

Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung

Schriftleitung

ERNST SCHÖNHALS und REINHOLD HUCKRIEDE

**SIEBENUNDZWANZIGSTER BAND
MIT 71 ABBILDUNGEN IM TEXT,
6 TAFELN UND 25 TABELLEN**

1976

Verlag Hohenlohe'sche Buchhandlung Ferd. Rau, Öhringen/Württ.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i> ISBN 0424-7116	27	Seite 1—253	<i>Öhringen/Württ. 1976</i>
--	-----------	-------------	-----------------------------

Deutsche Quartärvereinigung

Gegründet 1948

Geschäftsstelle:

3000 Hannover 51, Stilleweg 2, Postfach 510153

Postscheckkonto Hannover 45303

oder Bankkonto: Deutsche Bank Hannover Kto.-Nr. 56/06561

Vorstand

(1975 — 1976)

1. Vorsitzender : Dr. J. NIEDERMAYER, Hamburg
2. Vorsitzender : Prof. Dr. J. FINK, Wien
1. Schriftführer : Dr. F. GRUBE, Hamburg
2. Schriftführer : Dr. H. NAGL, Wien
Schriftleiter : Prof. Dr. E. SCHÖNHALS, Lahn-Gießen 1
Prof. Dr. R. HUCKRIEDE, Marburg
Schatzmeister : Prof. Dr. H. SCHNEEKLOTH, Hannover
Archivar : Prof. Dr. L. BENDA, Hannover

Beirat

- | | |
|------------------------------------|--------------------------------------|
| Prof. Dr. K. BRUNNACKER,
Köln | Dr. K. PICARD,
Kiel |
| Prof. Dr. K. DUPHORN,
Kiel | Prof. Dr. R. SCHÜTRUMPF,
Köln |
| Prof. Dr. B. FRENZEL,
Hohenheim | Prof. Dr. A. SEMMEL,
Frankfurt/M. |
| Prof. Dr. R. HANTKE,
Zürich | Dr. W. TAUTE,
Tübingen |

Ordentliche Mitglieder zahlen einen Jahresbeitrag von 40.— DM, Mitglieder ohne eigenes Einkommen (Studenten usw.) 20.— DM. Der Jahresbeitrag ist bis 1. 3. des betreffenden Jahres auf eines der obengenannten Konten zu überweisen.

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

Schriftwechsel, der sich auf das Jahrbuch bezieht, an Prof. Dr. E. SCHÖNHALS, Ludwigstraße 23, 6300 Lahn-Gießen 1

Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung

Schriftleitung

ERNST SCHÖNHALS und REINHOLD HUCKRIEDE

SIEBENUNDZWANZIGSTER BAND
MIT 71 ABBILDUNGEN IM TEXT,
6 TAFELN UND 25 TABELLEN

1976

Verlag Hohenlobe'sche Buchhandlung Ferd. Rau, Öhringen/Württ.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i> ISBN 0424-7116	27	Seite 1—253	Öhringen/Württ. 1976
--	----	-------------	----------------------

Schriftleitung dieses Bandes: E. Schönhals u. R. Huckriede,
unter Mitarbeit von Frau E. Längsdörfer und Frau E. Zimmer, Lahn-Gießen

Für den Inhalt der Arbeiten sind die Verfasser allein verantwortlich

Satz, Druck und Einband: Buchdruckerei H. Wolf KG., Ohringen

INHALT

A. Aufsätze

	Seite
<i>BRUNNACKER, K. & BOENIGK, W.:</i> Über den Stand der paläomagnetischen Untersuchungen im Pliozän und Pleistozän der Bundesrepublik Deutschland	1— 17
<i>SEMMEI, A. & FROMM, K.:</i> Ergebnisse paläomagnetischer Untersuchungen an quartären Sedimenten des Rhein-Main-Gebiets	18— 25
<i>SCHEUENPFLUG, L.:</i> Erste Hinweise auf eine pliozäne Donau in der östlichen Iller-Lech-Platte (Bayerisch Schwaben)	26— 29
<i>ZANDSTRA, J. G.:</i> Sedimentpetrographische Untersuchungen des Geschiebelehms von Emerschans (Drenthe, Niederlande) mit Bemerkungen über eine Typeneinteilung der Saale-Grundmoräne	30— 52
<i>MENKE, B.:</i> Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Landschaftsentwicklung im Jungpleistozän Westholsteins	53— 68
<i>GRIMMEL, E.:</i> Bemerkungen über Stauch-„End“moränen	69— 74
<i>JASCHKE, D.:</i> Die weichseleiszeitliche Eisrandlage im Osten von Hamburg	75— 81
<i>KNUDSEN, K. L. & FEYLING-HANSEN, R. W.:</i> Ergebnisse der Foraminiferenanalyse zur Quartärstratigraphie in Skandinavien	82— 92
<i>SABELBERG, U., MAVROCORDAT, G., ROHDENBURG, H. & SCHÖNHALS, E.:</i> Quartärgliederung und Aufbau von Warmzeit-Kaltzeit-Zyklen in Bereichen mit Dominanz periglazialer Hangsedimente, dargestellt am Quartärprofil Dreihausen/Hessen	93—120
<i>NIEDERBUDDE, E.-A.:</i> Die regionale Unterscheidung von Lössen des Jungwürms durch Körnung und Tonmineraleigenschaften unter Anwendung multivariater Methoden	121—133
<i>SCHÖNHALS, E. & POETSCH, T. J.:</i> Körnung und Schwermineralbestand als Kriterien für eine Deckschicht in der Umgebung von Seefeld und Leutasch (Tirol)	134—142
<i>BROSCHKE, K.-U., MOLLE, H.-G. & SCHULZ, G.:</i> Geomorphologische Untersuchungen im östlichen Kroumirbergland (Nordtunesien, Gebiet östlich von Tabarka)	143—158
<i>BRUNNACKER, K., FREUNDLICH, J., MENKE, M. & SCHMEIDL, H.:</i> Das Jungholozän im Reichenhaller Becken	159—173

<i>ELLENBERG, L.:</i>		
	Rezente Periglazialerscheinungen im Gebiet des Daisetsu San in Nord- Japan	174—188
<i>ROLSHOVEN, M.:</i>		
	Aktive Frostmusterung in Augsburg	189—192
 B. Berichte		
<i>GRUBE, F., NIEDERMAYER, J. & WOSZIDLO, H.:</i>		
	Die 18. Tagung der Deutschen Quartärvereinigung vom 21. August bis 4. September 1976 in Hamburg	193—219
<i>FINK, J.:</i>		
	Internationale Lößforschungen. Bericht der INQUA-Lößkommission . . .	220—235
<i>SEMMELE, A.:</i>		
	Bericht über ein geomorphologisches Symposium der Akademie der Wis- senschaften in Göttingen	235
<i>HAAG, T.:</i>		
	Bericht über das 3. Symposium des Deutschen Arbeitskreises für Geo- morphologie vom 4.—8. 10. 1976 in Karlsruhe	236—237
C. Buchbesprechungen		238—249
 D. Nachrufe		
	<i>FAIRBRIDGE, R. W.:</i> Richard Foster Flint 1902—1976	251—252
E. Verschiedenes		253

