248.
- (1913): Schlesische Landeskunde, III. Erdgeschichte - Verlag v. Deit & Comp., Leipzig: 40 - 108.
- FROSTICK, L. E. & REID, I. (1977): The origin of horizontal laminae in ephemeral stream channel-fill - Sedimentology **24**: 1 - 9.
- GOLAB, J. (1951): Geologia Wzgórz Ostrzeszowskich - Prace Państwowego Instytutu Geologicznego **7**: 115 - 144.
- HEWARD, A. P. (1978): Alluvial fan sequence and mega sequence models: with examples from Westphalian D-Stephanian B coalfields, Northern Spain - In: MIAL, A. D. (ed.): Fluvial Sedimentology, Mem. Can. Soc. petrol. Geol. **5**: 669 - 702, Calgary.
- KOZARSKI, S. (1974): Evidences of Late-Würm permafrost occurrence in North-West Poland - Quaestiones Geographicae **1**: 65 - 86.
- (1992): Upper Plenivistullian deglaciation and the periglacial zone expansion in North-West Poland - Geologie en Mijnbouw **71**: in press.
- KRYGOWSKI, B. (1950): Materiały do chronologii dyluwium - Badania Fizjograficzne nad Polska Zachodnia **2**: 9 - 24.
- KRZYSZKOWSKI, D. (1992): Pleistocene stratigraphy near Trzebnica, Silesian Rampart, Southwestern Poland - Bull. Pol. Acad. Sci. Earth Sciences **58**: 235 - 249.
- LYCZAWSKA, J. (1964): Deformacje utworów Neogenu i Plejstocenu Polski Srodkowej i Zachodniej - Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego **34**: 115 - 149.
- McKEE, E. D., CROSBY, E. J. & BERRYHILL, JR., H. L. (1967): Flood deposits, Bijou Creek, Colorado, June 1965 - Journal of Sedimentary Petrology **37**: 829 - 851.
- MEISTER, E. (1932): Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern, Blatt Wiese (281) - Preussische Geologische Landesanstalt, Berlin.
- (1935): Erläuterungen zu Blatt Wiese (Nr. 2767), Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern - Preussische Geologische Landesanstalt, Berlin: 1 - 51.
- MIAL, A. D. (1977): A Review of the Braided-River Depositional Environment - Earth Science Reviews **13**: 1- 62.
- (1978): Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary - In: MIAL, A. D. (Ed.): Fluvial Sedimentology, Can. Soc. petrol. Geol., Mem. **5**: 597 - 604, Calgary.
- (1985): Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits - Earth Science Reviews **22**: 261 - 308.
- OLBRICHT, K. (1924): Die Eiszeit und die Landschaftsformen des Schlesischen Flachlandes - Schlesisches Monatshefte, Jahrg. 1924, Heft **3**: 1 - 8.
- PACHUCKI, C. (1952): Badania geologiczne na arkuszach 1:100 000 Trzebnica i Syców - Biuletyn Instytutu Geologicznego **66**: 355 - 394.
- RÓTNICKI, K. (1960): Uwagi o genezie Wzgórz Ostrzeszowskich w swiecie nowych danych geologicznych i geofizycznych - Zeszyty Naukowe Uniwersytetu A. Mickiewicza, Geografia **3**: 105 - 124.
- (1967): Geneza Wzgórz Ostrzeszowskich - Badania Fizjograficzne nad Polska Zachodnia **19**: 93 - 153.
- RÓZYCKI, M. (1957): Przekrój geologiczny z południowo-zachodniej części Wzgórz Trzebnickich - Przegląd geologiczny **18**: 477 - 478.
- (1969): Budowa geologiczna okolic Wrocławia - Biuletyn Instytutu Geologicznego **214**: 181 - 218.
- RUEGG, G. H. J. (1977): Features of Middle Pleistocene sandur deposits in the Netherlands - Geologie en Mijnbouw **56**: 5 - 24.
- (1981): Sedimentary features and Grain Size of Glaciofluvial and Periglacial Pleistocene Deposits in the Netherlands and adjacent parts of Western Germany - Verh. naturwiss. Ver. Hamburg (NF) **24**: 133 - 154.
- SCHWARZBACH, M. (1942): Das Diluvium Schlesiens - Neuen Jahrb. Miner. Geol. Paläont. Abt. B. **86**: 189 - 215.
- SZCZEPANKIEWICZ, S. (1959): Dolina Odry między Wrocławiem a Brzegiem Dolnym - Czasopismo Geograficzne **30**: 263 - 286.
- (1969): Sediments and forms of the far extents of Scandinavian Glaciation in Southwestern Poland - Geographia Polonica **17**: 149 - 160.
- TIETZE, O. (1910): Die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Breslau - Jahrb. Preuss. Geol. Landesanst. **31**: 258 - 298.
- (1915): Neue geologische Beobachtungen aus der Breslauer Gegend - Jahrb. Preuss. Geol. Landesanst. **36**: 498 - 507.
- TUNBRIDGE, I. P. (1981): Sandy high-energy flood sedimentation - some criteria for recognition, with an example from the Devonian of S. W. England - Sedimentary Geology **28**: 79 - 95.
- WALCZAK, W. (1951): Sprawozdanie z badań nad stratygrafia i morfologia utworów plejstocenijskich w okolicy Trzebnicy - Czasopismo Geograficzne **21/22**: 434-438.

WILLIAMS, G. E. (1971): Flood deposits of the sand-bed ephemeral streams of central Australia - *Sedimentology* **17**: 1 - 40.

WINNICKI, J. (1988): Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Trzebnica - Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

- (1990): Budowa geologiczna północnej ściany cegielni w Trzebnicy - stanowisko Trzebnica 2 - *Ślaskie Sprawozdania Archeologiczne* **31**: 25 - 30.

- (1991): Wstępne wyniki badań geologicznych osadów czwartorzędowych w rejonie Trzebnicy - *Ślaskie Sprawozdania Archeologiczne* **32**: 21 - 28.

- & SKOMPSKI, S. (1991): Sytuacja geologiczna stanowisk fauny czwartorzędowej z okolic Trzebnicy - *Biuletyn Instytutu Geologicznego* **365**: 73 - 94.

WOLDSTEDT, P. (1954): Saaleiszeit, Warthestadium und Weichseleiszeit in Norddeutschland - *Eiszeitalter u. Gegenwart* **4/5**: 34 - 48.

- (1955): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter - Enke Verlag, Stuttgart, 464 pp.

Manuscript accepted 30. 11. 1992

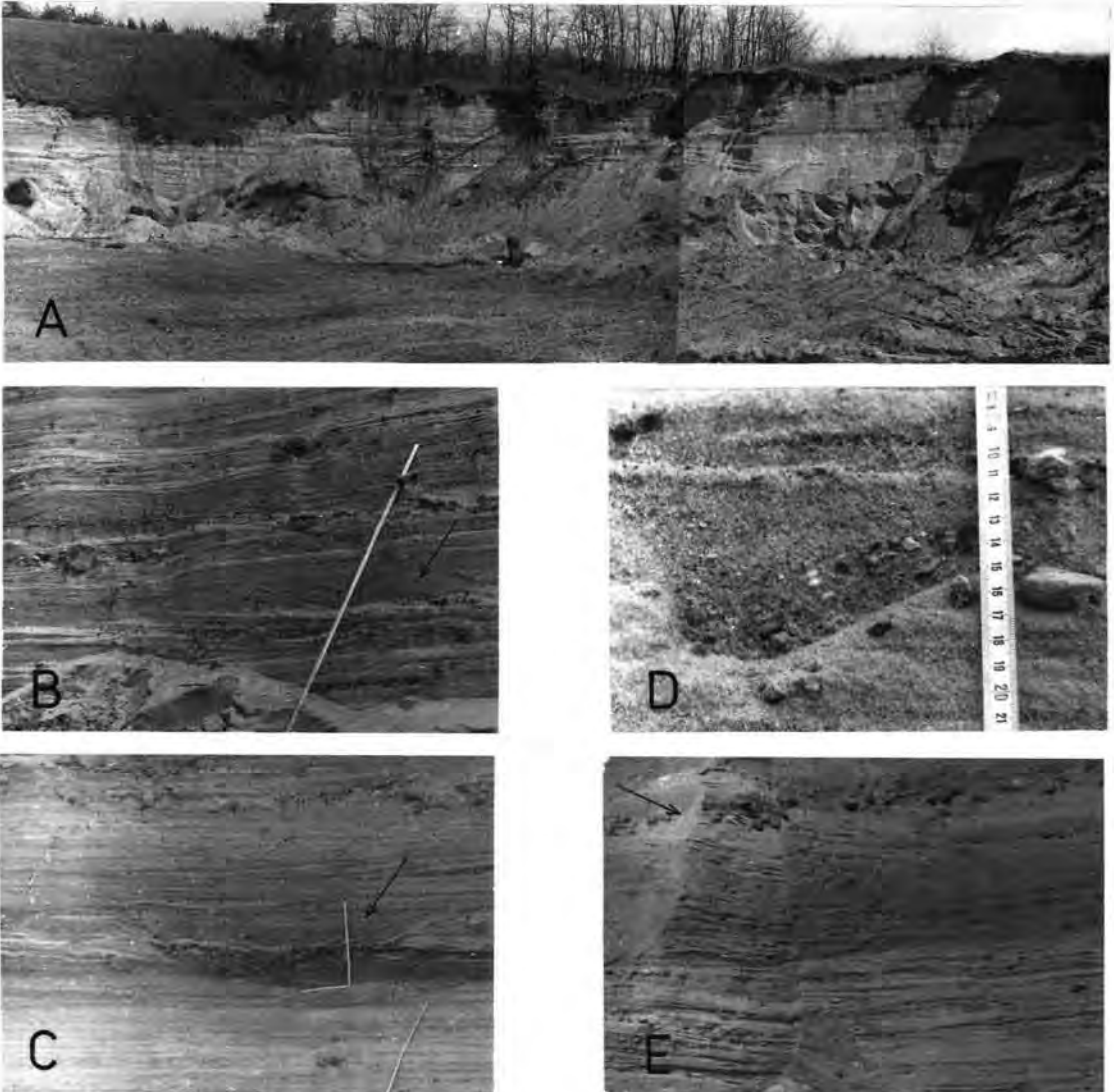


Plate 1. The deposits of Siedlec Sandur: A - the 7-8 m thick, monotonous sequence of horizontally bedded sands. B & C - examples of shallow depressions (troughs marked by arrows) lying within the horizontally bedded sands, D - small scour-and-fill structure, E - horizontally bedded sands with a level of large clay balls (arrows), the normal fault is visible on the left side of picture.



# Mikromorphologie und Genese von Böden auf den Niederterrassen des Niederrheingebietes und der Kölner Bucht

SIEGFRIED STEPHAN \*)

Soil development, Holocene, micromorphology, lower Rhine valley

**Kurzfassung:** Verschieden alte, datierte Böden auf den Niederterrassen des Rheins werden mikromorphologisch charakterisiert und ausgewählte Merkmale dem Bodenalter gegenübergestellt. Klare Beziehungen zum Alter zeigen Entkalkung und Tonwanderung. Bereits in der Gruppe der 1800jährigen Böden wird eine Entwicklung sichtbar. Ab 6000 Jahren kommen Parabraunerden vor. Stark entwickelt sind die Böden auf präholozänen Sedimenten. Die Bodenentwicklung in situ wird vom Wechselspiel aus Bodenentwicklung und -abtrag im Liefergebiet der Sedimente mitbestimmt. Die im Liefergebiet begonnene Silicatverwitterung läuft in der Aue weiter, während die Horizontdifferenzierung durch Tonverlagerung nach dem Transport in der Aue neu beginnt. Die Böden aus präholozänen Sedimenten können kurzstreckig verlagertes Material von Bt-Horizonten eemzeitlicher Böden enthalten. Die systematische Stellung der Böden wird diskutiert. Die Bedeutung der Tonwanderung zwischen Sandkörnern wird anhand verdichteter Böden des Versuchsgutes Wahn dargestellt.

## [Micromorphology and development of soils on the lower terraces of the lower Rhine area and the basin of Cologne]

**Abstract:** Dated soils of different age from the lower Rhine terrace are characterized by micromorphology, and selected features are set against the soil age. There are clear relations between soil forming advancement and decalcification as well as clay migration. Some development is already visible in the 1800 year old soils. After 6000 years, Parabraunerden (Orthic Luvisols) appear. Soils on Preholocene sediments are strongly developed Parabraunerden, often suffered by Fe-Mn redistribution. The weathering of silicates started in regions where the material has been eroded, and continues in the alluvium; however, the formation of soil horizons by clay migration makes a new start after sedimentation. The soils formed from Preholocene sediments seem to contain material from Bt horizons of nearby Eem-age soils. Soil systematics is discussed. The importance of clay migration in sandy layers is demonstrated with compacted soils of the experimental farm Wahn near Bonn.

## Inhalt

- 1 Einleitung
- 2 Material und Methoden
- 2.1 Benennung der Bodentypen
- 2.2 Präparation
- 2.3 Mikromorphologische Merkmale und Bewertungsstufen
- 3 Mikromorphologie ausgewählter Profile
- 3.1 Seit dem Mittelalter entwickelte Böden
- 3.2 Seit der Römerzeit entwickelte Böden
- 3.3 Böden mit Entwicklungsbeginn nach dem Atlantikum
- 3.4 Böden mit Entwicklungsbeginn im Boreal oder Atlantikum
- 3.5 Seit Beginn des Holozäns oder länger entwickelte Böden
- 4 Beziehungen einzelner Merkmale zum Bodenalter
- 4.1 Körnung
- 4.2 Kalkgehalt
- 4.3 Tonwanderung
- 4.4 Zusammenfassung altersabhängiger Daten
- 5 Alter, Entwicklung und systematische Stellung der Böden auf den Niederterrassen des Niederrheins und der Kölner Bucht
- 6 Schnelle Tonverlagerung in Ackerböden
- 7 Schriftenverzeichnis

## 1 Einleitung

Die Niederterrassen des Rheins wurden im Weichsel-Glazial angelegt und in Spätweichsel und Holozän von schluffreichen Sedimenten bedeckt. Sie verbreitern sich bei Bonn von 4 auf ca. 12 km, nördlich von Köln weiter auf ca. 17 km und treten nördlich von Krefeld 25 km breit in die Niederrheinische Tiefebene ein (KLOSTERMANN 1988: Abb.16). Im Niederrheingebiet und in der Kölner Bucht haben sich im spätpleistozänen Decksediment und im Hochflutlehm der Niederterrassen über einem sandig-kiesigen Schotterkörper Böden mit guter Basenversorgung entwickelt. Als deren dominante Typen wurden bei der bodenkundlichen Landesaufnahme Braunerden und vor allem Parabraunerden festgestellt (z. B. MÜCKENHAUSEN & WORTMANN 1958, PAAS 1961, SCHNEIDER 1983, HEIDE 1988: Abb.26). Die dominierenden Parabraunerden sind mit anderen Böden vergesellschaftet, und zwar stromwärts mit jün-

\*) Anschrift des Verfassers: Dr. S. STEPHAN, Institut für Bodenkunde der Universität, Nußallee 13, 53115 Bonn

geren und zum Rand der Aue hin mit älteren Gliedern derselben Entwicklungsreihe, aber auch mit Kolluvium, Gley und Niedermoor. Die letzteren werden in der vorliegenden Untersuchung nicht berücksichtigt.

Dem Konzept der rezenten Parabraunerde-Bildung stellte KOPP (1964) die Vorstellung eines synsedimentär durchschlämmten Bodens mit einem eigenen Bodentyp Alvega entgegen, hatte allerdings zur Prüfung dieser Hypothese nur wenige, ausschließlich typologisch geordnete Profile zur Verfügung. HANNA (1966) untersuchte anschließend Bodencatenen von den Niederterrassen bei Bonn und zeigte, daß die im dominanten Boden sichtbare Durchschlämmung der terrestrischen Entwicklungsphase zuzurechnen ist; er bezeichnet diesen Boden aber ebenfalls als (Durchschlämmte) Alvega, weil Al-Horizonte fehlen und HANNA die Fähigkeit des Auenlehmes, nach Entkalkung unmittelbar Tondurchschlämmung zu entwickeln, als wichtigen Unterschied zur Parabraunerde wertete. Eine genauere Untersuchung der pedogenetischen Abläufe erforderte die Zuordnung der Böden der Niederterrassen zu Entwicklungsdauer bzw. Bodenalter. Für eine solche Stratigraphie der Böden auf den Niederterrassen bietet jedoch die Bodenentwicklung allein keine ausreichende Grundlage, weil sie durch Unterschiede in Sediment und Tiefe des Grundwasserspiegels mitbestimmt wird.

BRUNNACKER (1978) ermittelte das Alter dieser Böden nach erdgeschichtlichen, geomorphologischen und archäologischen Kriterien im Kontext einer Karte. Es handelt sich um das Alter der ungestörten terrestrischen Entwicklung, dessen Zählung mit dem Ende der regelmäßigen Überflutung und Sedimentzufuhr beginnt. Auf Grund dieser Datierung war es möglich, die Böden der Niederterrassen ihrem Alter zuzuordnen, was auf Anregung ZAKOSEKS von SCHRÖDER (1979) durchgeführt wurde. SCHRÖDER findet eine enge Korrelation zwischen Bodenalter und Intensität der pedogen bedingten Merkmale. Die entsprechenden statistischen Analysen wurden später noch verfeinert (SCHOLZ & SCHRÖDER & ZAKOSEK 1983).

Ziel der vorliegenden Arbeit ist eine Bestandsaufnahme der mikroskopischen Merkmale und ihre Zuordnung zur Bodenentwicklung. Nach Möglichkeit wird dabei die Bodenbildung in der Aue von der bereits im Liefergebiet der Sedimente vollzogenen Entwicklung abgegrenzt; denn zwischen ererbten Merkmalen und der örtlichen Bodenentwicklung ist zu unterscheiden (DUCHAUF-FOUR 1976: 18).

In den Niederlanden wurden die Böden der Niederterrassen insbesondere durch MIEDEMA (1987) untersucht, der grundlegende Unterschiede zwischen

den Böden auf spätpleistozänen und auf holozänen Sedimenten aufgezeigt und dabei die Mikromorphologie besonders berücksichtigt hat. Er rechnet den spät-weichselzeitlichen Hochflutlehm oder Hochflutsand („Deposit III“, lehmiger Sand bis toniger Lehm, Übergang von der wilden zur mäandrierenden Flußdynamik) zu Bölling, Älterer *Dryas* und Alleröd, in Rinnen zur Jüngeren *Dryas*. Diese Sedimente tragen stark verwitterte Böden mit mikroskopisch sichtbarer Veränderung der primären Silicate. Die holozäne Sedimentation beginnt dort nach einer Lücke erst mit dem Subboreal und wird dann zunehmend stärker. Die Böden auf diesem jungen Sediment haben frische Körner, von denen 20-30 % keine Quarzkörner sind, und sie lassen Toneinwaschung vermissen. Aus ca. 2000 Jahre alten Sedimenten sind sie kalkfrei, aus ca. 500 Jahre alten Sedimenten aber kalkhaltig. Es ist anzumerken, daß im spätpleistozänen Sediment aus umgelagerten Paläoböden stammende Verwitterungsmerkmale eine Rolle spielen.

Von den Niederlanden aus rheinaufwärts ändern sich Sedimente und hydrologische Verhältnisse; insbesondere treten bei stärkerem Gefälle gröbere Bodenarten auf. Hier findet man auch frühholozäne Sedimente, deren Böden verbreitet Tonverlagerung zeigen.

In Sedimenten von Rhein und Neckar im nördlichen Oberrheingraben (WOLLERSEN 1982) haben hochstehendes Grundwasser und trockeneres Klima selbst im frühestholozänen Hochflutlehm eine Bodenentwicklung bis zur Tonverlagerung verhindert; wohl hat sich spätweichselzeitliches Material bis zur Pseudogley-Parabraunerde entwickelt. Böden aus der Zeitspanne von 2000 bis 8500 Jahre sind überdies in diesem Untersuchungsbereich nicht vertreten. Als klimabedingte Besonderheit dieses warm-trockenen Gebietes kommt hier reliktsch der Graue Tschernosem vor (vgl. ZAKOSEK 1991).

Die vergleichenden Untersuchungen an Auenböden des Niederrheinischen Tieflandes und der Kölner Bucht auf Grundlage der im Gelände durch Herrn BRUNNACKER bestätigten Datierung wurden von Herrn ZAKOSEK angeregt, dessen kompetenten Rat auch der Autor der vorliegenden Seiten in Anspruch nehmen durfte, wofür hier der Dank abgestattet sei. Interessante Begehungen fanden mit den Herren ZAKOSEK, SCHRÖDER, WIECHMANN und den holländischen Kollegen PONS und MIEDEMA statt. Die sorgfältige Präparation besorgte Herr KOLVENBACH, Ihnen allen sei hiermit gedankt.

Die Mitteilung über Böden aus dem Versuchsgut Wahn soll zugleich an den verstorbenen Bodenkundler der Landwirtschaftskammer Rheinland, Hans MERBITZ, erinnern.

## 2 Material und Methoden

Den von ZAKOSEK, BRUNNACKER und SCHRÖDER ausgewählten Leitprofilen der unterschiedlichen Altersstufen wurden über 160 ungestörte Proben für die Mikromorphologie entnommen. Die meisten Proben sind den von SCHRÖDER entnommenen Laborproben zugeordnet, da der Autor dieses Beitrages bereits für die Arbeit von SCHRÖDER (1979) die mikromorphologischen Daten bereitgestellt hatte.

### 2.1 Benennung der Bodentypen

Die behandelten Böden werden nach ARBEITSKREIS BODENSYSTEMATIK (1985), der Kartieranleitung (AG BODENKUNDE 1982) und unter Berücksichtigung der pedogenetischen Besonderheit der entkalkten Böden ohne Tonverlagerung folgendermaßen benannt:

Der holozäne Hochflutlehm als Ausgangsmaterial der autochthonen Bodenbildung hat einen M- oder C-Horizont, je nach der Kombination von Korngröße und Humusgehalt.

#### Auenpararendzina (Kalkpaternia):

Ah-C-(G-)Profil in Auenlage, Ah+aC über 80 cm, 2-75% Carbonat im Ausgangssediment. Für Eigenschaften und Weiterentwicklung ist zu beachten, daß der C-Horizont meist vorverwittertes Material abgetragener Bodenhorizonte enthält.

#### Braunauenboden (Allochthone Vega):

Ah-M-(G-)Profil, Ah+M über 80 cm, ohne makroskopisch sichtbare pedogenetische Veränderung. Der M-Horizont hat mindestens 0,9 Gew.% verlagerte organische Substanz und ist in unserem Fall anfangs carbonathaltig.

Die hier untersuchten Auenlehme befinden sich im Grenzbereich der Definition von M- und C-Horizont. Dies kann schon innerhalb eines Profiles wechseln (vgl. SCHRÖDER 1979: Abb.9 und 19). Entsprechend ist die Zuweisung der jungen Böden zur Allochthonen Vega einerseits oder Auenpararendzina andererseits oft nicht exakt möglich. Der Humusgehalt liegt aber häufiger unter der für M-Horizonte vorgegebenen Grenze, so daß wir mit SCHRÖDER (1979) generell Auenpararendzinen annehmen.

#### Auenbraunerde (Autochthone Vega)

Dieser Boden entsteht nach ARBEITSKREIS BODENSYSTEMATIK (1985) durch Bildung eines B-Horizontes aus dem oberen Teil eines C- oder M-Horizontes, wobei der Arbeitskreis einen Bv annimmt. Der B-Horizont ist aber durch Entkalkung aus dem C- bzw. M-Hori-

zont hervorgegangen, und die autochthone Silicatverwitterung ist zunächst zweifellos zu gering, um den Boden zusätzlich zur Vorverwitterung erkennbar zu prägen. Deshalb verwenden wir das Suffix v zur Horizontbezeichnung B nicht. Die Auenbraunerde hat die Horizontfolge Ah-B-C-(G) oder Ah-B-M-(G), und der unvergleyte Bodenteil ist über 80 cm mächtig. Die Verwendung von B statt Bv und die Vorsilbe "Auen" erlauben die notwendige Unterscheidung von den silicatverwitterten Braunerden und werden daher auch benutzt, wenn das Milieu (z.B. durch Eindeichung) inzwischen rein terrestrisch geworden ist.

#### Braunerde:

Die Braunerde sensu strictu bildet sich nach der Entkalkung aus einem Material mit geringer Vorverwitterung und entsprechend wesentlich langsamer. Sie ist zur Zeit nicht vorhanden.

#### Parabraunerde:

Die Parabraunerde, die als dominanter Bodentyp auf den Niederterrassen kartiert wurde, entwickelt sich aus der Auenbraunerde bei langdauernder, fast ausschließlich terrestrischer Bodenentwicklung über die Subtypen Auenbraunerde-Parabraunerde und Parabraunerde-Auenbraunerde. Sie kann auch aus der Braunerde s. str. entstanden sein.

Die in der Kartieranleitung (ARBEITSKREIS BODENSYSTEMATIK 1985) vorgeschlagene Auenparabraunerde ist allein aus der Lage in der Aue, nicht aber pedogenetisch begründet und wird für die im Gebiet beobachteten durchschlammten Böden nicht verwendet, da deren terrestrische Genese sicher ist.

#### Pseudogley:

Diese Endstufe der Entwicklung wird selten erreicht, doch bei den älteren Böden herrschen Pseudogley-Parabraunerden vor. Bei deren Ausweisung ist darauf zu achten, daß allochthone Oxidkonkretionen den Sedimenten zugehören können.

### 2.2 Präparation

Vor der mikroskopischen Untersuchung war die sorgfältige Entnahme und Präparation der Proben durchzuführen. Sie wurden ohne Gefügestörung luftgetrocknet, mit Vestopal imprägniert, zu Schliffen von 20 µm Dicke und 35-40 cm<sup>2</sup> Fläche verarbeitet und mit dem Polarisationsmikroskop untersucht (ALTEMÜLLER 1974).

### 2.3 Mikromorphologische Merkmale und Bewertungsstufen

Die Fassung der Merkmale und ihrer Bewertung wurden auf die vorgesehene pedogenetische Interpretation abgestimmt. Die Bewertungsstufen sind in Tab.1 zusammengestellt, werden nachfolgend kurz erläutert und teils durch Mikrofotos veranschaulicht. Soweit ein klarer Zusammenhang mit dem Bodenalter besteht, steigen die Werte mit der Bodenentwicklung an.

Die **Lockerheit** bezieht sich bei Lehm auf die erkennbare Porosität und bei tonhaltigem Sand auf die bei vierzigfacher Vergrößerung sichtbare Verkittung der Körner.

**Poren** (Menge und Art) kennzeichnen das Mesgefüge.

**Risse** (Menge und Art) sind eher durch das Material als durch den Grad der Bodenentwicklung bedingt. Ihre Ausbildung erfolgt durch Schrumpfung. Glatte Risse entstehen bei hinreichendem Tongehalt (Quellungsdruck), seltener auch durch Tonverlagerung (Stufe 3). Plattiges Gefüge von Al-Horizonten zeigt rauhwandige Risse (Stufe 2 teilweise).

**Schichtung** geht im Solum des Auenlehms i. a. während der Bodenentwicklung durch Bioturbation verloren. Makroskopisch sichtbare Schichten zeigen sich mikroskopisch häufig nur als Flecken (Stufe 4). Pedogene Bildungen wie Kalkkrusten sind keine Schichten.

**Grobkalk** umfaßt Kalkkristalle, Kalkschalen und allochthone Konkretionen. Da der Kalkgehalt im Solum in der Regel im Laufe der Pedogenese abnimmt, die Werte aber bei den pedogenetisch relevanten Merkmalen mit fortschreitender Bodenentwicklung ansteigen sollten, steigen die Werte von kalkreich (1) bis kalkfrei (3) an.

**Feinkalk**, als Durchsetzung des Bodens mit sehr kleinen, zwischen Polarisatoren weißen Körnchen mikroskopisch sehr auffällig, kann sedimentär, grundwasserabhängig oder pedogen sein. Während in rezenten Böden aus jungen Weichsellössen das Carbonat eine zuverlässig entwicklungsbedingte Merkmalsgruppe darstellt, ist dies in den Auenböden vor allem wegen des Grundwassereinflusses nicht der Fall. Hier laufen die Werte von kalkreich (1) bis kalkfrei (4).

**Kalkkonzentration:** In die Tabelle wurde nur die Menge, nicht die Form des konzentrierten Kalkes aufgenommen.

**Tondomänen** (doppelbrechende): Die glimmerbürtigen Tonminerale liegen, bevor sie zusammenfließen, meist als Domänen von Fein- bis Mittel-

schluff-Größe vor und zeigen bei starker Vergrößerung Doppelbrechung. Sie sind gelblich, bräunlich oder rötlich. Ihr Anteil ist im Sediment sehr unterschiedlich, er nimmt durch Tonbildung aus Glimmer zu und durch Zusammenfließen zugunsten der Fließton-Differenzierungen ab. Die Tondomänen selbst sind als Maß der Bodenentwicklung ungeeignet, bilden aber die Vorstufe der Fließton-Differenzierungen, die ihrerseits eng mit der Bodenentwicklung verknüpft sind.

**Tonorientierung** (in der Matrix): Stufenfolge von gelegentlicher Ausrichtung oder Anreicherung doppelbrechender Tonpartikel bis zu starken Streifskutanten (Toneinregelungen an Scherflächen im Aggregatinneren, die sich zwischen Polarisatoren als dünne, teils zu mehreren parallele, helle Linien im Dünnschliff zeigen). Hinzu kommt die pedogenetisch wichtige Stufe 6, die anzeigt, daß viele Bruchstücke von Fließtonbelägen in die Matrix eingearbeitet wurden (Taf. 1 Fig. 5; Pfeile).

**Tonporen** (Bezugsporen für die Tonbeläge; Taf. 1 Fig. 2-4) beschreiben den Porenraum zur Zeit der Tonverlagerung. Der Prozeß der Feinton-Verlagerung hängt von mehreren Faktoren ab, insbesondere von der Art des Porenraumes (STEPHAN 1981). Während der Fließton im Lehm sehr langsam und nur bei mäßig saurer Bodenreaktion zu den Leitbahnen wandert, ist er zwischen Sandkörnern ohne weiteres beweglich. Daher geben Proben mit vielen Tonbelägen in Sandlücken (Stufen 5 und 6) **keinen** Hinweis auf das Bodenalter.

**Tonbeläge** (Porenwände mit Tonbelägen) und **Belagdicke** (Dicke der Tonbeläge) (Taf. 1 Fig. 2-4): Doppelbrechende Tonbeläge auf Porenwänden sind die einzigen zuverlässigen Spuren der Tonverlagerung. Das Produkt aus dem Anteil der Porenwände mit Tonbelägen an der Gesamtheit der Porenwände („Tonbeläge“) und der Belagdicke ist ein Maß für die Intensität der Tonverlagerung.

**Eisenkonzentration** (Taf. 1 Fig. 6 und Taf. 2 Fig. 6): Bewertet wird die autochthone, pedogene Anreicherung. Dominieren allochthone Konkretionen, dann werden nur diese erwähnt, und zwar als Stufe 6.

**Bleichung** (Taf. 1 Fig. 6) ist ein stärkeres Merkmal für die Eisenumverteilung, weil man sie erst bemerkt, wenn aus bestimmten Zonen schon sehr viel Eisen abgeführt wurde.

Allerödzeitliche **Bimstuff-Derivate** erscheinen in einigen Dünnschliffen als gelförmige Verwitterungsprodukte (vgl. GEBHARD & HUGENROTH & MEYER 1969), wurden aber nicht in die Tabellen aufgenommen.

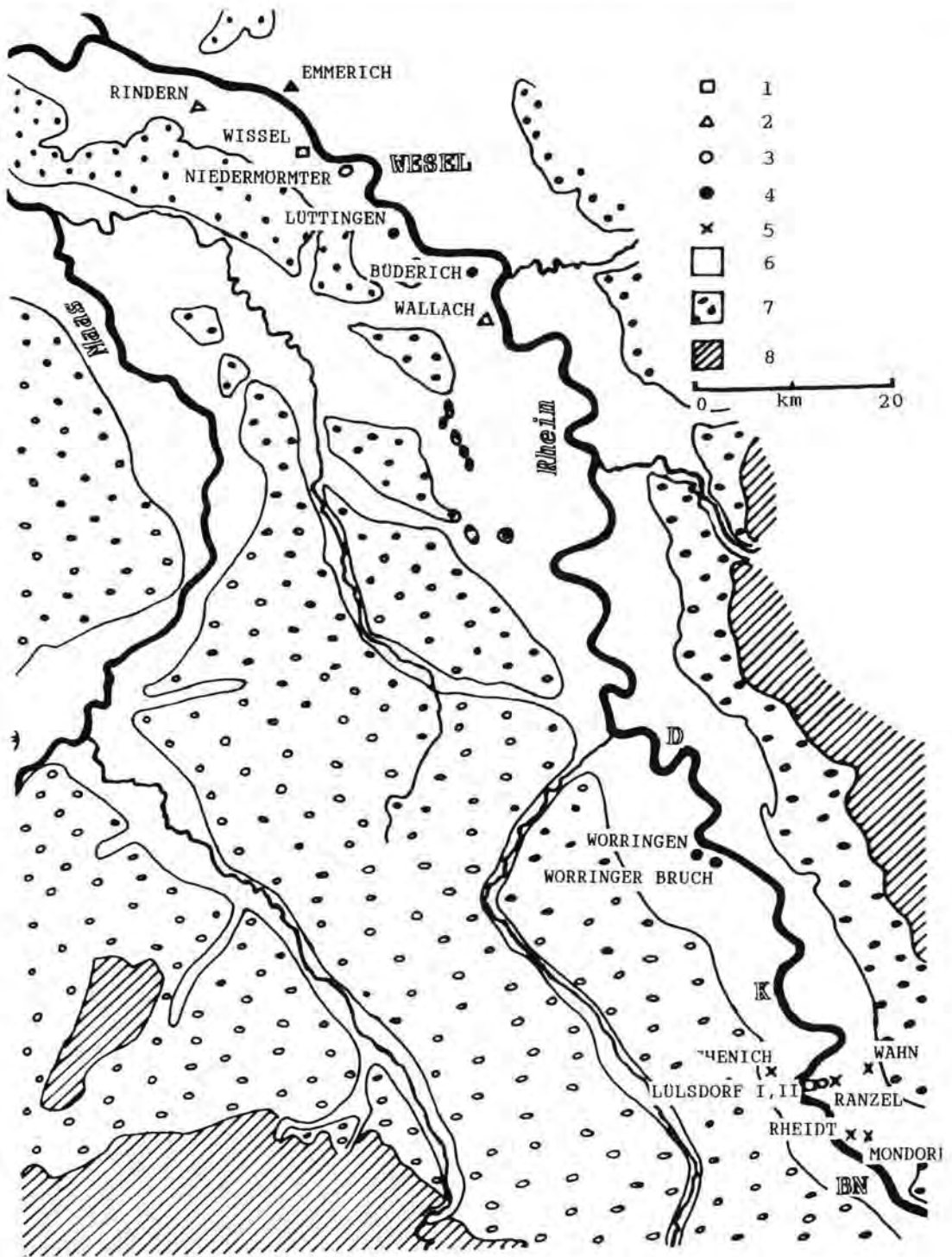


Abb. 1: Lage der untersuchten Profile

1 seit dem Mittelalter, 2 seit der Römerzeit, 3 nach dem Atlantikum, 4 ab Boreal oder Atlantikum, 5 seit Beginn des Holozäns oder länger entwickelte Böden, 6 Niederterrassen, 7 übriges Quartär, 8 Präquartär.  
Karte nach ZONNEVELD & QUITZOW aus SCHRÖDER (1979), verändert.

### 3 Mikromorphologie ausgewählter Profile

Die Bodenprofile, deren Lage in Abb. 1 dargestellt ist, wurden nach der zeitlichen Gliederung durch BRUNNACKER (1978) ausgewählt und haben etwa folgendes Alter (pg pseudovergleyt):

#### Holozän

500 Jahre	LÜLSDORF I, WISSEL,	Auenpararendzina Auenpararendzina
1800 Jahre	EMMERICH,  WALLACH,  RINDERN,	Auenpararendzina, schwach pg Auenpararendzina, sehr schwach pg Auenbraunerde, schwach pg
3000 Jahre	NIEDERMÖRMTER,	Auenbraunerde, schwach entwickelt, sehr schwach pg
4000 Jahre ?	LÜLSDORF II,	Parabraunerde-Auenbraunerde, sehr schwach pg
6000 Jahre	LÜTTINGEN, WORRINGER BRUCH,	Auenbraunerde Parabraunerde-Auenbraunerde
8000 Jahre	BÜDERICH,  WORRINGEN,	Parabraunerde-Auenbraunerde Parabraunerde
10000 Jahre	RANZEL,	Parabraunerde, sehr schwach pg

#### Spätpleistozän

11000 Jahre	MESCHENICH, MONDORF	Parabraunerde Parabraunerde bis Pseudogley- Parabraunerde
	RHEIDT	Parabraunerde
13000 Jahre	WAHN	Parabraunerde

Die meisten Profile wurden von SCHRÖDER (1979) beschrieben und systematisch eingestuft. Der vorliegende Text behandelt die Mikromorphologie und Genese dieser Böden. Tab. 2 gibt die Schätzwerte für die wichtigsten mikromorphologischen Merkmale wieder. Römische Zahlen unterscheiden verschiedene Böden gleichen Ortsnamens (nur bei LÜLSDORF), a und b unterscheiden eng benachbarte Parallelprofile.

#### 3.1 Seit dem Mittelalter entwickelte Böden

Diese jungen Profile zeigen, wie sich die Sediment-Inhomogenitäten mikromorphologisch auswirken, bevor eine stärkere Überprägung durch die Bodenbildung stattgefunden hat.

##### LÜLSDORF I

Auenpararendzina aus Hochflutlehm, TK 25 Bl. 5107 Brühl, PQ 69/34, innendeichs unmittelbar am Rheindeich.

Das feinsubstanzarme Material (Taf. 2 Fig. 1) ist schwach kohärent bis krümelig. Carbonat erscheint unterschiedlich stark und ist nur schwach konzentriert. Die Matrix ist reich an ererbten doppelbrechenden Tondomänen, die fleckweise unvermittelt fehlen und nicht zusammenfließen.

##### WISSEL

Auenpararendzina aus Hochflutlehm, TK 25 Bl. 4203 Kalkar PQ 69/34. Dichteres, feineres Sediment mit angedeuteter Schichtung im Untergrund. Wenig Kalk im Oberboden. Die reichlichen Tondomänen sind gelegentlich fleckweise eingeregelt. In der Tiefe starke Eisenanreicherungen und Bleichflecken durch Grundwassereinfluß.

Tab. 1: Mikromorphologische Merkmale und Bewertungsstufen (in Großbuchstaben Bezeichnungen für Tab. 2)

LOCKERHEIT: 1 sehr locker, kaum aggregiert, 2 sehr locker, gut aggregiert, 3 locker, 4 stellenweise dicht, 5 mäßig dicht, Risse, 6 dicht
POREN (Menge und Art): 1 zahlreich, weit, keine Risse, 2 porös, innen schwammartig, 3 mäßig porös, 4 nur einige Leitbahnen, 5 keine Poren
RISSE (Menge und Art): 1 wenige, rau, 2 mäßig bis viele, rau, 3 viele, glatt
SCHICHTUNG: 1 ausgeprägt, 2 deutlich, 3 angedeutet, 4 zu Flecken aufgelöst, 5 keine
GROBKALK: 1 viel, 2 wenig, 3 sehr wenig oder fehlend
FEINKALK: 1 viel, 2 mäßig, 3 wenig, 4 fehlend
CAKONZ (Carbonatkonzentration): 1 keine, 2 gering, 3 mäßig, 4 viel, 5 sehr viel
TONDOMÄNEN (doppelbrechende): 1 fehlend, 2 wenig, 3 mäßig, 4 viel
TONORIENTIERUNG in der Matrix: 1 keine Differenzierung, 2 etwas orientiert, 3 stärkere Orientierung, 4 schwache Streifskutanen, 5 starke Streifskutanen, 6! viele Stücke von Tonbelägen eingearbeitet
TONPoren (Bezugsporenraum für Tonbeläge): 1 keine Tonbeläge vorhanden, 2 vorwiegend Spalten, 3 Spalten und Leitbahnen, 4 vorwiegend Leitbahnen, 5 Leitbahnen, Sandlücken, 6 vorwiegend Sandlücken
TONBELÄGE (Porenwände mit): 1 keine, 2 fleckweise, gering, 3 unter 1/4, 4 1/4 bis 1/2, 5 1/2 bis 3/4, 6 über 3/4
BELAGDICKE (Dicke der Tonbeläge): 1 keine, 2 dünn, 3 dick, 4 sehr dick
FEKONZ (Eisenkonzentration): 1 keine, 2 wenig, 3 mäßig, 4 stark, 5 sehr stark, 6! stark, vorwiegend allochthone Konkretionen
BLEICHUNG: 1 nicht merkbar, 2 schwach, 3 mäßig, 4 stark



Der Kalkgehalt liegt in Profil b höher, das Solum von a zeigt eine gewisse Verdichtung. Teils engräumige Materialunterschiede, in a deutliche Schichtung in 125-132 cm. In b, 125-132 cm, fleckweise etwas Fließton in Sandlücken. Auffällige autochthone Eisendynamik mit sichtbarer Bleichung in b, 105-112 cm.