Eiszeitalter u. Gegenwart	27	1—17 5 Abb.	Öhringen/Württ. 1976
---------------------------	----	----------------	----------------------

A. Aufsätze

Über den Stand der paläomagnetischen Untersuchungen im Pliozän und Pleistozän der Bundesrepublik Deutschland *)

KARL BRUNNACKER & WOLFGANG BOENIGK **)

Magnetostratigraphy, BRUNNES-Epoch, MATUYAMA-Epoch, GAUSS-Epoch, stratigraphy, Pleistocene, Pliocene, Germany (GFR)

Kurzfassung: Die MATUYAMA/BRUNNES-Grenze konnte am Mittelrhein in der Schichtenfolge von Kärlich relativ stark eingengt werden. Sie ist dort älter als die 6. Eiszeit vor heute und liegt in einer Wechselfolge von Sedimenten, die dem „Ville-Interglazial-Komplex“ zugeordnet wird. Möglicherweise muß diese Grenze sogar noch etwas tiefer gelegt werden in einen Horizont mit ersten Zeugnissen eiszeitlichen Dauerfrostbodens. In allen anderen untersuchten Lokalitäten ist die Lückenhaftigkeit der Überlieferung zu groß für detailliertere Aussagen.

Die MATUYAMA-Epoche ist vorerst sowohl am Rhein wie an der Donau wegen der vorwiegend gröberklastischen Gesteinsfazies nur bedingt mit der Feingliederung des ältesten Pleistozäns korrelierbar. So sind in der Ville (Tgb. Frechen) mehrere altquartäre warmklimatische Tonhorizonte revers magnetisiert (Tonhorizont B2 und C). Darüber folgt ein normal magnetisierter Horizont (Tonhorizont D), der sich ebenfalls noch im Liegenden der Hauptterrassenfolge befindet. Schließlich wurde neuerdings im Liegenden dieser Abfolge ein weiterer, bereits quartärer Horizont (B1) gefunden, in welchem sich eine Umpolung von normal nach revers vollzieht. Die Schwierigkeit besteht vorerst noch darin, diese Abfolge geobotanisch genauer zu definieren.

Die GAUSS-Epoche läßt sich hingegen in einen guten Zusammenhang mit dem mittleren bis höheren Pliozän bringen (Brunssumium bis mittleres Reuverium).

Die Tertiär/Quartär-Grenze auf geobotanischer Grundlage kann nach diesen Befunden etwa mit 2 Mio. Jahre vor heute relativ gut festgelegt werden; denn im höchsten Reuverium (C), das zumeist der Erosion zum Opfer gefallen ist, wurde bereits die Umpolung zur reversen MATUYAMA-Epoche (Beginn rd. 2,4 Mio. Jahre vor heute) gefunden.

[Paleomagnetic Investigations in the Pliocene and Pleistocene of the German Federal Republic]

Abstract: It was possible to locate the MATUYAMA/BRUNNES-boundary in the clay-pit of Kärlich (middle Rhine). This change of magnetic polarity can be found in sediments of the „Ville-Interglacial-Komplex“ which are covered by deposits of at least six glaciations. In all the other examined german sites the lacks in the sequences are too great in order to pinpoint the position of the MATUYAMA/BRUNNES-boundary.

The correlation of the oldest pleistocene sediments with the MATUYAMA-epoch and its events could only be done on a trial basis, as the sediments are generally too coarse for magnetic measurements and pollenanalytic investigations.

On the other hand the stratigraphic sequence of the studied beds is well established by the huge coal pits in the Ville area.

It is possible to place the Tertiary/Quaternary-boundary on geobotanical basis with about 2 Mio. years BP because the change of polarity from the GAUSS- to the MATUYAMA-epoch (about 2,4 Mio. years BP) was formed in the highest Reuverium (C).

The GAUSS-epoch is to connect with the middle till higher Pliocene (Brunssumium and middle Reuverium).

Die Paläomagnetik hat in den beiden letzten Jahrzehnten wesentliche Hinweise zur Lage der Kontinent-Platten im Ablauf der Erdgeschichte samt deren Bewegungsablauf ge-

*) Erweiterte Fassung eines Vortrages anlässlich der 18. wissenschaftl. Tagung der Deutschen Quartärvereinigung in Hamburg am 2. 9. 1976.

**) Anschrift der Verfasser: Prof. Dr. K. Brunnacker und Dr. W. Boenigk, Geol. Inst. Univ. Köln, Zülpicher Straße 49, 5000 Köln 1.

bracht. Darüber hinaus ist die Paläomagnetik, seit etwa 10 Jahren mit der absoluten Zeit-Skala kombiniert, zu einem derzeit besonders wichtigen Kriterium der Quartärforschung geworden. Quartärarbeiten mit stratigraphischem Hintergrund kommen ohne diese Methode kaum noch aus, wenn sie sich dem internationalen Standard einfügen sollen (vgl. z. B. ZAGWIJN 1974).

1 Einleitung

Die moderne Paläomagnetik setzt ab 1920 mit Arbeiten von CHEVALLIER und THELLIER ein. Hoheempfindliche Magnetometer stehen etwa ab 1940 zur Verfügung. Erst dadurch wurde die angedeutete jüngste Entwicklung möglich (BUREK & NAIRN 1966).

1.1. Magnetische Orientierung

Für die „Natürliche Remanente Magnetisierung“ (NRM) sind bei Magmatiten insbesondere verantwortlich: Magnetit bis Titanomagnetit. Bei der Abkühlung von Magmatiten wird mit Unterschreiten des mineralspezifischen CURIE-Punktes in den Mineralen die Richtung der NRM auf das jeweilige magnetische Erdfeld gleichsam eingefroren.

Eine mechanische magnetische Ausrichtung der Körner ist bei Ablagerung geeigneter klastischer Sedimente möglich, wobei aber die Ursache der Orientierung weitgehend ungeklärt ist. Hierbei soll der Träger der NRM hauptsächlich Hämatit, Magnetit und aufoxidierter Biotit sein.

Fernerhin kann bei der Diagenese und Pedogenese, beispielsweise bei der Umwandlung von Magnetit in Hämatit, eine Neuorientierung der Magnetisierung erfolgen. In gleicher Weise ist bei chemischen Sedimentgesteinen, welche Neubildungen magnetischer Minerale führen, eine Orientierung auf das erdmagnetische Feld der Bildungszeit zu erwarten, wengleich z. B. bei Mangan-Knollen der Tiefsee die bisher vorliegenden Ergebnisse noch nicht voll befriedigen (vgl. HEYE 1975).

1.2. Paläomagnet-Skala

Die Kenntnis, daß das magnetische Erdfeld neben der heutigen „normalen“ Magnetisierung auch zeitweise eine „reverse“, d. h. eine umgekehrte Orientierung besessen hat, ist seit BRUNHES im Jahre 1906 bekannt. RUTTEN hat 1959 erstmals versucht, das unterschiedliche magnetische Verhalten mit absoluten Datierungen zu verbinden. Auf COX et al. geht ab 1963 die detailliertere paläomagnetische Skala, eine Kombination von K-Ar-Datierungen und paläomagnetischem Verhalten von Vulkaniten, zurück. Demgemäß wechseln Epochen normaler und reverser Magnetisierung:

BRUNHES-Epoche	normal
	heute bis 0,69 Mio a zurück
MATUYAMA-Epoche	revers
	bis 2,43 Mio a zurück
GAUSS-Epoche	normal
	bis 3,32 Mio a zurück
GILBERT-Epoche	revers

Zunehmend haben seither Hinweise auf zwischengeschaltete Events, also kurzfristige Umkehrungen, das Bild kompliziert.

1.3. Messung

Das Grundproblem aller Messungen in Sedimentgesteinen besteht darin, sekundäre Beeinflussungen der Magnetisierung auszuschalten, um die NRM der Bildungszeit zu er-

halten (ANGENHEISTER & SOFFEL 1972). Es geht also darum, die viskose oder weiche Magnetisierung, die eine Folge des Mineralbestandes und längerfristiger gegenseitiger wie äußerer Einwirkungen ist, auszuschalten. Die Reinigung der Proben wird mittels thermischer, bei Quartär-Proben insbesondere mittels Wechselstrom-Demagnetisierung durchgeführt. Unsere Proben haben bei (150 bis) 200 Oe beste Ansätze zum Erfassen der NRM gebracht (KOČI in BOENIGK, KOWALCZYK & BRUNNACKER 1972). Eine weitergehende Demagnetisierung kann störende Sekundäreffekte auslösen.

Die Messung der orientiert entnommenen Proben in drei Richtungen erlaubt die Lage von Inklination und Deklination der paläomagnetischen Orientierung zu bestimmen. Gegebenenfalls wird die wechselnde Intensität einbezogen.

Im Hinblick auf das Quartär und das ihm vorangehende Pliozän bieten sich zwei Anwendungsbereiche bevorzugt an, nämlich Tiefseebohrkerne und terrestrische feinkörnige Sedimente.

Bei Bohrkernen der in den 60er Jahren einsetzenden geologischen Erforschung der Tiefsee-Gesteine hat sich die Kombination der Messung mit O^{16}/O^{18} -Daten bewährt, welche von Foraminiferengehäusen gewonnen werden. Diese organischen karbonatischen Rückstände bringen Aussagen zu Temperaturentwicklung in marinen Bereichen und damit auch zu den Kalt- und Warmzeiten des Quartärs. Wird im Profil die Grenze zwischen zwei paläomagnetischen Epochen überschritten, so hat man eine Marke, in welche sich die Zeitskala besonders des jüngeren Quartärs einhängen läßt (z. B. SHAKLETON & OPDYKE 1973 — vgl. Abb. 4).

Ein deutscher Beitrag zur Paläomagnetik von Bohrkernen stammt von HEYE & MEYER (1972). Deren Gerät erlaubt die sofortige Messung an Bord eines Schiffes. Die Methode wurde bei uns in terrestrischen Ablagerungen versucht, wobei sie ebenfalls sehr gute Ergebnisse gebracht hat. Demgemäß ist die Methode HEYE (1972) als Schnellmethode im Gelände verwendbar, zumal relativ geringer Arbeitsaufwand bei der Probenahme zügiges Arbeiten erlaubt. Beispielsweise konnten an einigen Arbeitstagen jeweils bis zu 45 Proben, d. h. eine Profilstrecke von 4,5 m durchlaufend vermessen werden.

In den 60er Jahren wurde, einer Anregung von KUKLA folgend, durch KOČI am ČSAV in Prag begonnen, systematisch paläomagnetische Untersuchungen an Sedimenten des Festlandes durchzuführen. Bevorzugt wurden anfangs Löss und Löss mit zwischengeschalteten Paläoböden. Die ersten Ergebnisse, noch auf der Basis einer thermischen Demagnetisierung, lagen 1969 vor (BUCHA et al. 1969). Zur gleichen Zeit wurden erste Daten aus altquartären Stillwasser-Sedimenten im Raum Brüggen/Niederrhein bekannt (BOENIGK 1970). Auch sie wurden in Prag mit einem Rotationsmagnetometer durch Herrn KOČI vermessen. Und seither besteht zwischen der Kölner Arbeitsgruppe und unseren Kollegen in Prag eine ausgezeichnete Zusammenarbeit. Finanzielle Probleme wurden größtenteils mit Hilfe der Deutschen Forschungsgemeinschaft überwunden, die auch die Arbeiten von Herrn Kollegen HEYE am Rhein ermöglicht hat.

In der Folgezeit hat man gefunden, daß fast alle feinkörnigen Ablagerungen terrestrischer Bereiche realistische paläomagnetische Daten zu liefern vermögen. Dies geht so weit, daß nach jüngsten Angaben aus der UdSSR selbst Grundmoränen brauchbare Werte bringen können, wenn genügend Proben vermessen werden, um statistisch arbeiten zu können. Deutlich eingeschränkt sind allerdings die Möglichkeiten bei Solifluktionmassen und bei biogen durcharbeitetem Bodenmaterial.

1.4. Probenahme

Die für die Vermessung vorgesehenen Proben müssen orientiert entnommen werden. Um die Deklination zu bekommen, ist die Orientierung der Proben zum magnetischen Pol

nötig. Gegebenenfalls (Methode Kočí) werden die Proben mittels orientiert in die Aufschlußwand eingeschlagener U-Eisen (mit einer Innenweite von 2×2 cm) gewonnen. Nach dem Freilegen der U-Eisen wird ein Würfel von 2 cm Kantenlänge herausgestochen. Auf diesem Würfel wird oben durch einen Pfeil die Nord-Richtung und auf der nach Süden gerichteten Fläche die Probe-Nr. eingeritzt. Dann werden die Proben in Plastikdosen verpackt.