### RINDERN

Schwach pseudovergleyte Auenbraunerde aus Hochflutlehm, TK 25 Bl. 4102 Elten.

Das rezente, feinsubstanzreiche Solum ist bis 50 cm entkalkt. Tonkutanen erscheinen erst unten fleckweise, selten und dünn in Leitbahnen. Das Eisen tritt oben vor allem in Form umgelagerter Konkretionen auf; unterhalb 50 cm ist meist reichliche Eisenfleckung neben mäßiger Bleichung festzustellen. In Parallelprofil a gehört die Probe aus 57-64 cm zu einem begrabenen Boden oder Bodenrest. Ebenfalls in a treten unterhalb 90 cm Kalkflecken auf, die vom Grundwasser bedingt sind und nach oben mit einer porösen Kruste abschließen.

### 3.3 Böden mit Entwicklungsbeginn nach dem Atlantikum

Diese Profile mit fortgeschrittener Entkalkung und angedeuteter Tonwanderung werden als Auenbraunerden bezeichnet. Da das Sediment hohe Anteile an Solum-Material enthält, ist die Silicatverwitterung nur zum geringeren Teil autochthon. Entsprechend hängt die Ausprägung stark vom Bodenanteil im Sediment ab.

### NIEDERMÖRMTER

Sehr schwach pseudovergleyte, schwach entwickelte Auenbraunerde aus Hochflutlehm, TK 25 Bl. 4204 Rees, PQ 34/27.

Der Boden hat in 60 cm Tiefe eine zu Flecken aufgelöste Schicht. Das 70 cm mächtige Solum enthält meist noch Feinkalk und im Unterboden Kalkflecken (Taf. 1 Fig. 1). Unter der Krume treten fleckweise dünne Tonkutanen in Leitbahnen auf. Sonst sind die eng benachbarten Parallelprofile a und b mikromorphologisch sehr unterschiedlich: a ist tonärmer und stärker geschichtet, mit Bimstuff in 58-65 cm, erreicht bei ca. 90 cm den Terrassensand. Die Fließton-Aktivierung beginnt im Oberboden und bis zur Terrasse treten Tonorientierung in der Matrix und starke Eisenkonzentration auf.

b ist tonreich. Tonorientierung in der Matrix und Streißkutanen kommen in den Proben aus 57-64 und 95-102 cm vor. Das unregelmäßige Auftreten orientierten Tones weist ihn als synsedimentär aus. Die Eisenkonzentration ist stark.

### LÜLSDORF II

Sehr schwach pseudovergleyte Parabraunerde-Auenbraunerde aus Hochflutlehm, TK 25 Bl. 5108 Porz, PQ 72/33.

Das Sediment - oberhalb 90 cm Lehm, darunter Sand und Schluff - zeigt in 55 cm eine Sohle aus kleinen Geröllen und ist unter 90 cm schichtig. Ein braunes Sandbändchen in b zeigt feinsubstanzarmes Einzelkorngefüge. Die Schichten sind durch dünne Kalkkrusten, das Sandbändchen durch eine dickere Kruste markiert. Die Pedogenese geht bis in den feinsandigen Schluff, der Boden ist bis 90 cm entkalkt. Der angereicherte Kalk im Liegenden stammt aus Solum oder Grundwasser. Die intensive Tonverlagerung (Taf. 2 Fig. 2) reicht bis in den Kalkanreicherhorizont und ist in den Sandlücken wesentlich stärker, als in Leitbahnen (vgl. Tab. 2). Die Eisenumverteilung ist mäßig. Dies kann mit ca. 4000 Jahren terrestrischer Entwicklung der jüngste Boden mit deutlicher Tonwanderung sein; doch läßt die Steinsohle vermuten, daß unterhalb 55 cm eine ältere Bodenbildungsphase beteiligt ist.

### 3.4 Böden mit Entwicklungsbeginn in Boreal oder Atlantikum

Bis auf das recarbonatisierte Profil LÜTTINGEN ist hier die Tonwanderung im Solum deutlich nachzuweisen.

### LÜTTINGEN

Auenbraunerde aus Hochflutlehm, TK 25 Bl. 4304 Xanten, PQ 31/27.

Parallelprofil a ist oberhalb 45 cm sandig, darunter lehmig-schluffig, b in der Krume lehmig-schluffig und darunter schluffig-lehmig. Beide Profile sind jetzt durchgehend carbonathaltig und zeigen nur schwache Kalk-Umverteilung (Taf. 2 Fig. 3). Schwache und sporadische Tonverlagerung in Leitbahnen unterhalb 60 cm deutet eine Phase tiefer Entkalkung an oder eine zweiphasische Sedimentation. Die Eisenumverteilung ist unten mäßig bis stark.

### WORRINGER BRUCH

Parabraunerde-Auenbraunerde aus Hochflutlehm, TK 25 Bl. 4097 Leverkusen, PQ 58/61.

Der Boden ist bis 70 cm entkalkt und zeigt darunter schwache Kalkfällung. Die Feinsubstanz ist reich an doppelbrechendem Ton, der ab 30 cm fleckweise orientiert und teils zu Streißkutanen eingeregelt ist. Im Unterboden fleckweise, aber regelmäßig, Fließtonbeläge in Sandlücken (Parallelprofil a) und Leitbahnen (b), und in b reicht die Tonwanderung in Sandlücken bis unter 1 m hinab. Die Beläge können dick sein, ein Al-Horizont ist nicht vorhanden. Die autochthone Eisendynamik ist gering.



**BÜDERICH**

Auenbraunerde-Parabraunerde aus Hochflutlehm, TK 25 Bl.4305 Wesel, PQ 23/29.

Im Gelände fiel die 70-80 cm tief reichende dunkle Färbung auf. Der Boden ist kalkfrei, enthält reichlich Tondomänen, die oft eingeregelt sind und zeigt keine autochthone Eisenanreicherung. Im Parallelprofil a sind in Leitbahnen fleckweise dünne Tonbeläge entwickelt (zwischen 35 und 77 cm); dagegen sind bei den Sandlücken bis zu 25% dick mit Fließton belegt (zwischen 107 und 129 cm). Störung der Tonbeläge ist häufig. b ist durchgehend sandig, und zwar von 70-130 cm mit rostfarbenem, tonhaltigem Sand, der beim Trocknen fest wird. In Leitbahnen sind wenige dünne Beläge entwickelt (38-45 cm); aber über 75% der Sandlücken sind mit dicken Belägen ausgekleidet (zwischen 79 und 137 cm, Taf. 2 Fig. 4). Im schluffreicheren Material darunter findet die Tonverlagerung wieder in Leitbahnen statt und läßt nach. Diese Profile zeigen die große Bedeutung des Porenraumes und damit der Bodenart für die Fließton-Verlagerung.

**WORRINGEN**

Parabraunerde aus Hochflutlehm, TK 25 Bl.4907 Leverkusen, PQ 59/60.

Das sandig-tonige Sediment ist kalkfrei. Der Bt-Horizont löst sich nach unten in wellige, teils zapfenartig ausgestülpte, von der Schichtung teils unabhängige Bänder auf, die bei 2 m Tiefe noch nicht aufhören (SCHRÖDER, mündl. Mitt.).

Im Parallelprofil a sind im Unterboden die Sandlücken mit Ton ausgekleidet, am stärksten in 83-90 cm. Reichliche, dicke Beläge zeigt ein tonreiches Band in 128-136 cm, während der Sand darunter sehr kolloidarm ist. In b kommen auch lehmige Lagen mit Leitbahnen vor, wo die Tonanreicherung aber viel geringer ist, als in den Sandlücken. In Sandlücken findet man überall dicke Beläge, besonders in 1 m Tiefe. Die autochthone Eisendynamik ist gering.

### 3.5 Seit Beginn des Holozäns oder länger entwickelte Böden

Die Bodenbildung der Profile erfaßt mindestens das gesamte Holozän (RANZEL), teils auch die Jüngere Tundrenzeit (MONDORF, RHEIDT, MESCHENICH) oder sogar noch das Alleröd (WAHN). Die Böden aus diesem Zeitraum sind ausgeprägte, teils pseudovergleyte Parabraunerden.

**RANZEL**

Sehr schwach pseudovergleyte Parabraunerde aus Hochflutlehm, TK 25 Bl. 5108 Porz, PQ 72/34.

Beide Parallelprofile sind im Unterboden kalkfrei. a ist in einer schwachen Depression ausgebildet. Der doppelbrechende Ton zeigt in 30-37 cm nur schwache Orientierung, darunter aber ausgeprägte Streßkutanen sowie sehr dicke Beläge in Sandlücken und Leitbahnen. Redoxprozesse führten zu Fe-Umverteilung. b hat in 1 m eine poröse Kalkkruste an der Grenze zum liegenden grauen, kalkhaltigen Sand. In 30-37 cm finden sich dünne Tonbeläge in einigen Sandlücken und Leitbahnen, darunter sehr dicke Kutanen in vielen Spalten und Leitbahnen, die teils bis in die Poren der Kalkkruste reichen, aber im liegenden Sand fehlen. In 55-62 cm ist viel Kutanen in die Matrix eingearbeitet. Die Fe-Umverteilung ist im Solum mäßig und fehlt in Kalkkruste und liegendem Sand.

**MESCHENICH**

Parabraunerde aus Hochflutlehm, TK 25 Bl. 5107 Brühl, PQ 66/35.

In 2 m Tiefe mit Bimstuff (in b als schluffiges Band auch makroskopisch sichtbar). Der obere Meter ist kalkfrei. In a findet sich Fließton nur gelegentlich in Leitbahnen, außer in 140-148 cm, wo Aggregatwände und Leitbahnen starke Fließtonbeläge tragen. In b enthält der gesamte Unterboden starke Tonbeläge in Leitbahnen und zwischen Sandkörnern und in 92-100 cm reichlich Bruchstücke von Tonbelägen in der Matrix (Taf. 1 Fig. 5). Darunter fehlt der Fließton ganz. Die Eisendynamik ist im unteren Teil von a sehr stark, in b schwächer.

**MONDORF**

Parabraunerde bis Pseudogley-Parabraunerde aus Hochflutlehm, TK 25 Bl. 5208 Bonn.

Die Entkalkung reicht mindestens bis 1 m; in ca. 170 cm ist eine poröse Kalkkruste ausgebildet. In Parallelprofil a zeigt der doppelbrechende Ton eine stetige Zunahme an Menge, Orientierung und Wanderung in Leitbahnen bis in 1 m Tiefe, wobei schon in 60 cm die Tonbeläge sehr dick sind (Taf. 2 Fig. 5). In b ist die Tonverlagerung geringer, aber in 60-67 cm sind Streßkutanen ausgebildet. Die Eisendynamik wechselt stark.

**RHEIDT**

Parabraunerde aus Hochflutlehm, TK 25 Bl. 5208 Bonn.

Der Boden ist bis unter 70 cm entkalkt und hat bei ca. 1 m eine poröse Kalkkruste. Die Fließtonbeläge nehmen nach unten zu und sind in der Kalkkruste sehr stark. Im liegenden Sand keine Fließton-Aktivität. Im Unterboden gibt es Stellen, in denen zahlreiche Reste von Tonbelägen in der Grundmasse enthalten sind. Die Eisenanreicherung ist mäßig und fehlt im Sand.

**WAHN**

Parabraunerde aus Hochflutlehm, TK 25 Bl. 5108 Porz, PQ 75/36.

Dieser älteste unserer Böden, der schon vor den spätpleistozänen Wärmeschwankungen in den terrestrischen Bereich kam, ist in einer Parallele (b) als Rinnenfüllung ausgebildet und kann dort im oberen Teil jünger sein. Die Profile sind kalkfrei bis in die untersuchte Tiefe von 130 cm und zeigen einen deutlichen Fließton-Gradienten mit intensiven Belägen in den tieferen Proben (Taf. 1 Fig. 3). Die Eisendynamik wechselt und ist in der Rinnenfüllung stärker. Hier gibt es schon in 70 cm deutliche Bleichflecken (Taf. 2 Fig. 6) und in 122-130 cm stärkere Bleichung (Taf. 1 Fig. 6).

#### 4 Beziehungen einzelner Merkmale zum Bodenalter

Um die Beziehung der mikromorphologischen Merkmale zum Bodenalter festzustellen, wurden die Tabellenwerte der Probentiefe entsprechend in Profilsäulen eingetragen (Tab. 3-6). Dabei zeigte sich, daß die Entwicklung im Auflandungsgebiet des Niederrheins langsamer abläuft als in der Kölner Bucht. Das Profil LÜLSDORF II wird wegen seines unsicheren Alters nicht für Schlußfolgerungen herangezogen. Nachfolgend werden die pedogenetisch wichtigen Merkmale erläutert.

##### 4.1 Körnung

Die Korngrößenzusammensetzung hat starken Einfluß auf die Pedogenese; deshalb werden hier die Ergebnisse der Sieb- und Schlämmanalyse entspre-

chend ihrer pedogenetischen Bedeutung dargestellt (Tab. 3). Die Bodenarten werden zu fünf Gruppen so zusammengefaßt, daß sie innerhalb jeder Gruppe ein relativ einheitliches Porensystem bedingen (das die Pedogenese weitgehend steuert), und daß sie durch die pedogenetische Verschiebung der Korngrößenanteile im allgemeinen nicht aus ihrer Gruppe herausfallen. Gruppe 1 (Sand) hat Einzelkorngefüge, Gruppe 2 (tonhaltiger Sand) ermöglicht Tonwanderung zwischen Sandkörnern, Gruppe 3 (schluffhaltige, tonarme Bodenart) bedingt instabiles Gefüge, Gruppe 4 (leichtere lehmige Bodenart) fördert stabiles Gefüge mit Leitbahnen, und Gruppe 5 (schwere lehmige Bodenart) führt zu groben Segregaten mit Streßkutanen. Die pedogenetisch (durch Verlehmung und Tonwanderung) bedingten Veränderungen der Bodenart betreffen in den untersuchten Böden weitgehend die Gruppe 4 (leichtere lehmige Bodenart) und führen im Rahmen der holozänen Prozesse im allgemeinen nicht aus der Gruppe 4 heraus.

Die Gruppen setzen sich aus folgenden Bodenarten (Symbole nach AG BODENKUNDE 1982) zusammen: 1 = S, Su2; 2 = St, Ts4; 3 = U, Us, Su4, Su3; 4 = Sl, Ls, Lu, Ul, Ul2; 5 = Lt.

##### 4.2 Kalkgehalt

In Tab. 4 ist der Kalkgehalt (größere Körner und Feinsubstanz der Tab. 2 wurden addiert) dargestellt. Der Wert 7 gibt völlige Entkalkung an, eine Voraussetzung für die Mobilität der Tonsubstanz im terrestrischen Milieu. Bei Einfluß von kalkhaltigem Grundwasser ist die Entkalkung gehemmt. So ist das Profil RINDERN (1800 Jahre) bis in 50 cm entkalkt,

Tab. 3: Körnung (Werte aus SCHRÖDER 1979, ergänzt). 1 = Sand; 2 = tonhaltiger Sand; 3 = schluffhaltige, tonarme Bodenart; 4 = leichte lehmige B.; 5 = schwere lehmige B.

Jahre cm	500 LÜL I	500 WISS	1800 EMME	1800 WALL	1800 RIND	3000 NMÖR	6000 LÜTT	6000 WOBR	8000 BÜDE	8000 WORR	10000 RANZ	11000 MESCH	11000 MOND	11000 RHEI	13000 WAHN
50-	4 4 4	4 4 4	4 4 4	4 4 4	4 4 4	4 4 4	4 4 4	4 5 4	4 4 4	4 4 4	1 4 4	4 4 4	4 4 4	4 4 4	4 4 4
100-	4 2	4 4	4 4	4 4	4 4 7	4 3	4 5 4	4 4 1	4 4 5	2 2 4	2 2 4	4 4 1	4 4 4	4 4 4	5 4 4
150-			4 4	4 5	4 4				4 4 1	4 4	4 1	4 4	4 4	4 4	4 4
200-			4 5	5								4 4	4	1,3	

Tab. 4: Entkalkung  
Summe von grobem und feinem Kalk; von 2 = kalkreich bis 7 = entkalkt

Jahre cm	500 LÜLI	500 WISS	1800 EMME	1800 WALL	1800 RIND	3000 NMÖR	6000 LÜTT	6000 WOBR	8000 BÜDE	8000 WORR	10000 RANZ	11000 MESCH	11000 MOND	11000 RHEI	13000 WAHN
50-	5 4 4	5 4 3	6 3 2	4 3 2	4 3 2	5 3 2	7 7 5	7 7 6	7 6 7	7 7 7	7 6 7	7 7 7	7 7 7	7 7 7	7 7 7
100-	4 3	3 3	2 3	7 3	4 2	3 2	2 2	5 3	3 3	7 7	7 2	7 2	7 2	2 2	7 7
150-			3	4 5	5				7 7 6 6	7 7		7 3	2	2	7 7
200-				2								7 3			

während das Profil LÜTTINGEN (6000 Jahre) bis oben Kalk führt. In einigen Böden zeigen die Werte eine spätere Kalkzufuhr von oben an. Bei allen mindestens 8000 Jahre alten Böden ist der größte Teil des Solums kalkfrei.

### 4.3 Tonwanderung

Während Streßkutanen auch in primär noch kalkhaltigem Material entstehen können, wie das von Vertisols bekannt ist, und sich bereits nach 1800 Jahre zu bilden beginnen (EMMERICH), wird für die

Tonwanderung angenommen, daß sie Entkalkung voraussetzt. Die Tonwanderung, deutlichster Ausdruck der Bodenentwicklung, ist in Tab. 5 als Produkt aus Häufigkeit und Dicke der Fließtonbeläge eingetragen. Die bei Tonwanderungen stark bevorzugten Sandlücken wurden gekennzeichnet.

Die mittelalterlichen Profile, die durch Eindeichung der Sedimentation entzogen sind, aber noch bis ins Solum Druckwasser bekommen können, besitzen keinerlei Tonbeläge; doch bereits in römischerzeitlichen Profilen (1800 Jahre) stellen wir sie hier und da fest, in EMMERICH und WALLACH zwar nur in der Tiefe

Tab. 5: Fließtonbeläge. Produkt der (um für fehlenden Fließton = zu erhalten) jeweils um 1 reduzierten Maßzahlen für belegte Porenwände und Dicke der Beläge,\* = viele Sandlücken

Jahre cm	500 LÜLI	500 WISS	1800 EMME	1800 WALL	1800 RIND	3000 NMÖR	6000 LÜTT	6000 WOBR	8000 BÜDE	8000 WORR	10000 RANZ	11000 MESCH	11000 MOND	11000 RHEI	13000 WAHN
50-	0 0 0	0 0 0	0 0 0	0 0 0	0 0 0	0 0 0	0 0 0	0 2 4	0 1 1	0 4* 4*	2* 6* 6*	0 1 1	0 2 6	0 2 4	0 2 6
100-	0 0	0 0	1 1	0 0	0 1	0 1	1 1	1* 1*	1 8*	2* 8*	2* 8*	9 1	6* 9	9 8	9 6
150-			0 0	0 1*	0 0	0 0	1 2	0 1*	8* 10*	4* 3*	2* 0	12	0 0	8 0	9 6
200-			0 0	0					1*	0		2	0		



Für jede der drei Porenraum-Gruppen werden die höchstwertigen Proben aus dem oberen Meter getrennt ermittelt und ihre Werte errechnet. Deren Maxima sind relativ eng mit dem Bodenalter verknüpft (Tab.7).

Diese Formel ergibt sich aus folgenden Überlegungen: zunächst erhält der schnellste Prozeß, die Tonwanderung in Sandlücken, Bezugs-porenraum = 1. Gefüge, in denen auch Sandlücken eine Rolle spielen, erhalten Bezugs-porenraum = 3, während die langsame Tonbewegung zu und in Röhren und Spalten mit Bezugs-porenraum = 9 gewichtet wird. Dieser Faktor "Bezugs-porenraum" wird mit der Intensität der sichtbaren Zeichen der Tonverlagerung multipliziert, für die das Produkt von Häufigkeit und Dicke der Tonbeläge steht. Die Wirkung der Entkalkung muß durch Zahlen ähnlicher Dimension ausgedrückt werden; gewählt wurden 10 bei mäßig tiefer und 20 bei tieferer Entkalkung. Diese Werte sind im Detail willkürlich, aber generell durch die dargelegten begründeten Vorstellungen bezüglich der Entwicklungsprozesse bestimmt.

Diese Berechnung ergibt die Werte der Tab. 7. Die Profile LÜLSDORF und WISSEL (500 Jahre) zeigen keine Entwicklung und erreichen nur den Wert 1. EMMERICH, WALLACH und RINDERN (1800 Jahre) bleiben unter 20. Die 3000-8000 Jahre alten Böden NIEDERMÖMTER, LÜTTINGEN, WORRINGER BRUCH, BÜDERICH UND WORRINGEN haben Werte zwischen 10 und 46. Von den Böden aus spätpleistozänem Auenlehm erreichen RANZEL, MONDORF, RHEIDT und WAHN Werte zwischen 56 und 101 und sind damit gut gegen die jüngeren abgesetzt. Von MESCHENICH b gibt es keine Proben mit Röhren und Spalten für die Tonbeläge und MESCHENICH a zeigt eine sehr starke Tonwanderung, aber sein Bt-Horizont liegt in ca. 1,5 m Tiefe (Tab. 6)

- das ursprüngliche Profil ist überdeckt worden. Die generelle Berücksichtigung so tief liegender Horizonte war nicht möglich, da nicht alle Profile tiefer als 1 m beprobt worden waren.

### 5 Alter, Entwicklung und systematische Stellung der Böden auf den Niederterrassen des Niederrheins und der Kölner Bucht

Entsprechend der Annahme ZAKOSEKS, die zur Untersuchung dieser Profilerie geführt hat und von SCHRÖDER (1979) bestätigt werden konnte, lassen sich die Auenböden des Niederrheins und der Kölner Bucht nach dem Bodenalter ordnen. Die vorliegende Untersuchung zeigt, daß dies bereits auf Grund der mikromorphologischen Merkmale möglich ist.

Die Böden holozänen Alters sind aus kalkhaltigem Sediment entstanden, das Boden- und Gesteins-Material enthält und teils der Definition eines M-, teils der eines C-Horizontes genügt (s. o.). So stehen die Böden - nach kurzer Rohboden-Phase - zunächst zwischen Braunauenboden und Auenpararendzina. Junge Böden aus Auenlehm zeigen im Unterboden weder Entkalkung noch Verlehmung oder Tonbeläge in den Poren (Taf. 2 Fig. 17). Die Böden sind aber von zunehmender Entkalkung betroffen, soweit dies nicht durch hoch anstehendes Grundwasser verhindert wird. Da die Tonverlagerung zunächst unerheblich ist, entsteht aus der Auenpararendzina die Auenbraunerde, während bei bleibend höherem Humusgehalt des Sediments die Bezeichnung Braunauenboden (Allochthone Vega) beibehalten werden müßte.

Zur weiteren Entwicklung schreibt Hanna (1966): "Sobald das Bodenmaterial entkalkt war, fanden sich

Tab. 7: Aus den entwicklungsbedingten Merkmalen errechnete Altersstufe im Vergleich zum Bodenalter

Profil	Stufe	Profil	Stufe	Profil	Stufe
<b>ca 500 Jahre:</b>		<b>ca 3.000 Jahre:</b>		<b>ca 10.000 Jahre:</b>	
Lülsdorf I a	1	Niedermörmter a	10	Ranzel b	74
Lülsdorf I b	1	Niedermörmter b	19	Ranzel c	101
Wissel a	1	<b>ca 6.000 Jahre:</b>		<b>ca 11.000 Jahre:</b>	
Wissel b	1	Lüttingen a	10	Meschenich a	29
<b>ca 1.800 Jahre:</b>		Lüttingen b	19	Meschenich b	47
Emmerich a	10	Worringer Bruch a	38	Mondorf a	101
Emmerich b	10	Worringer Bruch b	46	Mondorf b	56
Wallach a	1	<b>ca 8.000 Jahre:</b>		Rheidt a	101
Wallach b	1	Büderich a	29	Rheidt b	101
Rindern a	19	Büderich b	29	<b>ca 13.000 Jahre:</b>	
Rindern b	19	Worringen a	28	Wahn a	74
		Worringen b	32	Wahn b	101

auch Tondurchschlammungsmerkmale. Es ist daher auch möglich, daß die Tonwanderung ziemlich rasch nach der Entkalkung beginnt ...". Tatsächlich enthält der holozäne Auenlehm vorverwittertes Material, das nach Entkalkung der Tonwanderung unterliegt. Dabei werden die Tondomänen, die im Liefergebiet durch Silicatverwitterung oder beim Transport aus Tonbelägen entstanden sind, dispergiert, und der Ton bewegt sich mit dem Bodenwasser in Hohlräumen. Dann sind in Poren doppelbrechende Tonbeläge nachzuweisen; doch sind die Wanderstrecken anfangs gering, und eine meßbare Verarmung des Oberbodens tritt erst viel später ein. Bei der Tonwanderung handelt es sich eindeutig um einen Prozeß aus der terrestrischen Pedogenese (ein Zusammenhang mit Grundwasserschwankungen wurde nicht beobachtet und ist auch nicht wahrscheinlich, da dieses kalkhaltig ist), der zur Parabraunerde überleitet. Deren Sondercharakter, der in der frühzeitigen und durchgreifenden Mobilisierung des ererbten Tons bei zunächst geringer Horizontdifferenzierung besteht, wird lediglich auf der Ebene der Form gekennzeichnet: "Parabraunerde aus Hochflutlehm". Obwohl die Tonwanderung beschleunigt abläuft und schnell durchgreifen kann, weil das Sediment reaktivierbares Bt-Material aus dem Liefergebiet enthält, muß sie immerhin nach der Materialverlagerung neu beginnen, und so kommt es schließlich doch zu einer altersabhängigen Horizontdifferenzierung. Nach etwa 6000-jähriger Entwicklung ist in der Regel ein Bt-Horizont abgrenzbar, ist die Parabraunerde aus Auenlehm entstanden.

Dies gilt für lehmige Substrate, wogegen die Tonwanderung zwischen Sandkörnern extrem schnell verläuft und kaum vom pH-Wert abhängig ist. Das Ergebnis ist ein ausgeprägtes Hüllengefüge (Taf. 2 Fig. 4), das sich bis zur vollständigen Porenfüllung entwickeln und dem Sediment dann einen honigsandartigen Charakter geben kann.

Die alten Böden wurden aus spätpleistozänem Sediment gebildet, das mindestens zum Teil primär kalkarm oder -frei war. Das Profil WAHN liegt auf der Älteren Niederterrasse, MONDORF, RHEIDT und MESCHENICH gehören zu spätpleistozänen Sedimenten der Jüngeren Niederterrasse, und auch die Entwicklung des Profils RANZEL geht bis zum Ende der Jüngeren Tundrenzeit zurück. Da das Ausgangsmaterial tonreich war und eine starke Beteiligung umgelagerter Tonbeläge zeigen kann (Taf. 1 Fig. 5), ist die Beteiligung von kurzstreckig transportiertem Bt-Material wahrscheinlich. Es dürfte sich um Solifluktionsmaterial von den Talflanken handeln, das Anteile des Eem-Bodens enthält und sich zu den Flußrinnen hin mit Auensedimenten verzahnt, entsprechend der Darstellung bei ROHDENBURG (1989:

26). Die randliche Überdeckung kalkfreien spätweichselzeitlichen Sedimentes, wahrscheinlich solifluidalen Decklehms, durch kalkhaltigen holozänen Hochflutlehm beschreibt HANNA (1966: 30). Der Ton des ererbten Bt-Materials wurde am neuen Ort reaktiviert und bildet Tonbeläge und -füllungen, die meist reich mit Eisenoxid-Körnchen durchsetzt sind (Taf. 2 Fig. 5). Diese Böden zeigen auch verstärkt Eisenumverteilung (Taf. 2 Fig. 6). Kalkarmut und stärkere Vorverwitterung dieser spätpleistozänen Sedimente wirken in der gleichen Richtung wie die regionale terrestrische Bodenentwicklung im Holozän, so daß nur schwer auf deren Intensität geschlossen werden kann.

Diese älteste Gruppe von Böden hat sich aus der (pleistozänen) Hauptlage entwickelt, die jüngerer aber aus dem holozänen Hochflutlehm. Sie gehören auch nicht zur selben Entwicklungsreihe. Im Hochflutlehm spielen nur fluviatile Sedimente eine Rolle. Aber auch deren Zusammensetzung war Veränderungen durch naturgeschichtlich und anthropogen bedingte Substratunterschiede unterworfen, so daß mit gewissen Abweichungen in der Bodenentwicklung gerechnet werden muß:

Im Frühholozän nahmen im Zuge der Vegetationsansiedlung Bodenabtrag und Sedimentbildung schnell ab und wurden deutlich geringer. Im Liefergebiet standen die verschiedenen Decksedimente (Substrate mit reichlich eingearbeitetem Verwitterungsmaterial bis fast zum Löß), äolischer Löß und offener Fels an. Nach der Konsolidierungsphase dürften besonders die jungen, gering verwitterten Böden aus Löß vom Abtrag betroffen gewesen sein, so daß sich aus dem Sediment mäßig tonhaltige Auenpararendzinen bildeten, die sich nach Art der autochthonen Lößböden durch Silicatverwitterung zu Braunerden s. str. und durch nachfolgende Tonverlagerung zu Parabraunerden entwickeln konnten. Noch bis zum Atlantikum waren im Liefergebiet kaum rezente Parabraunerden vorhanden; aber durch die fortschreitende rezente Bodenbildung nahm der Anteil an verwittertem Material zu und der Carbonatgehalt der Fracht ab. In der Aue wurde das Stadium der Auenpararendzinen kürzer, soweit der Grundwasserkontakt die Entkalkung nicht behinderte, und das folgende Stadium stand der Auenbraunerde vielleicht näher, als der Braunerde. Tonverlagerung führte zur Parabraunerde.

Bei Auenlehmen, deren Sedimentation nach Beginn des Atlantikums, aber vor über 5000 Jahren abgeschlossen war, war die Bodenentwicklung im Liefergebiet weiter fortgeschritten, in den meisten Lößgebieten bis zur Parabraunerde, während der landwirtschaftlich bedingte Bodenabtrag noch keine große Rolle spielte. An der Fracht des Stromes war daher Material aus Ah-, Bv- und Bt-Horizonten reichlich

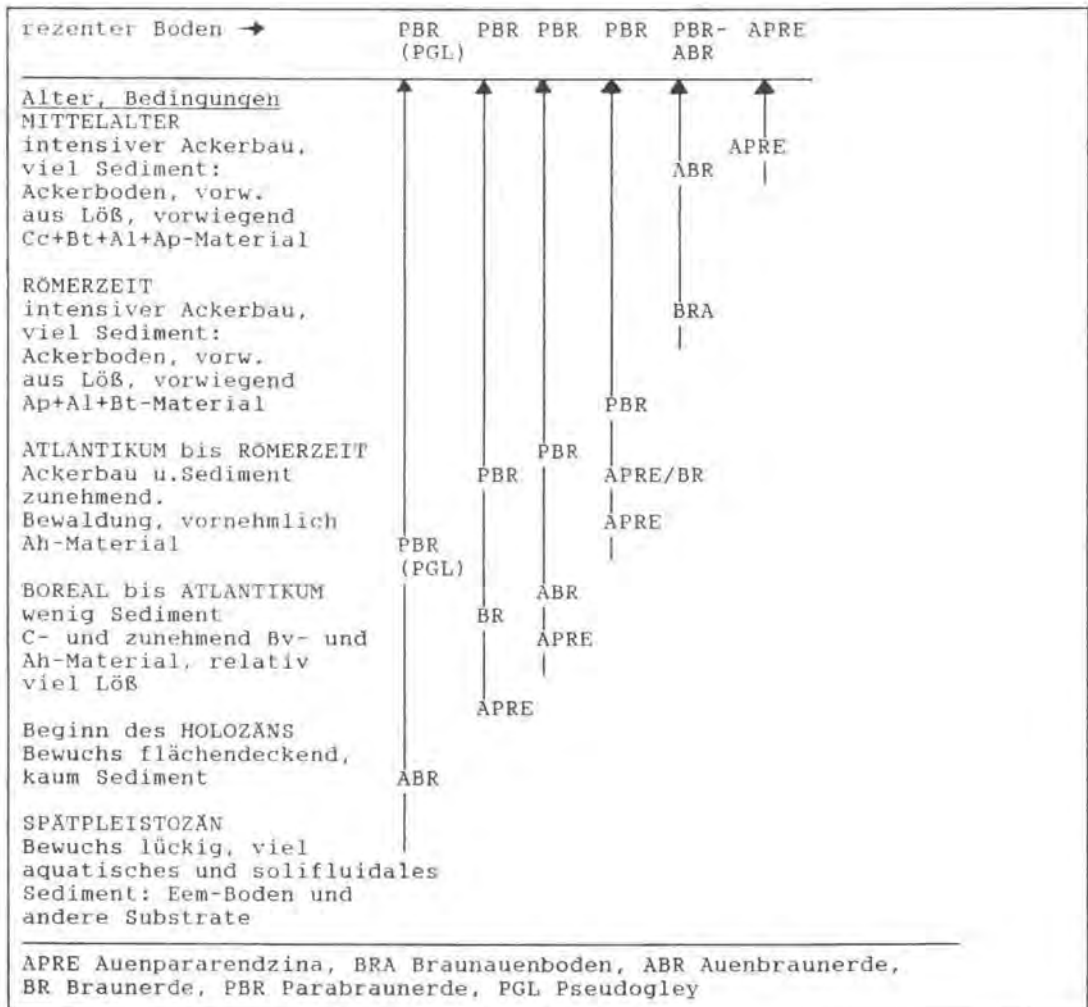
beteiligt, die Sedimentmenge je Zeiteinheit war jedoch gering. Die Bodenentwicklung in der Aue hätte demnach von der Allochthonen Vega zur Parabraunerde laufen können; wegen relativ hoher Beteiligung der alpinen Komponente ist aber die Reihe Auenpararendzina - Auenbraunerde bis Braunerde - Parabraunerde wahrscheinlicher.

Bei den jüngeren Sedimenten ist durch Intensivierung der Landnutzung die Sedimentmenge stark angestiegen. In einer Übergangszeit stand noch reichlich vorverwittertes und humoses Material im Sediment zur Verfügung, so daß sich wohl der Braunauenboden (Allochthone Vega, Profil Ah - M - C) bildete, der durch Entkalkung und Humusschwund bei geringer Silicatverwitterung zur Auenbraunerde (Profil Ah - B - C) wurde und nun als Parabraunerde - Auenbraunerde einer zunehmenden Tonwande-

nung unterliegt. Schließlich beteiligte sich zunehmend Material des Untergrundes, was eine Abnahme des Humus- und Tongehaltes und aus den am meisten betroffenen Kalk- und Lößlandschaften des Einzugsgebietes einen Anstieg der Carbonatgehalte bedeutet. Nun verschob sich der Schwerpunkt am Beginn der Bodenbildung wieder von den A-M-Böden zu den A-C-Böden, d. h., die meisten jungen Auenböden stehen der Auenpararendzina näher als der Allochthonen Vega. Diese Auenpararendzinen könnten in ihrer Weiterentwicklung der Braunerde näherkommen, als der Auenbraunerde, da sich in den Sedimenten der Gehalt an verwitterbaren Silicaten erhöht und der Gehalt an Verwitterungsprodukten vermindert hat.

Die folgende Tab. 8 ist ein Versuch, die dargelegten Befunde zu ordnen und die mutmaßliche Geschichte der vorwiegenden rezenten Böden darzustellen.

Tab. 8: Rekonstruktion der Bodenentwicklung



## 6 Schnelle Tonverlagerung in Ackerböden

Am Beispiel von Böden des Versuchsgutes Wahn zeigt sich, wie schnell die Tonwanderung in gestörtem Material mit Bt-Komponente ablaufen kann, wenn Sandlücken zur Verfügung stehen. Von der jüngeren Niederterrasse des Rheins wurden uns im November 1970 Bodenproben aus dem Versuchsgut der Landwirtschaftskammer Rheinland durch Herrn MERBITZ übergeben. Der dichte Unterboden ist hier in der Lage, sich bereits ein bis zwei Jahre nach Einsatz des Zweischichtenpfluges erneut zu verdichten, wobei die Tonverlagerung eine wichtige Rolle spielt.

Die Proben zeigten folgende Bodeneigenschaften: Farbe (MUNSELL) in der Krume 10 YR 4/2 oder 7,5 YR 4/2, im Unterboden 7,5 YR 4/4; pH-Werte zwischen 6,2 und 6,9 (KCl), potentielle Kationen-Austauschkapazität 10-17 mval/100 g, meist zu 96-99% mit Basen gesättigt, und zwar mit Ca (70-)82-94%, Mg 0,6-1,2%, K 0,6-3,6% (Unterboden bis 1,7%), Na 0,6-2% (Unterboden bis 1,3%); die Krume enthält 1,5-1,8% organische Substanz; Tonminerale sind neben Illit etwas Chlorit und Spuren von Kaolinit. Die Körnung (Abb. 2) zeigt eine starke Tonanreicherung im Unterboden an, der entsprechend ein Polyedergefüge besitzt, während die Krume Subpolyeder- bis

Plattengefüge hat. Unter Klee reicht das Subpolyedergefüge noch in den Unterboden hinein, während unter Wintergerste schon in der Krume neben Subpolyedern auch Polyeder gefunden werden. Das auffallende Merkmal dieser ackerbaulich schwierigen Böden ist die starke Tonanreicherung im Unterboden (Bt-Horizont). Unter dem Mikroskop zeigt sich, daß die Matrix von doppelbreichendem, verfließendem Ton in unterschiedlicher, teils sehr großer Menge durchsetzt ist (Taf. 3 Fig. 1). Der gegrubberte Oberboden ist deutlich verarmt (Taf. 3 Fig. 2). Wo dagegen der Zweischichtenpflug eingesetzt wurde, da ist reichlich Fließton in die Krume gebracht worden (Taf. 3 Fig. 3). Der Unterboden zeigt nicht nur eine tonreichere Matrix, sondern eine Infiltration der Poren mit Fließton (Taf. 3 Fig. 4), die besonders bei Schluffmangel intensiv ist, im Sand ein Hüllengefüge erzeugt und zunehmend die Sandlücken füllt (Taf. 3 Fig. 5, 6), wobei die entstehende Staunässe zur Eisen- und Manganumverteilung führt. Vorbedingung für die schnelle Verdichtung ist das Vorkommen sandig-toniger Bodenarten, weil hier die Tonwanderung unmittelbar ablaufen kann. Dieses Beispiel vom Versuchsgut Wahn zeigt, wie extrem kurz die für eine Tonverlagerung nach Materialumlagerung notwendigen Zeitspannen sind, wenn die genannten Bedingungen vorliegen.