Das manuelle Hauptproblem besteht darin, orientierte Proben zu bekommen. Dazu hatten wir in Köln ursprünglich eine Art Lehre, aus einer Holzbohle gefertigt, orientiert an der senkrechten Wand angebracht. Anschließend wurden anhand der damit vorgegebenen Richtung die Eisen eines unter dem anderen in die Wand eingeschlagen. Um Störungen im Sediment zu vermeiden, wurden die Eisen seitlich versetzt eingetrieben. Diese aufwendige Entnahme wurde inzwischen vereinfacht. Die Nord-Orientierung bzw. senkrecht dazu wird durch zwei an der Wand angebrachte Holzpflocke gesichert, die übereinander in etwa 1 m Abstand stehen. Diese Marken werden beim Einschlagen der Eisen anvisiert. Die Horizontale wird mit einer kleinen Wasserwaage kontrolliert. Ferner werden die Proben im Abstand von etwa 5 cm entnommen, dafür aber aus jedem Eisen zwei Proben. Dies hat den Vorteil, Kontrollmessungen durchführen zu können und anstelle kurzer Profilausschnitte längerstreckige Sequenzen zu bekommen. Damit ist es möglich, gegebenenfalls vorhandene Trends im paläomagnetischen Verhalten erkennen zu können, worin die Zukunft der Methode liegt.

Soweit es sich um Sedimente am Hang und um tektonische verküppelte Pakete handelt, wird in gleicher Weise vorgegangen. Die Lagerung wird zusätzlich nach Streichen und Fallen zur Korrektur eingemessen.

2. Aussagegrenzen

Ohne Rücksicht auf die geophysikalische Problematik lassen sich aus der Sicht der Quartär-Geologie Hinweise zur Interpretation der Daten beisteuern. Dies gilt auch für Fehlermöglichkeiten. Zum Mineralfaktor wurde schon einiges gesagt. Daneben gibt es eine Reihe von Punkten, die zumindest nicht verkannt werden dürfen, zumal bis heute dafür keine zufriedenstellenden Erklärungen gefunden wurden.

Selbstverständlich versagt die Paläomagnetik von vornherein dort, wo zu wenig magnetisch ansprechende Körner im Sediment enthalten sind. Doch genügen bereits weniger als 0,1 % magnetischer Minerale, um akzeptable Meßwerte zu bekommen. Prinzipiell ist ein solcher Mangel in größeren Sedimenten und daraus hervorgegangenen Böden gegeben. Wird beispielsweise der Medianwert der Körnungsverteilung (Md) der Proben als Richtmaß genommen, dann muß dieser Wert bei guter Sortierung etwa 0,06 mm ϕ und kleiner sein, also im Schluff-Bereich liegen, damit sinnvolle paläomagnetische Daten erwartet werden können. Dabei ist zu bedenken, daß sich die magnetisch verhaltenden Körner hinsichtlich der individuellen Orientierung auch gegenseitig beeinflussen, wobei die unterschiedliche Größe der Einzelkörner eine Rolle spielt. Doch scheint dieser Aspekt bei Quartär-Sedimenten in der Regel ohne nennenswerte Bedeutung zu sein; denn die hauptsächlich in Frage kommenden Schwerminerale liegen zumeist zwischen 0,04 und 0,4 mm ϕ , insbesondere aber im tieferen Bereich dieser Fraktion.

Die Abgrenzung gegen noch feinere Sedimente ist noch nicht abgesichert. Jedenfalls wurden bei einem Md von 0,01 mm ϕ noch interpretierbare magnetische Orientierungen gefunden. Doch spielt bei solchen Überlegungen auch die Präzision der Meßgeräte eine Rolle; denn letztlich ist denkbar, daß bei sehr geringen Anteilen an magnetischen Körnern ein Grenzbereich erreicht wird, in dem schließlich Daten ermittelt werden, in welche individuelle Eigenarten des benutzten jeweiligen Gerätes eingehen.

Etwas anders sieht die Situation bei Proben mit weniger guter Sortierung aus; denn hier sind auch in größerem Material meist noch genügend magnetisch ansprechende Körner geeigneter Größe vorhanden. Man könnte nun daran denken, daß schlechtere Sortierung der Körnung zugleich einer schlechteren magnetischen Orientierung der Körner entspricht. Dies ist keinesfalls generell der Fall, wenngleich über die Sedimentgenese wenigstens teilweise ein gewisser Zusammenhang besteht.

Das Problem der sekundären Veränderungen der Orientierung schließt sich daran an. Sie überlagert die NRM. Sie auszulöschen ist nicht allein eine Frage der Reinigung mittels Demagnetisierung, da es sich teilweise um tiefergreifende chemische und mechanische Eingriffe in das Material handelt. So dürften beispielsweise Paläoböden ohne solche sekundären Veränderungen lediglich die Situation des Ausgangsgesteins wiedergeben. Dagegen kann eine vorhandene Mineralneubildung in Böden wesentlich jünger sein als die Bodenbildung selber (BOENIGK et al. 1976).

Ebenso können bei der Diagenese i.e.s. Mineralneubildungen zu Störungen führen. Bei stärkerer Konkretionsbildung, etwa beim Wachstum von Kalkkonkretionen, wird das umgebende Sediment in seiner Lage mechanisch verändert. Bei Toneisenstein-Konkretionen, wie sie im Altquartär des Horloff-Grabens gefunden wurden, kommen Störungen über die Siderit-Komponente hinzu.

Ferner fällt in Ablagerungen mit an sich reversen Verhalten, etwa der MATUYAMA-Epoche, auf, daß ton- und schluffreiche Horizonte sich revers verhalten, daß aber nächst deren Kontakt zu größerem Material, wie auch in den angrenzenden sandigen Sedimenten häufiger normale Magnetisierung gemessen wurde (Abb. 2). Allein schon vom Geländebefund her muß es sich um jüngere Störungen handeln.

Bei der geschilderten Situation, wo nächst der Unter- und Obergrenze eines an sich paläomagnetisch gut faßbaren Sedimentlagers Störungen aufzutreten scheinen, liegt die Ursache weitgehend im Dunkel. Ein engerer Zusammenhang mit einer jungen Oxidationsfront, die in das feinkörnige Sediment vorzudringen ist, konnte nicht immer gefunden werden. Bei sandigem Material wäre beispielsweise ferner denkbar, daß kleine magnetisch ansprechende Körner sich, weil in großen Poren liegend, etwa unter dem Einfluß von Grundwasserströmungen mehr oder minder neu zu orientieren vermögen. Doch kann damit nicht jeder Befund erklärt werden. Es muß jedenfalls bei Proben aus solchen Horizontbereichen, wie generell bei Folgen mit deutlicheren Körnungsunterschieden, mit nachträglichen Veränderungen gerechnet werden. Dies gilt selbstverständlich auch für die Ausreißer innerhalb einer sonst einwandfreien Meßreihe. So wurde im spätglazialen Löß von Gönnersdorf normale Magnetisierung gefunden. Lediglich eine Probe unmittelbar über dem Boden III (Lascaux-Interstadial) ist revers magnetisiert. Aus dieser Situation heraus läßt sich zumindest vorerst nicht auf einen sehr jungen Event schließen.

Zusammenfassend: Neben der viskosen Magnetisierung in den Sedimenten muß z. T. mit jüngeren, tieferreichenderen Beeinflussungen der Orientierung gerechnet werden. Mineralneubildungen dominieren hierbei. Unter bestimmten Umständen ist aber auch auf mechanische Umorientierung zu schließen.

Sind nur kurze Profilabschnitte paläomagnetisch erfaßt, kann deren Interpretation dadurch erschwert werden, daß bei stark schwankenden Werten die Frage auftaucht, ob sich die oben genannten sekundären Einflüsse anzeigen oder ob primäre, materialbedingte Störungen vorhanden sind, oder ob es sich um Wirkungen handelt, die mit dem Übergang in eine umgekehrte Pollage zusammenhängen, also um stärkere Auswirkungen der Säkularvariationen auf die NRM. Eine Entscheidung hierüber wird mit der Beachtung der Materialausbildung im Profilaufbau und mit der Länge des Profilausschnittes erleichtert, weil damit die Chance wächst, eine Umkehrung des Magnetfeldes direkt zu erfassen.

3. Vorliegendes Datenmaterial

Für das Quartär der Niederlande hat VAN MONTFRANS (1971) eine umfassende Darstellung paläomagnetischer Daten gebracht. Darin geht er auf einige Vorkommen des mittleren Pleistozäns in NW-Deutschland ein (Abb. 1). Demnach weisen elstereiszeitliche Ablagerungen im Hangenden des Interglazials von Bilshausen (LÜTTIG 1965) normale Magnetisierung auf.

Aus dem Rhein-Main-Gebiet haben SEMMEL & FROMM paläomagnetische Daten angekündigt. Aus dem Alpenvorland ist, veranlaßt durch J. FINK, ein Hochflutlehm auf dem

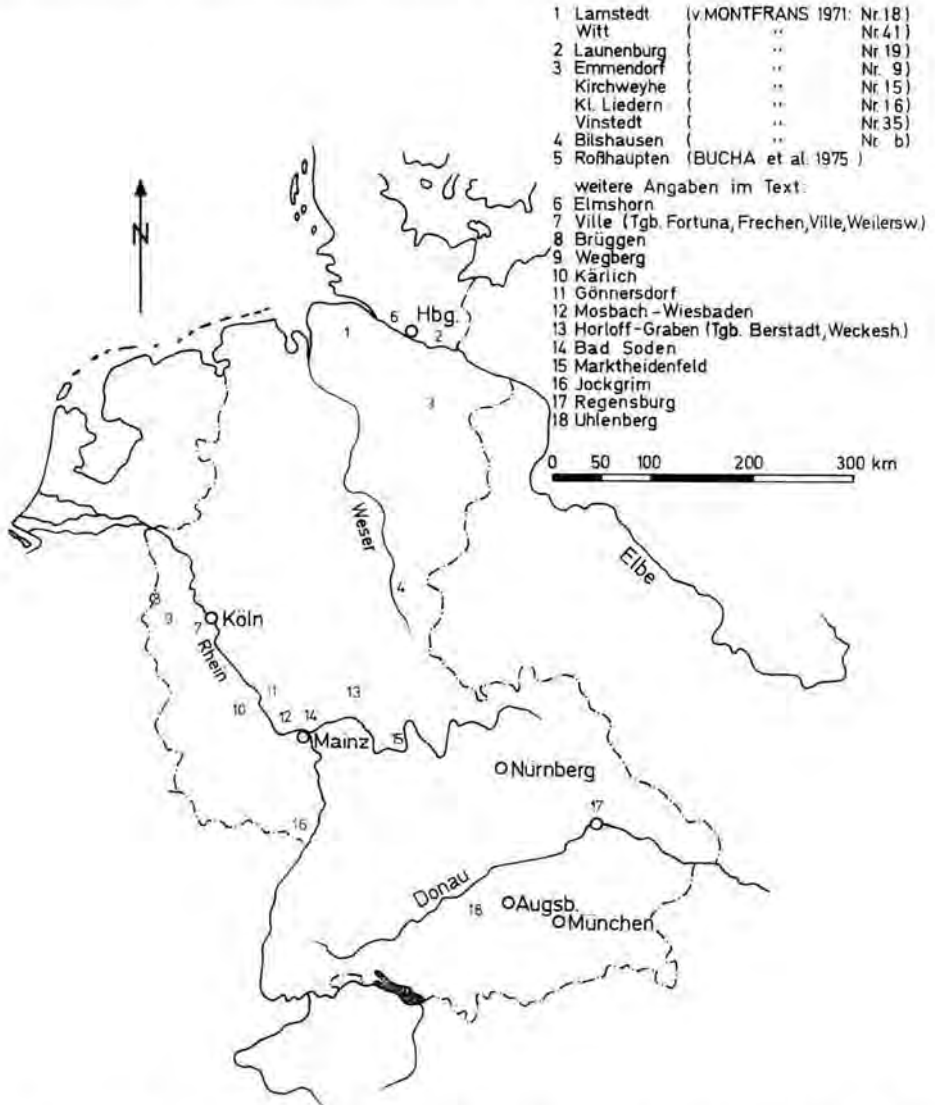


Abb. 1: Lage der veröffentlichten Paläomagnetprofile aus dem Jungtertiär und Quartär der Bundesrepublik Deutschland. Nr. 5 (Roßhaupten) liegt unmittelbar nördlich von Nr. 18.

Deckenschotter von Roßhaupten vermessen worden (Abb. 1). Er ist normal magnetisiert (BUCHA et al. 1975).

Bei unseren, von Köln ausgehenden Untersuchungen sind drei Arbeitsphasen zu unterscheiden. Anfänglich stand die Entnahme kurzer Profilabschnitte im Vordergrund. Dabei hat sich manche Problematik, wie oben angedeutet, erst allmählich herausgestellt. Darauf folgte die Arbeitsphase mit Herrn Kollegen HEYE, also Einsatz der direkten Messung im Gelände. Sie hat weitere Detailergebnisse gebracht. Ferner wurden dabei einige methodische Fragen geklärt und vor allem wurde, als Vorbereitung für den dritten Arbeitsgang, durch Übersichtsmessungen geprüft, wo mit der Methode des Prager Instituts systematisch an durchlaufenden Profilstrecken weitergearbeitet werden kann; denn es darf nicht übersehen werden, daß die Ergebnisse jeweils frühestens ein Jahr nach der Abgabe der Proben in das Laboratorium vorliegen können. In diesem letzten Arbeitsabschnitt haben sich drei Schwerpunkte herausgebildet (Abb. 1):

1. Lage der MATUYAMA/BRUNHES-Grenze in der Quartär-Stratigraphie.
2. Paläomagnetik im Pliozän und Korrelation mit der Florengliederung am Niederrhein.
3. MATUYAMA-Epoche mit Events in Beziehung zur Stratigraphie des älteren Pleistozäns.