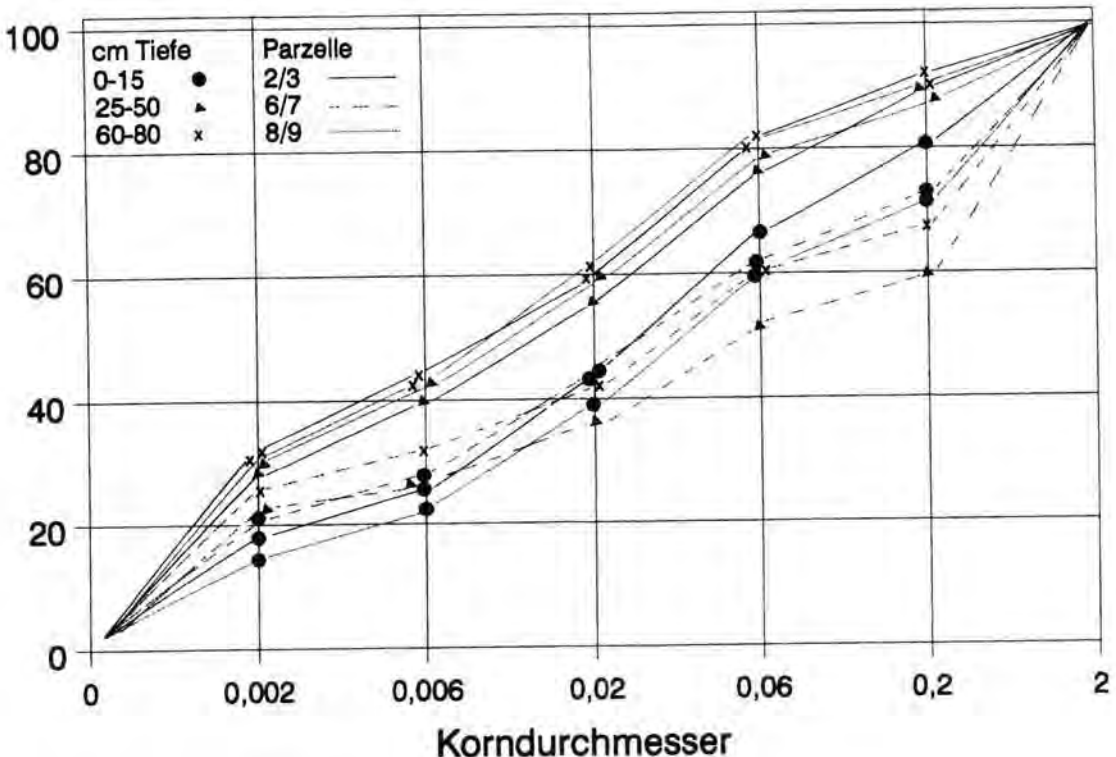


Abb. 2: VERSUCHSGUT WAHN, kummulative Kurven der Korngrößenfraktionen.

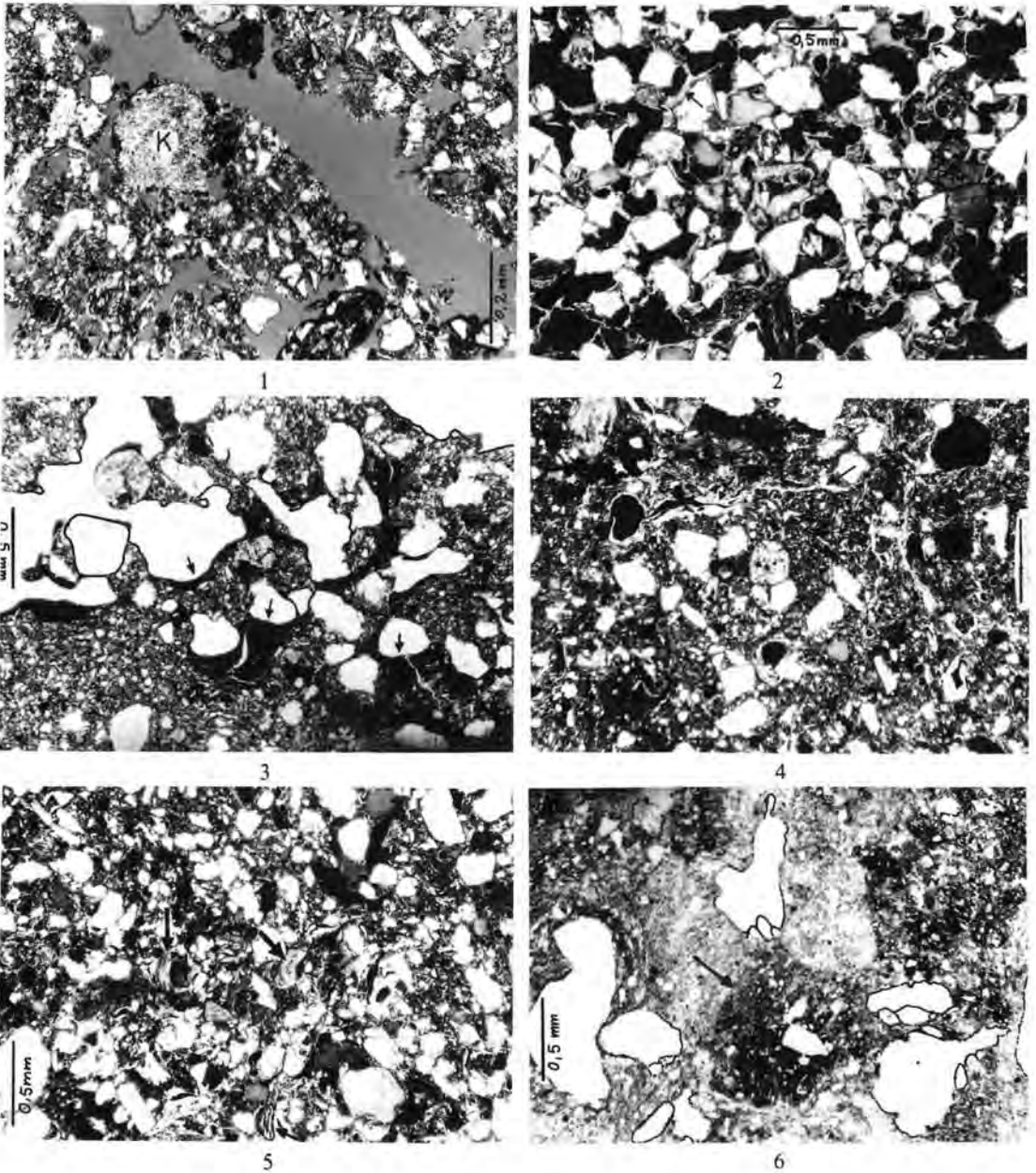


Für die Verfestigung dieser Böden ist vor allem ein mikroskopisch schwer darstellbarer Anteil der Tonfraktion verantwortlich. Neueste Untersuchungen (BRAUN 1991) auf der Niederterrasse im Bereich des Versuchsgutes Wahn zeigen, daß eine hohe Anteil an löslicher Kieselsäure vorliegt, die bei der Verwitterung von Trachyttuff freigesetzt wird. Von den großen Trachyttuff-Decken am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges kommt vor allem die vom Laacher See in Frage, deren Auswurfmassen während der gesamten Dauer von jüngerer *Dryas* und Holozän ausgeräumt wurden und als Komponente des Hochflutlehmes der Silicatverwitterung und Auslaugung unterliegen.

## 7 Schriftenverzeichnis

- ALTEMÜLLER, H.-J. (1974): Mikroskopie der Böden mit Hilfe von Bodendünnschliffen.- Handbuch der Mikroskopie in der Technik, Band 4, Teil 2, 309-367, 45 Abb., Frankfurt a. M. (Umschau-Verlag).
- ALTFERMANN, M. & M. WÜNSCHE (1991): Ausgangsgesteine und Bodeneigenschaften. - Z. geol. Wiss. 19, 3-12, 5 Abb., 3 Tab., Berlin.
- AG BODENKUNDE (1982): Kartieranleitung, 2. Aufl.- 331 S. 19 Abb., 98 Tab., 1 Beil., Hannover, In Komm.: Stuttgart (Schweizerbart).
- Arbeitskreis für Bodensystematik der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft (1985): Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland. Kurzfassung.- Mitteilungen Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft, **44**, 1-90, Göttingen.
- BRAUN, P. (1991): Gefügeverfestigung in Auenböden des Mittelrheins. - Bonner Bodenkd. Abh. **3**, 354 S., 204 Abb., 60 Tab., Bonn.
- BRUNNACKER, K. (1978): Der Niederrhein im Holozän.- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **28**, 399-440, 14 Abb., 4 Tab., 1 Taf., Krefeld.
- DUCHAUFOUR, PH. (1976): Atlas écologique des sols du monde. - 178 S., 11 Tab., 20 Taf., Paris (Masson).
- GEBHARDT, H., P. HUGENROTH & B. MEYER (1969): Pedochemische Verwitterung und Mineral-Umwandlung im Trachyt-Bims, Trachyt-Tuff und in den Tuff-Milchsedimenten der Laacher Eruptionsphase. - Göttinger Bodenkundliche Berichte **11**, 1-83, 14 Abb., 7 Tab., Göttingen.
- HANNA, F. S. (1966): Untersuchung und Einteilung der Talböden im unteren Mittelrheintal. - Diss. Bonn. 120 S., 30 Abb., 11 Tab., Bonn.
- HEIDE, G. (1988): Boden und Bodennutzung. - In: Geologie am Niederrhein, 4. Aufl., S. 73-78, 1 Abb., 1 Taf., Krefeld (Geol.Landesamt NRW).
- KLOSTERMANN, J. (1988): Quartär. - In: Geologie am Niederrhein, 4. Aufl., S. 40-63, 12 Abb., 2 Tab., Krefeld (Geol. Landesamt NRW).
- KOPP, E. (1964): Zur Genese der Böden aus Hochflutlehm auf der Niederterrasse im Raume Bonn-Köln-Krefeld.- Eiszeitalter und Gegenwart, **15**, 81-91, 4 Tab., Öhringen.
- MIEDEMA, R. (1987): Soil formation, microstructure and physical behaviour of Late Weichselian and Holocene Rhine deposits in the Netherlands.-Diss. Agric. Univ. Wageningen, XI+339 S., 60 Abb., 78 Tab., Wageningen.
- MÜCKENHAUSEN, E. & H. WORTMANN, in. Beitr. v. F. ERDMANN & E. KLAPP & H. KLUG & E. SCHROEDER & H. WERNER (1962): Erläuterungen zur Bodenübersichtskarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 300 000.-144 S., 7 Abb., 10 Taf., Krefeld (Geol. Landesamt NRW.)
- PAAS, W. (1961): Rezente und fossile Böden auf niederrheinischen Terrassen und deren Deckschichten. - Eiszeitalter und Gegenwart, **12**, 165-230, 32 Abb., Öhringen.
- ROLDENBURG, H. (1989): Landschaftsökologie - Geomorphologie. - 220 S., 33 Abb., 1 Taf., Gremlingen (Catena-Verlag).
- SCHNEIDER, F. K. (1983): Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50000, Blatt L 5308 Bonn.- Krefeld (Geologisches Landesamt NRW).
- SCHOLZ, A. D. & SCHROEDER & H. ZAKOSEK (1983): Erfassung der Bodenentwicklung in Hochflutlehm des Niederrheins mit Hilfe multipler Korrelations-, Regressions- und Clusteranalysen. - Z. Pflanzenenernaehr. Bodenk. **146**, 353-364, 5 Abb., 4 Tab., Weinheim.
- SCHROEDER, D. (1979): Bodenentwicklung in spätpleistozänen und holozänen Hochflutlehm des Niederrheins. - Habil. Bonn, 296 S., 63 Abb., 56 Tab., Bonn.
- STEPHAN, S. (1981): Zur Mikromorphologie der Tonverlagerung im Alluvium des Niederrheins. - Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln **41** (Festschrift Brunnacker); 243-247., Köln.
- WOLLERSEN, TH. W. (1982): Zur Boden- und Sedimententwicklung in spätpleistozänen und holozänen Hochflutlehm von Rhein und Neckar im nördlichen Oberrheintalgraben. - Diss. Bonn, 260 S., 53 Abb., 8 Tab., weitere Abb. u. Tab. im Anhang., Bonn.
- ZAKOSEK, H. (1991): Zur Genese und Gliederung des Rheintal-Tschernosems im nördlichen Oberrheingraben.- Mainzer geowiss. Mitt. **20**, 159-176, 6 Tab., Mainz.

Manuskript eingegangen am 30.1.1992



Tafel 1

Fig. 1: Kalk-Konkretion (K), Poren hellgrau; NIEDERMÖRMTER a, 58-65 cm; teilweise gekreuzte Polarisatoren

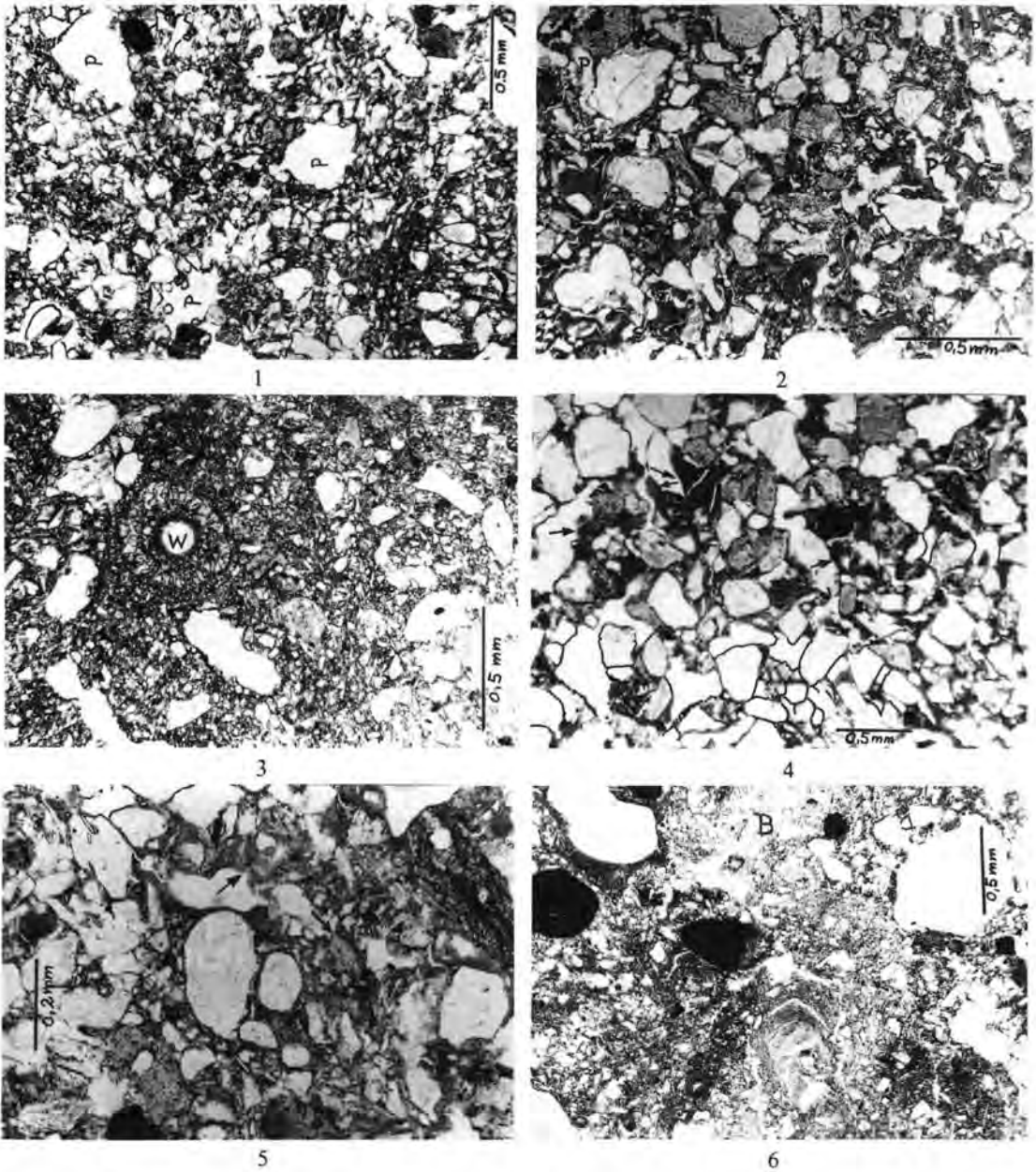
Fig. 2: In diesen Sandlücken sind 3/4 der Porenwände mit Tonkutanen belegt, die grau bis weiß erscheinen, Sandkörner weiß, Poren schwarz; BÜDERICH b, 109-116 cm; gekreuzte Polarisatoren

Fig. 3: An den Porenwänden eines Schwammgefüges sieht man sehr dicke Tonbeläge (Pfeile), Poren und viele Mineralkörner weiß, Fließton dunkel; WAHN b, 66-73 cm; ohne Polarisatoren

Fig. 4: Tonbeläge weiß (Pfeile!) zwischen Aggregaten und in Leitbahnen, Mineralkörner hell bis weiß, Poren schwarz; MONDORF b, 60-67 cm; gekreuzte Polarisatoren

Fig. 5: In präholozänem Material ist Kutanenton eingearbeitet (Pfeile); MESCHENICH b, 92-100 cm; gekreuzte Polarisatoren

Fig. 6: starke Bleichflecken hellgrau, Stellen mit Fe-Mn-Anreicherung sehr dunkel, Poren und durchsichtige Körner weiß; WAHN b, 122-130 cm; ohne Polarisatoren



Tafel 2

Fig. 1: Junger Boden vor dem Rheindeich, Unterboden ohne pedogene Veränderungen; Poren (P) und durchsichtige Körner weiß; LÜLSDORF I; ohne Polarisatoren

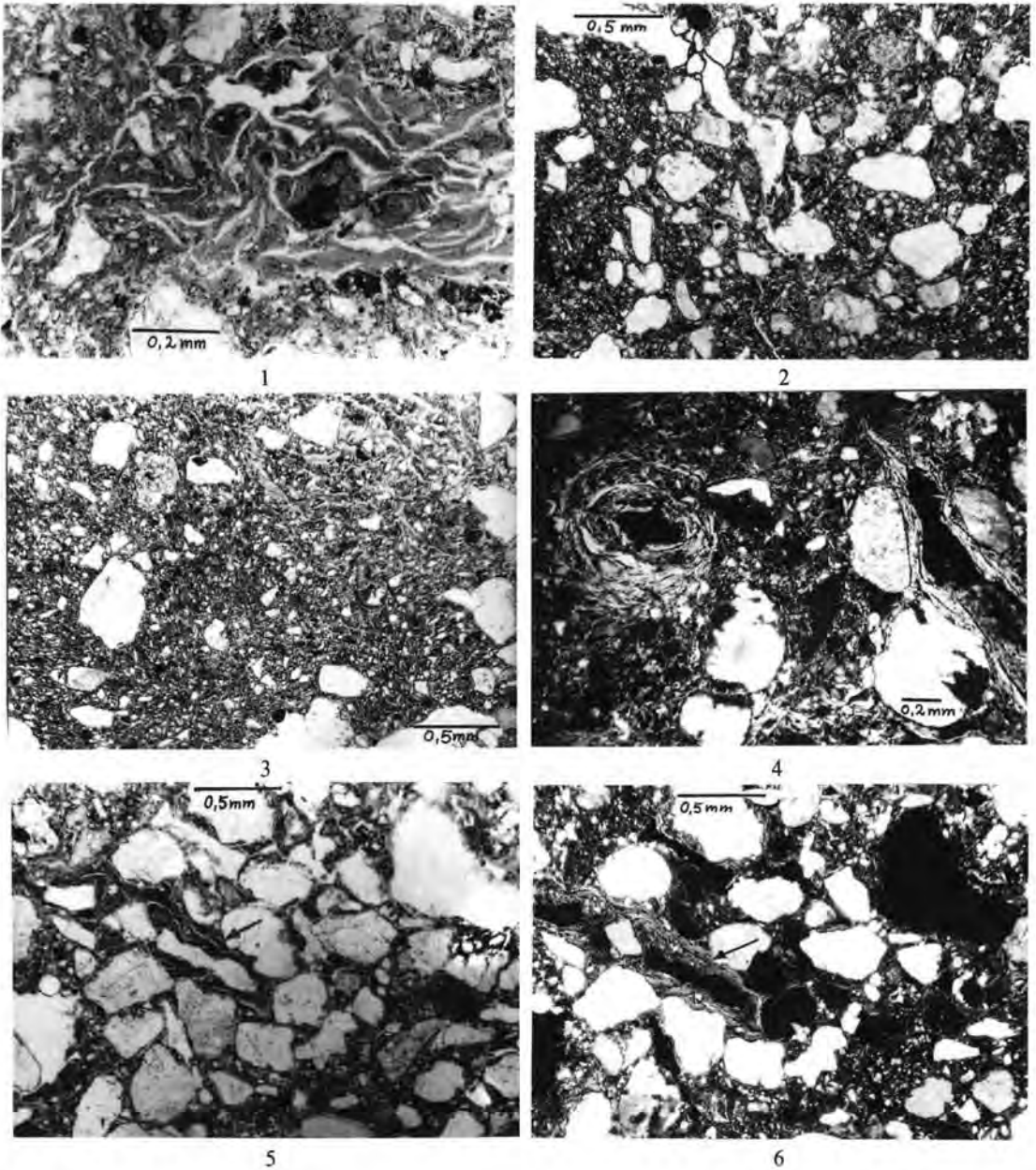
Fig. 2: Bt-Horizont; Poren mit Tonbelägen (P); LÜLSDORF II; ohne Polarisatoren

Fig. 3: Kalkausscheidung um eine Wurzelröhre (W) herum; LÜTTINGEN, 80 cm; ohne Polarisatoren

Fig. 4: Fließton im Sandlückensystem; der eisenreiche Ton erscheint sehr dunkel (Pfeile); BÜDERICH b, 80 cm; ohne Polarisatoren

Fig. 5: Eisenkörnige Tonbeläge und -füllungen (Pfeile); MONDORF a, 60 cm; ohne Polarisatoren

Fig. 6: Eisenumverteilung, Bleichzone um B; Anreicherung vor allem in der linken Bildhälfte; WAHN, 70 cm; ohne Polarisatoren



## Tafel 3

Fig. 1: Fließton-Bereich grau, Poren und durchsichtige Minerale weiß; im Unterboden; ohne Polarisatoren

Fig. 2: Verarmter Oberboden: weniger Feinsubstanz zwischen den hellen Mineralkörnern; gegrubbert; ohne Polarisatoren

Fig. 3: Der Pflug hat Fließton in die Krume gebracht; Fließton z. B. Bildmitte und oben rechts; ohne Polarisatoren

Fig. 4: In den Poren des ohnehin tonreichen Unterbodens ist von oben Fließton eingewandert und umgibt den restlichen Porenraum als längliche, helle Strukturen, Sandkörner hell, Poren schwarz; gekreuzte Polarisatoren

Fig. 5: Im Sandlückensystem intensive Toninfiltration (z. B. Pfeil); Fließtonbeläge dunkel, Mineralkörner und Poren hell; ohne Polarisatoren

Fig. 6: gleiche Stelle, Fließtonbeläge grau, Poren schwarz, Mineralkörner weitgehend weiß; zwischen gekreuzten Polarisatoren

# Einsatz eines Grundwasserströmungsmodells bei der Grundwassergewinnung im Xantener Stauchmoränenbogen (Niederrheinische Tiefebene)

HORST LOSEN & CHRISTOPH TRESKATIS\*

Groundwater in a pushmoraine, groundwater flowsimulations, protection of drinking water, drinkwater rewinning in unclaimed areas, Lower Rhine Embayment

**Kurzfassung:** Die modernen Anforderungen an den Trinkwasserschutz, die zunehmende Zersiedelung und die landwirtschaftliche Nutzung weiter Teile der Niederrheinischen Bucht führen immer häufiger zu Nutzungskonflikten. Da die einmal vorhandenen Nutzungsstrukturen wie Naßabgrabungen und Gewerbegebiete die Flächen für eine schutzfähige Grundwassergewinnung reduzieren, bleibt oft nur die Verlagerung der Trinkwassergewinnung in zuvor nicht beanspruchte Gebiete.

Am Beispiel einer Prognose für die Verschiebung einer Entnahmegalerie aus einer Zone mit gewerblicher und lagerstättentechnischer Nutzung im Umfeld des Xantener Stauchmoränenbogens kann gezeigt werden, daß auf der Grundlage quartärgeologischer Grundlagendaten und eines numerischen Grundwasserströmungsmodells eine Optimierung der Ortslage für eine Trinkwassergewinnung durchgeführt werden kann.

Die eiszeitliche Überprägung weiter Teile des hydrogeologischen Grundwasserleitersystems im Xantener Bogen bedingte zahlreiche Restriktionen für die Optimierung eines Grundwassergewinnungsbereichs.

Mit Hilfe der Geländeaufnahmen und der Modellrechnungen wurden verschiedene neue Brunnenstandorte simuliert und hinsichtlich der ökologischen und hydrogeologischen Restriktionen bewertet.

Die Modellrechnungen ermöglichten bereits im Planungsstadium eine Vorausschau auf die Auswirkungen und den Nutzen einer Verlagerung der ursprünglichen Entnahmeschwerpunkte. Die Ergebnisse zeigen aber auch, daß ein Ausweichen der Trinkwassergewinnung zugunsten anderer Flächennutzungen mit neuen Restriktionen am neuen Standort verbunden sein kann und somit in jedem Einzelfall zu überprüfen ist.

## [Employment of a groundwater flow model in determining the position of production water wells in the pushmoraine arc of Xanten (Lower Rhine Basin, West Germany)]

**Abstract:** Modern requirements for the protection of drinkingwater, the more increasing housing development and agricultural use of vast areas of the Lower Rhine Basin have

lead to conflicts of utilization. Because of existing structures of use, such as gravel excavations and commercial sites have reduced the areas which guarantee a protected groundwater extraction, it has become inevitable for drinkingwater to be pumped in once still unclaimed areas.

Using the example of a prognosis for the displacement of an water well gallery out of the catchmentzone with commercial and raw material excavational use in the region of Xanten, it can be shown, that on the basis of quaternary geological data and numeric groundwater flow simulations an optimization of a site for groundwater extraction can be determined.

The overimprinting of vast areas of the groundwater system of the pushmoraine arc near Xanten in the Pleistocene resulted in nomerous hydrogeological restrictions for the optimization of a water well gallery.

With help of field investigations and numeric calculations various new well positions were simulated and accessed in regard of ecological and hydrogeological restrictions.

The calculations allow already in the planing stage, for a prediction to be made on the effectivness and the feasibility of a displacement of the original water wells.

The results show however also that an evasion of groundwater extraction in favour of other areal usage, can be bound with new restrictions at the new location and must therefore be examined closely for each case.

## 1 Einführung

Der Xantener Stauchmoränenbogen liegt in einer der grundwasserreichsten Landschaften der Bundesrepublik Deutschland. Die Grundwasservorkommen sind hier an die ergebigen kiesig-sandigen quartären Lockergesteine des niederrheinischen Tieflandes gebunden (s. Abb. 1).

Die Grundwassergewinnung erfolgt vorwiegend im Verbreitungsgebiet der quartären Terrassensedimente, deren Kies- und Sandvorkommen in der Rheinaue auch in zahlreichen Naßabgrabungen gewonnen werden.

Die konkurrierenden Ansprüche des Kiesabbaus sowie des Grundwasserschutzes treffen im Raum Xanten wie in vielen anderen, ähnlich strukturierten Ge-

\*) Anschriften der Verfasser: Dr. C. TRESKATIS, Ing.-Büro Bieske und Partner, Im Pesch 79, 53797 Lohmar 1; Dipl.-Geol. Dr. H. LOSEN; Wilhelmstraße 45, 50996 Köln 50

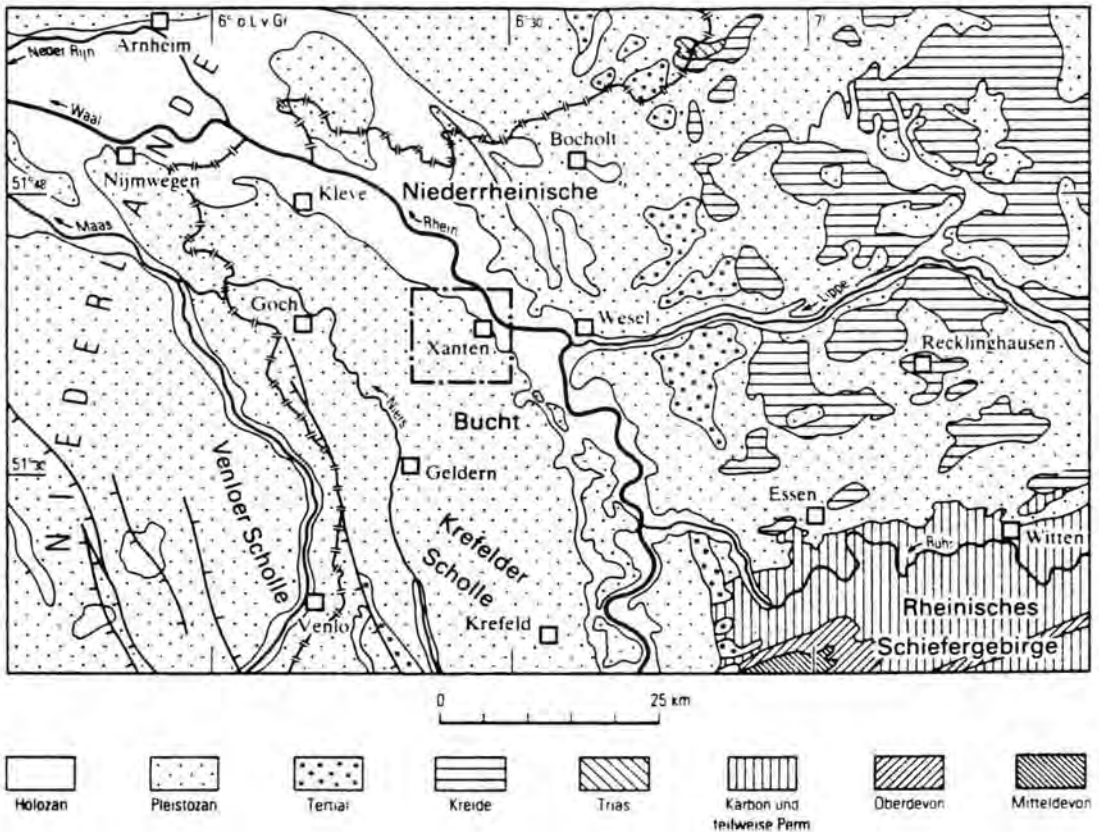


Abb. 1: Geographische Lage Xantens innerhalb des Niedertheingebietes. Aus KLOSTERMANN (1989a: 11).

bieten entlang des Rheins immer härter aufeinander. Zusätzlich entsteht durch die zunehmende Urbanisierung ehemals ländlicher Regionen und durch die Ausweisung von Gewerbe- und Industrieflächen ein weiterer Nutzungskonflikt, der die immer kleiner werdenden Flächen für eine Grundwassergewinnung weiter reduziert.

Wird der Schutz der weitflächigen Grundwasservorkommen im Rheintal durch städtebauliche Maßnahmen und voranschreitenden Lagerstättenabbau weiter bedroht, bleibt besonders für die Trinkwassergewinnung oft nur die Aufgabe der gefährdeten Brunnen.

Im Xantener Stauchmoränenbogen wurde mit Hilfe moderner hydrogeologischer und geologischer Erkundungsmethoden sowie durch detaillierte Modellrechnungen versucht, die Auswirkungen der möglichen Gefährdungspotentiale durch Verlagerung einer Grundwasserentnahmegalerie zu minimieren.

Die Verlagerung einer bisher hydraulisch einwandfrei funktionierenden Gewinnungsanlage stößt durch die "Neuerschließung" bisher ungenutzter

und vielfach - im Sinne des Trinkwasserschutzes - ungeschützter Grundwasserleiterbereiche oft an limitierende geologische Randbedingungen sowie an die Grenzen technischer und wirtschaftlicher Durchführbarkeit.

Im Verlauf der Untersuchungen zeigte sich, daß z. B. durch die Verlagerung der Teilcinzugsgebiete der Brunnen Veränderungen im Rohwasserchemismus auftreten können.

Daneben werden durch die Verlagerung der förderbedingten Absenkungstrichter vorher unbeeinflusste Gebiete betroffen, in denen sich z. B. grundwasserabhängige Fließgewässer mit entsprechender Fauna und Flora entwickelt haben.

Vor diesem Hintergrund entstehen neue Anforderungen an die klassischen Methoden der Grundwassererschließung, die nur auf der Grundlage möglichst exakter quartärgeologischer Daten und Karten erfüllt werden können.

Durch hydrologische Modellrechnungen, die auf der Basis von Geländemessungen aus dem Xantener Stauchmoränenbogen aufgebaut wurden, können die verlagerungsbedingten Probleme erkannt und

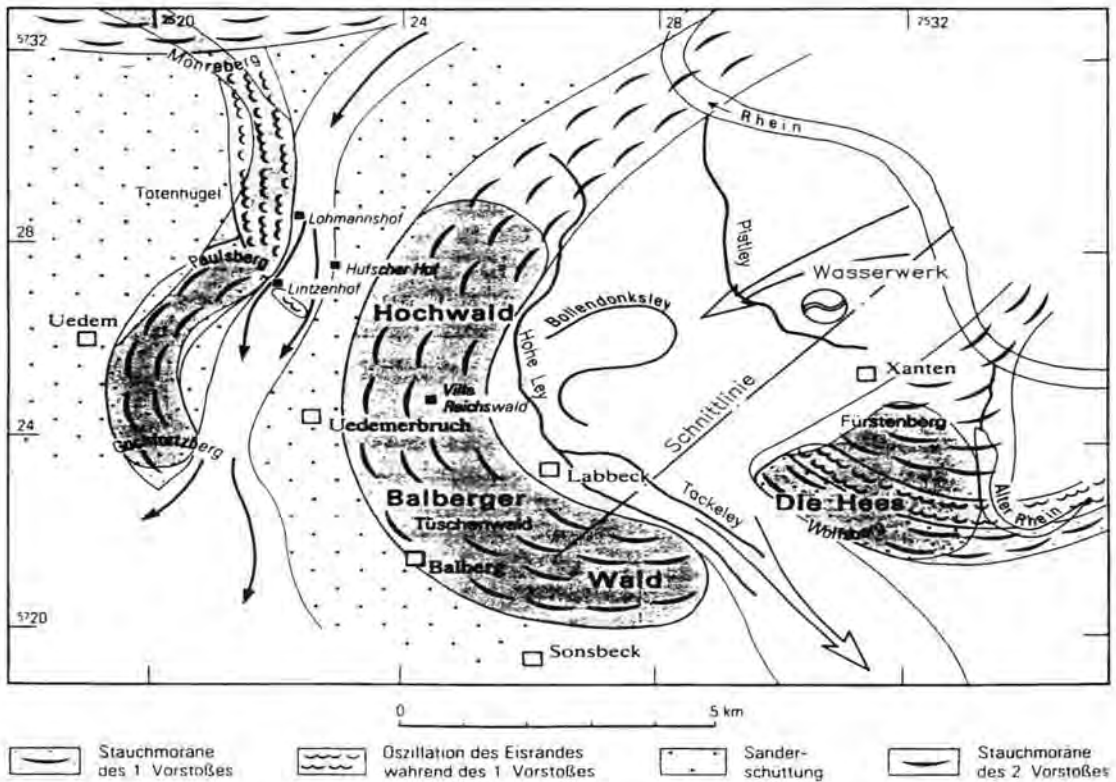


Abb. 2: Inlandeisvorstoß der Saale-Kaltzeit in der Umgebung von Xanten (letzte Phase). Aus KLOSTERMANN (1989a: 21).

deren Auswirkungen auf den Grundwasserhaushalt prognostiziert und quantifiziert werden.

Die letztendliche Beurteilung der Modellergebnisse darf aber nicht nur vor dem Hintergrund der technischen Durchführbarkeit gesehen werden, sondern muß auch Überlegungen über die langfristigen güte- und wasserwirtschaftlichen Konsequenzen einer Aufgabe bisher genutzter Regionen zugunsten einer zunehmenden Flächenversiegelung beinhalten.

## 2 Geologie und Hydrogeologie des Xantener Raumes

### 2.1 Lage und Morphologie

Das Modellgebiet umfaßt den sogenannten Xantener Stauchmoränenbogen in der näheren Umgebung des Stadtgebietes Xanten. Im Osten bildet der Rhein und im Westen der Höhenzug des Hochwaldes und des Balberger Waldes die Gebietsgrenze (vgl. Abb. 2). Zwischen der Ortschaft Marienbaum und dem Rhein verläuft die nördliche Grenze des Modellgebietes, während im Süden der Rand zum Stauchrücken der Hees die Gebietsgrenze markiert. Der Balberger Wald, der Hochwald und die Hees gehören zum Bereich der Stauchmoränen, die sich als bogenförmiger Höhenzug mit Höhen von NN +70 bis +85 m morphologisch deutlich von dem Ter-

rassenbereich mit Geländehöhen um NN +22 m abheben. Das flachwellige Relief der Niederterrasse innerhalb des Moränenbogens wird gelegentlich von bis zu 8 m aufragenden Dünen unterbrochen.

Der westliche Niederterrassebereich wird von einem weit verzweigten Gewässersystem durchzogen, während zum Rhein hin Kiesabgrabungen und verlandete Altarme die Landschaft prägen.

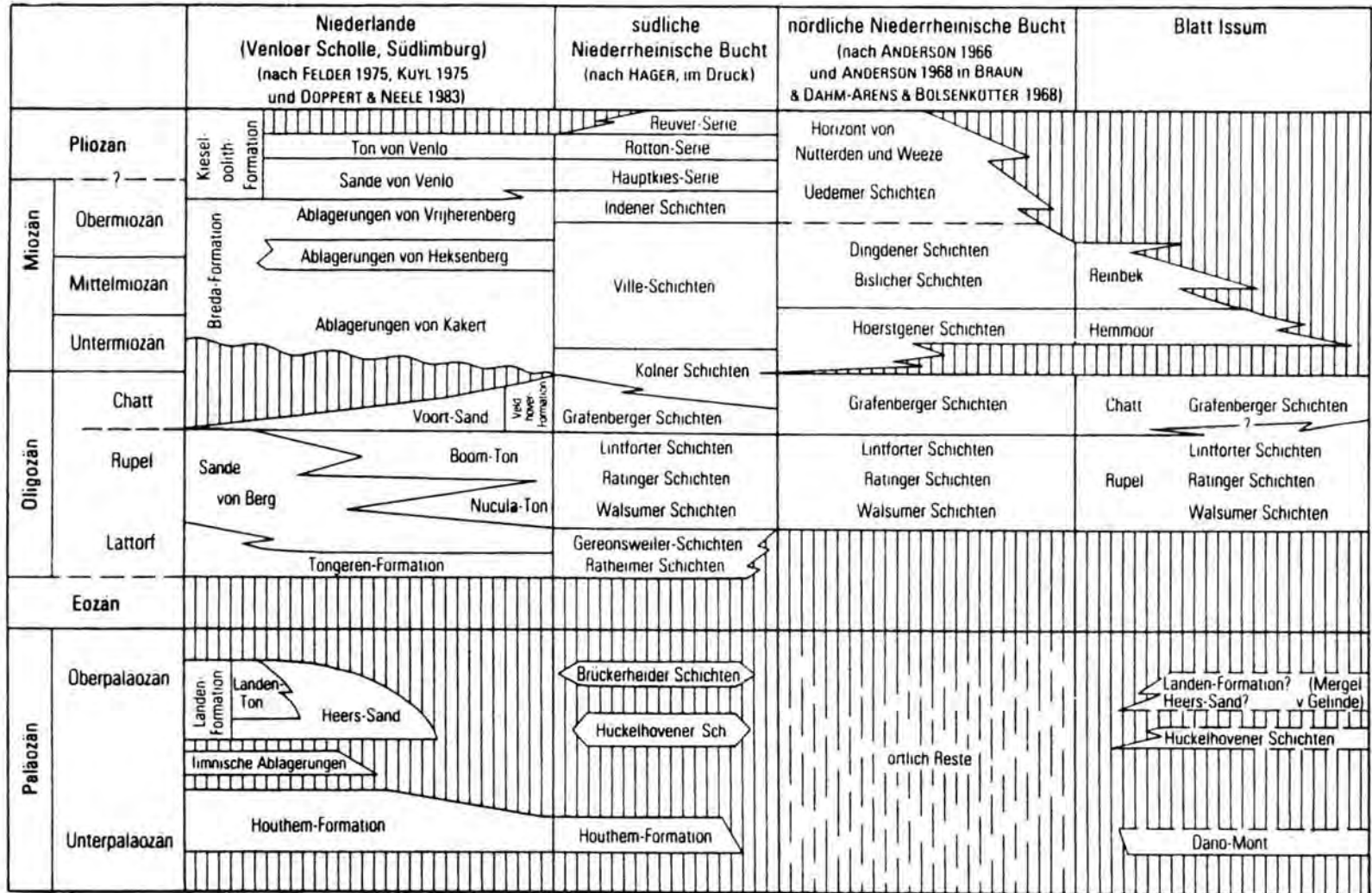
### 2.2 Geologischer Rahmen der Grundwasservorkommen

Die Landschaftselemente des Modellgebietes bestehen aus känozoischen Ablagerungen, die zu verschiedenen Zeiten entstanden sind und ihre Entstehung jeweils anderen geologischen Vorgängen zu verdanken haben (KLOSTERMANN 1989 a).

Großräumig gesehen liegt das Untersuchungsgebiet im Niederrheinischen Tiefland, das ein Teilgebiet der Niederrheinischen Bucht ist.

In den seit dem frühen Oligozän sich absenkenden Niederterrasse in mehreren Phasen die tertiärezeitliche Nordsee nach Süden vor und hinterließ einen mächtigen Sedimentstapel flachmariner Feinsedimente (s. Tab. 1).

Tab. 1: Gliederung des Tertiärs. AUS KLOSTERMANN (1989a: 12).





Die tertiären Meeresablagerungen reichen aufgrund glazialer Vorgänge des Eiszeitalters im Umfeld und innerhalb der Höhenrücken des Hochwaldes, Balberger Waldes, der Hees und des Fürstenberges bis nahe an die Geländeoberfläche heran (KLOSTERMANN

1989 a). Oberligozäne Schichten des Chatt (Grafenberger Schichten) haben im tieferen Untergrund des Modellgebietes die größte Verbreitung. Sie bestehen aus einer Wechselfolge von grauen, schluffig-feinsandigen Tonen oder Schluffen mit graugrünen,

Tab. 2: Gliederung des Quartärs. Aus KLOSTERMANN (1989a: 15).

Paläomagnetik	Jahre vor heute	Sauerstoffisotopen-Stufen KUKLA (1978) SHACKLETON & OPDYKE (1976)	Nordwestdeutschland		Niederrhein		
Brunhes	18 000	2	Jungpleistozän	Weichsel-Kaltzeit	Spätglazial	Jüngere Niederterrasse	
	73 000	3 4 5 a b c d			Hochglazial	Ältere Niederterrasse	
	110 000				Frühglazial		
	127 000	5e		Eem-Warmzeit	Schichten von Weeze		
		6	Mittelpleistozän	Saale-Kaltzeit	Warthe-Stadium	Untere Mittelterrasse 4 (Krefelder Mittelterrasse)	
		7a			Treene-Warmzeit?	Vorselaer Schichten?	
		7b 7c			Drenthe-Stadium	Untere Mittelterrasse 3 2. Inlandeisvorstoß Jüngere Untere Mittelterrasse 2 1. Inlandeisvorstoß Ältere Untere Mittelterrasse 2	
	240 000	8 9				Holstein II	
	330 000	10			Holstein-Warmzeit	Untere Mittelterrasse 1	
	400 000	11				Holstein I	
	Matuyama		12 13 14 15	Altpleistozän	Elster-Kaltzeit	Rinnenschotter	Jüngere Hauptterrassen
570 000						Obere Mittelterrassen	
		16 17 18	Cromer-Komplex				
690 000		19 20 21 22 23					
900 000			Menap-Kaltzeit				
			Waal-Warmzeit				
			Eburon-Kaltzeit				
			Tegelen-Komplex			Tegelen-Schichten	
2,4 Mio.			Ältere Kalt- und Warmzeiten			Ältere Hauptterrassen	

zum Teil schluffigen Feinsanden (KLOSTERMANN 1989 b). Darüber lagern miozäne und, im Norden und Nordwesten des Untersuchungsraumes, auch obermiozäne Feinsedimente.

Die oberflächennah anstehenden Gesteine des Xantener Stauchmoränenbogens bestehen aus pleistozänen und holozänen Ablagerungen (s. Tab. 2). Die Gesteinsausbildung reicht von lockeren Kiesen, Sanden, Schluffen und Tonen bis zu Torfen.

Die Stauchmoränenrücken des Xantener Bogens bestehen aus Kernstauchmoränen, die überwiegend während des zweiten saaleeiszeitlichen Eisvorstoßes aufgepreßt wurden (vgl. Abb. 2, KLOSTERMANN 1990).

Sie bestehen aus einem festgelagerten Feinsandkern aus obermiozänen Sedimenten, die aufgrund von Druckunterschieden an der Gletscherzunge als hartgefrorene Platten entlang von Schwächezonen vor der Eisfront aufgestaucht und zusammengepreßt wurden.

Mit den obermiozänen Feinsanden wurden die ebenfalls gefrorenen pleistozänen Deckschichten hochgepreßt, so daß die Einhüllende der tertiären Feinsande und die heutige Erdoberfläche beziehungsweise die Oberfläche der kiesig-sandigen Terrassenablagerungen nahezu parallel verlaufen (KLOSTERMANN 1990).

Die quartäre Schichtenfolge erreicht in den vom Inlandeis nur wenig beanspruchten Zonen Mächtigkeiten von bis zu 25 m, während in den gestauchten Gebieten durch Schichtverdopplung Mächtigkeiten bis zu 70 m auftreten können.

Im Pleistozän entwickelte sich im Xantener Bogen ein verschachteltes Flußsystem, dessen fluviatile Grob- und Feinsedimente vereinzelt durch warmzeitliche Tone und Torfe des Eem-Interglazials untergliedert werden.

Im Modellgebiet lassen sich nach KLOSTERMANN (1989 b) drei Terrassenkörper unterscheiden, die für die hydrogeologische Entwicklung von Bedeutung sind:

- Untere Mittelterrasse 2
- Niederterrasse
- Reihenterrassen 1 bis 4

Die Untere Mittelterrasse 2 wird aus kiesig-sandigen Sedimenten aus der Saale-Kaltzeit mit Mächtigkeiten bis zu 20 m gebildet (vgl. Abb. 3). Diese Terrassenkörper lagern unmittelbar auf den tonig-schluffigen Beckenschluffen der Saale-Kaltzeit, die weitgehend durch die Einwirkungen der Gletschervorstöße überprüft wurden.

Innerhalb der Unteren Mittelterrasse 2 unterscheidet man einen älteren und einen jüngeren Terrassenkörper. Die ältere Untere Mittelterrasse 2 wurde

vom saaleeiszeitlichen Inlandeisvorstoß ebenfalls überprägt, so daß Rinnenschotter und die Holstein-Tone in gestörter und schuppenartiger Lagerung anzutreffen sind. Der jüngere Teil der Unteren Mittelterrasse 2 liegt ungestört vor.

In der folgenden Eem-Warmzeit wurde in dem nordwestlichen Teilbereich des Modellgebietes ein bis zu 2 m mächtiger Ton-/Torfhorizont und in der anschließenden Weichsel-Kaltzeit die bis zu 8 m mächtigen kiesig-sandigen Sedimente der Niederterrasse abgelagert.

Die jüngsten Terrassen des Rheins stammen aus dem Holozän. Dabei handelt es sich um die fluviatilen Grob- und Feinsedimente der rund 10 m mächtigen Reihenterrassen des Rheins.

Die Reihenterrassen 1 bis 4 bildeten sich im Bereich der Niederterrasse des Rheins, die von Auensanden und -lehmen sowie Uferwallsedimenten überdeckt werden.

Äolische Sedimente und Torfe entstanden als junge Deckschichten auf den Stauchmoränen und in den flachen Talungen des Xantener Bogens. Am häufigsten treten Flugsande, Löss und Sandlöss im Umfeld der Stauchrücken auf. Dünen und Niedermoorablagerungen lassen sich in den ausgeprägten Mäanderschleifen der kleinen Fließgewässer zwischen Labbeck und Marienbaum nachweisen.

### 2.3 Hydrogeologische Randbedingungen für die Grundwassergewinnung

Die Terrassenlandschaft des Xantener Stauchmoränenbogens beherbergt ein grundwasserreiches Aquifersystem, das durch die saalekaltzeitlichen Überprägungen in drei Zonen gegliedert werden kann:

- Kernstauchmoränen mit gering wasserdurchlässigem Feinsandkern und einer Hülle gut bis sehr gut durchlässiger fluviatiler Ablagerungen.
- Pleistozäner Terrassenaquifer (Niederterrasse und Untere Mittelterrasse 2) des inneren Stauchmoränenbogens mit lokal eingelagertem Grundwasserstauer (Tone und Torfe des Eem).
- Holozäner Reihenterrassenaquifer der Rheinniederung mit unterlagernder Unteren Mittelterrasse 2.

Die Grundwasservorkommen in den Stauchmoränen des Xantener Bogens wurden aufgrund der komplexen Verschachtelung unterschiedlich gut wasserdurchlässiger Sedimente in der Vergangenheit kaum genutzt.

Die Erschließung dieser Vorkommen, wie z. B. im Norden des Hochwaldes bei Marienbaum, steht erst am Anfang (s. KLOSTERMANN & TRESKATIS 1989 und TRESKATIS 1990).

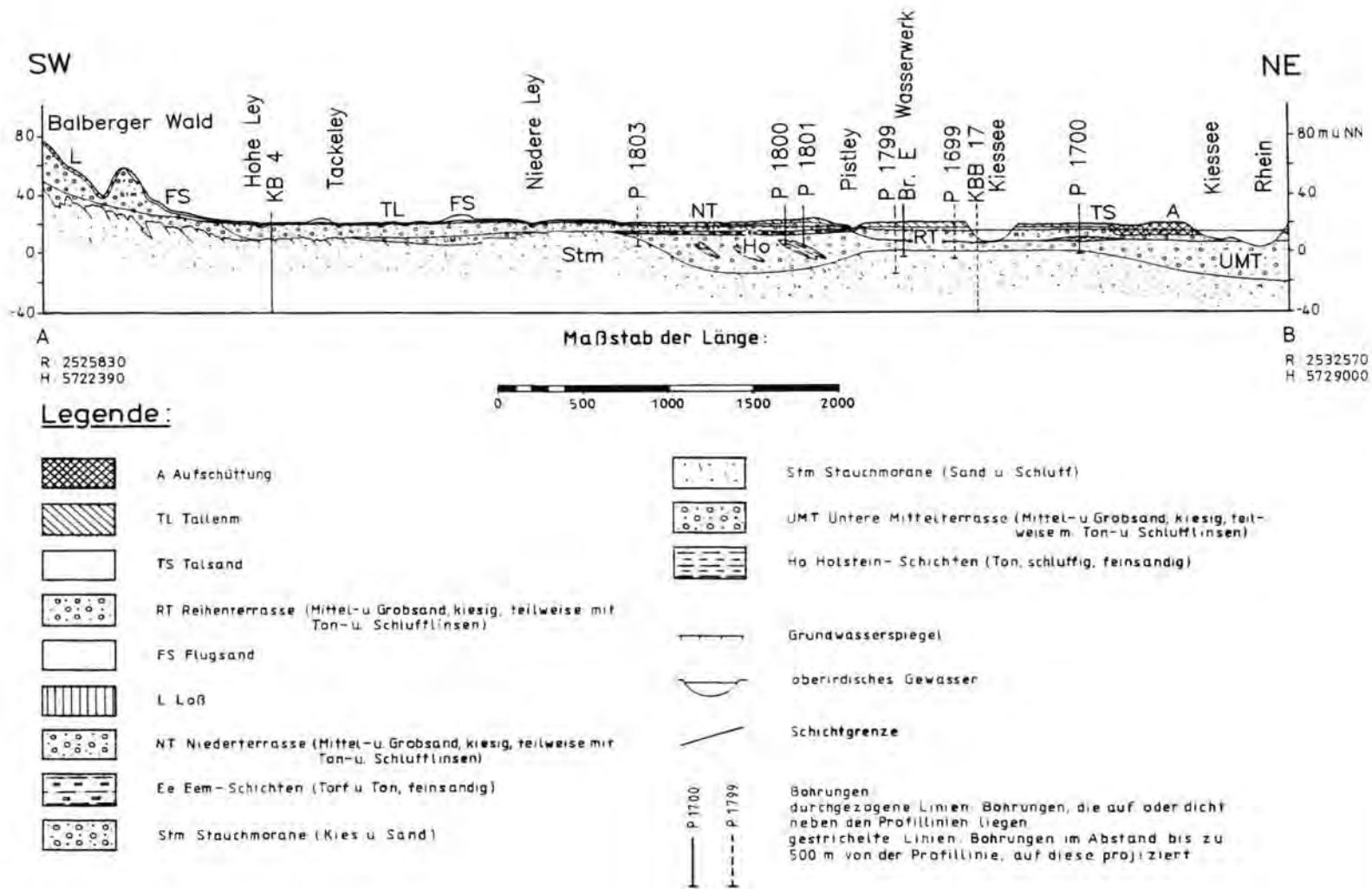


Abb. 3: Hydrogeologisches Profil SW - NE

Eine Nutzung im Umfange der bisherigen Gewinnung von Trinkwasser aus den quartären Terrassen-sedimenten wird wegen der begrenzenden hydrogeologischen Randbedingungen in den Moränen nicht zu erwarten sein.

Im Inneren des Xantener Stauchmoränenbogens wird das lokal in einen gespannten und in einen freien Grundwasserleiter gegliederte obere Grundwasserstockwerk von den saalekaltzeitlichen Beckenschluffen unterlagert. Die geringere Durchlässigkeit der Beckenschluffe wirkt als hydraulische Barriere zwischen den sehr gut wasserdurchlässigen pleistozänen Flußsedimenten und den miozänen Flachmeerablagerungen im Liegenden der quartären Schichtenfolge (s. Abb. 3).

Der Grundwasserabfluß aus den morphologisch hervortretenden Stauchmoränen erfolgt im Inneren des Moränenbogens daher im wesentlichen über den pleistozänen Terrassenaquifer zur Rheinniederung. Ein ausgeprägtes Vorflutersystem nimmt bereits am Fuß der Höhenrücken einen Teil des unterirdischen Abflusses aus den Hüllschichten der Moränen auf.

Die glaziale Überprägung der Beckenschluffe sowie die geringen Durchflußquerschnitte der Terrassenkörper begünstigen dabei den Abtransport des Überschußwassers über Fließgewässer.

Die ergiebigsten Grundwasserleitergesteine des Modellgebietes schließen sich östlich der Pistley in der Rheinniederung an. Die bis zu mehr als 25 m mächtigen Schichten der holozänen Reihenterrassen und der Unteren Mittelterasse zählen zu den wichtigsten Gebieten für die Grundwassergewinnung.

Die hohe Durchlässigkeit sowie die gegenüber dem Inneren des Stauchmoränenbogens mächtige Wassererfüllung der Terrassensedimente sorgen für einen optimalen Wasserandrang im Umfeld der Förderbrunnen. Die Einzugsgebiete der Brunnen werden häufig landwirtschaftlich intensiv genutzt oder werden von den anliegenden Kommunen städtebaulich verplant.

Bei der Ausweisung eines den modernen Anforderungen entsprechenden Trinkwasserschutzgebietes kann es für einen Wasserwerksbetreiber notwendig werden, nach Möglichkeiten zur Minimierung und Einstellung der Gefährdungspotentiale zu suchen. Dabei kann auch die Verlagerung des Entnahmepunktes einer Brunnengalerie in Betracht gezogen werden, falls die örtlichen Gegebenheiten, wie z. B. Naßabgrabungen oder ausgewiesene Gewerbeflächen, mit den Ausweisungskriterien für die Festlegung einer Trinkwasserschutzzone kollidieren.

### 3 Grundwasserströmungsmodell

Für die zuverlässige Prognostizierung der Auswirkungen einer Verlagerung von Förderbrunnen auf den Grundwasserstand und auf das Abflußverhalten der im Modellgebiet gelegenen Vorfluter wurde für den Xantener Stauchmoränenbogen ein instationäres horizontal-ebenes Grundwasserströmungsmodell installiert.

#### 3.1 Modellaufbau und Randbedingungen

Das Modellgebiet ist durch ein quadratisches Rasternetz mit 200 m Knotenabstand und insgesamt 1113 Knotenpunkten in diskrete Teilbereiche eingeteilt (vgl. Abb. 4). Vor der Diskretisierung und der Kalibrierung des Modells müssen anhand des verfügbaren Datenmaterials der hydrogeologische Aufbau des Modells und die Randbedingungen ermittelt werden. Die wichtigsten Randbedingungen sind:

- Aquiferaufbau und Aquifersohle
- Grundwasserentnahmen
- Grundwasserströmung
- Grundwasserneubildung
- Vorflutereinfluß auf das Grundwasser
- Durchlässigkeit im Aquifer
- Modellränder.

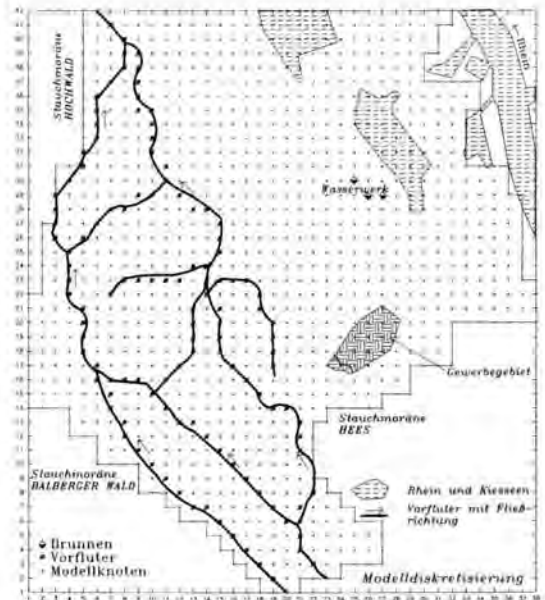


Abb. 4: Modelldiskretisierung

Die Installation von Grundwasserströmungsmodellen bedingt eine intensive Erkundung der hydrogeologischen und wasserwirtschaftlichen Verhältnisse im Modellgebiet und dessen näherer Umge-

bung. Der Umfang und die Qualität der System- und Randbedingungen bestimmen die Genauigkeit der Kalibrierung und der Prognoserechnungen. Für die Diskretisierung des vorliegenden Grundwasserströmungsmodells mußten die bestehenden hydrogeologischen Daten durch umfangreiche Feldarbeiten (Einrichtung von zahlreichen neuen Grundwassermeßstellen zur Grundwasserstandsmessung, Pumpversuche, Messung des Vorfluterabflusses in Abhängigkeit des Grundwasserstandes, Ermittlung der Sohldurchlässigkeit der Vorfluter und Leakageraten der Eem-Schichten) ergänzt werden.

### 3.1.1 Aquiferaufbau und Aquifersohle

Innerhalb des Modellgebietes stellen die überwiegend kiesig-sandigen Sedimente der Reihen-, Nieder- und Unteren Mittelterrasse den Hauptaquifer dar (vgl. Abb. 3). Die Durchlässigkeiten des Aquifers liegen nach Pumpversuchsergebnissen im Mittel bei  $2 \cdot 10^{-3}$  m/s und stimmen gut mit den berechneten modellwirksamen Durchlässigkeiten überein. In den Sedimenten der Unteren Mittelterrasse sind schuppenartige Strukturen der tonig-schluffigen Holstein-Schichten eingelagert mit Durchlässigkeiten zwischen  $10^{-6}$  und  $10^{-8}$  m/s.

Im Nordosten des Modellgebietes ist zwischen der Unteren Mittelterrasse und der Niederterrasse eine 0,8 bis 2 m mächtige Torf- und Tonschicht der Eem-Warmzeit mit Durchlässigkeiten kleiner als  $1 \cdot 10^{-6}$  m/s eingelagert. Aufgrund der geringen Durchlässigkeit der Eem-Sedimente liegt hier ein partieller Grundwasserstockwerksbau mit gespannten Grundwasserhältnissen im Bereich der Unteren Mittelterrasse vor.

Die Aquifersohle wird von den eiszeitlich überprägten schluffig-feinsandigen Beckenschluffen gebildet. Nach KLOSTERMANN (1989 b) liegt die Durchlässigkeit bei  $4 \cdot 10^{-6}$  m/s. Die Oberfläche der Aquiferbasis im Modellgebiet zeigt ein bewegtes Relief mit übertiefen Rinnenstrukturen sowie Tiefenlagen von NN -20 m und Hochbereichen mit Höhenlagen zwischen NN +10 und +15 m. Dementsprechend schwankt die grundwassererfüllte Mächtigkeit des Hauptaquifers zwischen 4 und 42 m.

### 3.1.2 Grundwasserentnahmen und Grundwasserströmung

Die Grundwasserentnahmen für die öffentliche Trinkwasserversorgung erfolgt mittels Grundwasserförderbrunnen aus dem Bereich der holozänen Reihenterrassen. Das Einzugsgebiet dieser Brunnen liegt im Südwesten und Süden des Modellgebietes (vgl. Abb. 5).

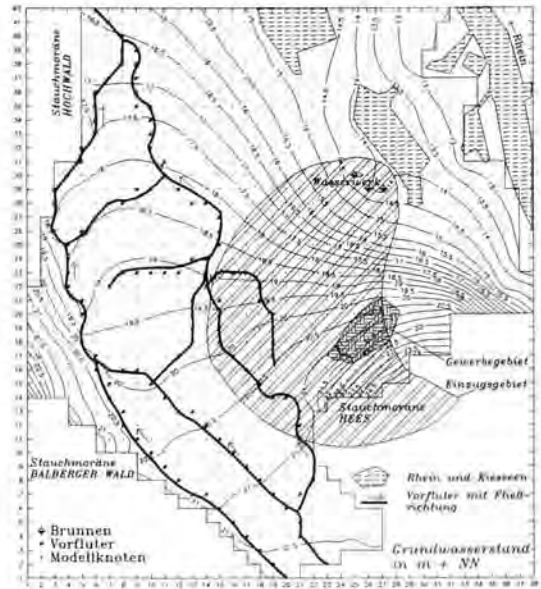


Abb. 5: Mittlerer Bezugswasserspiegel im quartären Grundwasserleiter

Das Grundwasserströmungsbild im Modellgebiet weist nach Grundwasserganglinienanalysen durchschnittlich an mehr als 300 Tagen im Jahr weitgehend stationäre Grundwasserströmungsverhältnisse auf. Zwischen Rhein und Hohe Ley ist eine Grundwasserscheide ausgebildet, die sich nur bei Hochwasserereignissen im Rhein kurzfristig geringfügig verlagern kann. In Abbildung 5 ist ein repräsentativer mittlerer Grundwasserstand dargestellt, der die Abstromverhältnisse im Stauchmoränenbogen und in den angrenzenden Terrassenkörpern verdeutlicht.

### 3.1.3 Grundwasserneubildung und Wasserhaushalt

Die Grundwasserneubildung ist die am schwierigsten zu bestimmende Randbedingung für das Grundwassermodell. Für die Modellrechnung werden die mittlere langfristige (für die Prognoserechnungen) und die modellrelevante Grundwasserneubildungsrate für den Kalibrierungszeitraum im Sommerhalbjahr 1990 benötigt.

Die langfristige Grundwasserneubildung für das Modellgebiet wurde mittels der Wasserhaushaltsgleichung berechnet:

$$A_w = N - V - A_0$$

mit

$A_w$  = Grundwasserneubildung (mm/a);

$N$  = Niederschlag (mm/a);

$V$  = Verdunstung (mm/a);

$A_0$  = oberirdischer Abfluß (mm/a).

Speicheränderungen im Grundwasserraum bleiben dabei unberücksichtigt, da sie sich über längere Zeiträume ausgleichen. Für das Modellgebiet konnte eine mittlere langfristige Grundwasserneubildungsrate von 229 mm/a ( $\approx 7,3 \text{ l} / [\text{s} \cdot \text{km}^2]$ ) berechnet werden. Die kurzfristige Grundwasserneubildungsrate für den Kalibrierungszeitraum im Frühjahr/Sommer 1990 wurde anhand einer Vergleichsrechnung zwischen dem tatsächlichen Niederschlag und den Kennwerten der mittleren monatlichen Verdunstungsraten (KELLER 1978; MINISTER FÜR UMWELT, RAUMORDNUNG UND LANDWIRTSCHAFT NW 1989 und ERFTVERBAND 1983) errechnet.

### 3.1.4 Vorflutereinfluß auf das Grundwasser

Zur Beurteilung des Einflusses der kleineren Vorfluter auf das Grundwasser sind im Modellgebiet die Hohe und Niedere Ley, die Tacke Ley und der Unterlauf der Willichsche Ley diskretisiert worden. Der Wasseraustausch zwischen Oberflächengewässer und Grundwasser wird nach dem Leaky-Aquifer-Prinzip ermittelt:

$$A_i = F \cdot k \cdot h/m$$

Darin bedeuten:

- $A_i$  = Aus- bzw. Zusickerungsrate des Vorfluters ( $\text{m}^3/\text{s}$ );
- $F$  = Fläche der Vorflutersohle ( $\text{m}^2$ );
- $k$  = Durchlässigkeit der Vorflutersohle ( $\text{m}/\text{s}$ );
- $h$  = Potentialdifferenz zwischen Wasserstand im Vorfluter und Grundwasserstand ( $\text{m}$ );
- $m$  = Mächtigkeit der Vorflutersohle ( $\text{m}$ ).

Die o. g. Formel gilt nur für gesättigte Bereiche. Für die Ermittlung der Leakageraten zwischen Vorfluter und Grundwasser standen zahlreiche Abflußmessungen und Untersuchungen der Durchlässigkeit einzelner Bachsohlenbereiche zur Verfügung. Die Potentialhöhen zwischen Grundwasserstand und Wasserstand im Vorfluter wurden durch parallel zu den Grundwasserstandsmessungen durchgeführten Nivellements der Vorfluter ermittelt.

### 3.1.5 Modellränder

Bei der Diskretisierung der Modellränder wurden Bereiche mit Festpotentialen und Bereiche mit festen Ein-/Abstrommengen abgegrenzt. Bedingt durch instationäre Grundwasserströmungsverhältnisse am Rhein und im Übergangsbereich zwischen Stauchmoräne und Terrassenbereich wurden diese Modellränder mit Festpotentialen belegt. Die restlichen Modellränder wurden weitgehend als Ein-/Abstromrand definiert.

## 4 Kalibrierung des Grundwasserströmungsmodells

Ziel der Kalibrierung des Grundwassermodells ist die Anpassung der Modellparameter an die hydrogeologischen Gegebenheiten. Zur Gewährleistung einer möglichst genauen Kalibrierung wurde das Grundwassermodell deshalb anhand von 5 Grundwasserständen im Frühjahr/Herbst 1990 kalibriert. Für jeden dieser Zeitschritte wurden die Randbedingungen modellunabhängig berechnet und für die Modellrechnung diskretisiert. Anschließend wurden die Durchlässigkeiten und das speichernutzbare Porenvolumen in einem instationären und halbautomatischen Rechenverfahren für sämtliche Zeitschritte optimiert. Innerhalb der möglichen Fehlergrenzen wurden die Randbedingungen variiert, um die Sensitivität des Modells zu testen.

### 4.1 Ergebnisse der Modellkalibrierung

Ein Maß für die Qualität der Kalibrierung unter Berücksichtigung der Beschaffenheit der Randbedingungen stellt der Vergleich zwischen berechneten und gemessenen Grundwasserständen dar. Liegen dabei die Abweichungen zwischen gemessenen und berechneten Grundwasserständen über sämtliche Zeitabschnitte innerhalb der zu erwartenden Fehlergrenzen, so ist die Kalibrierung erfolgreich abgeschlossen. In der Abbildung 6 sind die gemessenen und die berechneten Grundwasserstände für den 16. Mai 1990 beispielhaft dargestellt. Es zeigt sich, daß insgesamt eine gute Übereinstimmung bei der Kalibrierung erzielt werden konnte. Im Bereich der kleinen landseitigen Vorfluter liegt die durchschnittliche Abweichung zwischen gemessenen und berechneten Grundwasserständen im Durchschnitt bei rund 1,5 dm.

Für die Beurteilung der zeitlichen Entwicklung der Grundwasserstände sind in der Abbildung 7 die gemessenen und berechneten Grundwasserganglinien der im Modellgebiet gelegenen Grundwassermeßstellen 1801, 200222 und 200726 dargestellt. Zwischen gemessenen und berechneten Grundwasserständen ist eine gute Übereinstimmung zu erkennen.

## 5 Berechnung der Fallbeispiele

Nach der intensiven hydrogeologischen Erkundung des Modellgebietes und nach dem erfolgreichen Abschluß der Modellkalibrierung können mit dem Grundwasserströmungsmodell Fallbeispiele für eine mögliche Verlagerung der Brunnengalerie durchgeführt werden. Für eine Optimierung der Brunnenstandorte mittels des Grundwasserströmungsmodells waren folgende Restriktionen zu beachten:

1. Das südlich der heutigen Brunnenstandorte gelegene Gewerbegebiet und die in Richtung Rhein gelegenen Kiesseen müssen außerhalb des Einzugsgebietes der zu verlagernden Trinkwasserbrunnenstandorte liegen (vgl. Abb. 5).
2. Die Wasserführung der im Xantener Stauchmoränenbogen gelegenen kleinen Vorfluter darf durch die Verlagerung der Brunnenstandorte nicht negativ beeinflusst werden.

Langfristige Grundwasserganglinienanalysen zeigen, daß die Grundwasserstände vom Sommer 1990 als niedrig einzustufen waren. Für die Beurteilung der Auswirkung der Verlagerung der Brunnen auf den Grundwasserstand wurde aufgrund fehlender Grundwasserstandsdaten aus der Vergangenheit für das gesamte Modellgebiet zunächst ein Bezugswasserspiegel (Abb. 5) berechnet, der einen mittleren repräsentativen Grundwasserstand darstellt. Anschließend wurden verschiedene Fallbeispiele mit

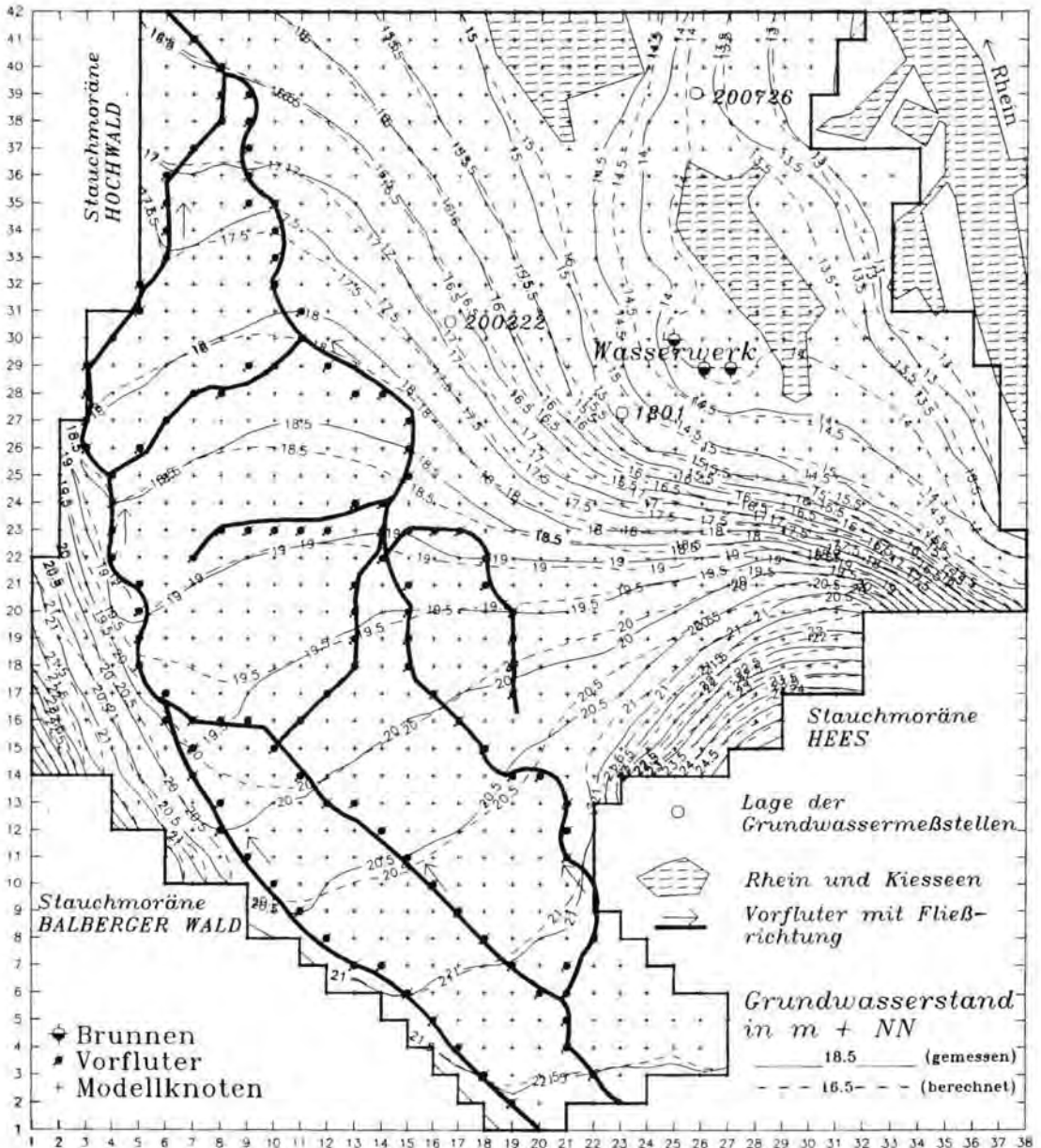


Abb. 6: Kalibrierung des Grundwasserstandes für den Zeitpunkt 16.5.90

unterschiedlichen Ortslagen der Brunnen und Entnahmemengen berechnet und deren Auswirkungen gegenüber dem Bezugswasserstand analysiert. Allgemein wurden für sämtliche Fallbeispiele dabei die Randbedingungen aus den Ergebnissen der Kalibrierungsrechnungen (vgl. Abschnitt 3 und 4) übernommen. Berechnet wurden die hydraulischen Auswirkungen der zu verlagernden Trinkwasserbrunnen über einen Zeitraum von einem Jahr bei einer mittleren Grundwasserneubildungsrate von 229 mm/a.

### 5.1 Bezugswasserspiegel

Als Bezugswasserspiegel für die Beurteilung der Fallbeispiele wurden mit den Randbedingungen vom 16. Mai 1990 und der mittleren langjährigen Grundwasserneubildung von 229 mm/a die Grundwasserstandsentwicklung für 365 Tage berechnet. Die Entnahmemenge aus den bestehenden Förderbrunnen wurde mit 2,7 Mio. m<sup>3</sup>/a eingesetzt. Ein Vergleich des Bezugswasserspiegels mit den Grundwasserständen und Wasserbilanzen aus dem Sommer 1990 zeigt einen um rund 1 m höheren Grundwasserstand für den Bezugswasserspiegel. Die Ausssickerungsraten aus dem Aquifer in den Vorfluter liegen bei dem berechneten Bezugswasserspiegel gegenüber den Grundwasserständen vom Frühjahr 1990 um rund 25 % höher.

### 5.2 Fallbeispiele

In der Nähe der heutigen Brunnenstandorte und im Südwesten des Modellgebietes zwischen Hohe Ley und Tacke Ley wurden insgesamt 4 mögliche Standorte unter Berücksichtigung der o. g. Restriktionen mit dem Grundwassermodell untersucht.

Brunnenstandorte im Bereich des südwestlichen Modellgebietes würden innerhalb des Stauchmoränenbogens eine Abflußminderung in den Vorflutern Tacke Ley und Hohe Ley ergeben. Zusammen mit den Kosten für die Verlagerung des gesamten Wasserwerkes erscheinen diese vorfluternahen Standorte nur bedingt für die Verlagerung der Förderbrunnen geeignet.

Als wasserwirtschaftlich und ökologisch günstigster Standort für die neuen Trinkwasserbrunnen konnte ein Bereich rund 500 m nordwestlich der bestehenden Brunnenanlage ermittelt werden. An den geplanten 3 neuen Brunnen wurde eine Grundwasserentnahme von 1,5 Mio. m<sup>3</sup>/a und an den alten Brunnen eine Entnahme von 1 Mio. m<sup>3</sup>/a simuliert. Die Ergebnisse der Simulationsrechnungen sind in dem Grundwassergleichenplan der Abbildung 8 dargestellt. Das Einzugsgebiet der neuen Brunnen verlagert sich um rund 200 m nach Osten, wobei die derzeitigen Kiesseen bei stationären Grundwasserströ-

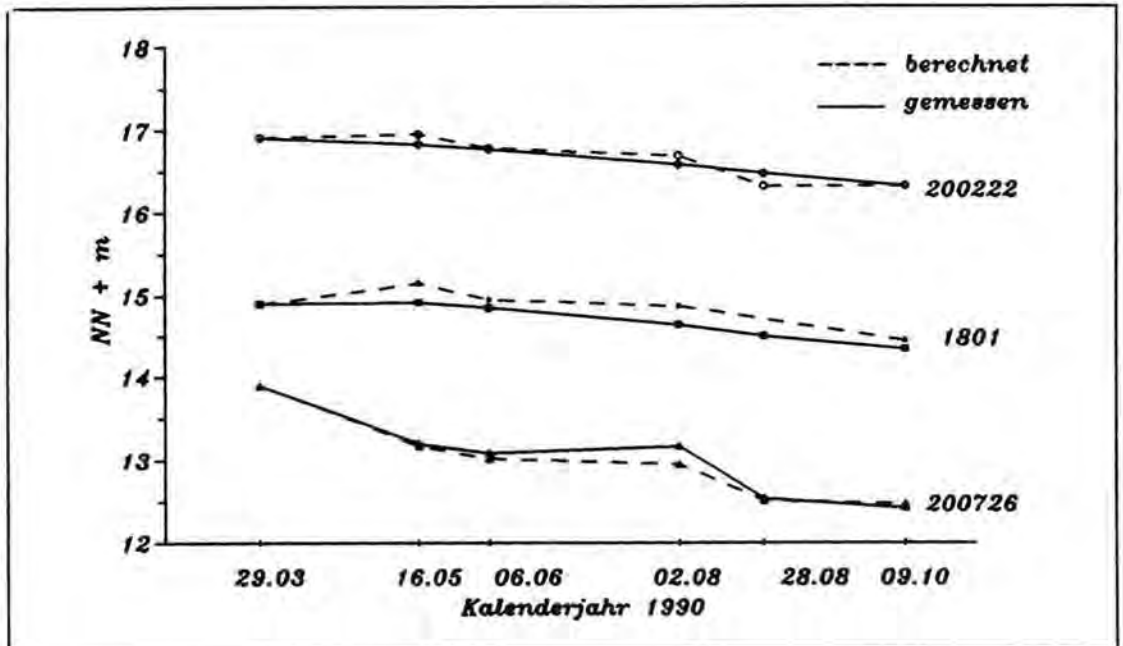


Abb. 7: Berechnete und gemessene Grundwasserganglinien der Eichmeßstellen (Ortslagen der Grundwassermeßstellen in Abb. 7)



mungsverhältnissen außerhalb des Einzugsgebietes der neuen Brunnen liegen. Das bereits erwähnte Gewerbegebiet würde außerhalb des Einzugsgebietes der neuen Brunnen liegen. Die Leakageraten an den landseitigen Vorflutern bleiben von dieser Veränderung der Brunnenstandorte unbeeinflusst.