Methode HEYE:

Kärlich: Einengung der MATUYAMA/BRUNHES-Grenze;

Bad Soden: Messungen in vielgliedrigen Löß-Paläoboden-Profil (BOENIGK, HEYE, SCHIRMER & BRUNNACKER 1974).

Brüggen/Niederrhein: Tonhorizont V (HEYE 1972).

Tgb. Ville, Frechen und Fortuna: Meßversuche in fluviatilen Ablagerungen der Hauptterrassenfolge und im Pliozän.

Tgb. Frechen: Methodische Untersuchungen im Tonhorizont C (BOENIGK, HEYE & BRUNNACKER 1976).

Gönnersdorf: Jüngster Löß (MEYER 1976).

Methode KOČI:

Tgb. Frechen: Oberstes Pliozän und Ältestpleistozän;

Tongruben im Raum Brüggen: wie oben, rd. 175 Proben (BOENIGK, KOWALCZYK & BRUNNACKER 1972).

Raum Brüggen: Pliozän-Pleistozän-Grenzbereich;

Tgb. Fortuna: Oberstes Pliozän;

Kgr. Weilerswist: mittleres Pliozän, rd. 390 Proben (BOENIGK, v. D. BRELIE et al. 1974).

Horloff-Graben, Tgb. Berstadt u. Weckesheim: Mittleres Pliozän und Ältestpleistozän, 90 Proben (BOENIGK, v. D. BRELIE et al. 1976).

Elmshorn: Lieth-Serie (Ältestpleistozän), 30 Proben (BRUNNACKER, BOENIGK et al. 1975).

Mittleres Pleistozän in Kärlich, Mosbacher Sande bei Wiesbaden, Marktheidenfeld und Jockgrim (Ältestpleistozän), 95 Proben (KOČI, SCHIRMER & BRUNNACKER 1973).

Wiesbaden, Mosbacher Sande, 90 Proben (BOENIGK 1976).

Mittelpleistozäne fluviatile Deckschichten auf der Hauptterrassenfolge am Niederrhein, 25 Proben (SCHNÜTGEN et al. 1974).

Tgb. Fortuna: Frimmersdorfer Interglazial, 24 Proben (BRUNNACKER, BOENIGK et al. 1976).

Paläolith-Station Gönnersdorf: Oberster Würm-Löß, 24 Proben (KOČI 1976).

Tgb. Fortuna, mittleres bis höheres Pliozän, rd. 400 Proben (BOENIGK, KOČI & BRUNNACKER 1976).

MATUYAMA/BRUNHES-Grenze in: Kärlich, Bad Soden, Wegberg, Regensburg, Uhlenberg, rd. 390 Proben (BRUNNACKER et al. 1976).

Insgesamt umfaßt diese Zusammenstellung ein Datenmaterial von rd. 1700 Probe-Entnahmestellen. In Zusammenhang mit den Feldaufnahmen der Methode HEYE wurden rd. 80 laufende Meter vermessen.

Darüber hinaus wurden, besonders in Süddeutschland, weitere Probeserien entnommen. Dieselben sind z. T. gemessen, bedürfen aber noch der Interpretation; ihre Messung ist im Rahmen des IGCP-Projektes: Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere (Projekt 73/1/24 — Leitung: V. ŠIBRAVA) vorgesehen.

4. Ergebnis

Die wechselseitigen Probleme zwischen Paläomagnetik und Stratigraphie des jüngsten Känozoikums sind höchst verschiedenartiger Natur. Daran orientiert sich die nachfolgende Übersicht.

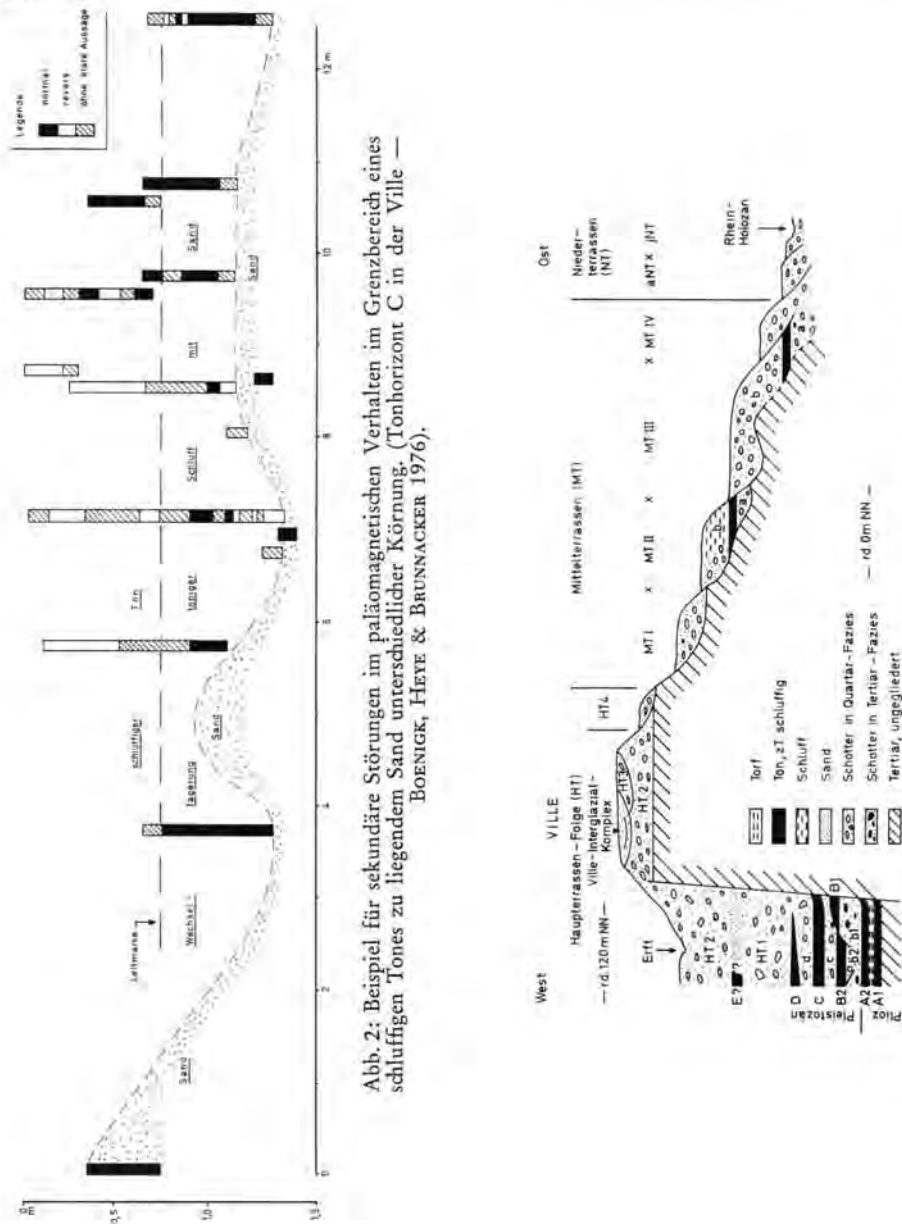


Abb. 3: Querprofil der Ville westlich Köln (schematisch nach dem Stand von 1976).

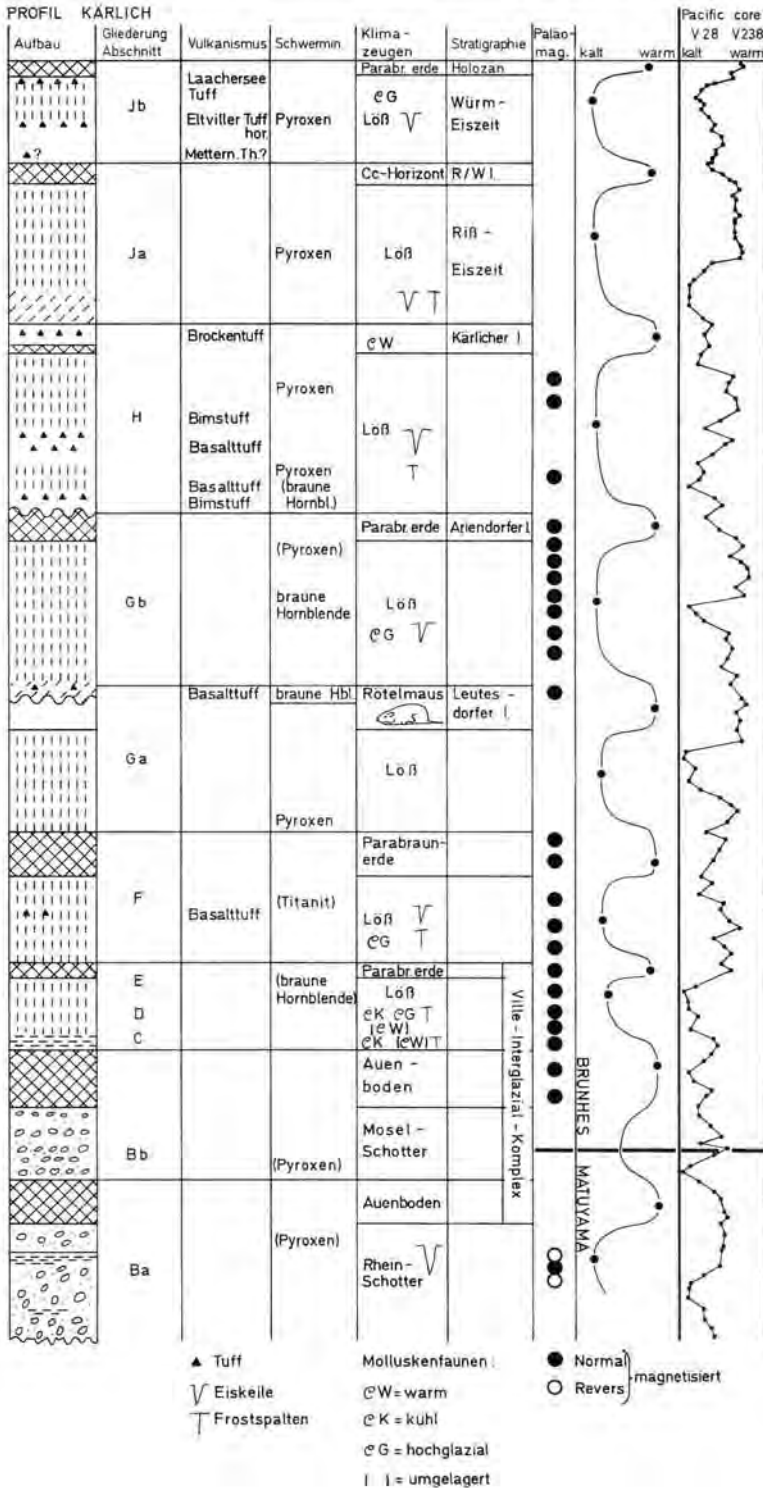


Abb. 4: Die MATUYAMA/BRUNNES-Grenze im Quartär-Profil von Kärlich mit Klimainterpretation des Profils und mit Vergleich der Temperaturschwankungen (016/018) in einem Tiefseebohrkern des äquatornahen Pazifik (SHAKLETON & OPOYKE 1973). In Kärlich entspricht ein Punkt dem paläomagnetischen Ergebnis von etwa 5 Probenahmestellen.

4.1. MATUYAMA/BRUNHES-Grenze

In diesem Fall besteht die entscheidende Frage darin, einen Aufschluß zu finden, in welchem der Grenzbereich beider Epochen durch Ablagerungen möglichst lückenlos überliefert ist. Ferner müssen die Ablagerungen die Voraussetzungen mitbringen, sinnvolle paläomagnetische Daten liefern zu können. Schließlich müssen die zeitlich anschließenden jüngeren Quartär-Bildungen einen lückenlosen Wechsel der nachfolgenden Eiszeiten und Zwischeneiszeiten erfassen lassen. Ein Profil, das diese drei Vorbedingungen vollständig erfüllt, gibt es in Deutschland nicht. Am nächsten kommt das Profil von Kärlich/Neuwieder Becken, das nach rd. 10jähriger Bearbeitung, sehr gut bekannt ist (BRUNNACKER 1975, Ergänzungen hierzu bei RAZI RAD 1976). Hier mangelt es aber daran, daß der für die Grenzziehung in Frage kommende „Abschnitt Bb“ in der Fazies des Mosel-Schotter ausgebildet ist (Abb. 4). Sein hangend abschließender Hochflutlehm ist normal magnetisiert. Im Liegenden sind feinkörnige Lagen im Schotter des Abschnittes Ba revers magnetisiert. Die Grenze wird in den Schotter des Abschnittes Bb gelegt. Es besteht damit noch eine gewisse Möglichkeit dafür, daß die Umpolung etwas tiefer, im höchsten Sedimentbereich von Abschnitt Ba oder in dem ihn abschließenden Auenboden, erfolgt ist. Doch sollte sich auf längere Sicht hinsichtlich dieser Detailfrage eine Klärung ergeben. Im Schotter von Abschnitt Ba treten nämlich erstmals Eiskeile und sehr ausgeprägte Kryoturbationen am Rhein auf. Eine erste tiefgreifende Eiszeit mit Dauerfrostboden wird dadurch signalisiert. Hingegen ist der Schotter des Abschnittes Bb, in dem wir die Umpolung suchen, sehr gut geschichtet und als Schwemmfächer der Mosel in das Rhein-Tal hinein anzusehen. In dieser Ablagerung kann man keineswegs die Wirkungen einer ausgeprägteren Kaltzeit sehen. Gemäß den paläoklimatologischen Überlegungen wird in Kärlich, ausgehend von ähnlichen Beobachtungen am Niederrhein, der Bereich vom „Boden auf Abschnitt Ba bis einschließlich Boden des Abschnittes E“ dem „Ville-Interglazial-Komplex“ gleichgesetzt (Abb. 3).