## 6 Zusammenfassung

Grundwasserströmungsmodelle eignen sich gut für die Optimierung von Standorten für Trinkwasserbrunnen hinsichtlich ökologischer und hydrogeologischer Restriktionen. Voraussetzung für den erfolgreichen Einsatz von Grundwasserströmungsmodellen ist eine umfassende Erkundung der hydrogeolo-

gischen und wasserwirtschaftlichen Verhältnisse im Modellgebiet und dessen näherer Umgebung. Nach erfolgreicher Kalibrierung des Modells lassen sich anschließend vertrauenswürdige Prognoserechnungen mit unterschiedlichen Randbedingungen durchführen.

Im Einzugsgebiet einer Grundwassergewinnungsanlage im Bereich des Xantener Stauchmoränenbogens wurde ein instationäres Grundwasserströmungsmodell mit 1113 Modellknoten und 200 m Knotenabstand installiert. Anhand zahlreicher Feldmessungen und deren Auswertungsergebnisse wurden die modellrelevanten Beeinflussungsgrößen (wie z. B. Aquiferaufbau und -durchlässigkeit, Abhängigkeit des Vorfluterabflusses vom Grundwasserstand, Auswirkungen von rheinnahen Auskie-

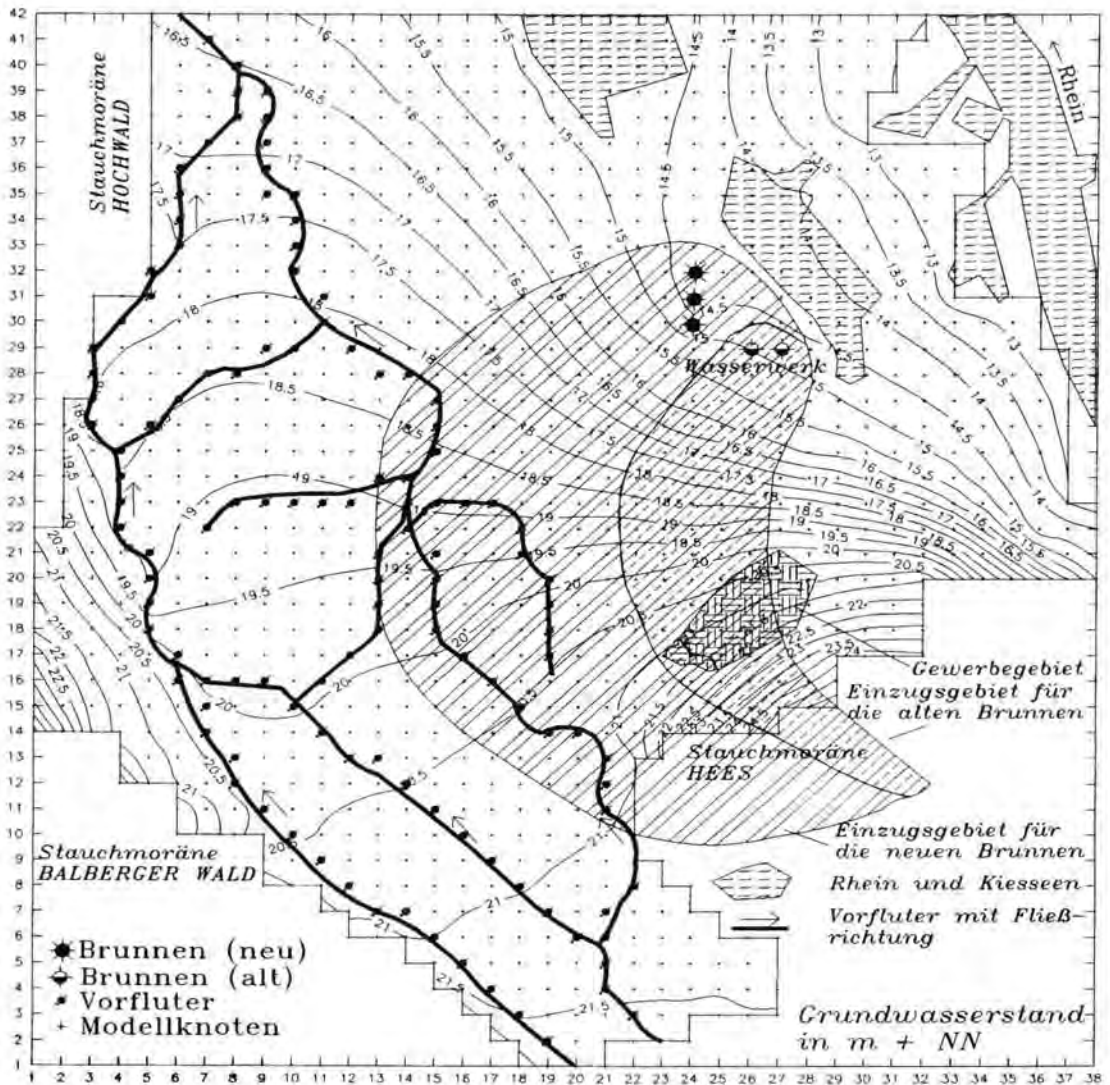


Abb. 8: Gerechneter Grundwasserstand für neue und alte Brunnenstandorte

sungsbetrieben und langfristige Grundwasserstandsentwicklung) analysiert und für das Modell kalibriert.

Anschließend wurden 4 Fallbeispiele für unterschiedliche Brunnenstandorte und Entnahmemengen berechnet und mit einem simulierten repräsentativen Bezugwasserstand verglichen. Als optimaler Standort für die neuen Trinkwasserbrunnen konnte ein Bereich rund 500 m nördlich der bestehenden Brunnenanlagen ermittelt werden, der sämtliche Restriktionen hinsichtlich Grundwasserschutz und Ökologie erfüllt.

## 7 Schriftenverzeichnis

- ERFTVERBAND (1983): Wasserversorgung im Verbandsgebiet. - 191 S., 99 Abb.; Bergheim.
- KELLER, R. (1978): Hydrologischer Atlas der Bundesrepublik Deutschland. - Deutsche Forschungsgemeinschaft: **28** S., 71 Karten; Boppard (Boldt).
- KLOSTERMANN, J. (1989 a): Die Entstehungsgeschichte der Xantener Landschaft. - Spurenlese - Beiträge zur Geschichte des Xantener Raums: S. 11 - 36, 10 Abb., 3 Tab., 4 Taf.; Köln (Rheinland-Verlag).
- (1989 b): Erläuterungen zu Blatt 4304 Xanten. - Geol. Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25 000: 153 S., 14 Abb., 13 Tab., 3 Taf.; Krefeld (Geologisches Landesamt).
- (1990): Saalezeitliche Stauchmoränentypen am Niederrhein und ihre Entstehung. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **181** (1 - 3): S. 455 - 470, 7 Abb., 1 Tab.; Stuttgart (Schweitzerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- & TRESKATIS, C. (1989): Hydrogeologie der Stauchmoräne Hochwald-Balberger Wald im Xantener Lobus. - Natur am Niederrhein (N. F.) **4** (1): S. 1 - 10, 6 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- MINISTER FÜR UMWELT, RAUMORDNUNG UND LANDWIRTSCHAFT (MURL) (Herausgeber) (1989): Klima-Atlas von Nordrhein-Westfalen. - 65 S., 22 Abb., 17 Tab., 51 Karten; Düsseldorf.
- TRESKATIS, C. (1990): Hydrogeologische Standortuntersuchungen bei der Verlagerung der Trinkwassergewinnung aus der Niederterrasse des Rheins in die Stauchmoräne des Staatsforstes Marienbaum-Xanten. - Mitt. Ing.- u. Hydrogeologie **36**: S. 177 - 207, 11 Abb.; Aachen (RWTH).

Manuskript eingegangen am 20.7.1992

## Renaturierung von Sand- und Kiesgruben

JENS DIETER BECKER-PLATEN \*)

Lagerstätten, Abbau, Renaturierung

**Kurzfassung:** Mineralische Rohstoffe werden in großen Mengen für die verschiedensten Wirtschaftszweige benötigt. Die Gewinnung oberflächennaher Rohstoffe bedingt i. a. eine Abbaugrube, welche später wieder in die Umgebung eingefügt, d. h. rekultiviert oder renaturiert, werden muß. Im Zuge eines erstarkenden Umwelt- und Ökologiebewußtseins ist der Renaturierung verstärkte Aufmerksamkeit zu schenken.

### [Leaving to natural revegetation of sand- and gravelpits]

**Abstract:** Mineral resources are required for different sections of the economy. Working resources cloth to the surface generally causes a pit, which later on must be integrated into the surrounding landscape, that is it must be recultivated or left to natural revegetation.

Es gibt vielfältige Bestrebungen, diesen hohen Rohstoffverbrauch zu senken, z. B. durch Wiederverwendung bereits genutzter Rohstoffe (Recycling) oder durch Ersatz durch andere Stoffe (Substitution). Aber allen diesen Bestrebungen sind enge Grenzen gesetzt. Bis auf wenige Ausnahmen wird nur ein relativ kleiner Teil der natürlichen Rohstoffe ersetzbar sein, wie am Beispiel des Bauschutt- und Straßenaufbruchrecyclings in Niedersachsen deutlich erkennbar ist. Hier fielen 1987 2,3 Mio. t Bauschutt und 0,9 Mio. t Straßenaufbruchmaterialien an. Dies sind 6,5 % des jährlichen Sand- und Kiesverbrauchs (knapp 50 Mio. t in 1990). Mehr könnte durch diese Recyclingprodukte also gar nicht ersetzt werden, selbst wenn sie zu 100 % wiederverwendet würden, was aber nicht erreichbar ist.

### Rohstoffgewinnung

Die Gewinnung und Nutzung mineralischer Rohstoffe ist so alt wie die Menschheitsgeschichte selbst. Sie ist heute mehr denn je eine unabdingbare Voraussetzung für die Wirtschaft einer Industrienation, daher werden jährlich riesige Mengen an Rohstoffen gewonnen und verbraucht. So ist die Bundesrepublik Deutschland einer der größten Rohstoffkonsumenten der Welt; z. B. der Welt zweitgrößter und Europas größter Kiesverbraucher.

Unser Rohstoffbedarf wird verursacht durch die Lebens- und Verbrauchsgewohnheiten jedes einzelnen Bürgers, auch jener, die vehement gegen Steinbrüche und Kiesgruben lamentieren, und er wird durch ein Abbauverbot, wie es teilweise für ausgewählte Rohstoffe in bestimmten Gebieten gefordert wird, nicht gesenkt, sondern nur in andere Räume verlagert (St.-Florians-Prinzip). Allein an Sand und Kies wurden in Niedersachsen und Bremen 1990 fast 50 Mio. t verbraucht, das sind rund 7 t/Pers. im Jahr, und Niedersachsen steht innerhalb der Bundesrepublik hier nicht in vorderster Reihe.

### Naturschutz und Bodenabbau

Die Gewinnung oberflächennaher Rohstoffe bedeutet stets einen mehr oder weniger nachhaltigen Eingriff in unsere fast ausnahmslos vom Menschen geprägte Kulturlandschaft. In der Regel findet jedoch nur eine Zwischennutzung von einigen Jahren bis Jahrzehnten statt. Städte und Dörfer dagegen bleiben uns Jahrhunderte, forstliche Monokulturen, kanalisierte Fließgewässer und ausgeräumte Landschaften viele Jahrzehnte erhalten.

Seit Ende 1976 ist das Bundesnaturschutzgesetz als Rahmengesetz in Kraft und seitdem mehrfach novelliert worden, die neueste Änderung ist gerade im Verfahren. Die einzelnen Länder haben auf dieser Grundlage inzwischen eigene gesetzliche Regelungen getroffen, die - im Hinblick auf die Steine- und Erden-Industrie - insgesamt zu restriktiveren Genehmigungsverfahren, zu mehr naturbezogenen Wiederherrichtungs- bis hin zu Renaturierungsaufgaben geführt haben.

Seit langem ist also zu erkennen, daß versucht wird, einen fast "ungehemmten", unregelmäßigen Bodenabbau, wie er - zugegebenermaßen - von den 50er bis Anfang der 70er Jahre nicht selten durchgeführt wurde, mehr und mehr mittels durchaus berechtigter und sinnvoller gesetzlicher Regelungen einzu-

\*) Anschrift des Autors: Vizepräsident und Professor der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe und des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung, Dr. J. D. Becker-Platen, Stilleweg 2, 30655 Hannover



Abb. 1: Ausgebeutete Sandgrube mit wenig Rekultivierungsarbeiten



Abb. 2: ... und einige Jahre danach, die Grube hat sich renaturiert

schränken. Aber wir müssen auch zur Kenntnis nehmen, daß es immer schwieriger wird, der Volkswirtschaft die benötigten heimischen Rohstoffe kostengünstig, d. h. zu volkswirtschaftlich vertretbaren Bedingungen, bereitzustellen, weil u. a. die Ansprüche des Natur- und Umwelt- sowie des Grundwasser-

schutzes inzwischen politisch einen sehr hohen Stellenwert haben und daher häufig höher bewertet werden als die Sicherung heimischer Rohstoffe. Dies ist in allen Bundesländern zu erkennen.

Ein jüngstes Beispiel aus Niedersachsen sei hierfür angeführt. Dort wird zur Zeit das Landes-Raumord-

nungsprogramm "unter ökologischen Gesichtspunkten" fortgeschrieben, so, wie es die Koalitionsvereinbarung vom Juni 1990 fordert. Im Entwurf des neuen Programms heißt es daher auch folgerichtig: "... Abbauvorhaben sollen so durchgeführt werden, daß die ökologische und gestalterische Wiedereingliederung der Abbaufäche in die Landschaft beschleunigt wird ..."

Und an anderer Stelle wird ausgeführt:

"... Sofern Gebiete nicht mehr landwirtschaftlich, durch Bodenabbau oder sonstige Inanspruchnahme genutzt werden, ist sicherzustellen, daß darin Lebensräume für die heimische Tier- und Pflanzenwelt geschaffen werden. Dies gilt insbesondere für die Bodenabbaugebiete."

Dies ist eine sehr weitgehende Forderung, weil ja viele Flächeneigentümer nach einem Abbau durchaus auch andere Nutzungen anstreben mögen, eben nicht nur eine Naturschutz-Folgenutzung, und daher werden sie unter Umständen ihre Flächen bei den neuen Vorgaben für eine Gewinnung mineralischer Rohstoffe gar nicht erst zur Verfügung stellen. Hier müssen die nächsten Jahre zeigen, wie strikt diese Absichten denn auch tatsächlich umgesetzt werden sollen oder können.

Nicht unerwähnt bleiben darf hier die Tatsache, daß schon in der Vergangenheit und auch heute vielerorts ehemalige Abbaufächen durchaus freiwillig oder aber aufgrund von Auflagen im Genehmigungsverfahren renaturiert, d. h. Naturschutz-zwecken zugeführt wurden bzw. werden.

Es gibt inzwischen eine Vielzahl qualifizierter Studien über den Naturschutzwert stillgelegter, sich selbst überlassener Abbaustellen. In aller Regel beschreiben sie ein erfreulich reichhaltiges Artenspektrum für Flora und/oder Fauna. Insbesondere Tongruben, Kalk- und Gipssteinbrüchen galt in der Vergangenheit das Interesse. Bei Sand- und Kiesgruben aber besteht hier noch ein erheblicher Nachholbedarf. Zumeist wurde nur die Avifauna von Baggerseen studiert, während andere Tier- und Pflanzengruppen, insbesondere im Bereich der Trockenabbauflächen, weitgehend vernachlässigt wurden.

### Rekultivierung

In der Vergangenheit wurden ehemalige Abbaustellen häufig land- oder forstwirtschaftlich genutzt, als Deponie verfüllt (oft genug unsere heutigen Altlasten) oder auch als begehrtes Erholungsgelände genutzt, z. B. als Badesees in Anspruch genommen.

Dies war seinerzeit die Folge des ästhetischen Empfindens vieler Mitbürger, aufgrund dessen "unansehnliche, offene Löcher", dazu noch fast beliebig in der Gegend verteilt, nicht in unsere typisch deut-

sche, aufgeräumte und durchplante Landschaft paßten. Die Gruben mußten rekultiviert werden, damit sie der Vorstellung von einer "ordentlichen" Landschaft, möglichst der flurbereinigten Umgebung des Wohnortes entsprachen.

Heute wissen wir, daß diese Art der Rekultivierung der Natur vielfach mehr schadete als nutzte, auch wenn sie zu ihrer Zeit nach Stand von Wissenschaft und Technik durchgeführt wurde und sicher damals z. T. auch ihre Berechtigung hatte.

### Renaturierung

Manchmal aber überließ man, wie bereits aufgeführt, stillgelegte Gruben oder Brüche sich selbst. Dadurch verblieben dort in großen Bereichen "unbehandelte", unaufgeräumte, nicht rekultivierte Flächen, auf denen der nackte Kalkstein, Sand, Ton oder auch andere Gesteine anstanden. Diese Rohböden waren und sind Standorte für Pioniere, für Erstbesiedler aus Fauna und Flora. Oft sind es Standorte mit extremen Lebensbedingungen, geeignet für ganz besondere Spezialisten und immer bieten sie ihnen Überlebenschancen und Entwicklungsmöglichkeiten, die andernorts in unserer weitgehend vergleichmäßigten Kunstlandschaft nur noch selten zu finden sind.

In solchen, unbewußt der Natur zur Eigenentwicklung überlassenen Abbaustellen entwickelten sich in einer Vielzahl von Fällen, wie im übrigen auf manchen anderen stark anthropogen geprägten Standorten auch (z. B. Schlammteiche, alte Bahntrassen), Biotope, welche aus heutiger Sicht erhaltenswert sind ("Biotope aus 2. Hand"), weswegen sie vielerorts auch bereits unter Naturschutz gestellt wurden. Derartige klein- und großflächige Biotope können helfen, ein Mosaik, eine Vernetzung von naturnahen Zellen als Rückzugs-, und davon ausgehend als Regenerationsgebiete für bedrohte Arten von Fauna und Flora zu schaffen, also eine "Trittsteinfunktion" ausüben. Eine Vielzahl solcher untereinander und über verschiedene Landschaftsteile auch miteinander verknüpfter Lebensräume unterschiedlichster Ausprägung kann ein erfolversprechender Schritt zur Schaffung vernetzter Strukturen sein.

Für Abbaubetreiber und für Naturschutzbehörden gemeinsam sollte künftig die Devise lauten: weniger Rekultivierung, weniger Einbindung, weniger Angleichung an die umgebende Kulturlandschaft, dafür aber mehr Einfühlung in die Selbstheilungskräfte der Natur und hierzu nur leichte Starthilfen geben.

Die Tatsache, daß durch die "Folgenutzung Naturschutz" eine Fläche der weiteren wirtschaftlichen Nutzung entzogen wird, muß dabei wohl oder übel hingenommen werden. Dies entspricht der heute



Abb. 3: Schnitt durch eine Kiesgrube mit verschiedenen Kleinbiotopen (nach: Deutscher Bund für Vogelschutz, 1981)



Abb. 4: Uferschwalben in Sandgrubenböschung

weit verbreiteten gesellschaftlichen und politischen Grundhaltung zu diesen Dingen.

Inzwischen gibt es - neben einzelnen, leider immer noch unbelehrbaren Abbauunternehmern - erfreulicherweise eine große Zahl derer, die sich die Erkenntnisse der Renaturierungsmöglichkeiten zu eigen machen und in die Planung und Durchführung ihrer Abbauvorhaben einbringen. Es ist daher zu empfehlen und wird vielfach schon gesetzlich gefordert, möglichst frühzeitig die angestrebten Rekultivierungs- bzw. Renaturierungsziele einer Abbaustelle festzulegen. Hierdurch können u. a. die Abbauplanung und -technik sowie die Standortwahl für Verarbeitungsanlagen und Abraumdeponien optimiert werden.

### Renaturierung von Sand- und Kiesgruben

Sand- und Kiesgruben sind die häufigsten Abbaustellen in unseren Ländern. Bei kleineren Gruben ist eine Widmung für Naturschutzzwecke in aller Regel einfacher, da andere Nutzungsinteressenten weitgehend zurücktreten. Großflächige ehemalige Trocken- oder Naßabbauten aber erwecken wesentlich stärker die Begehrlichkeit z. B. von Land- und Forstwirtschaft oder der Freizeitnutzung, etwa als Moto-Cross-Piste oder Bade-/Campingsee. Zur Abwehr des Erholungsrummels ist eine möglichst früh-

zeitige Naturschutzplanung mit entsprechenden betriebsbegleitenden Herrichtungen zu empfehlen, wie etwa einer reich strukturierten Kleinstopographie von Sohle und Böschungen und die Abpflanzung des Grubenbereichs durch dornenbewehrte Sträucher, die zugleich mit ihren Früchten als Vogel-nahrung dienen. Dornenhecken brauchen keine Pflege und werden im Laufe der Jahre "undurchdringlich". Dem Druck Erholungsuchender kann dabei zusätzlich durch weiträumige Absperrungen der Zufahrtswege (Dämme, Gräben, Schlagbäume) entgegengewirkt werden. Kaum ein Camping- oder Badegast läuft viele hundert Meter mit seiner gesamten Ausrüstung vom Autoparkplatz zum Ort des Vergnügens. Und wenn dort auch noch Haufen von Holz, Buschwerk, Steinen und Abraum den potentiellen Badestrand unansehnlich machen, ist die Lust am Baden und Campen meist vollends verfliegen. Den stillen Wanderer hingegen stört dies nicht, vielmehr lernt er den Naturschutzwert solcher „unordentlicher“ Gruben kennen und schätzen.

In Anlehnung an STEIN (1985) werden im folgenden einige Bedingungen genannt, die die Renaturierung von Sand- und Kiesgruben begünstigen:

#### Trockenabbau

- Mutterboden und Abraum sollten nicht gleichmäßig über die gesamte Grube incl. Böschungen



Abb. 5: Wassererfüllte Spuren von Radladerreifen in einer Sandgrube

verteilt werden. Große nackte, möglichst vegetationsfreie Sand- und Kiesflächen (Rohböden) sind zu schaffen.

- Ökologisch wertvoll sind nicht abgedeckte süd-exponierte Böschungen und Steilwände.
- Ein gelegentliches Nachbrechen steiler Böschungen ist erwünscht, weil es günstig für die Neuanlagen der Niströhren von Uferschwalben etc. ist. Dabei ist ein ausreichender Abstand zu Bauwerken und zu Grundstücksgrenzen einzuplanen.
- Man sollte unterschiedlich tiefe, wassererfüllte Flächen, z. B. sich sammelndes Niederschlagswasser im Grubentiefsten oder einzelne Tümpel mit Grundwasseranschluß, schaffen. Beides ist hilfreich für das Entstehen versumpfender Bereiche und von Amphibienbiotopen.
- Tief eingefahrene Radladerspuren etc. sind nicht einzuebnen. Sie sind vielfach im Frühjahr die wassererfüllte Kinderstube zahlreicher Amphibien. Ein Austrocknen zu Beginn des Sommers ist unproblematisch, da Jungfrösche etc. sie dann bereits verlassen haben.
- Große Steine (Blöcke, Überkorn) sollten in Haufen zusammengeschoben werden, hier überwintern z. B. Amphibien und Reptilien, weiterhin sind sie Lebensraum für vielerlei Kleinsäuger.
- Reste von Abraum und unverkaufte Körnung sollten als Haufen auf der Grubensohle liegen bleiben. Sie sind ebenso wie die Böschungen teilweise extrem trockene Standorte und bieten vielen bodenbewohnenden Insekten ideale Lebensbedingungen.
- Baumstubben und Altholz sind zu Haufen zusammenzutragen; Flechten, Pilze und Insekten werden dadurch gefördert.
- Über das Grubengelände verstreut sind einzelne standortgerechte Gehölzgruppen anzupflanzen.

#### Naßabbau

- Es sind weite, flache und vegetationsfreie Uferbereiche, ohne Abraum- oder Mutterbodenbedeckung zu schaffen; die Möglichkeit hierzu ist von den örtlichen Lagerstättegegebenheiten abhängig.
- Wenn der Grundwasserstand es erlaubt, sollten im Uferbereich und in der Flachwasserzone Haufen/Inseln aus größerem Material (Überkorn, Blöcke) geschaffen werden (Brutplätze für Vögel).
- Durch Einbringen von Abraum oder inertem Bodenaushub und Bauschutt in begrenzten Berei-

chen können Flachwasserzonen geschaffen werden. Allerdings wird durch Einbringen dieser im allgemeinen nährstoffreichen Substrate der See eutrophiert! Das Material ist nicht einzuplanieren; eine leicht wellig-kuppige Oberfläche erhöht die Standortvielfalt. Auch der Bereich des Spülfächers einer Kieswäsche oder ein Schlammteich sollten in Flachwasserzonen einbezogen werden.

- Breite treppenartig gestaltete Böschungen unter Wasser begünstigen durch unterschiedliche Wassertiefe die Pflanzenvielfalt.
- Schilfrohr-Stecklinge können in einigen Flachwasserbereichen eingebracht werden, sie breiten sich rasch aus.
- Weichholzgehölze sind im Uferbereich anzulegen (Weiden- und Pappelstecklinge).
- Nach Süden und Westen gerichtete Steilufer sollten nicht abgeschrägt werden, hier nisten Eisvogel und Uferschwalbe. Der Wellenschlag in der Wasserwechselzone (Bereich zwischen höchstem und niedrigstem Wasserstand) kann durch vorgeschaltete kleinere Böschungen gebrochen werden. Das Ufer wird im Laufe der Jahre durch Wellenschlag zurückverlegt, daher sind Sicherheitsabstände zu Bauwerken und Grundstücksgrenzen zu beachten.
- Es sollte kein Besatz mit Fischen und anderen Wassertieren erfolgen. Im Gefieder von Wasservögeln werden Fisch- und Froschlach sowieso recht bald eingetragen.
- Durch Abtrennung kleinerer Buchten und "Lagunen" oder kleinerer separater Seebereiche kann eine Biotopvielfalt erreicht werden. Ebenso sollte die Uferlinie geschwungen und wechselweise mit Gebüsch und Bäumen oder auch ohne höheren Aufwuchs gestaltet werden.

Baggerseen, in welche Mutterboden und inerter Bodenaushub eingebracht wird und an deren Ufer- und Flachwasserzonen Laubgehölze bzw. Röhrichte gepflanzt werden, werden sich zu nährstoffreichen (eutrophen) Gewässern entwickeln. Sie sind für unsere an offenen Wasserflächen verarmte Landschaft zwar auch ein Gewinn, noch wichtiger aber, weil fast nicht mehr vorhanden, ist die Schaffung nährstoffarmer (oligothropher) Gewässer. Hierzu muß darauf geachtet werden, daß möglichst wenig Laubhölzer in der Umgebung des Sees stehen bzw. gepflanzt werden (Laub bedeutet Nährstoffeintrag in einen See). Gegen Düngereintrag durch den Wind aus angrenzenden landwirtschaftlichen Flächen schützt ein mit Büschen und Bäumen bewachsener Wall (möglichst hoher Nadelholzanteil). Durch ein Grabensystem um den Baggersee herum kann der Zufluß nährstoffreicher Oberflächenwässer aufgefangen und abgeleitet werden.



Nährstoffhaltiges Grundwasser wird aber in aller Regel dennoch dem angestrebten oligotrophen See zufließen. Durch einen oberirdischen Seeabfluß/-überlauf kann ein Teil davon mitsamt einer Menge organischen Materials (Algen etc.) wieder abgeführt werden. Bade- und Angelbetrieb verbietet sich an oligotrophen Seen.

Vom Naturschutz gefördert wird die Unterschutzstellung von großen Baggerseen oder auch von Anhäufungen kleinerer Gewässer in Flußniederungen. Sie dienen den Zugvögeln als Rastplätze, da die natürliche Flußlandschaft mit ihren gewundenen Fließgewässern und wassererfüllten Altarmen zu meist der Flußbegradigung und Flurbereinigung zum Opfer fiel.

Im folgenden seien einige besonders hervorzuhebende Renaturierungsziele in Sand- und Kiesgruben (Naß- und Trockenabbau) genannt:

Hart- und Weichholzaunen wären von Natur aus in den Auen unserer Fließgewässer verbreitet. Diese aber werden heute überwiegend als Grünland, teilweise auch als Acker genutzt. Vereinzelt aber, mehr durch Zufall, fand die Natur bei der Wiederinbesitznahme alter Baggergruben Verhältnisse vor, die den Wiederaufwuchs eines Weichholz-Auenwaldes ermöglichten. Diese Gruben zeigen deut-

lich schwankende Grundwasserstände und liegen i. a. im Überschwemmungsbereich eines nahen Fließgewässers. Teile der Gruben sind häufig bis knapp über den mittleren Grundwasserstand mit Abraum verfüllt, Böschungen z. T. abgeflacht und als Initialzündung wurden ehemals einzelne Pflanzungen von Pappeln und Weiden vorgenommen. Den Rest konnte die Natur selbst besorgen, weil das Gebiet für Massentourismus durch weiträumige Absperrungen für den Erholungstourismus nicht zugänglich war. Heute, nach einigen Jahrzehnten, hat sich zwar "nur" ein Ersatzbiotop gebildet, welches aber einer natürlichen Weichholzaue sehr nahe kommt. Derartige Renaturierungsmaßnahmen sollten in viel größerem Umfang praktiziert werden.

Ruderalflora, früher in und um die Dörfer, an Wegen, Dämmen und anderswo weitverbreitet, haben vielerorts wegen chemischer "Unkraut"-Bekämpfung keine Bleibe mehr. Sie finden sich daher heute vorwiegend in Refugien wie verlassenen Gehöften, am Rande von Müllplätzen oder in ehemaligen Abbaustellen. Hier sollten sie geduldet und gefördert werden, auch wenn sie sich dank der "Bracheprogramme" in vielen Bundesländern jüngst wieder in die Feldmark hinaus bewegen.

Trockenrasen: Nährstoffarme Böden, auf denen Sandmagerrasen, Mauerpfeffer-Pionierfluren u. a. m.



Abb. 6: Weichholzaunenwald in renaturierter Kiesgrube

wachsen und bodenbewohnende Insekten nisten können, sind in unserer fast überall gedüngten Landschaft selten geworden. Sand- und Kiesgruben können dafür ideale Rückzugsstandorte sein.

**Biotope für Schmetterlinge, Bienen und andere Insekten:** Blütenreiche Wiesen, artenreiche Gebüsche, Frühblüher für Bienen, Nahrungspflanzen für Schmetterlingsraupen u. a. m. können renaturierte Gruben, wenn sie und das umgebende Areal für größere Staudenfluren ausreichend sind (ab ca. 5 ha), in hervorragender Weise bieten.

**Amphibienbiotope:** Flache, schnell erwärmbare Gewässer/Pfützen mit ihrem Umland sind Laichplätze und Kaulquappen-Kinderstuben, zumal wenn sie kaum oder keinen Anschluß an Fischgewässer haben (Fische fressen Laich, Kaulquappen und z. T. auch ausgewachsene Molche). Manche Amphibienarten leben auf dem feuchten Land, andere im Wasser und wieder andere verlassen als erwachsene Tiere das feuchte Element. Bewachsene Flachwasserzonen und offene, sandig-steinige Uferbereiche mit Geröll- und Schutthaufen werden als Winterquartier bevorzugt. Viele Amphibien konnten nur in renaturierten, "nicht oder nur leicht aufgeräumten" Abbaustellen überleben. Wir haben die Chance, auch hier mit sehr einfachen Mitteln ihr Überleben zu gewährleisten.

### **Biotopeentwicklung und Pflegemaßnahmen**

Von besonderer Bedeutung ist stets die Abstimmung zwischen Abbaubetrieben und Naturschutzbehörden über die Fragen, wie "aufgeräumt" eine Grube zurückgegeben werden muß, wieviel Zeit der Natur zur Eigenentwicklung zu geben ist oder wie ungeduldig der Naturschutz auf "schöne" Flächen oder auf ökologisch wertvolle Areale zu warten hat.

Bei allen Planungen seitens oder für den Naturschutz muß man sich darüber im klaren sein, daß fast jede Widmung einer Fläche für den Naturschutz auch entsprechende Pflegemaßnahmen erfordert, wenn man das angestrebte Naturschutzziel, z. B. Magerrasen, Heidefläche oder Flachwasserzone mit Röhrichinseln auch auf Dauer erhalten will. Anderenfalls würde unweigerlich auf fast allen Flächen, außer auf natürlichem Hochmoor, Watt/Vorland und aktiver Düne, ein Durchlaufen verschiedener natürlicher Entwicklungsstadien von der Krautschicht über das Buschstadium bis hin zum Wald als Endstadium nach vielen Jahrzehnten zu beobachten sein. Die Entscheidung ob, wann und wie weitgehend zu irgendeiner Zeit in die natürliche Sukzession eingegriffen werden soll oder darf, grenzt fast an ein Glaubensbekenntnis. Hier wäre

mehr pragmatisches Vorgehen vonnöten. Will man einen bestimmten Biotop erhalten und pflegen, dann bedeutet dies unweigerlich, daß irgendwann ein anderer Teil des sich in ständiger Fortentwicklung befindlichen Ökosystems, gewiß ebenso erhaltenswert wie der primär unter Schutz gestellte Biotop, zugunsten des ersteren vernichtet werden muß. Will man dies nicht, wird die Natur sich ihr Recht nehmen, indem ein Biotop durch ein anderes Sukzessionsstadium ersetzt, langsam zurückgedrängt wird. Dies ist Natur!

### **Forderungen**

Gut geplante Renaturierung kann unbestritten zur Biotopvielfalt und zur Biotopvernetzung beitragen. Damit wird dies zu einem wichtigen Hilfsmittel eines modernen, in die Zukunft gerichteten Naturschutzdenkens und -handelns. Die Erkenntnis ist gewachsen, daß "Sich selbst überlassen", "Nichtstun als Naturschutz", "Mut zur Wildnis und Unordnung" oft ein besserer Weg hin zu ökologisch verträglicher Wiedereingliederung einer Abbaustelle ist als eine allzu tatkräftige Hilfe (= Rekultivierung) dabei. Dieses progressive und kreative Naturschutzdenken ist auf dem Vormarsch und wird irgendwann auch in gesetzlicher Form niedergeschrieben. Je eher man beginnt, selbst Erfahrung damit zu sammeln und auszuwerten, desto besser können jene, die die entsprechenden Richtlinien und Verordnungen erarbeiten, mit wirklichkeitsnahen und auch realisierbaren Vorschlägen unterstützt werden. Die Steine- und Erden-Industrie muß in ihrem Handeln und Denken der Gesetzgebung ein gutes Stück vorausseilen und entsprechende Politikberatung betreiben, damit sich künftige Gesetze, Verordnungen etc. nicht gegen sie entwickeln werden.

Zum Schluß seien einige Forderungen zur Diskussion gestellt:

- Die Beeinflussung des Landschaftsbildes durch den Abbau oberflächennaher Rohstoffe sollte nicht nur in lokalen Einzelstudien, sondern vermehrt und vertiefend auf ihre regionale und überregionale Bedeutung hin untersucht werden. Dabei sollten u. a. auch geomorphologische und landschaftsästhetische Aspekte aufgegriffen werden. Die Ergebnisse sollten wissenschaftlich sauber begründet, nachvollziehbar und für Nichtwissenschaftler verständlich dargelegt werden.
- Die Entwicklung von Fauna und Flora sollte in geeigneten und für bestimmte Landschaftsteile typischen Abbaugeländen vor, während und nach der Rohstoffgewinnung wissenschaftlich sauber erfaßt, dokumentiert und bekanntgegeben werden. Diese Untersuchungen

sollten ein breites Spektrum an Faunen- und Florenelementen abdecken, nicht nur die vielerorts studierten Vögel, Amphibien, Laufkäfer, Orchideen, Enziane usw.

- Praktiker sollten ihre Erfahrungen über erfolgreiche Renaturierungsmaßnahmen in geeigneter Form bekannt machen.
- Behörden, Wissenschaft und Industrie sollten mehr als bisher gemeinsam in geeigneten Abbaugebieten Maßnahmen des Biotop- und Artenschutzes durchführen. Für Unternehmer sind Risiken und Kosten der Renaturierung zumeist durchaus mit denen herkömmlicher Rekultivierungsmaßnahmen vergleichbar.
- Abbauverfahren, die eine natur- und landschaftsgerechte Wiederherrichtung erleichtern, müssen erprobt und zur technischen Routine entwickelt werden.

Im Rahmen der vorliegenden Ausführungen können aus dem breiten Feld der Renaturierung von

Sand- und Kiesgruben nur ausgewählte Aspekte behandelt werden. Die Darlegungen sollen vor allem dazu anregen, sich vertiefend mit diesen Problemen zu beschäftigen.

### Schriftenverzeichnis

DEUTSCHER BUND FÜR VOGELSCHUTZ – LANDESVERBAND BADEN-WÜRTTEMBERG e. V. (1981): *Lebensraum Kiesgrube*, 25 S., 68 Abb., 1 Tab.; Basel.

STEIN, V. (1985): *Anleitung zur Rekultivierung von Steinbrüchen und Gruben der Steine- und Erden-Industrie* – 127 S., 9 Abb., 2 Tab.; Köln (Deutscher Institut-Verlag).

Geringfügig geänderte Fassung eines Vortrages, gehalten auf der Fachtagung "Produktion von Sand und Kies" des Bundesverbandes der Deutschen Kies- und Sandindustrie e. V. und des Lehrstuhls für Aufbereitung, Veredlung und Entsorgung der RWTH Aachen, 19. - 20. 02. 1992, Aachen.

Manuskript eingegangen am 30. 9. 1992

## Das Lößprofil von Ahlshausen und weitere tiefe Quartäraufschlüsse entlang der Bundesbahn- Neubaustrecke bei Northeim, Südniedersachsen

HEINZ JORDAN & WILHELM SCHWARTAU \*)

Loess, quaternary, soil stratigraphy, subsrosion,  
Lower Saxony

**Kurzfassung:** In der Subrosionssenke von Ahlshausen wurde eine 25 m mächtige Lößlehm-Fließerde-Folge mit bis zu 9 Parabraunerden (B<sub>1</sub>- und Bleichhorizonte) untersucht. Unter dem 3. B<sub>1</sub> fanden sich Reste eines Glaziärorkommens, das eine elsterzeitliche Inlandvereisung belegt. Ein mächtiger Beckenschluff bis -ton im Liegenden der Lößfolge gehört vermutlich bereits in die Matuyama-Periode. In den Bahnprofilen und in Bohrungen der begleitenden Geologischen Kartierung wurden Kiesvorkommen mehrerer prä-holsteinzeitlicher Rhumeläufe nachgewiesen. Ihre Verstellung um viele Zehnermeter wird auf Hebung des Ahlshausener Gewölbes (über einem Zechstein-Salzkrissen) zurückgeführt, unterbrochen durch lokale subrosive Absenkung.

### [The loess-profile of Ahlshausen and other deep quaternary exposures along the new railway at Northeim in the southern of Lower Saxony]

**Abstract:** A 25 m-thick loess solifluction sequence including up to nine fossil soils (bleached layers and B horizons) was investigated in the subsrosion basin of Ahlshausen which is cut by the German Federal Railways' new Hannover-Würzburg line. Pebbles of nordic (Scandinavian) provenance, incorporated in the loess sheet below the third fossil B horizon provide good evidence that the Elsterian inland ice-sheet reached the Ahlshausen area. A lacustrine silty clay sequence below the loess solifluction sequence probably belongs to the Matuyama magnetic period.

Gravel layers documenting several ancient courses of the Rhume river, of pre-Holsteinian age, were found in the railway cuttings and in drillholes during geological mapping of the area by the Lower Saxony Geological Survey. Vertical displacement of the Rhume sediments of the order of several tens of metres is related to young uplift of the Ahlshausen salt dome and to local subsidence by salt subsrosion.

### 1 Einleitung

Die Bundesbahn-Neubaustrecke hat durch zahlreiche Untersuchungsbohrungen, Geländeeinschnitte und Tunnel für die Quartärgeologie des Leineberglandes einen enormen Kenntniszuwachs gebracht. Die baugelogeische Betreuung in Südniedersachsen lag in Händen des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung (NLFb), Unterabteilung Ingenieurgeologie, unter Leitung von Prof. Dr. DRESCHER. Die Unterabteilung Geologische Kartierung hat gleichzeitig die Blätter der Geologischen Karte von Niedersachsen 1:25 000 neu bearbeitet und herausgegeben, deren Gebiet die Neubaustrecke durchquert (Blätter 4125 Einbeck, 4225 Northeim West, 4325 Nörten-Hardenberg).

Tabelle 1: Abschnitte der Bundesbahn-Neubaustrecke mit Aufschlüssen in alt- und mittelquartären Sedimenten, zwischen Northeim und Kreiensen (Lage s. Abb. 9).

	Baulos	Stationen (km)
A Dammstrecke bei Edesheim (Bohrungen, Abb. 7)	217,310	74,5-76,8
B Einschnitt bei Hohnstedt	217	73-73,2
C Kriebertunnel, nördlicher Voreinschnitt (Tunnel in offener Bauweise)	284	69,45-69,9
D Einschnitt nördlich Ahlshausen	216	68,9 (68,6-69,45)
E Aue-Talbrücke	637	64,25-65,5

Im folgenden soll über Profile berichtet werden, in denen mittel- und altquartäre Schichten aufgeschlossen waren (Tab. 1). Ein Schlüsselprofil ist der Einschnitt bei Ahlshausen (C und D - Abb. 1), in dem W. SCHWARTAU eine 20 m mächtige Lößfolge mit bis zu neun Paläoböden aufnahm und dabei das bisher einzige nordische Glaziärorkommens im Leinebergland südlich der Saaleeisgrenze fand (Kap. 2). H. JORDAN untersuchte in den Bahnaufschlüssen und

\*) Anschriften der Verfasser: Dir. u. Prof. Dr. H. JORDAN, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Stilleweg 2, 3000 Hannover 51; W. SCHWARTAU, Sophienstraße 19, 37574 Einbeck.

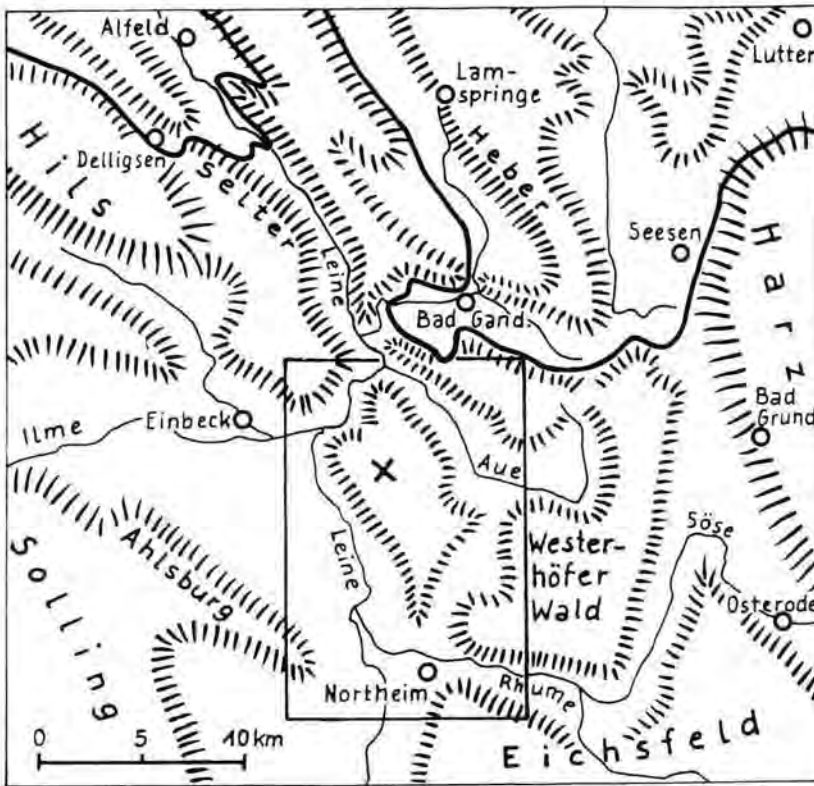


Abb. 1: Lage des Bahneinschnitts Ahlshausen (Kreuz) und maximale Ausdehnung des saalezeitlichen Inlandeises (starke Linie) im Leinebergland. - Rahmen = Ausschnitt der Abb. 9.

in Bohrungen der Geologischen Kartierung die Flußablagerungen einer Alt-Rhume (Kap. 3).

## 2 Lößprofil von Ahlshausen

Im Scheitel des Buntsandsteingewölbes von Ahlshausen ist ein 500 m breiter Graben eingebrochen. Bruchtektonisch angelegt, wurde er durch Subrosion beständig vertieft, so daß quartäre Sedimente sich in einer Mächtigkeit bis zu 50 m in einer Schutzsituation anreichern konnten. Die Schichtfolge wurde in den Einschnitten bei Ahlshausen (C und D der Tab. 1) nahezu 25 m tief freigelegt und bis 45 m tief abgebohrt. Im folgenden werden zwei Lößprofile beschrieben, die etwa 1000 m voneinander entfernt liegen. Die Schichten beider Profile lassen sich in nahezu horizontaler Lage nach den Seiten hin ohne erkennbare tektonische oder subrosive Störungen verfolgen. Sie sind aber verschiedentlich durch erosive Prozesse gestört; dadurch wird eine Verknüpfung der Schichten über größere Entfernung unsicher.

### 2.1 Profil Ahlshausen 1

Das Profil liegt etwa in der Mitte des Abschnitts C der Tab. 1, bei R: 35 66 820, H: 57 40 430. In Abb. 2 ist die Schichtfolge schematisch dargestellt. Im folgenden wird die Westseite des Bahneinschnitts beschrieben.

Das Profil ist in seinem oberen Teil in einer schmalen Kuppe erhalten, die durch seitliche Erosion vor allem während des letzten Glazials entstanden ist. Die bis zu 8 m tiefen Dellen sind während des Jungwürms und Holozän wieder verfüllt, so daß die Kuppe morphologisch nicht mehr erkennbar ist. Die Sedimente des Würms<sup>1)</sup> überziehen auch die Kuppe in einer Mächtigkeit von 2 m. Sie tragen

an ihrer Oberseite den Rest der holozänen Parabraunerde über dem einzigen kalkhaltigen Löß des ganzen Profils und darunter offenbar umgelagerte Reste des Lohner Bodens, der in seitwärts gelegenen mächtigeren Würmprofilen rasch in die Naßfazies des Hattorfer Bodens übergeht.

Darunter folgt eine Serie fossiler Tonanreicherungshorizonte ( $\text{fB}_1$ ), fast jeder von einem geringmächtigen Bleichhorizont überdeckt. In diesem steckt weitgehend umgelagertes  $\text{A}_1$ -Horizont-Material. Die  $\text{fB}_1$ -Horizonte lassen sich über den Einschnitt hinweg konnektieren und sind auf der West- wie Ostseite einheitlich numeriert (Abb. 2-4).

Der oberste Bleichhorizont weist - wie mehr oder weniger auch die älteren Bleichhorizonte - an seiner Basis eine Anreicherung von Mangan-Eisenhydroxid-Konkretionen als Kennzeichen von Pseudovergleyung auf, sowie geringe Gehalte von Holzkohle. Da der Horizont durch kleine Eiskeilpseudomor-

<sup>1)</sup> "Wümm" wird in der Paläopedologie traditionsgemäß auch in Norddeutschland synonym für "Weichsel" (= Kaltzeit) verwendet.

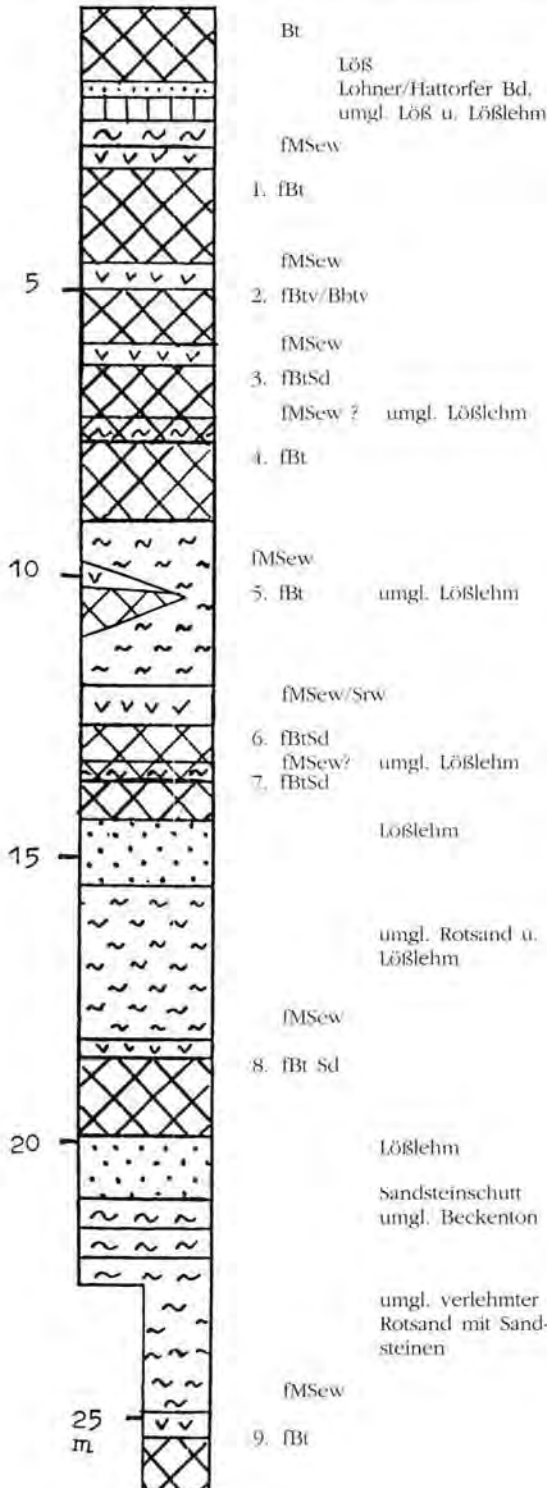


Abb. 2: Profil Ahlshausen 1, schematisch. - Punkte = Lößlehm, Häkchen = Bleichzone, Karo = verbraunter Tonanreicherungs-horizont, Tilden = Schluff bis Sand, solifluidal umgelagert, Dreiecke = (zum Teil mit Steinen).

phosen mit dem liegenden 1.  $fB_t$  verzahnt ist, kann er genetisch nicht diesem als Oberboden zugeordnet werden. Der 1.  $fB_t$  ist, seitwärts nur unterbrochen von Dellen, durchgehend bis zum Profil Ahlshausen 2 (Kap. 2.2) zu verfolgen. Als beständiger, mächtiger und sehr ausgeprägter Horizont ist er dem Eem zuzuordnen. Mit seiner kräftigen Tonanreicherung, mit deutlichen Tonbelegen auf den Aggregatoberflächen und brauner Farbe mit nur sehr geringer Marmorierung ist er Teil einer Parabraunerde. Wegen der Frostkeile muß die Grenze Eem-/Wümm an die Oberfläche der gekappten Parabraunerde gelegt werden. Das Bleichhorizontmaterial mit deutlich laminar-solifluidaler Struktur entstammt aber vermutlich weitgehend dem abgetragenen A-Horizont der Parabraunerde und ist daher ein Kolumium des beginnenden Wümm.

Die nach unten abnehmende Tonanreicherung des Eembodens geht ohne deutliche Grenze in die nur schwach ausgeprägte Lamellenfleckenzone über, die aber in einer tiefer reichenden Eiskeilpseudomorphose mit besserer Perkolationskräftigkeit ausgebildet ist. Die Lamellierung hat auch schwach auf den oberen Teil des liegenden 2. Bleichhorizontes übergreifen. Da aber dessen unterer Teil keine makroskopisch erkennbare Tonverlagerung besitzt, kann die Lamellierung des unter dem 2. Bleichhorizont liegenden Restes einer mäßig pseudovergleyten Parabraunerde nicht vom hangenden Eemboden ausgegangen sein, sondern ist autochthoner Bestandteil des 2.  $fB_t$ .

Ein 3. Bleichhorizont mit zahlreichen Konkretionen liegt dem 3.  $fB_t$  auf, bei dem eine Lamellierung wegen starker Pseudogleybahnen nur undeutlich erkennbar ist. Die unter dem Bleichhorizont umgebogenen Pseudogleybahnen kennzeichnen eine solifluidale Beanspruchung nach der Abtragung des Oberbodens der Parabraunerde. Eine 85 cm mächtige Umlagerungszone enthält neben gelbem und bräunlichem Lößlehm ohne Tonbelege kräftige graue und naßbodenartige Bänder, wie sie auch aus dem beginnenden Jungwümm bekannt geworden sind.

Wenige zwischengeschaltete Streifen mit Bleichhorizontmaterial dürften dem ursprünglich über dem 4.  $fB_t$  gelegenen Bleichhorizont angehört haben. Tonbelege in diesem 4.  $fB_t$  sind zwar nur schwach ausgeprägt, so daß er lediglich der basale Rest dieses  $B_t$  ohne Lamellierung sein dürfte. Fahnenförmig gebogene Pseudogleybahnen unter der Umlagerungszone belegen aber seine Eigenständigkeit gegenüber dem 3.  $fB_t$ . Der 4.  $fB_t$  geht zum Liegenden über in eine Umlagerungszone von grauem, violettem, stroh- oder matt-gelbem Lößlehm in raschem Wechsel. Das Material dürfte z. T. kaltzeitlichen Naßböden entstammen, ohne daß eine Gliederung möglich ist.

Zonale Rostflecken und Rostbänder, feine Pantherung und Eisenhydroxid-verfestigte Wurzelbahnen gehören einer Überprägung nach der Ablagerung an. In dieser Umlagerungszone verschwindet ein - 15 m weiter südlich erhaltener - 5.  $fb_T$ , der hier also der Erosion zum Opfer gefallen ist.

Darunter liegt ein Bleichhorizont, der zusammen mit dem basalen Teil der hangenden Umlagerungszone und dem oberen Teil des liegenden 6.  $fb_T$  sekundär so naßgebleicht wurde, daß der Eindruck einer einheitlichen 80 cm mächtigen Bleichzone erweckt wird. Die Bleichung ist so kräftig, daß ein Horizont kleiner solifluidal geneigter Eiskeilpseudomorphosen, mit denen Bleichhorizont und liegender 6.  $fb_T$  verzahnt sind, kaum zu erkennen ist.

Zwischen 6. und 7.  $fb_T$  fehlt ein Bleichhorizont. Die Grenzfläche ist statt dessen markiert durch eine schmale Umlagerungszone, an der kleine Eiskeilpseudomorphosen ansetzen. Wenn auch der 7.  $fb_T$  vom 6.  $fb_T$  etwas überprägt sein dürfte, wie die sehr deutliche Lamellierung der Eiskeilpseudomorphosen beweist, so ist seine Selbständigkeit doch dadurch gesichert, daß in jedem der zwei Böden eine kompakte Tonanreicherung nach unten in eine deutliche Lamellierung übergeht. Dem 7.  $fb_T$  mit markanter Verbraunungsuntergrenze ist dichter Lößlehm unterlagert, der zunehmend in durch Verleyung blau gefärbten Lößlehm übergeht.

Darunter schaltet sich in die Löß-Böden-Serie eine Lage roten Buntsandsteinschutts aus Ton bis Schluff, Sand und Steinen bis 30 cm Durchmesser ein, durchsetzt mit blaugrauem Lößlehm.

Unter einem schwach ausgeprägten matt gelbgrauen Bleichhorizont mit sehr wenig Konkretionen folgt der stark pseudovergleyte 8.  $fb_T$  mit nahezu horizontalen Pseudogleybahnen als Zeichen einer kräftigen solifluidalen Überformung. Offenbar wegen der starken Überformung konnten die für die Parabraunerde typischen Tonbelege nur seitwärts des Profils gefunden werden, wo Feuchtüberprägung und wohl auch die Durchmischung geringer waren. Darunter folgt gelber, grau gepantherter und schließlich blaugrauer Lößlehm. In einer Bohrung fand sich darunter ein weiterer Bleichhorizont mit dem oberen Teil eines 9.  $fb_T$ .

Insgesamt zeigt das Profil nach unten Spuren zunehmender Vernässung und solifluidaler Überformung. Über die tieferen, nicht mehr aufgeschlossenen Schichten gibt eine Trassenbohrung Auskunft (I 800 der GK 25, Blatt 4225 Northeim West), die ungefähr am linken Rand des Profils Abb. 3/4 steht. Sie durchsank bis 33 m, also bis 7 m unterhalb des 9.  $fb_T$ , eine Wechselfolge von sandigem Schluff und schluffigem Ton mit Lagen von Buntsandstein-Fließerde, darunter bis 50 m grauen schluffigen Ton (Beckenton). Bei der Endteufe von 51 m kündigt rötlicher Schluff die Basis der Beckensedimente an, in ca. 55 m Tiefe ist



Abb. 3: Profil Ahlshausen 1

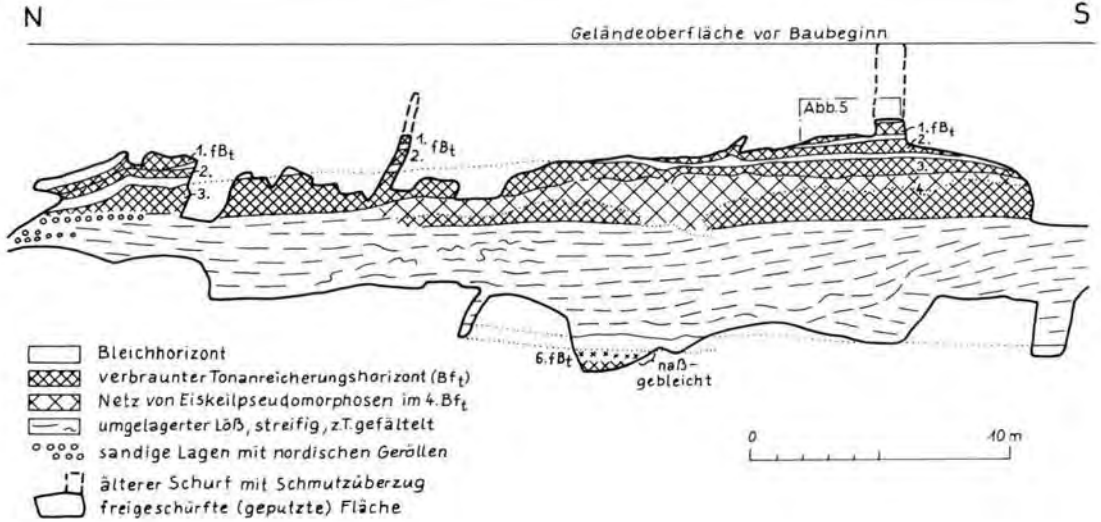


Abb. 4: Profil Ahlshausen 1 nach dem Foto Abb. 3

nach flachseismischer Erkundung anstehender Buntsandstein zu erwarten.

### Ostseite des Bahneinschnittes

Die beiden Dellen, welche die nur 20 m breite Kuppe des Westprofils mit dem Eemboden herausgearbeitet haben, laufen nach Osten auseinander, so daß die Kuppe an der Einschnitt-Ostseite etwa 100 m Breite erreicht. Im rechten Teil der Abb. 3, die einen 40 m breiten Abschnitt dieser Kuppe zeigt, sind der 1. und 2. fB<sub>t</sub> mit ihren Bleichhorizonten stark ausgedünnt mit nahezu waagrecht verlagerten Pseudogleybahnen. Solche Bahnen, die aus dem 3. Bleichhorizont, z. T. auch aus dem 2. fB<sub>t</sub> in den 3. fB<sub>t</sub> ziehen, belegen, daß Bodenbildung und Pseudovergleyung mindestens teilweise aufeinander folgende Prozesse sein können, wie auch die kräftige Konkretionsanreicherung im 3. fB<sub>t</sub> sekundär sein kann.



Abb. 5: Profil Ahlshausen 1, Ausschnitt (Lage s. Abb. 4).



Der stark mit Ton angereicherte, umgelagerte und rasch austrocknende obere Teil des 4.  $fB_1$  trägt ein Netz von schmalen Pseudogleybahnen, die offenbar schmale Eiskeilpseudomorphosen nachzeichnen und in den liegenden Teil des Bodens übergreifen (Abb. 4). Toninfiltrationsbänder an dessen Basis belegen den autochthonen Charakter des liegenden Teils des 4.  $fB_1$ . Eine Eiskeilpseudomorphose vor allem mit Material des oberen Teils dieses Bodens reicht bis in die darunter folgende mächtige Zone mit laminar solifluidal verflossenem Lößlehm mit Resten aus mindestens drei Naßböden. Zusammen mit den darunter folgenden Bodenschichten entspricht im großen und ganzen das Profil der Ostseite dem der Westseite. Auf der Ostseite fehlt allerdings der 5.  $fB_1$  ganz.

Nach Norden, in Richtung auf die begrenzende Delle (Abb. 3/4, linker Rand) sind 1. bis 3.  $fB_1$  zunehmend laminar verflossen. Der 3.  $fB_1$  ist durch Pseudogleybahnen, die in diesem Boden wurzeln, aber im Bild nach links umbiegen, überprägt. Dadurch wird der autochthone oder parautochthone Charakter des Pseudogleys - nicht unbedingt auch des Bodens - bezeugt. Der laminar verlagerte Lößlehm unter diesem Pseudogley enthält nahe der Delle einzelne mm- bis cm-starke sandig-grusige Lagen mit Geröllen nordischer Herkunft (Abb. 4, Tab. 2). Sie sind älter als der 3.  $fB_1$ . Die Gerölle müssen aus einem höher, d. h. westlich bis südlich gelegenen Glaziärvorkommen (Schmelzwasserkies, Moräne?) stammen und mit dem Lößlehm verlagert worden sein. Wegen der Verknüpfung der laminaren Strukturen mit dem Lößlehm, der den im linken Bilddrittel aussetzenden 4.  $fB_1$  trägt, könnten die Gerölle allerdings auch älter sein als der 4.  $fB_1$ .

Der Kristallin-Anteil enthielt nach K.-D. MEYER (NLFb Hannover) keine Leitgeschiebe, ist aber eindeutig skandinavischer Herkunft. Im paläozoischen Anteil fand sich der charakteristische Kahlebergsandstein vom Nordharz, dagegen kein Acker-Bruchberg-Quarzit oder Südharz-Porphyr. Das Glaziärvorkommen stammt also von einem den Nordharz streifenden Eisstrom.

## 2.2 Profil Ahlshausen 2

Es liegt 950 m nördlich vom Profil Ahlshausen 1 bei R: 35 66 940, H: 57 41 370 (D der Abb. 9) und ist in Abb. 6 dargestellt.

In die Lößfolge mit sechs fossilen Böden schalten sich ab 4 m Tiefe sandig-kiesige Lagen ein, z. T. Buntsandstein-Fließerden, z. T. fluviatiler Kies mit gut gerundeten Buntsandstein- und paläozoischen Geröllen (Rhume-Oberterrasse, Kap. 3). Die Hauptmasse des fluviatilen Kieses liegt unter dem 3.  $fB_1$ , z. T. einbezogen in dessen Tonanreicherungszone (A in Abb. 6). Doch finden sich Gerölllagen, immer auch mit Paläozoikum-Anteil, bis hinab zu einem weißgrauen, stark kalkhaltigen Beckenschluff, der eine gut 20 m mächtige Folge feinkörniger Stillwassersedimente einleitet.

Meist stecken die fluviatilen Gerölle in umgelageretem Lößlehm und sind offenbar eingeschwemmt. Bei B (= Geröllanalyse 6 der Tab. 3) und C der Abb. 6 liegt wohl Rhume-Fluviatil in situ vor: toniger Schluff bis Kies mit hohem paläozoischem Geröllanteil.

## 2.3 Zum Alter der Schichten

Lößboden-Stratigraphie ist in vielen Gebieten erfolgreich angewendet worden. So ist mit ROHDENBURG & MEYER (1966) der oberste  $fB_1$ -Horizont bei Ahlshausen - stets unter Würmlöß mit seinen charakteristischen Humuszonen anzutreffen - ins Eem zu stellen. Vermutlich sind die tieferen, durchgehend verbräunten  $fB_1$ -Horizonte Bildungen älterer Interglaziale, aber leider verbietet sich eine Datierung nach der Abzählmethode. Einmal können Bodenhorizonte erodiert sein (Abb. 2: 5.  $fB_1$ ), zum andern können geringermächtige Bt-Horizonte auch in Interstadialen entstehen, oder zwei  $B_1$ -Horizonte in einem Interglazial (STREMMER et al. 1991).

Wir wollen uns daher im folgenden soweit wie möglich auf geologische Befunde stützen, um zu einer Altersabschätzung zu kommen.

Der graue Ton bis Schluff, der im gesamten Ahlshausener Becken 20-30 m mächtig Löß und Fließerden unterlagert, war an zwei Stellen für eine pol-

Tabelle 2: Geröllbestand (Durchmesser 3 mm bis 5 cm und ein faustgroßer Granit) der sandig-grusigen Lagen im Profil Ahlshausen 1.

Geröll:	Anzahl
Nordisch:	
Kristallin (Granit, Gneis, Amphibolit, Glimmerschiefer)	17
Quarzit	9
Flint	14
Paläozoikum (vom Harz):	
Grauwacke	20
Kieselschiefer	53
Quarzit, Kahlebergsandstein	4
Gangquarz	2
Mesozoikum:	
Buntsandstein (überwiegend von Hängen um Ahlshausen)	zahlreich, nicht gesammelt
Rogenstein (vom Raum Seesen oder weiter nördlich)	1
Hilssandstein, Flammenmergel (von Norden)	2
Toneisenstein (Jura-Geodentrümmer von Norden)	

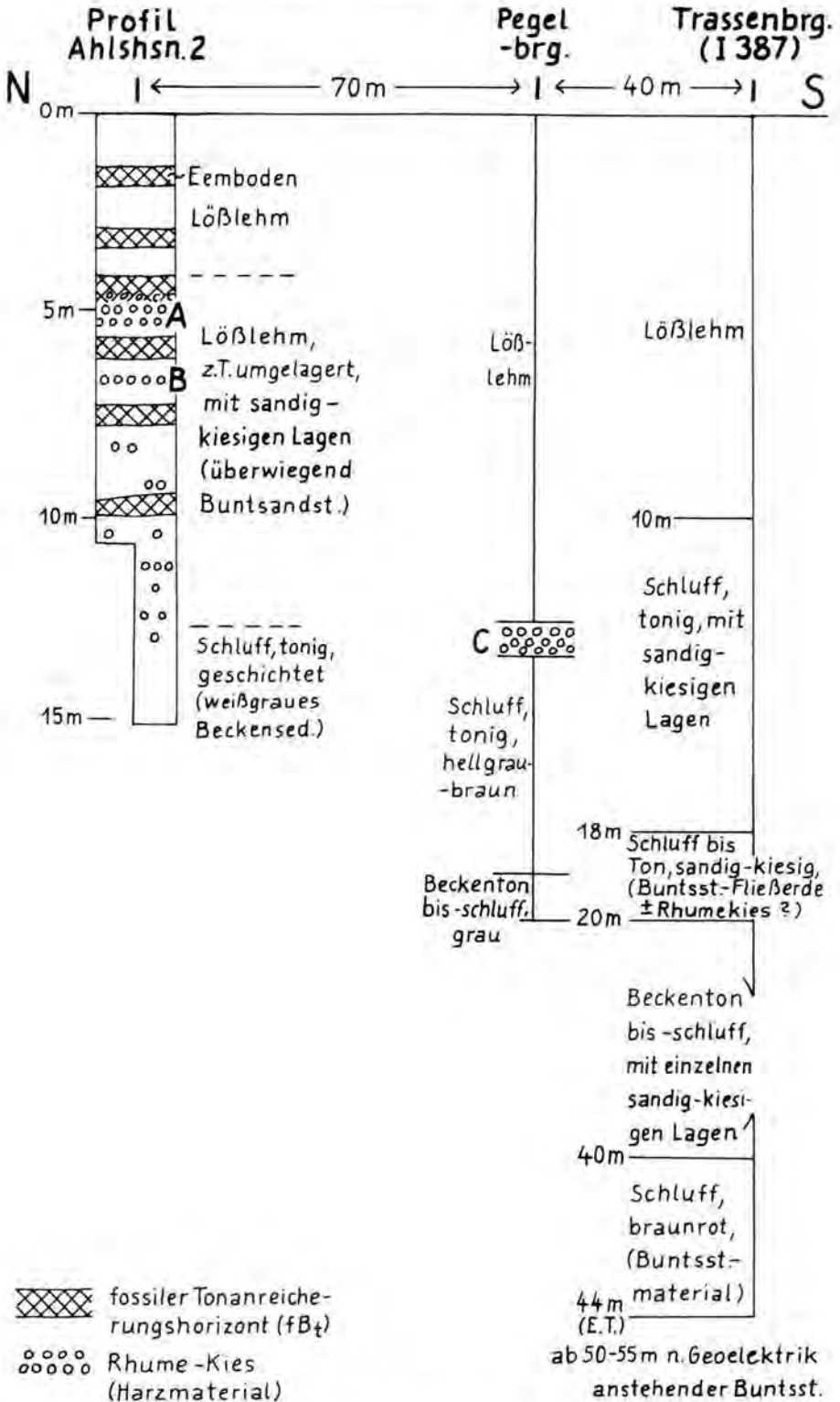


Abb. 6: Profil Ahlshausen 2 und benachbarte Bohrungen. - A bis C siehe Text.

lenanalytische Untersuchung zugänglich. 100 m nördlich von Profil Ahlshausen 1 wurde grüngrauer feinsandiger Beckenton in der Trassensohle freigelegt, 3 m tief abgebohrt und von E. GRÜGER (Univ. Göttingen, freundl. schriftl. Mitt.) auf Pollen untersucht: Der Ton ist pollenfrei bis auf eine Lage, die neben umgelagerten Baumpollen ("allenfalls die Kiefer wuchs in der Nähe") überwiegend Seggen und Sphagnen führt, was für kaltzeitliche Ablagerung in einem See spricht.

Auch der weißgraue Schluff des Profils Ahlshausen 2 (Abb. 6) enthält nach H. MÜLLER (ehemals BGR Hannover) neben mesozoischen Sporomorphen nur Kiefern- und Graspollen und ist somit eine kühl- bis kaltklimatische Ablagerung. Damit entfällt an beiden Stellen die Möglichkeit einer Alterseinstufung (Zuordnung zu einer bekannten Warmzeit).

Nach einer paläomagnetischen Untersuchung des Profils Ahlshausen 1 durch FROMM (1988) liegt die Grenze Brunhes/Matuyama, die stratigraphisch ins Cromer-Glazial A gestellt wird, vermutlich in der Schwemmlöß-Rotsand-Folge in 17 m Teufe (vgl. Abb. 2). Allerdings gibt lediglich eine geringe Winkeldifferenz in der Inklination einen Hinweis auf ehemals inverse Magnetisierung, die durch chemische Überprägung ausgelöscht sein soll. Das Ergebnis ist immerhin ein Anhalt dafür, daß die Lößfolge oberhalb 17 m mit 2 bis 3 Böden den höheren Abschnitt des Cromer-Komplexes vertreten könnte.

Bleibt schließlich das Glaziärvorkommen im Profil Ahlshausen 1. Das niedersächsische Bergland ist in seinem Nordteil zweimal vom nordischen Inlandeis überfahren worden: in der Elster- und in der Saale-Kaltzeit (Drenthe-Stadium). Eine noch ältere Vereisung läßt sich nirgendwo in Norddeutschland nachweisen. Nun liegt der Saale-Eisrand, durch Grundmoräne und Vorschütt-Kiessand gut belegt, viele km nördlich von Ahlshausen (Abb. 1); nämlich in den Talungen bei Alfeld-Freden, Bad Gandersheim und Seesen (Gk 25, Blätter 4025 Freden, 4125 Einbeck und 4127 Seesen).

Vom Elster-Glaziär ist so weit südlich fast nichts erhalten geblieben. Obwohl LÜTTIGS (1960) Datierungen elsterzeitlicher Kiese heute nicht mehr haltbar sind, gibt es Hinweise, daß das Elster-Inlandeis weiter nach Süden vordrang als das Saaleeis (GK 25, Blatt 4023 Eschershausen). Das Glaziärvorkommen von Ahlshausen muß, weil es außerhalb der Saaleeisverbreitung liegt, der elsterzeitlichen Inlandvereisung zugeordnet werden. Der Gletscher muß, um das 180 m hoch gelegene Ahlshausener Becken zu erreichen, in breiter Front die umrandenden Höhen überfahren haben und in den Talungen noch weiter nach Süden, sicher bis Einbeck und vielleicht bis Northeim vorgedrungen sein.

Die geologischen Befunde lassen also für das Profil Ahlshausen 1 folgende Alterseinstufung möglich erscheinen:

- |  |  |
|--|--|
| 1. fB <sub>t</sub>   | - Eem-Warmzeit   |
| 2. und 3. fB <sub>t</sub> , bzw. 2. bis 4. fB <sub>t</sub> | - Warmzeiten<br>zwischen<br>Eem und Elster-<br>Kaltzeit (einschließ-<br>lich des Holstein) |
| nordische Gerölle  | - Elster-Kaltzeit  |
| ältere fB <sub>t</sub>                                     | - Cromer-Komplex   |
| Ahlshausener Beckenton                                     | - prä-Cromer   |

### 3 Rhume-Oberterrasse zwischen Northeim und Kreiensen

#### 3.1 Vorkommen

Im Profil Ahlshausen 2 (Kap. 2.2) und in den anderen Bahnaufschlüssen der Tab. 1 fanden sich Ablagerungen der Alt-Rhume, gekennzeichnet durch paläozoische Gerölle vom Harz, die bis dahin nur vom Dünetal bei Northeim bekannt waren (VON KOENIG 1894: 76, LÜTTIG 1954).

A. Bohrungen bei Edesheim haben unter 50 m mächtigem Mittelterrassenkies der Rhume einen älteren Schluff bis Kies durchteuft, der völlig frei von Rhume-Material, d. h. von paläozoischen Geröllen ist (Abb. 7). Der Umschwung in der Geröllzusammensetzung konnte pollenanalytisch ins ausgehende Holstein eingestuft werden. Zu dieser Zeit muß die Rhume ihren alten Lauf im Dünetal verlassen und den heutigen Durchbruch zur Leine bei Northeim geschaffen haben.

B. Im Bahneinschnitt östlich Hohnstedt (an und nördlich der Straßenbrücke bei R: 35 66 870, H: 57 37 050) war ein 40 m mächtiges Schichtpaket von karbonatisch verkittetem Kiessand aufgeschlossen, unten mit 1 m dicken Einschaltungen aus rötlichem Sand und dunkelgrauem Schluff. Es fällt auf der gesamten Länge (120 m) einheitlich mit 20° nach Südwesten ein. 80 m nördlich der Brücke taucht das Liegende, roter Keupermergelstein, in der Bahntrasse auf, bei rund 130 m über NN.

Das Kiessandpaket liegt dort hoch über der Leine-Mittelterrasse, deren Oberfläche nur 125 m über NN erreicht. Es muß sich also um ein Oberterrassen-Vorkommen handeln. Dafür spricht auch die starke Verkipfung infolge Subrosion, die bei der Mittelterrasse nicht oder mit minimaler Neigung beobachtet wurde (GK 25 Blatt 4225 Northeim West). Die Geröl-

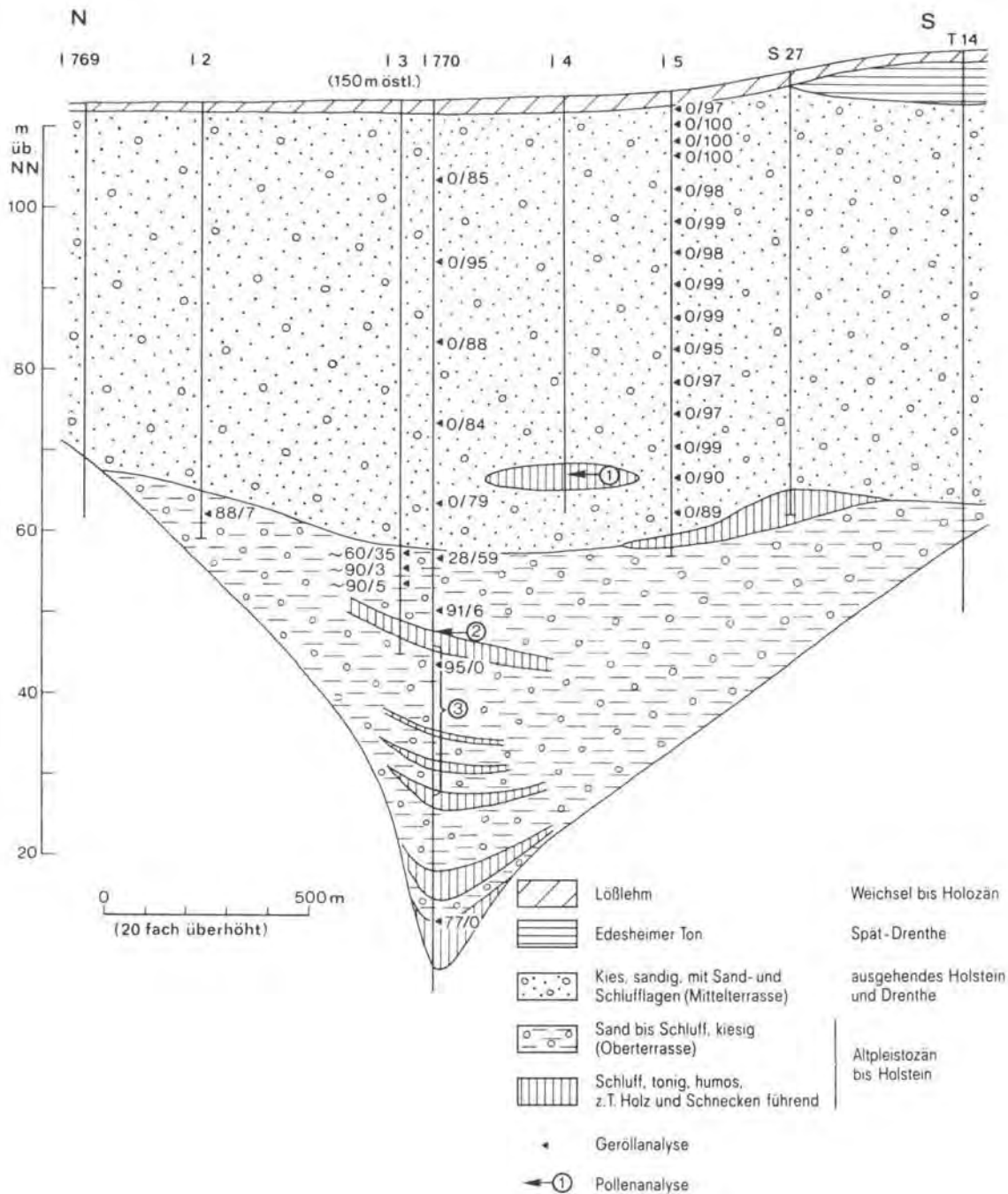


Abb. 7: Mittel- und Oberterrassensedimente bei Edesheim und Hohnstedt. - Geröllanalysen (Fraktion 6,3-12,5 mm): 0/95 bedeutet 0 % Muschelkalk-, 95 % paläozoische Gerölle; die restlichen 5 % sind Buntsandstein und untergeordnet Keuper und Jurageoden. Pollenanalysen (K.-J. MEYER, NLFB Hannover): 1) Holstein-Interglazial oder älter (Proben P 26800-26802), 2) Holstein-Interglazial, Zone VI nach MEYER 1974 (P 33510), 3) vermutlich Holstein-Interglazial, Zone V, und/oder älter (P 33513 - 33523). Lage des Schnitts = A in Abb. 9.

le des Kiessandes, überwiegend Muschelkalk, daneben Buntsandstein und vereinzelt Kieselschiefer, sind oft gut gerundet, was auf fluviatilen Transport schließen läßt. Eingeschaltet sind Lagen mit eckigen oder nur kantengerundeten Steinen, offenbar Fließerden, die vom benachbarten Hang des Stöhne-Berges in den Flußkies einspeisen.

D ist das Profil Ahlshausen 2 (Kap. 2.2). Bei E wurde in zwei Bohrungen für die Auetalbrücke in 36 bzw. 48 m Tiefe eine 1 m mächtige Rhume-Kieslage angetroffen (GK 25 Blatt 4125 Einbeck: Abb. 4). In drei Geröllanalysen lag der paläozoische Anteil zwischen 36 und 56 %, Muschelkalk war mit 15-38 % beteiligt (Tab. 3, Nr. 7).

Abseits der Bahnstrecke wurden Rhumekies-Vorkommen bei der geologischen Kartierung angetroffen:

In drei Bohrungen im Schlepptal (Tab. 3, Nr. 4, 5) und südlich Ahlshausen, in 10 bis 30 m Tiefe eingeschaltet in feinkörnige, z. T. humose Beckenablagerungen und Fließerden, am Wambach-Ufer südlich Olxhausen, 10-18 m über der Leinetalau, und damit wohl zu hoch für Mittelterrassenkies und im Dünetal.

Im Dünetal konnte die Schichtfolge anhand einer Reihe tiefer Bohrungen untersucht werden (Abb. 8). Ein 10 bis 20 m mächtiger oberer Abschnitt zeichnet sich durch relativ hohen Kiesanteil aus. Allerdings ist der Schluff- und Tongehalt ebenfalls beträchtlich, wie das Profil an der Bundesstraße 248 nordöstlich Wiebrechtshausen zeigt:

- bis 1,5 m Lößdecke
- 2,7 m Kies, stark sandig, schluffig, tonig; braun (bei 1,8 m die Geröllanalyse Nr. 3, Tab. 3)
- 3,9 m Schluff bis Ton, sandig, feinkiesig, mit Tonbändern; rötlichbraun
- 4,1 m Schluff bis Feinsand, tonig; hellrötlich braun

Unter dem kiesreichen Abschnitt folgen bis 70 m mächtige feinkörnige Beckenablagerungen, oft feingebändert, z. T. mit Molluskenschill, stark humos und mit Holzresten - mindestens teilweise also warmzeitliche limnische Bildungen. Eingeschaltet sind kiesige Lagen, die sich im einzelnen nicht kontaktieren ließen. Die Sedimentverteilung (Abb. 8) scheint ungleichmäßige Absenkung des Dünetales widerzuspiegeln, etwa in Form verschieden alter Teilbecken. Der Grund ist in Subrosion, d. h. Salzablaugung in der Tiefe zu suchen; das Dünetal ist nämlich im Langenholtenser Graben angelegt, einer Fortsetzung des schmalen, Nord-Süd streichenden Juragrabens bei Northeim, auf dessen Randstörung nachweislich Zechsteinsalz aufgedrungen ist (GK 25 Blatt 4325 Nörten-Hardenberg: 72, 73).

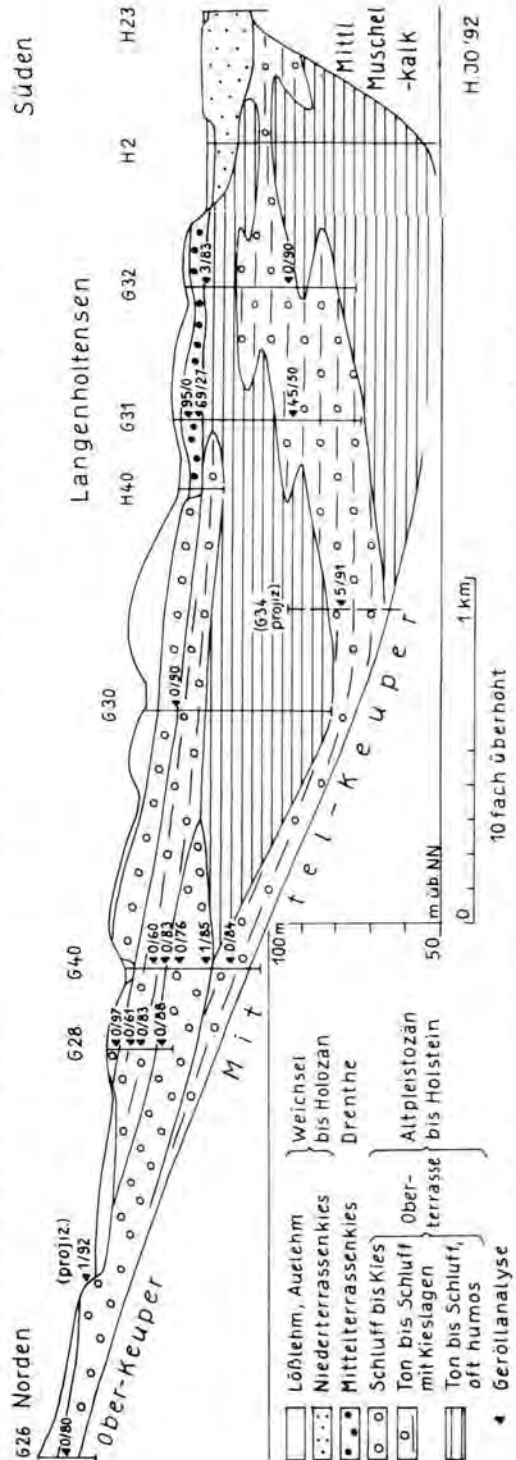


Abb. 8: Quartärsedimente in der Subrosionssenne des Dünetales. - H = Wasserbohrungen, G = Kartierbohrungen. - GK 25 Blatt 4226 Northeim Ost, Lage s. Abb. 9.

Tabelle 3: Oberterrassenkies bis -schluff der Rhume, Geröllzusammensetzung der Fraktion 6,3-12,5 mm, Nr. 6 12,5-20 mm. - 1) untergeordnet auch Malmkalkstein.

Probe-Nr. Bohrung Aufschluß Höhe (m) der Probe über NN Rechtswert: 35- Hochwert: 57-	1 Wiebrectshn (Abb. 8: G40)	2	3 NE'Wiebrectsh.	4 im Schlepptal	5	6 N'Ahlshausen	7 Auetal
	126	118	153	150	130	170	75
	69 990		70 950	68 440	68 885	66 940	68 000
	34 060		35 000	36 460	37 760	41 370	45 170
Einheimisch-meso- zoische Gerölle:							
Buntsandstein	21	11	5	—	1	7	5
Muschelkalk	—	1	1	96	38	2	38 <sup>1)</sup>
Keuper-Sandst.	3	3	1	—	—	5	4
Paläozoische Gerölle (vom Harz)							
Grauwacke	23	28	36	1	24	53	19
Kieselschiefer	50	53	51	2	35	31	34
Diabas, Porphyr	1	1	2	1	1	—	—
gezählte Gerölle ohne Gangquarz	205	230	234	229	286	290	265

### 3.2 Geröllanalyse

Im Dünetal wurden von verschiedenen Lokalitäten und Teufen 20 Kiesproben auf die Geröllzusammensetzung der Fraktion 6,3-12,5 mm hin untersucht (Abb. 8), weitere Analysen sind bei LÜTTIG (1954: 598) publiziert.

Die Verteilung der nichtlöslichen Gesteine, im wesentlichen Buntsandstein sowie Paläozoikum aus dem Harz, erwies sich als recht einheitlich. Der Buntsandstein liegt, abgesehen von wenigen Ausreißern, zwischen 5 und 20 %, Keupersandstein bei 1 % oder wenige Prozent, der Rest sind paläozoische Gerölle (Tab. 3, Nr. 1 - 3, 6).

Muschelkalk ist meistens gar nicht bzw. mit ganz wenigen und stark zersetzten Geröllen beteiligt - in zwei Analysen dagegen mit 5 bzw. 45 %. In der Größenordnung dürfte er ursprünglich vorhanden gewesen sein - infolge Solifluktion von den Muschelkalk-Hängen des Dünetales herab, ist dann aber zum größten Teil chemisch gelöst worden. Auch die Grauwacke ist verwittert, in oberflächen-nahen Proben regelrecht aufgeweicht. Ihr Mengenverhältnis zum (verwitterungsresistenten) Kieselschiefer beträgt etwa 1:1 bis nur 1:5. Zum Vergleich: Der Niederterrassenkies der Rhume bei Northeim führt zwei- bis dreimal so viel Grauwacke wie Kieselschiefer.

Nördlich vom Dünetal läßt sich ein starker seitlicher Zustrom von Fließerden im Oberterrassenkies erkennen. So dominiert im Hohnstedter Rhumelauf der Muschelkalk bereits im Schlepptal (Tab. 3, Nr. 4, und weitere Zählungen), und hat im Vorkommen B bei Hohnstedt den paläozoischen Geröllanteil auf unter 1 % zurückgedrängt. Im Ahlshausener Rhumelauf reicherte sich flußabwärts der Buntsandstein an, auf 60 bis 70 % bei Olxhausen gegenüber 5 bis 20 % im Dünetal. Mit dem Fließerden-Zustrom und mit

der starken Verwitterung (und Verschlammung des Lösungsrückstandes) läßt sich auch der hohe Ton- und Schluffgehalt erklären, der das Oberterrassensediment gegenüber dem Mittel- und Niederterrassenkies auszeichnet.

### 3.3 Folgerungen zur Flußgeschichte

Anhand der in Kap. 3.1 beschriebenen Kiesvorkommen lassen sich nördlich Imbshausen drei alte Rhumeläufe nachweisen; zwei weitere Teilstücke - eine Flußschlinge bei Ahlshausen und der Überlauf östlich des Abberg - sind nach der Geländeform anzunehmen (Abb. 9). Die Flußläufe fielen endgültig in der Holstein-Warmzeit trocken, wie das Vorkommen A bei Edesheim zeigt.

Aus dem Vorkommen Ahlshausen 2 ist zu schließen, daß zumindest dieser Rhumelauf sehr lange Zeit bestand. Die oberste Kieslage (A der Abb. 6) mit massenhaft Harzgeröllen könnte elsterzeitlich sein; denn sie liegt wie das Glaziärvorkommen von Ahlshausen 1 unter dem 3.  $fb_1$ . Höheres Alter ist aber nicht auszuschließen, da die  $fb_1$ -Horizonte zwischen den beiden Profilen aus arbeitstechnischen Gründen nicht durchverfolgt werden konnten. Die paläozoischen Gerölle der tieferen Lössschichten - über drei  $fb_1$ -Horizonte hinab bis zum Ahlshausener Beckenton - sind Reste von cromerzeitlichen, vielleicht auch noch älteren Rhume-Ablagerungen (vgl. Kap. 2.3).

Ursache der Flußverlegungen ist die Hebung des Ahlshausener Gewölbes über einem Zechstein-Salz-kissen, das in rund 1000 m Mächtigkeit mit der Bohrung Northeim 1 durchteuft wurde (FABIAN 1957, JORDAN et al. 1986). Seine Ausdehnung entspricht etwa der Buntsandsteinverbreitung in Abb. 9.

Die Hebung dauerte im Jungpleistozän an und läßt sich für diesen Zeitabschnitt (Holstein bis heute) aus der Verstellung der Rhume-Oberterrasse größenord-

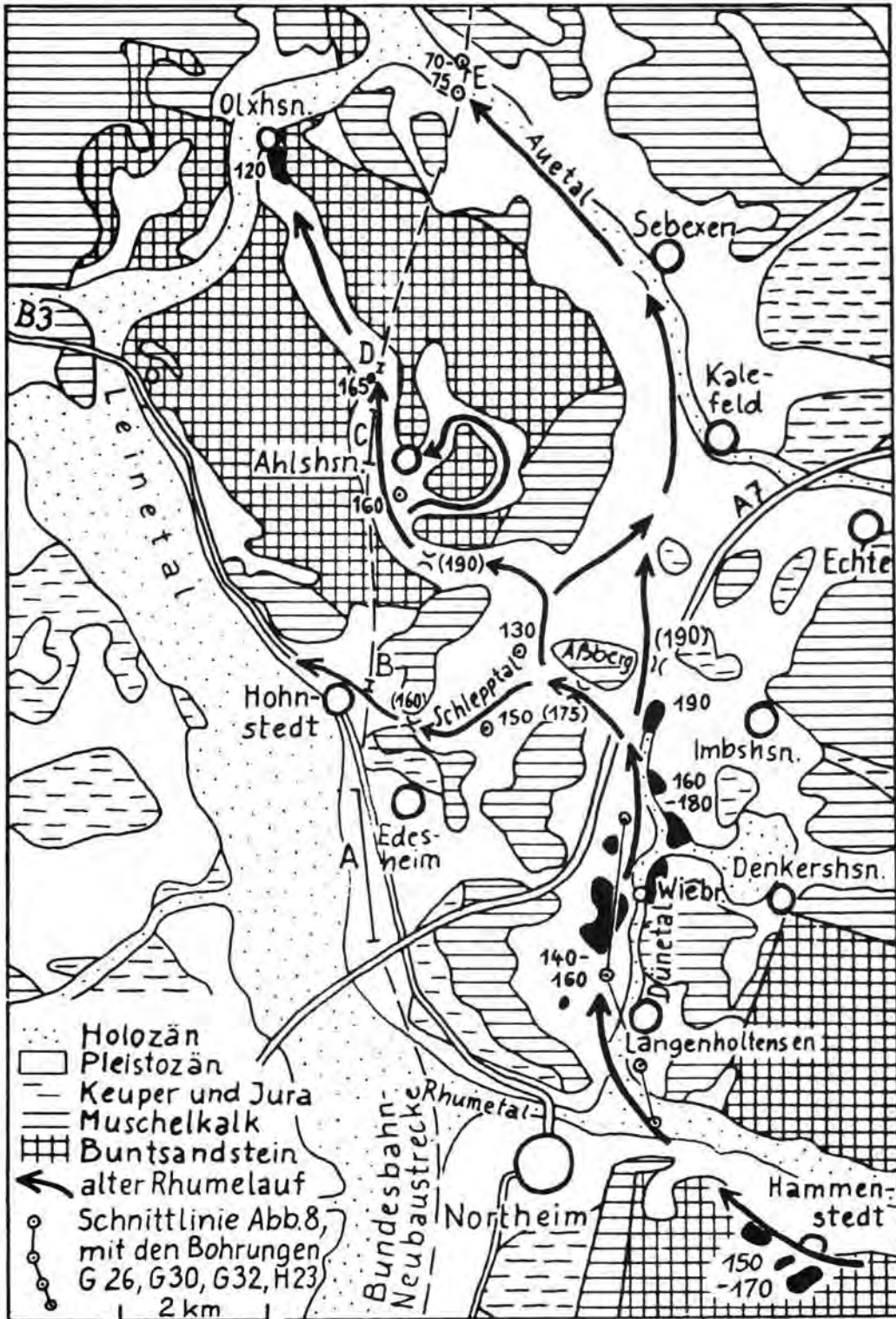


Abb. 9: Vorkommen der Rhume-Oberterrasse an der Oberfläche (schwarz) und in Bohrungen (Kreis mit Punkt), mit Höhenangabe in m ü. NN. In Klammern Höhe der derzeitigen Wasserscheiden abzüglich Quartärdecke. A bis E siehe Tab. I.

nungsmäßig abschätzen: Die höchsten Talabschnitte bei Ahlshausen und am Aßberg liegen heute 190 m über NN - gegenüber 150 m Höhe der Oberterrassen-Basis bei Hammenstedt, das außerhalb der salttektonisch gestörten Gebiete liegt und sich daher als Bezugspunkt eignet. Veranschlagt man noch ein ursprüngliches Gefälle von 10 m für die Flußstrecke Hammenstedt-Ahlshausen, so kommt man auf einen Hebungsbeitrag von rund 50 m. Setzt man mit ZAGWIJN (1989: Fig. 20) für die Holstein-Warmzeit ein Alter von 350 000 Jahren an, so ergibt sich eine mittlere Hebungsrate von 1 bis 2 cm im Jahrhundert. Natürlich ist auch im älteren Pleistozän, vor der Holstein-Warmzeit, mit einem Anschwellen des Salzkissens zu rechnen. Offenbar konnte aber die Alt-Rhume durch fluviale Erosion und zusätzliche Subrosion im Gewölbescheitel die Hebung ausgleichen und ihren Abfluß nach Norden behaupten. Vielleicht war es der kurze Vorstoß des Elstergletschers, der die Rhume bei Northeim staute und so zum Durchbruch nach Westen zwang.

#### 4 Schriftenverzeichnis

- FABIAN, H.-J. (1957): Die Bohrung "Norheim 1" - Ergebnisse eines regionalgeologisch interessanten Aufschlusses am Leinetalgraben. - N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **105**: 113-122; Stuttgart.
- FROMM, K. (1988): Paläomagnetische Untersuchungen zur Alterseinstufung des Lößvorkommens bei Ahlshausen. - Ber. Arch. NLFB, **102789**: 14 S.; Hannover. - (Unveröff.).
- JORDAN, H., mit Beitr. von BUCHNER, K., NIELSEN, H. & PLAU-MANN, S. (1986): Halotektonik am Leinetalgraben nördlich Göttingen. - Geol. Jb., **A 92**: 66 S.; Hannover.
- KOENEN, A. VON (1894): Über die Dislocationen westlich und südwestlich vom Harz und über deren Zusammenhang mit denen des Harzes. - Jb. preuß. geol. L.-Anst., **14**: 68-82; Berlin.
- LÜTTIG, G. (1954): Pleistozän-Tektonik nördlich Norheim. - Geol. Jb., **68**: 587-614; Hannover.
- (1960): Neue Ergebnisse quartärgeologischer Forschung im Raume Alfeld-Hameln-Elze. - Geol. Jb., **77**: 337-390; Hannover.
- ROHDENBURG, H. & MEYER, B. (1966): Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. - Göttinger bodenkdl. Ber., **2**: 1-135; Göttingen.
- STREMMER, H. E., ZÖLLER, L. & KRAUSE, W. (1991): Bodenstratigraphie und Thermolumineszenz-Datierungen für das Mittel- und Jungpleistozän des Alpenvorlandes. - Sonderveröff. Geol. Inst. d. Univ. Köln, **82** (Festschr. Karl Brunnacker): 301-315; Köln.
- ZAGWIJN, W. (1989): The Netherlands during the Tertiary and the Quaternary: a case history of coastal lowland evolution. - Geol. en Mijnbouw, **68**: 107-120; Dordrecht.
- Geologische Karte von Niedersachsen 1:25 000:  
Blatt 4023 Eschershausen, Erl.: 189 S.; Hannover 1975.  
Blatt 4025 Freden, Erl.: 168 S.; Hannover 1984.  
Blatt 4125 Einbeck, Erl.: S.; Hannover (im Druck).  
Blatt 4127 Seesen, Erl.: 161 S.; Hannover 1976.  
Blatt 4225 Norheim West, Erl.: 144 S.; Hannover 1986.  
Blatt 4226 Norheim Ost, Erl.: Hannover  
(in Druckvorbereitung).  
Blatt 4325 Nörten-Hardenberg, Erl.: 148 S.; Hannover 1984.
- Manuskript eingegangen am 12. Januar 1993



<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	<b>43</b>	123 — 124	<i>Krefeld 1993</i>
----------------------------------	-----------	-----------	---------------------

## DEUQUA-Jahrestagung

Auf der Mitgliederversammlung der DEUQUA in Düsseldorf 1990 wurde der Vorschlag des Vorstandes angenommen, die nächste Jahrestagung in Schleswig-Holstein durchzuführen. Einer der Hauptgesichtspunkte war, die Möglichkeit zu nutzen, Exkursionen beiderseits der früheren Deutsch/Deutschen Grenze sowohl in Mecklenburg-Vorpommern als auch in Schleswig-Holstein vorzubereiten. Es wurden daher Vor- und Nachtagungs-Exkursionen zu den bekannteren geowissenschaftlichen Lokalitäten in Norddeutschland realisiert. Unsere Zielsetzung, einen Erfahrungsaustausch unter den Geowissenschaftlern der neuen und alten Bundesländer einzuleiten, wurde erreicht, denn bei den Exkursionen in Mecklenburg-Vorpommern waren überwiegend westdeutsche Teilnehmer zu sehen, während umgekehrt bei den Fahrten in Schleswig-Holstein zahlreiche Kollegen aus den neuen Bundesländern die Aufschlüsse zum ersten Mal besuchen konnten. Es darf nicht vergessen werden, daß vor der Wiedervereinigung ein solcher Erfahrungsaustausch verboten war.

Auf Einladung der Christian-Albrechts-Universität Kiel fand die Vortragsveranstaltung in Kiel statt. Durch den persönlichen Einsatz von Herrn Prof. Dr. O. Fränze, Direktor des Geographischen Instituts der Universität Kiel und Herrn Prof. Dr. G. Mattheß, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Kiel, wurden der große Hörsaal des Geologischen Instituts, sowie zwei Hörsäle des Instituts für Wasserwirtschaft und Landschaftsökologie für die Vorträge zur Verfügung gestellt. Die Betreuung der Vortragenden hatte Herr Dr. J. Piotrowski mit seinen studentischen Mitarbeitern übernommen. Die Versorgung der Tagungsteilnehmer in und zwischen den Kaffeepausen übernahm Herr Dr. F. Müller mit seinen studentischen Mitarbeitern. Für die "nahtlose" Organisation sind wir beiden Kollegen sowie ihren Mitstreitern dankbar!

Die Eingangshallen der Institute waren für das Tagungsbüro und für die Erfrischungsstände, für den Buchhandel und vor allem für die Posterschau freigestellt. Insgesamt 44 Wissenschaftler haben die Gelegenheit genutzt, neue wissenschaftliche Forschungsergebnisse mit einem Exponat vorzustellen. Das bekannte "Wandernde Museum" der Uni-

versität Kiel präsentierte eine umfangreiche Ausstellung, die die Hauptthemen der Tagung sinnvoll begleitete. Herrn Direktor Dr. von Bismarck und seinen Mitarbeitern sei auch an dieser Stelle herzlich gedankt. Der Christian-Albrechts-Universität Kiel muß ebenso an dieser Stelle für die tatkräftige Unterstützung der DEUQUA-Tagung gedankt werden. Unser besonderer Dank gilt dem Geschäftsführer der DEUQUA-Tagung 1992, Herrn Dr. Menke, der in langwieriger Arbeit sowohl den wissenschaftlichen Teil als auch alle Haushaltsfragen der Tagung sehr erfolgreich bearbeitet hat. Ohne die aktive Kooperation zahlreicher Mitarbeiter des Geologischen Landesamtes Schleswig-Holstein wäre die Vorbereitung und Durchführung sowohl der Exkursionen und der Vortragstagung selbst, nicht möglich gewesen.

Das Land Schleswig-Holstein und die Deutsche Forschungsgemeinschaft gewährten eine namhafte Beihilfe für die DEUQUA-Tagung 1992, ohne die die Durchführung in diesem Rahmen nicht möglich gewesen wäre. Besonders der finanzielle Beitrag der DFG ermöglichte die Einladung von mehreren ausländischen Kollegen aus Polen, Litauen, Estland und Rußland, deren wissenschaftliche Beiträge durch Vorträge und Diskussionen die Tagung ganz erheblich bereicherte.

Die Vortragsveranstaltungen wurden von über 270 Teilnehmern besucht. Durch die bemerkenswerte Fülle von 94 angebotenen Vortragsmeldungen konnte auf Parallelveranstaltungen nicht verzichtet werden. In Sektion A standen die wissenschaftliche Behandlung der Geotope und deren Schutz im Vordergrund. Unter der Leitung von Herrn Dr. Wiedenbein wurde dieses wichtige Thema auf einer DEUQUA-Tagung umfassend erörtert. Auf der Geotop-Exkursion B 3 konnten ergänzend zu den Vortragsveranstaltungen die Vertreter von 9 Ländern über den Stand des Geotopschutzes in ihrer Heimat berichten.

Ein weiterer Schwerpunkt war der modernen Thematik der Paläoklimatologie gewidmet. Unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. B. Frenzel wurden die modernsten Ergebnisse der Erforschung der terrestrischen Paläoklimaforschung vorgestellt. Über den

neuesten Forschungsstand der marinen Paläoklimatologie berichteten einige Referenten unter dem Vorsitz von Herrn Prof. Dr. Sarnthein und Herrn Prof. Dr. Thiede. Diese Sektion leitete zu einem Internationalen Kongreß der Meeresgeologie über, der gleich nach der DEUQUA ebenfalls in Kiel stattfand. Eine Reihe von Vorträgen waren den klassischen Themen der Quartärforschung aus den Gebieten der Stratigraphie und Geomorphologie gewidmet.

Der Minister für Natur, Umwelt und Landesentwicklung des Landes Schleswig-Holstein, Herr Prof. Dr. B. Heydemann, hat es sich nicht nehmen lassen, die DEUQUA-Tagung persönlich mit einer Festrede zu eröffnen. Die Stadt Kiel hatte für diesen Begrüßungsabend das Schiffahrtsmuseum an der Förde zur Verfügung gestellt. Herr Stadtrat Diesel begrüßte die Teilnehmer und der Präsident der DEUQUA, Herr Prof. Dr. Hagedorn, nutzte die Gelegenheit, um den Dank unserer Gesellschaft der Stadt und dem Land auszusprechen.

Am 16. September 1992 fand unter dem Vorsitz von Herrn Prof. Dr. Hagedorn die ordnungsgemäße Mitgliederversammlung statt.

Der abendfüllende Vortrag von Herrn Prof. Dr. Miller über das Thema "Die polaren Eiskappen - Archiv des Klimas" kann sicher zu den absoluten Höhepunkten der Tagung gerechnet werden.

Alle acht Exkursionen vor und nach der Tagung konnten erfolgreich durchgeführt werden, wobei auch an dieser Stelle allen Exkursionsführern für ihren Einsatz gedankt sei. Der absolute Renner war auf jeden Fall die von Herrn Prof. Dr. Steinich durchgeführte Exkursion nach Rügen.

Die nächste DEUQUA-Tagung findet auf Einladung von Herrn Prof. Dr. Eißmann 1994 in Leipzig statt, auf der die umfangreichen Ergebnisse der geologischen Forschungen in den Braunkohletagebauen vorgestellt werden. Ergänzend sei bemerkt, daß bereits 1993 die Tagung der Nord-Westdeutschen Geologen in Schwerin durchgeführt wird.

GRUBE, E.

## Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie: Die Saalesequenz in der Typusregion (Berichte der SEQS 10)

THOMAS LITT & CHARLES TURNER\*

**Kurzfassung:** Es wird über das SEQS-Arbeitstreffen „Die Saalesequenz in der Typusregion“ vom 19. bis 24. 10. 1992 berichtet. Über weitere Pläne der Subkommission wird informiert.

### **[Results of the meeting of the Subcommission on European Quaternary Stratigraphy on the Saalian sequence in its type area (SEQS Report No 10)]**

The 1992 working meeting of the SEQS, organised by L. EISSMANN and T. LITT, took place in Halle from 19th. to 24th. October. Its topic was "The Saale sequence in its type region in Central Germany". The first full day was devoted to lecture session held in the Institut für Geologische Wissenschaften of the University in Halle. The high-point of the meeting was a three-day series of excursions with extensive discussions in the field. The open-cast lignite workings in the neighbourhood of Halle and Leipzig currently reveal highly impressive and scientifically most important exposures of Quaternary sequences. On the final morning a discussion session was held under the chairmanship of the President of SEQS, C. TURNER (Cambridge), which succeeded in reaching a general consensus on many of the basic stratigraphic questions.

- 1) It is improper to refer to a "Holsteinian Complex" (see JERZ & LINKE 1987), so that the Saalian stage should be regarded as directly following the Holsteinian, with its base marked by the transition from a late-interglacial boreal phase to a subarctic phase.
- 2) It is clear, however, that the Saalian, so defined, is a complex stratigraphic unit. In particular, its lower part is characterized by a repeated series of warm-cold climatic oscillations and the warm periods can attain a temperate interglacial character. However these oscillations clearly take place before the first major Saalian ice advance, i.e. before the deposition of the Drenthe Till. A correlation between the Wacken temperate period (MENKE 1968), the Dömnitz Interglacial (ERD 1973), the Hogeveen Interglacial (ZAGWIJN 1973) and the Schöningen Interglacial (URBAN et al. 1991) seems very probable.
- 3) A central question for discussion was that of the occurrence of biostratigraphically recognisable events between the major Saalian ice advances. Both in Northern

and in Central Germany, depressions in the land surface, either on the youngest Saalian glacial deposits or outside the "Warthe Line", are always infilled only with Eemian sediments. In many cases these are glacial basins, which were already formed during the maximum advance of the Saalian glaciation. In these basins limnic sedimentation only began during the late-glacial heralding the Eemian Interglacial. In some case it continued through to the Early Weichselian. From this it can be concluded that between the maximum of the Saalian glaciation (i.e. the Drenthe phase) and the Eemian no true interglacial intervened, because otherwise it would have been documented in the sedimentary record.

- 4) In the area affected by the Scandinavian ice sheets, there is hitherto no clear evidence for interglacial deposits between Saalian till sheets. This was made clear after discussion of the stratigraphic relationship of the so-called Uecker and Rügen Interglacials. The sediments of the "Uecker Interglacial", undoubtedly temperate from their palynology, are actually stratified between Elsterian and Weichselian deposits and not between Saalian tills. On Rügen too, there is no clear proof in this respect, because, according to STEINICH (1992), in the strongly tectonized sequence there, the Cyprinnton (Cyprina Clay) on which the Rügen Interglacial was based is not actually overlain by Saalian till or its residues.
- 5) The stratigraphic position of the Weimar-Ehringsdorf travertine must at present remain unresolved. There is no palynological evidence to make possible correlation with other interglacial deposits. Lying outside the area of the Saalian glaciation, Ehringsdorf is at present too isolated to serve as a key to the stratigraphy of the Middle and Late Pleistocene.
- 6) L. EISSMANN proposed that the region of Lochau-Schkeuditz, with the valley of the Weiße Elster River, should be selected for the description and definition of Unit Lithostratotypes for the Saalian in its type area.

Das Arbeitstreffen 1992 der INQUA-Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie (SEQS) fand vom 19. bis 24. Oktober in Halle statt. Das Thema war der Saale-Sequenz in der Typusregion in Mitteldeutschland gewidmet. Die Organisation erfolgte durch Prof. Dr. LOTHAR EISSMANN und Dr. THOMAS LITT. An dem Arbeitstreffen nahmen 50 Wissenschaftler aus 12 europäischen Nationen teil.

Die Vortragssitzung fand am 20. 10. 1992 in den Räumen des Instituts für Geologische Wissenschaften und Geiseltalmuseum der Martin-Luther-Universität

\*) Anschriften der Verfasser: Dr. THOMAS LITT, Institut für Geowissenschaften der Universität Leipzig, Talstraße 35, 04103 Leipzig

Dr. CHARLES TURNER, Subdepartment of Quaternary Research, University of Cambridge, Botany School, Downing street, Cambridge CB2 3EA, England

in Halle (Saale) statt. Das Vortragsprogramm umfaßte 9 Beiträge, von denen inhaltlich zunächst 5 der Typusregion in Mitteldeutschland (L.EISSMANN; T. LITT; T. WEBER) bzw. dem benachbarten Niedersachsen (K.-D. MEYER; B. URBAN) verpflichtet waren. Die 4 weiteren Vorträge beschäftigten sich mit äquivalenten Sequenzen anderer nordmitteleuropäischer Landschaften (Niederlande: J. VANDENBERGHE; Polen: E. MOJSKI und Großbritannien: J. ROSE) bzw. beinhalten überdies säugetierpaläontologische Fragen (T. VAN KOLFSCHOTEN).

Schwerpunkt des Arbeitstreffens bildete eine dreitägige Exkursion mit ausgiebiger Felddiskussion, bei der vor allem bedeutende Aufschlüsse in den Tagebaugebieten um Halle und Leipzig besucht wurden:

In Sachsen: Tagebau Delitzsch-Südwest (Führung: L.EISSMANN, T. LITT)  
Tagebau Zwenkau (Führung: L. EISSMANN)

in Sachsen-Anhalt: Tagebau Gröbern (Führung: T. LITT, S. WANSA)  
Tagebau Neumark-Nord (Führung: D. MANIA)

in Thüringen: Travertin von Weimar-Ehringsdorf (Führung: K.-D. JÄGER).

Die Abschlußdiskussion erfolgte am 24. 10. 1992 unter der Leitung des Präsidenten der SEQS, Dr. C. TURNER (Cambridge). Zu vielen grundsätzlichen stratigraphischen Fragen konnte ein breiter Konsens erzielt werden:

I. Anknüpfend an die Ergebnisse des Arbeitstreffens der SEQS 1986 in Hamburg (vgl. JERZ & LINKE 1987) sollte nicht vom Holstein-Komplex gesprochen werden. Die Untergrenze sowie Obergrenze des Holstein-Interglazials sind eindeutig biostratigraphisch definiert. Aus diesem Grunde ist es gegenwärtig zweckmäßig, die Saalezeit auf das Holstein-Interglazial (Übergang von der borealen zur subarktischen Phase) folgen zu lassen.

II. Die Saalezeit erweist sich als komplexe stratigraphische Einheit. Besonders der untere Abschnitt ist durch einen mehrfachen Wechsel von Kälte- und Wärmeschwankungen gekennzeichnet, wobei letztere sogar Interglazialcharakter erreichen können. Diese Schwankungen liegen jedoch eindeutig vor der saalezeitlichen (drenthezeitlichen) Gletscherbedeckung. Eine Korrelation der Wacken-Warmzeit (MENKE 1968) mit dem Dömnitz-Interglazial (ERD 1973), dem Hogeveen-Interglazial (ZAGWIJN 1973) sowie dem Schöningen-Interglazial (URBAN et al. 1991) ist sehr wahrscheinlich. URBAN hat neben dem Schöningen-Interglazial und mehreren Interstadialen Anzeichen eines weiteren Interglazials zwischen Holstein und Drenthe. Die relativchronologischen Bezüge untereinander sind noch nicht völlig geklärt. Vor der Diskussion über eine detaillierte stratigraphische Gliederung mit biostratigraphischen Grenzen muß insbesondere

Table: Stratigraphic division from late Elsterian up to Eemian in Central and Eastern Germany

Eemian		limnic deposits with pollen zone 1 - 9 (one climatic cycle)		
Saalian complex	Upper Saalian s. str.	Fläming phase ("Warthe") younger	late Saalian river and meltwater sediments Third Saalian (Fläming) till large ice retreat (interstadial / interval)	Niedersachsen Warthe till Upper Saalian till
		Leipzig phase older	Second Saalian till upper and lower bank in the Leipzig lowland, one till N of Bitterfeld short ice retreat (interval)	Late Drenthe till Lower Saalian till
		Zeititz phase	First Saalian till	Main Drenthe till
		Delitzsch phase	main fluviatile deposits with ice wedge casts and a cool fauna (Pupilla-Columella-fauna) fluviatil-limnic deposits with Helicigona banatica fauna, soil of Edderitz	basins and up-land various limnic, slope wash and fluviatile sediments; silty fine sands, peats, muds, silty diatomaceous layers
		Dömnitz/Schöningen/Wacken (temperate)	terrace	
	Fuhne (cold)	complex fluviatile deposits with ice wedge casts, loesslike deposits		
	Holsteinian		fluviatile deposits with a warm fauna ("Corbicula gravels")	limnic deposits (silty fine sands, peat, silty diatomaceous layers, silt/silty fine sands), pollen zone 1 - 7 (one climatic cycle)
	late Elsterian		glaciofluvial and glaciolimnic deposits	fluviatile/glaciofluviatile deposits ("Krippenhna gravel terrace")

re dieser frühe Teil des Saale-Komplexes besser aufgelöst werden.

- III. Eine zentrale Frage war die nach biostratigraphisch begründeten Events zwischen den größeren saalezeitlichen Eisvorstößen. Die Vorträge, Exkursionen und Diskussion verdeutlichten, daß die Existenz von Interglazialen zwischen den saalezeitlichen Eisvorstößen auszuschließen sind. Sowohl in Nord- als auch Mitteldeutschland finden sich auf den jeweils örtlich jüngsten saaleglaziären Bildungen, auch außerhalb der „Warthe-Linie“, Geländeübertiefungen, die immer nur mit Eembildungen gefüllt sind (z. B. Grab-schütz und Gröbern; EISSMANN et al. 1988, LITT 1990; Rederstall; MENKE & TYNNI 1984, Oerel; BEHRE & LADE 1986, Quakenbrück; HAHNE et al., im Druck). Es handelt sich hierbei meist um glaziäre Becken, die bereits während des Maximalvorstoßes der Saalevereisung angelegt wurden. Eine limnische Sedimentation begann in diesen Becken erst im Spätsaale bzw. am Beginn der Eemwarmzeit. Sie dauerte teilweise bis in die Frühweichselzeit. Daraus darf geschlossen werden, daß zwischen der Maximalausdehnung der Saalevereisung (im Sinne von Drenthe) und der Eemwarmzeit kein weiteres Interglazial existiert hat, denn es müßte sich in derartigen Sedi-mentfallen dokumentieren. Die Existenz eines Interstadials zwischen Drenthe und Warthe kann nicht ausgeschlossen werden, da Toteis auch boreale Phasen überdauern und derartige glaziäre Geländeübertiefungen plombieren kann. Möglicherweise gibt es im benachbarten Polen Hinweise auf ein boreales Interstadial (Lublin-Horizont). Zur Zeit ist jedoch eine exakte stratigraphische Korrelation zwischen Polen und Deutschland noch problematisch.

- IV. Im Gebiet der skandinavischen Vereisung gibt es bislang auch keinen eindeutigen Beleg von interglazialen Bildungen zwischen saalezeitlichen Moränen. Dies verdeutlichte die Diskussion um die sog. Uecker-Warmzeit und Rügen-Warmzeit (CEPEK et al. 1975; ERD 1978, 1987), die zwischen drei eigenständigen saalezeitlichen Eisvorstößen existiert haben sollen. TURNER resümierte, daß sicherlich noch nicht alle Probleme bei der Interpretation der örtlichen Befunde gelöst sind, aber beide Profile keine stratigraphischen Belege für Interglaziale zwischen saalezeitlicher Inlandvergletscherung liefern: Die warmzeitlichen Sedimente des sog. Uecker-Interglazials liegen zwischen elster- und weichselzeitlichen Bildungen und nicht zwischen Saale-Moränen. Auch auf Rügen gibt es in dieser Hinsicht keine gesicherten Befunde, denn der sog. Cyprinton (als Bil-

dung der „Rügen-Warmzeit“) wird offenbar nicht von Saalemoräne bzw. deren Resten bedeckt (vgl. STEINICH 1992).

- V. Die stratigraphische Stellung des Travertins von Weimar-Ehringsdorf in Thüringen muß zunächst noch offen bleiben. Eine Korrelation mit anderen Interglazialvorkommen ist pollenanalytisch nicht möglich. Ehringsdorf befindet sich auch außerhalb der saalezeitlichen Vergletscherung und steht momentan zu isoliert, um einen Schlüssel für die Stratigraphie des Mittel- bzw. Jungquartärs zu liefern.
- VI. Von EISSMANN wurde der Raum Lochau-Schkeuditz mit dem Tal der Weißen Elster zwischen Halle und Leipzig zur Beschreibung des Lithostratotyps (unit stratotype) vorgeschlagen. Eine Entscheidung hierüber sollte von der DUGW-Subkommission für Quartärstratigraphie getroffen werden.

Das weitere Programm der INQUA-Subcommission on European Quaternary Stratigraphy sieht vor:

1993: Quaternary Stratigraphy in volcanic areas (Italien)

1994: „Warthe“-Symposium (Polen).

#### Schriftenverzeichnis

- BEHRE, K.-E. & LADE, U. (1986): Eine Folge von Eem und 4 Weichsel-Interstadialen in Oerel/Niedersachsen und ihr Vegetationsablauf. - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **36**: 11-36; Hannover.
- CEPEK, A. G. et al. (1975): Zum Stand der Gliederung des Saalekomplexes im mittleren Teil der DDR. - *Z. geol. Wiss.*, **3**: 1151-1178; Berlin.
- EISSMANN, L. et al. (1988): Bemerkenswerte Eemvorkommen in glaziären Becken der Saaleeiszeit südlich der „Warthe-Linie“ im Raum Halle-Leipzig. - *Z. geol. Wiss.*, **16**: 543-555; Berlin.
- ERD, K. (1973): Pollenanalytische Gliederung des Pleistozäns der Deutschen Demokratischen Republik. - *Z. geol. Wiss.*, **1**: 1087-1103; Berlin.
- (1978): Pollenstratigraphie im Gebiet der skandinavischen Vereisungen. - *Schriftenr. geol. Wiss.*, **9**: 99-119; Berlin.
- (1987): Die Uecker-Warmzeit von Röpersdorf bei Prenzlau als neuer Interglazialtyp im Saale-Komplex der DDR. - *Z. geol. Wissensch.*, **15**: 297-313; Berlin.
- JERZ, H. & LINKE, G. (1987): Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie: Typusregion des Holstein-Interglazials (Berichte der SEQ5 8). - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **37**: 145-148; Berlin.
- LITT, T. (1990): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetations- und Klimaentwicklung während des Jungpleistozäns in den Becken von Gröbern und Grab-schütz. - *Altenbg. nat. wiss. Forsch.*, **5**: 92-105; Altenburg.
- MENKE, B. (1968): Beiträge zur Biostratigraphie des Mittelpleistozäns in Norddeutschland (pollenanalytische Untersuchungen aus Westholstein). - *Meyniana*, **18**: 35-42; Kiel.

- (1985): Eem-Interglazial und „Treene-Warmzeit“ in Husum/Nordfriesland. *Geol. Jahrb.*, **A 86**: 63-99; Hannover.
  - & TYNNI, R. (1984): Das Eeminterglazial und das Weichselfrühglazial von Rederhall/Dithmarschen und ihre Bedeutung für die mitteleuropäische Jungpleistozän-Gliederung. - *Geol. Jahrb.*, **A 76**: 3-120.
- STEINICH, G. (1992): Die stratigraphische Einordnung der Rügen-Warmzeit. - *Z. geol. Wiss.*, **20**: 125-154; Berlin.
- URBAN, B. et al. (1991): Mittelpleistozän im Tagebau Schöningen, Ldkr. Helmstedt. - *Z. dt. geol. Ges.*, **142**: 351-372; Hannover.
- ZAGWIJN, W. H. (1973): Pollenanalytic studies of Holsteinian and Saalian Beds in The Northern Netherlands. - *Meded. Rijks Geolog. Dienst, N. S.*, **24**: 139-156; Maastricht.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	<b>43</b>	129 — 137	<i>Hannover 1993</i>
----------------------------------	-----------	-----------	----------------------

## Buchbesprechungen

FRENZEL, B. [Hrsg.] (1990): European climate reconstructed from documentary data: methods and results. - 265 S., 64 Abb., 15 Tab.

Schon im Vorwort des Buches wird deutlich zum Ausdruck gebracht, daß u. a. die Zusammenarbeit zwischen Historikern und Naturwissenschaftlern verschiedenster Disziplinen noch sehr mangelhaft ist. Viele der Beiträge dieses Buches zeigen immer wieder diesen Mangel. Einige der Arbeiten sind sehr einseitig ausgerichtet. Sie zeigen ein breites Spektrum von der historischen Forschung über naturwissenschaftliche Untersuchungsmethoden bis hin zur mathematischen Auswertung der Daten. Die Fülle und Verschiedenartigkeit der Beiträge des Bandes zeigt deutlich, wie komplex und schwierig die Untersuchung des Klimas auch in historischer Zeit ist. Die Beiträge des Buches beginnen mit der Deutung schriftlicher Quellen, wenden sich dann einer Kombination von schriftlichen Quellen und Dendro-Daten zu, um schließlich mit modernsten Verfahren der Analyse mittels Computer zu enden.

Im ersten Artikel wird versucht, lateinische Inschriften auf ihre Klimarelevanz zu prüfen; ein interessanter und wohl auch neuer Aspekt der Klimaforschung. Ein weiterer Beitrag befaßt sich mit der Auswertung byzantinischer Quellen speziell für die Jahre 763 und 764. Anschließend werden 10 Witterungstagebücher, die den Zeitraum zwischen 1480 und 1530 dokumentieren, verglichen und einer kritischen Betrachtung unterzogen. Interessant auch der Beitrag über das Wetter in der Tschechoslowakei zwischen 1588 und 1598. Der Höhepunkt der kleinen Eiszeit konnte dort nicht nach-

gewiesen werden! Die folgenden Beiträge zeigen immer wieder, wie kritisch man Deutungen historischer Quellen hinsichtlich des Klimas betrachten muß. Selbst die genaue Datierung von Schriften erweist sich häufig als ausgesprochen schwierig. Oft werden dendrochronologische Daten zur Überprüfung historischer Quellen genutzt. In einem weiteren auffallenden Beitrag wird ein Zusammenhang zwischen Klima und Körpergröße des Menschen hergestellt. Derartige Zusammenhänge sollten mit größter Kritik, Sorgfalt und einer intensiven Zusammenarbeit mit möglichst vielen anderen wissenschaftlichen Disziplinen untersucht werden. Wenngleich hier einige auffallende Kurven wiedergegeben sind, die den Eindruck vermitteln, es bestehe ein Zusammenhang zwischen Körpergröße und Temperatur, muß an dieser Stelle angemerkt werden, daß für eine derartige Hypothese doch Zweifel angemeldet werden müssen. Es folgen sehr fundierte Abhandlungen, die eine Vielzahl klimarelevanter Daten berücksichtigen. Ein gutes Beispiel stellt der Beitrag über das Klima in SW-Deutschland seit 1500 dar. Den Abschluß des Buches bilden mehrere Artikel, die sich mit mathematischen Methoden zur Auswertung der Vielzahl von Klimadaten befassen. Der letzte Beitrag zeigt, daß das Klima zwar auch ein bedeutender Faktor für historische Entwicklungen sein kann, aber nicht der einzige ist.

J. KLOSTERMANN

BLÜMEL, W. D. [Hrsg.] (1992): Geowissenschaftliche Spitzbergen-Expedition 1990 und 1991 "Stofftransporte Land-Meer in polaren Geosystemen." - Stuttgarter Geographische Studien, Band 117, 416 S., zahlr. Abb. u. Tab.

Der vorliegende Band beschreibt geo- und biowissenschaftliche Forschungsergebnisse aus dem Bereich des Liefdefjordes in Nordwest-Spitzbergen. Um die Zielsetzung der gesamten Expedition zu verstehen, ist es unbedingt erforderlich, den einleitenden Artikel des Herausgebers zu lesen. Erst dann ist der Leser in der Lage, den Zusammenhang zwischen den unterschiedlichen Beiträgen zu verstehen. Ziel der Expedition ist es, aufgrund einer breitgefächerten interdisziplinären Zusammenarbeit ein Geoökosystemmodell zu entwickeln und zwar sowohl für den aktuellen Zustand als auch für vorzeitliche Ökosysteme. Die Forschungen sollen das ganzheitliche Erfassen einer Landschaft ermöglichen. Der Liefdefjord, im Nordwesten Spitzbergens gelegen, wurde als Untersuchungsgebiet ausgewählt, weil dort noch weitgehend ein ökologischer Naturzustand vorhanden ist. Logisch und konsequent beginnen die Beiträge mit der geologischen Kartierung der ältesten Gesteine. Die Arbeiten bestechen durch eine klare Gliederung und ausgezeichnete Bebilderung. Insbesondere die räumlichen Schnittdarstellungen sind sehr eindrucksvoll. In einem Artikel über Klimaökologie und Fernerkundung werden sehr interessante Beobachtungen über die räumliche Verteilung des Wärmehaushalts und der Strahlungsbilanz beschrieben. Leider lassen einige der Abbildungen sehr zu wünschen übrig. Es schließt sich ein Beitrag über Vegetationskartierungen mit ausgezeichneten Abbildungen an.

Auch der Stofftransport durch Seevögel vom Meer zum Land wird in einem weiteren Beitrag erforscht. Es folgt eine Reihe von Artikeln, die sich für den Quartärforscher als wahre Fundgrube erweisen. Hier werden am rezenten Objekt Vorgänge beschrieben, wie sie sich während der pleistozänen Kaltzeiten auch in Europa abgespielt haben müssen. In ausführlichen Artikeln werden die Bodenentwicklung und die Bodenchemie unter periglaziären Verhältnissen untersucht. Der Beitrag über Untersuchungen zur aktuellen fluviatilen Dynamik ist für jeden Quartärforscher, der sich mit entsprechenden pleistozänen Ablagerungen beschäftigt, mit Genuß zu lesen. Gleiches gilt auch für die Beiträge über den glaziofluviatilen Sedimenttransport eines subpolaren Gletschers für die Gletschergeschichte des Liefdefjordes, die mit Hilfe von Radiokarbondatierungen und anderen umfangreichen Untersuchungen mit großer Akribie aufgerollt wird. Beobachtungen in den Stauchmoränen Spitzbergens führen zu einem besseren Verständnis der saale- und weichselzeitlichen Stauchmoränen Nordwestdeutschlands. Auch die Beiträge über Solifluktion und abluale Spülvorgänge geben eine Fülle von Anregungen für den quartärgeologisch arbeitenden Forscher. Den Abschluß bilden zwei zoologische Beiträge, die den interdisziplinären Charakter des Buches verdeutlichen.

J. KLOSTERMANN



SCHREINER, A. (1992): Einführung in die Quartärgeologie, 257 S., 104 Abb., 9 Fotos, 14 Tab. Stuttgart (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung)

Das Buch gibt in kurzer, instruktiver und sehr sachlicher Form eine Einführung in die Quartärgeologie. In vielen Abschnitten wird eine Kurzfassung aus anderen Lehrbüchern, die inzwischen zu Standardwerken der geologischen Literatur geworden sind, wiedergegeben. Dies tut dem Anspruch des Buches, eine Einführung zu sein, jedoch in keiner Weise Abbruch. Auch für den Leser, der sich schon längere Zeit mit dem Quartär befaßt, stellt das Buch eine schöne Zusammenstellung der wichtigsten Fakten und Forschungsergebnisse dar. In erster Linie aber dürfte das Buch für Studenten geeignet sein. Unter diesem Aspekt zeigen sich jedoch einige Mängel. Bestimmte Bereiche der Quartärgeologie werden sehr stiefmütterlich behandelt. So sind beispielsweise dem fluviatilen Geschehen lediglich drei Seiten gewidmet. Bedenkt man, wie weit fluviatile Ablagerungen verbreitet sind, muß man konstatieren, daß sie in dem vorliegenden Buch deutlich unterrepräsentiert sind. Beispielhaft für große Flüsse Deutschlands seien hier nur die Donau, der Rhein, die Elbe, der Main genannt, deren fluviatile Ablagerungen für quartärgeologische Fragen in jeder Hinsicht von eminenter Bedeutung sind. Diesem Abschnitt sollte in einer Neuauflage deutlich mehr Platz eingeräumt werden. Ein weiterer Mangel zeigt sich, wenn man berücksichtigt, daß dieses Buch den Anspruch eines Lehrbuches der Quartärgeologie erhebt. Quartärgeologie ist untrennbar mit der Entwicklungsgeschichte des Menschen verknüpft. Auf fossile Hominidenfunde wird lediglich in zwei Zitaten und in einer Tabelle eingegangen. Selbst in Lehrbüchern, die die gesamte Erdgeschichte vom Präkam-

brium bis heute beschreiben, sind der Entwicklungsgeschichte des Menschen fast immer mehrere Seiten gewidmet. Dieser Mangel muß m. E. unbedingt beseitigt werden. Sehr gut und ausgezeichnet gegliedert ist das Kapitel über Untersuchungsmethoden. Hier wird eine ausführliche und exakte Auflistung aller in der Quartärgeologie gängigen Methoden gegeben. Dem Leser wird es durch zahlreiche Zitate möglich, sich mit bestimmten Verfahren ausführlicher zu beschäftigen. Auch dieses Kapitel muß als Einführung betrachtet werden. Genauere Beschreibungen bestimmter Methoden fehlen. Hier ist das Studium von Spezialliteratur erforderlich. Das Kapitel F "Überblick zur Stratigraphie des Quartärs" zeigt deutlich die Bindung des Verfassers an den süddeutschen Raum. Besser sollte man das Kapitel wie folgt überschreiben "Übersicht zur Stratigraphie des süddeutschen Quartärs im Vergleich zu ausgewählten anderen Gebieten". Dennoch zeigt sich in diesem Kapitel die zur Zeit große Unsicherheit in quartärstratigraphischen Fragen. Die aus Tiefseebohrungen gewonnenen Erkenntnisse werden leider nur am Rande erwähnt. Sie sollten ausführlicher diskutiert werden, nehmen sie doch mehr und mehr eine Schlüsselstellung hinsichtlich quartärstratigraphischer Fragen ein. Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß das Buch eine kurze und prägnante Einführung in die Quartärgeologie gibt. Wenn die o. g. Mängel beseitigt sind, wird das Buch sicherlich zu einem sehr schönen Standardwerk der Quartär-Literatur werden.

J. KLOSTERMANN

RUTTE, E. (1992): Bayerns Erdgeschichte: der geologische Führer durch Bayern, 304 S., mit über 200 teils farbigen Abbildungen; München (Ehrenwirth).

Das Buch gibt einen kurzen, klar und gut gegliederten Abriss der Erdgeschichte Bayerns. Der Leser kann sich wie in einem Nachschlagewerk rasch über eine bestimmte Schichtenfolge informieren. Die jeweiligen Kapitel sind gut lesbar, da im Text immer die gleiche Reihenfolge eingehalten wird. Zu Beginn eines jeden Abschnittes wäre eine ausführlichere paläogeographische Beschreibung mit einer entsprechenden Karte wünschenswert. Abbildungen von Fossilien, auch von Leitfossilien, sind bedauerlicherweise sehr dünn gesät. Diesem Mangel sollte in der nächsten Auflage unbedingt abgeholfen werden. Im Zuge der Schichtenbeschreibungen wird auch eine Auflistung von typischen Gesteinsvorkommen gegeben. Leider ist der Leser aus "Preussen" gezwungen, sich vorher gutes Kartenmaterial zu beschaffen, um die Lokalitäten auffinden zu können. Sehr schön sind die Säulenprofile, die die Gesteinszusammensetzungen und Faziesänderungen bestimmter Schichtenfolgen sehr anschaulich wiedergeben. Besonders gut, anschaulich und unter Verwendung neuester Forschungsergebnisse sind die Münch-

berger Gneismasse und das Ries-Ereignis beschrieben. Zu Beginn des Kapitels Quartär wird die Entwicklung der Donau im Bereich des Altmühltals sehr instruktiv geschildert. Viele Fragen bleiben jedoch offen. Die Formulierung "Sonderbildungen, so der Weltenburger Nebenfluß ... kündigen von sonderbaren tektonischen Aktivitäten" spricht Bände. Offenbar ist hier noch ein weites Feld für künftige Forschungen vorhanden. Der Abschnitt Altpleistozän besticht durch seine lebhaft Schilderung der damaligen Ökosysteme und die plakativen Vergleiche mit den heutigen Bedingungen in der Serengeti und in Kenia. Leider wird im gesamten Kapitel Quartär nicht einmal der Versuch unternommen, die Glaziale und Interglaziale Bayerns mit den neuesten Forschungsergebnissen aus Tiefseebohrkernen zu verknüpfen. Tiefseebohrkerne sind z. Z. die am besten untersuchten und die lückenlosesten Dokumente aus der Quartär-Zeit. In einer Neuauflage sollten diese Forschungen berücksichtigt und diskutiert werden.

J. KLOSTERMANN

FRENZEL, B. & PECSI, M. & VELICHKO, A. A. (1992):

Atlas of Paleoclimates and Palaeoenvironments of the Northern Hemisphere. - Late Pleistocene - Holocene. -  
Zahlr. farbige Karten, viele Abb, und Tab.

Die negativen Aspekte seien vorweg genannt. Der Atlas besitzt ein Format, das es unmöglich macht, ihn an irgendeiner Stelle im Bücherschrank oder sonstwo unterzubringen. Stattliche 34 x 49 cm erlauben nur noch die Kartenschublade als Aufbewahrungsort. Auch beim Lesen beansprucht der Atlas 90 % des Schreibtisches. Es gibt ausgezeichnete Beispiele, wie man es besser machen kann. Halb so groß, mit gefalteten Kartenbeilagen in einer gesonderten Tasche, wäre erheblich besser. Damit sind die Negativa schon fast abgehandelt. Die Karten bestechen durch ihre hervorragende Qualität und exzellente Farbgebung. Sie sind logisch nacheinander angeordnet. In fast allen Fällen sprechen die Karten für sich selbst, man erwartet eigentlich keinen erläuternden Text mehr. Dennoch schließt sich eine ausführliche Erläuterung der verschiedenen Karten im Text an. Leider ist der Leser gezwungen, ständig zwischen Text und Karte hin- und herzublümmern, um den Text verstehen zu können. Gleich zu Beginn der Erläuterung wird der Leser auf das Kardinalproblem eines solchen Atlas hingewiesen, auf die Schwierigkeiten der stratigraphischen Korrelation verschiedener Regionen nämlich. Gelingt diese Verknüpfung nicht auf einem sehr exakten Niveau, sind die zugehörigen Kartendarstellungen automatisch falsch, weil in einer Karte verschiedene Zeiten wiedergegeben werden. Die Datierungen in der Eem-Warmzeit erfolgten auf pollenanalytischer Basis. Für Verknüpfungen in der Weichsel-Kaltzeit wurden die Erkenntnisse aus Tiefseebohrungen herangezogen. Im Holozän dagegen wurden die Ereignisse mit Hilfe der  $^{14}\text{C}$ -Methode datiert. Bei den erläuternden Beschreibungen zu den jeweiligen Karten wird immer die gleiche Reihenfolge benutzt, so daß sich der Leser schnell zurechtfindet. Lobenswert der an einigen Stellen gegebene Hinweis, daß die dargestellten Grenzen vielfach hypothetisch sind. Unter dem Punkt wissenschaftlicher Redlichkeit sind auch die Kartendarstellungen zu nennen, in denen exakt die Punkte

wiedergegeben wurden, an denen Meißdaten zur Verfügung standen. Besonders interessant sind die Kartendarstellungen, die die Verhältnisse während der Eem-Warmzeit wiedergeben. Das Klima der Eem-Warmzeit kann nämlich als Modellfall für die künftige Klimaentwicklung unseres Planeten gelten. Auch in diesem Kapitel wird ausführlich erläutert, wie die Paläoklimadaten beschafft wurden. Im festländischen Bereich wurden Pflanzengesellschaften und klimatische Reichweiten bestimmter Spezies benutzt. Der Schlüsselfaktor für das Pflanzenwachstum ist das Klima. Somit lassen sich Temperaturen und Niederschläge aus fossilen Pflanzen erschließen. Die Genauigkeit der Temperaturangaben wurde mit  $\pm 1^\circ\text{C}$  und jene der Niederschläge mit  $\pm 50\text{ mm/a}$  angenommen. Die Paläotemperaturen der Ozeane wurden aus den planktonischen Foraminiferengemeinschaft abgeleitet. Die Korrelation moderner Thanatozönosen mit der Oberflächentemperatur machten eine solche Vorgehensweise möglich. Die Genauigkeit der Temperaturangaben schwankt bei dieser Methode zwischen  $1,5$  und  $2^\circ\text{C}$ . Besonders interessant bei den Untersuchungen der Eem-Warmzeit war die Tatsache, daß größere Erwärmungen während des Interglazials immer mit höheren Niederschlägen einhergehen. Eine Tatsache, die uns für die Zukunft unseres Planeten hoffen läßt. Auch KUHLES Theorie, nach der die Weichsel-Vereisung der Nordhemisphäre von einer Inlandeismasse in Tibet ausgegangen sei, wird diskutiert. Sehr schön geschrieben ist auch das Kapitel, das sich mit der Korrelation spätpleistozäner Ereignisse in vereisten Gebieten der Nordhemisphäre befaßt. Auch die Lößstratigraphie wird in einem sehr umfangreichen Kapitel abgehandelt. Tabellarisch werden die verschiedensten Lößstratigraphien miteinander verknüpft. Auch Mensch und pleistozäne Lebenswelt ebenso wie viele andere quartärgeologische Fragen werden ausführlich und anschaulich beschrieben.

J. KLOSTERMANN

FRENZEL, B. [Hrsg.] (1992):  
Evaluation of climate proxy data in relation to the European Holocene.

Das Buch umfaßt insgesamt 22 Beiträge verschiedener Autoren, die sich mit der Bewertung von Daten befassen, die Rückschlüsse auf das Klima im europäischen Holozän zulassen. Zunächst hat der Leser mit einer Flut von Informationen aus den verschiedensten Disziplinen zu kämpfen. Hat man jedoch den roten Faden gefunden, so wird das Lesen um so interessanter. Die ersten Beiträge beschäftigen sich mit geophysikalischen Problemen. So werden die Zusammenhänge zwischen Polarlichthäufigkeit und der  $^{14}\text{C}$ -Konzentration in Baumringen untersucht. Ein anderer Beitrag analysiert die Säkularvariationen in holozänen Sedimenten. Es schließen sich mehrere Beiträge an, die Zusammenhänge zwischen pollenanalytischen Daten und Dendro-Daten mit dem Klima aufzeigen. Dabei wird deutlich, daß feinere Klimaschwankungen im Holozän besonders gut in der Nähe der Baumgrenze nachvollziehbar sind. Der Einfluß des Menschen auf das Klima ist nur durch einen Vergleich mehrerer vollständiger Pollensequenzen aus verschiedenen Regionen abschätzbar. Das Studium der Baumringe zeigt, daß sich paläoklimatische Aussagen besonders gut aus dem Spätholz ableiten lassen. Bei *Picea abies* beispielsweise ist im Spätholz sehr viel mehr  $^{14}\text{C}$  angereichert. Eine  $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve, die Rückschlüsse auf die relativen Schwankun-

gen der Augusttemperaturen erlaubt, beruht daher auf einer Analyse des Spätholzes. Auch Untersuchungen an Seesedimenten in Kombination mit einer Analyse der Makrofossilien geben zahlreiche Hinweise auf Klimaschwankungen. Im Zusammenhang mit paläomakrologischen Untersuchungen werden moderne Computerprogramme genutzt. Die Analysen von Eisbohrkernen und die Untersuchung von Meeresspiegelschwankungen werden ebenfalls ausführlich beschrieben. Auch holozänzeitliche Bodenbildungen bleiben nicht unerwähnt. Sehr interessant ist auch der Beitrag von LESEK STARKEL über die Reaktion fluvialer Systeme auf Klimaschwankungen. In einem Beitrag über Klimamodelle wird deutlich, durch welche komplexen Wechselwirkungen das Klima während des Holozäns gesteuert wird.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß es sich um eine gelungene und interessante Zusammenstellung von Beiträgen handelt. Heutzutage werden oft Klimaprognosen für die Zukunft abgegeben. Klimaprognosen kann man aber erst dann machen, wenn man weiß, wie das Klima auf natürliche Weise funktioniert. Das vorliegende Buch leistet einen fundierten Beitrag zur Versachlichung der Klimadiskussion.

J. KLOSTERMANN

CATT, J. A. (1992):

Angewandte Quartärgeologie. - 358 S., 129 Abb., 31 Tab., 14 Taf.; Stuttgart (Enke).

Mit dem in deutscher Übersetzung vorliegenden Buch "Angewandte Quartärgeologie" von JOHN A. CATT ist ein nützlicher Leitfaden für den bisher kaum mit dem Quartär in Berührung gekommenen Laien, Studenten, Ingenieur und Naturwissenschaftler gegeben. In dem Buch wird eindringlich auf die Bedeutung des Quartärs und dessen Ablagerungen in der Praxis sowie mit diesen in Zusammenhang stehenden und teilweise noch heute wirksamen genetischen Prozesse hingewiesen. Als wichtiger Bestandteil zahlreicher benachbarter Forschungsdisziplinen wie Archäologie, Bodenkunde, Meteorologie, Meereskunde und Lagerstättenkunde ergeben sich daraus umgekehrt Aussagen über ehemalige und zukünftige Abläufe innerhalb des Quartärs.

Nach einer Einführung in die Ursachen und das Wesen des Quartärs als jüngstem erdgeschichtlichen Zeitabschnitt anhand repräsentativer ozeanischer und kontinentaler Schichtenfolgen und dessen Klimaentwicklung werden die verschiedenen äolischen, fluviatilen, glazigenen und solifluidalen Ablagerungen und deren Entwicklungsbedingungen vorgestellt. Danach wird auf die zeitlich exakte Untergliederung, d. h. stratigraphische Erforschung der jeweiligen Sedimentabfolge mit Hilfe litho-, bio-, magneto-, pedo-, morpho- und lithologischer Merkmale eingegangen. Hierbei wird insbesondere der Beschreibung der fossilen Bodenentwicklung, deren Klassifikation und klimatischen Aussagekraft anhand ihrer mineralischen Zusammensetzung große Bedeutung zugemessen. Der besondere Schwerpunkt liegt auf den heute gebräuchlichen geophysikalischen Datierungsmethoden. Nutzen und Grenzen der einzelnen Verfahren werden aufgezeigt. Im zweiten Teil des Buches werden die Methoden für die Herstellung quartärgeologischer und geomorphologischer Karten anhand der klassischen Feldkartierung, aber auch mittels moderner geophysikalischer Untersuchungen wie z. B. Seismik, Geoelektrik,

Schweremessungen, Bodenradar und Luftbilddauswertung vorgestellt. Diese Maßnahmen der Bodenkartierung werden ergänzt durch Probennahmen im Gelände und nachfolgender Laboranalyse. Die Ergebnisse sind verschiedene Themenkarten mit Legende. Für die Praxis ergeben sich aus diesen Karten neben Angaben zum Vorkommen quartärer mineralischer Rohstoffe (Steine und Erden, Seifen-Lagerstätten etc.) auch Hinweise zur ingenieur-geologischen Beurteilung, z. B. Tragfähigkeit, Setzungs- und Rutschungseigenschaften etc. des Untergrundes. Die wirtschaftliche Bedeutung der quartären Lagerstätten in bezug auf ihre Genese wird anhand zahlreicher Beispiele aus der ganzen Welt, insbesondere aber aus England und dem Commonwealth vorgestellt. Dadurch wird die Lesbarkeit bzw. das Verständnis für den deutschen Leser zwar etwas eingeschränkt, andererseits aber auch der Blick für andere Regionen geöffnet.

Die Übersetzung des Buches besorgte dankenswerterweise J. EHLERS vom Geologischen Landesamt Hamburg und ist bis auf wenige Ausnahmen (z. B. Hinterwasserablagerungen) gut geglückt. Gegenüber dem ursprünglichen Titel "Quaternary Geology for Scientists and Engineers" erscheint mit der deutschen Übersetzung der ingenieurgeologische Aspekt jedoch etwas überbetont, da in dem Buch auch viele allgemeine Grundlagen zur Quartärgeologie vermittelt werden. Manche Überschriften umfassen sowohl Lockergesteinseinheiten als auch Prozesse wie z. B. das Kap. "Quartäre Ablagerungen und Erosion", wo es besser etwa "Quartäre Ablagerungen und ihre Entstehung" heißen hätte. Insgesamt liegt jedoch ein für den im Quartär arbeitenden Geologen interessantes und handliches Buch vor, das eine Reihe von Spezialwerken ersetzt.

K. SKUPIN

HEINE, K. (ed., 1991): Proceedings of the First Symposium on African Palynology. Reihe: Palaeoecology of Africa, Bd. 22, 289 S., Rotterdam (Balkema).

---

In diesem Band sind die auf dem o. g. Symposium gehaltenen Vorträge niedergelegt. Die jeweils um die 10 Druckseiten umfassenden Artikel decken unterschiedlichste Richtungen der palynologischen Forschungsergebnisse im Quartär Afrikas ab. Das Werk ist in 3 Abschnitte untergliedert:

Der erste Abschnitt beinhaltet 5 Artikel zur Pollenmorphologie afrikanischer Pflanzen, so der *Palmae*, *Malvaceae* und *Apiaceae*.

Im zweiten Abschnitt zur Aero- und Melitopalynologie wird die rezente Pollenverteilung im Bereich Madagaskars und Marokkos geschildert sowie zur Strategie des Honigsammelns durch Bienen im Bereich der Elfenbeinküste und Marokkos berichtet. Erwähnenswert ist dabei der Aufsatz von SAADI & BERNARD, die aus dem Vergleich des rezenten Pollenregens der Artemisia-Steppen Marokkos mit entsprechenden pleistozänen Überlieferungen das derzeitige Klima rekonstruieren.

Dabei decken sie interessante Parallelen zu den Artemisia- und Chenopodiaceen-reichen Pollenspektren im Pleistozän Europas auf.

Der dritte, umfangreichste Abschnitt befaßt sich mit der Paläopalynologie Afrikas. In einer Vielzahl meist kurzer Artikel werden palynologische Arbeitsergebnisse aus den unterschiedlichsten Gegenden Afrikas dargestellt. Das Spektrum reicht von palynostratigraphischen Arbeiten an Bohrungen über den subrezentem regressionsanalytischen Vergleich von Pollen- und Vegetationsdaten bis zur Rekonstruktion des Paläoenvirons während des Pleistozäns und beginnenden Holozäns Afrikas.

Insgesamt betrachtet ist dieser Band nur für denjenigen geeignet, der sich speziell für palynologische Arbeitsergebnisse im Pleistozän und Holozän Afrikas interessiert.

R. STRITZKE

MANIA, D. (1990): Auf den Spuren des Urmenschen - Die Funde von Bilzingsleben. 283 S., 236 SW-Fotos, Zeichnungen u. Pläne; Berlin (Deutscher Verlag der Wissenschaften).

Die vorliegende Publikation faßt den derzeitigen Forschungsstand zum altpaläolithischen Freilandfundplatz Bilzingsleben (Kr. Artern) am Rande des Thüringer Beckens, der insbesondere durch zahlreiche Fragmente des *Homo erectus* von außerordentlicher Bedeutung ist, zusammen.

DIETRICH MANIA, Quartärgeologe und langjähriger Leiter der wissenschaftlichen Untersuchungen des Landesmuseums für Vorgeschichte in Halle (Saale), versteht es, anhand der zahlreichen Fundgattungen und der damit verbundenen naturwissenschaftlichen Untersuchungen ein anschauliches Lebensbild des *Homo erectus* zu entwerfen (Tektonik und Geologie M. Altermann u. W. Steiner, Gesteinsbildung P. Lange, Biostratigraphie u. Radiometrie K. Brunnacker, K.-D. Jäger, G. J. Hennig, R. Grün, H. P. Schwarz u. R. S. Harmon, Paläomagnetik F. Wiegank, Anthropologie E. Vlcek, Urgeschichte V. Toepfer, Th. Weber, B. Gramsch, J. Burdukiewicz, K. Valoch u. G. Behm-Blancke, Charophyten T. Nötzoldt, Travertinflora D.-H. Mai, Holzreste H. Süß, Ostrakoden E. Pietrzeniuk u. K. Diebelt, Amphibien u. Reptilien G. Böhme, Kleinsäuger u. Biber W. Heinrich, Wildrinder u. Schweine K. Fischer, Wildpferde und Bären R. Musil, Elefanten E. W. Guenther, Löwen V. Toepfer, Fische W. Hebig, Mollusken D. Mania und Pollenanalyse Th. Litt).

Das so entstehende Lebensbild wird in Beziehung gesetzt zu vergleichbaren Fundplätzen weltweit. Genannt seien hier etwa Vertesszöllös, Mauer, Bad Cannstatt,

Tautavel, Choukoutien oder Olduvai. Aufgrund der günstigen Erhaltungsbedingungen in einem Travertin des Mittelpleistozäns (Holstein) haben sich zahlreiche Fundgattungen erhalten. Von großer Bedeutung sind die menschlichen Fragmente, u. a. zahlreiche Schädelteile und Zähne. Zum Fundgut gehören ferner Stein-, Knochen-, Geweih-, ja selbst Holzartefakte, Jagdbeutereste, Reste gesammelter Nahrung (etwa Kirschkern- und Haselnüsse) sowie Fossilien (Mollusken, Ostrakoden, Vertebraten und Pflanzenabdrücke).

Für den Quartärgeologen dürften die Ausführungen zur geologischen Stratigraphie und Travertinbildung (S. 24 - 48) sowie zu den Umwelt- und Klimaverhältnissen (S. 207 - 252) von besonderem Interesse sein. Die reiche Fauna des Fundplatzes setzt sich insbesondere aus Waldelefant, Wald- und Steppennashorn, Bison, Auerochse, Wasserbüffel, Wildpferd, Rot- und Damhirsch, Bär, Wildschwein, Reh, Löwe, Luchs, Wildkatze, Wolf, Fuchs, Dachs, Biber und Makake zusammen, die Flora überwiegend aus Buchsbaum, Hasel, Faulbaum, köröser Flieder, Feuerdorn und Feldahorn. Besonders den interessierten Laien und Studenten dürfte ein Verzeichnis wichtiger Fundstellen, wissenschaftlicher Fachbegriffe und ein Literaturverzeichnis eine willkommene Hilfe sein. Gewünscht hätte man sich für eine schnelle Informationsbeschaffung allerdings ein Schlagwortregister. Alles in allem eine empfehlenswerte Publikation!

THOMAS SCHULTE IM WALDE





# Hinweise für die Verfasser wissenschaftlicher Beiträge

## Aufbau des satzfertigen Manuskripts

Titel kurz, ggf. Untertitel und Ergänzung, z. B. Name des Landes. Klare Gliederung, nur bei längeren Arbeiten ist ein "Inhaltsverzeichnis" notwendig. Am Anfang der Arbeit steht eine Kurzfassung (Abstract) in Deutsch und Englisch. Der Titel ist zu übersetzen und in eckigen Klammern dem Abstract voranzustellen. Weitere Übersetzungen der Kurzfassung sind möglich. Die Kurzfassung soll für den Leser einen hohen Informationswert haben. Bei größeren Arbeiten müssen die Untersuchungsergebnisse in einer Zusammenfassung am Ende des Textes mitgeteilt werden, auch in einer fremden Sprache (z. B. Summary).

Am Rande des Manuskriptes sind die Stellen mit Bleistift zu kennzeichnen, an denen Abbildungen und Tabellen montiert werden sollen.

Sämtliche Abbildungsunterschriften müssen auch in englischer Sprache verfaßt werden.

Auf Fußnoten bzw. Anmerkungen (ohne Literaturangaben!) ist wegen höherer Druckkosten möglichst zu verzichten; wenn nicht zu vermeiden, dann durchnummerieren. Statt Seitenhinweise Angabe des Kapitels.

Das Manuskript ist der Redaktion in zweifacher Ausfertigung zuzusenden.

Den Manuskripten ist nach Möglichkeit eine entsprechende Diskette beizufügen, die mit dem Betriebssystem MS-DOS und dem ASC II-Code verarbeitet wurde.

## Äußere Form des Manuskripts

Format DIN A 4 (210 x 297 mm), nur auf einer Seite beschreiben, 1 1/2 zellig, mit Seitenzahlen versehen und nicht heften. Unter dem Titel der Arbeit folgt der ausgeschriebene Name des Autors und die Anzahl der Abbildungen, Tabellen und Tafeln. Die Anschrift des Verfassers ist auf der Titelseite unten anzugeben.

Literaturzitate im Text sind Kurzzitate. Beispiel: BÜTTNER, 1938). Dieses Zitat bezieht sich auf die gesamte Arbeit. Sind bestimmte Seiten, Abbildungen, Tafeln usw. gemeint, dann müssen diese genau angegeben werden (nicht BÜTTNER 1938: 34ff.). Beispiele für richtige und falsche Textzitate. Richtig: "... MÜLLER (1943: 76) ..." oder "... (MÜLLER 1943: 76) ..." oder "... (KELLER 1956: Taf. 12 Fig. 3a-b) ..." Falsch: "... MÜLLER schreibt (MÜLLER 1943: 76) ..." oder "... MÜLLER (MÜLLER 1943: 76) schreibt ..." Werden im Schriftenverzeichnis von einem Autor aus demselben Jahr mehrere Arbeiten aufgeführt, so sind diese durch Ordnungsbuchstaben zu kennzeichnen. Beispiele: (MÜLLER 1954a), (MÜLLER 1954b), (MÜLLER 1954 a, b), (MÜLLER 1954a: 147, 1954b: 224). Gemeinschaftsarbeiten werden folgendermaßen zitiert: (BECKER & FUCHS 1963); (BECKER & FUCHS & RECKE 1967). Bei einer größeren Autorengruppe kann das Zitat auf "... et al." gekürzt werden (MESSMER et al. 1969).

**Schriftauszeichnung:** Autorennamen unterschreiben Müller wird MÜLLER, wichtig wird w i c h t i g (gesperrt); Holoän wird **Holoän** (fett, z. B. für Überschriften). Die wissenschaftlichen Namen von Pflanzen und

Tieren (Gattungen, Untergattungen, Arten, Unterarten) erscheinen im Druck *kursiv*; sie sind im Manuskript mit geschwungener Linie zu kennzeichnen. - Die Unterschriften der Abbildungen, Tabellen und Tafeln sind auf einem besonderen Blatt beizufügen.

## Vorlagen von Abbildungen

Sie sollen eine Verkleinerung auf den Satzspiegel zulassen; es sind daher entsprechende Formate zu wählen und die Zeichnung ist in 2- bis 4-facher Größe anzufertigen. Die Schrift darf nach der Verkleinerung nicht niedriger als 1 mm sein. Keine zu dichten Flächen-signaturen verwenden und Beschriftung aussparen (freistellen). Photos für Autotypen nur auf glänzendem oder hochglänzendem weißem Papier, nicht chamois o. dgl. Photos nur verwenden, wenn unbedingt notwendig (Autotypen sind wesentlich teurer als Strichätzungen). Alle Vorlagen sind mit dem Namen des Autors und der Abbildungs-Nummer zu versehen.

## Schriftenverzeichnis

Es steht am Schluß der Arbeit und gibt Auskunft über die im Text zitierten Veröffentlichungen. Es wird nach Verfassern alphabetisch geordnet. Zitate aus Zeitschriften: Autor, Erscheinungsjahr in runden Klammern, Titel - Zeitschrift (abgekürzt), Bandzahl bzw. Jahrgang (doppelt unterstrichen = Fettdruck), Seitenzahl (z. B. 1-24), Zahl der Abbildungen, Tabellen und Tafeln, Erscheinungsort. - Zitate von Werken: Autor, Erscheinungsjahr in runden Klammern, Titel - Zahl der Seiten, Abbildungen, Tabellen und Tafeln, Verlagsort (Verlag).

## Beispiele

SCHWARZBACH, M. (1968): Neuere Eiszeithypothesen. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 19: 250 - 261, 7 Abb.; Öhringen (Rau).

WOLDSTEDT, P. (1969): Quantär. - In: LOTZE; Fr. (Hrsg.): Handbuch der Stratigraphischen Geologie, 2, VIII + 263 S., 77 Abb., 16 Tab., Stuttgart (Enke).

**Sonderdrucke:** 20 kostenlos, weitere auf Kosten des Verfassers.

Lieferbare Bände von  
**"Eiszeitalter und Gegenwart"**

Stand 1. 1. 1993

<u>Band-Nr.</u>	<u>Jahrgang</u>
6	1955
11	1960
12	1962
13	1962
14	1963
15	1964
16	1965
-	-
19	1968
20	1969
21	1970
22	1971
23/24	1973
25	1974
26	1975
27	1976
28	1978
-	-
30	1980
31	1981
32	1982
33	1983
34	1984
35	1985
36	1986
37	1987
38	1988
39	1989
40	1990
41	1991
42	1992

Bei Abnahme aller 20 Bände reduziert sich der Preis.

Von den vergriffenen Bänden sind die Nr. 1 bis 5 sowie 8 und 10 als Nachdrucke von der Fa. Zwsets und Zeitlinger, Heereweg 347, P.O. Box 80, NL-2160 SZ Lisse zu beziehen.