Ein Vergleich mit der paläomagnetischen Interpretation von Tiefsee-Bohrkernen, die zugleich paläomagnetisch vermessen sind, bringt gute Ansätze für die Konnektierung mit dem marinen Bereich (Beispiel dafür in Abb. 4). Wenn eine solche Konnektierung bislang nicht versucht wurde, auch wenn sie seitens klassisch orientierter Geologie immer wieder gefordert wird, so hat dies seine Gründe: Die Stratigraphie des Quartärs im terrestrischen Bereich steht und fällt beim heutigen methodischen Stand mit der Frage ihrer Lückenhaftigkeit — es handelt sich gleichsam um eine Geologie der Überlieferungslücken, wobei zwei Forderungen zu erfüllen sind: diese Lücken zu erkennen und ihre Wertigkeit zu erfassen. Der grundsätzliche Irrtum besteht nun im Glauben, im marinen Bereich einen Raum ohne derartige Sediment-Lücken zu haben. Man hat sich jedoch leider noch nicht sehr ernsthaft bemüht, dieses Dogma kritisch zu überprüfen. Hinzu kommt die Frage der Signifikanz der Klimaschwankungen in den Sedimenten der Tiefsee.

Innerhalb der BRUNHES-Epoche wurde nicht systematisch nach Events, z. B. BLAKE und Laschamp, gesucht. Ob der letztere in Gönnersdorf anhand der Daten einer einzigen Probe erfaßt wurde (Methode Kočič), ist zweifelhaft, zumal die Probe an der Grenze einer Pararendzina (Boden III) zum hangenden Löß entnommen wurde, also in einer Position mit genereller Neigung zum Bodenfließen. Auch systematische Geländemessungen in Gönnersdorf (MEYER 1976) und in Lommersum/Niederrheinische Bucht haben keine Hinweise gebracht.

4.2. Pliozän und Tertiär/Quartär-Grenze

Selbstredend liegt bei der stratigraphischen Auswertung paläomagnetischer Daten ein Hauptgewicht auf der Fixierung der Tertiär/Quartär-Grenze. Dabei gibt es allerdings

noch viel weitergehende Schwierigkeiten als beim Zusammenfügen der MATUYAMA/BRUNHES-Grenze mit der Klimaentwicklung des mittleren Pleistozäns:

Die Definition der Tertiär/Quartär-Grenze wird nicht einheitlich gehandhabt. Insbesondere konnte gezeigt werden, daß die Grenze auf floristischer Basis anders in der Zeitfolge liegt als die Grenze aufgrund der terrestrischen Säugerfaunen (BOENIGK, v. D. BRELIE et al. 1976, BRUNNACKER, TOBIEN & v. D. BRELIE 1976, vgl. auch Abb. 5):

Flora:	Landsäugetiere:	
Prätiglium	Mittleres Villafranchium	----- Florengrenze

Reuverium	Unteres Villafranchium	----- Faunengrenze

Brunssumium	Csarnotium	
Susterium		

Nachfolgend wird der Florengliederung der Vorzug gegeben, da wir wenigstens für das Pliozän ausreichende Daten zur Verfügung haben (v. D. BRELIE).

Eine weitere Schwierigkeit besteht darin, daß die Zahl und Zeitstellung der Events im älteren Teil der MATUYAMA-Epoche nicht voll gesichert sind. Manche Angaben dazu scheinen außerdem zumindest hinsichtlich der Interpretation bislang einer gewissen Willkür nicht zu entbehren.

Als dritte Schwierigkeit kommt die Beschaffenheit der Sedimente einmal im Hinblick auf deren Brauchbarkeit für paläomagnetische Messungen und zum anderen auf deren Pollenführung hinzu. Im Unterschied zum Pliozän besteht nämlich für das älteste Pleistozän am Niederrhein (z. B. in der Ville) noch ein Mangel an palynologischen Daten. Er wird in den kommenden Jahren gemildert werden.

Schließlich sind in den Aufschlüssen in der Regel wesentliche Überlieferungslücken im tiefsten Pleistozän vorhanden. Doch glauben wir auch in diesem Fall, wenigstens in der Ville, eine weitgehende Einengung erreicht zu haben (Abb. 3).

Rückgrat für die Untersuchungen zur Tertiär/Quartär-Grenze sind die gewaltigen Aufschlüsse der Rheinbraun in der Ville. Doch war hierfür ein langer Weg nötig, angefangen von der Dissertation von KOWALCZYK (1970) bis zum heutigen Kenntnisstand (BOENIGK, v. D. BRELIE et al. 1974). Ergänzungen brachten die Tgb. im Horloff-Graben (BOENIGK, v. D. BRELIE et al. 1976), und schließlich ein Paläomagnet-Profil im Tgb. Fortuna der Ville, das tief in das Pliozän hinabreicht und das sich mit den Befunden der Palynologie kombinieren läßt (BOENIGK, KOČI & BRUNNACKER 1976).

Nach diesem Fortuna-Profil liegt im tieferen Brunssumium die GILBERT/GAUSS-Grenze. In den Ablagerungen des Brunssumium lassen sich Mammoth- und Kaena-Event fassen. Im Horloff-Graben (Abb. 5) liegt demgemäß die so wichtige csarnotische Säugerfauna im tiefsten, von oben nach unten gerechnet, noch normal magnetisierten Bereich des Brunssumiums, während nach der Flora sich bereits eine Annäherung an das Susterium bemerkbar macht.

Reuverium B und C, normal magnetisiert, gehören im wesentlichen noch in die GAUSS-Epoche. Doch ist das höhere Reuverium C revers magnetisiert. Und der alleroberste Bereich verhält sich wieder normal. Ob es sich bei diesen obersten Werten um eine sekundäre Veränderung handelt, ist offen. Ursprünglich stand zur Diskussion, ob der reverse Bereich im Reuverium C dem tieferen Teil der MATUYAMA-Epoche oder einem Event innerhalb der GAUSS-Epoche zuzuordnen ist. Dies war einer der Gründe, die Probenfolge bis weit in das Pliozän hinein fortzuführen. Es ist damit festzuhalten, daß die Grenze GAUSS/

MATUYAMA im Reuverium C liegt. Erhebliche Konsequenzen für die Zeitdauer des Quartärs auch auf floristischer Grundlage folgen daraus; denn sie muß damit deutlich jünger sein als 2,5 Mio. Jahre.

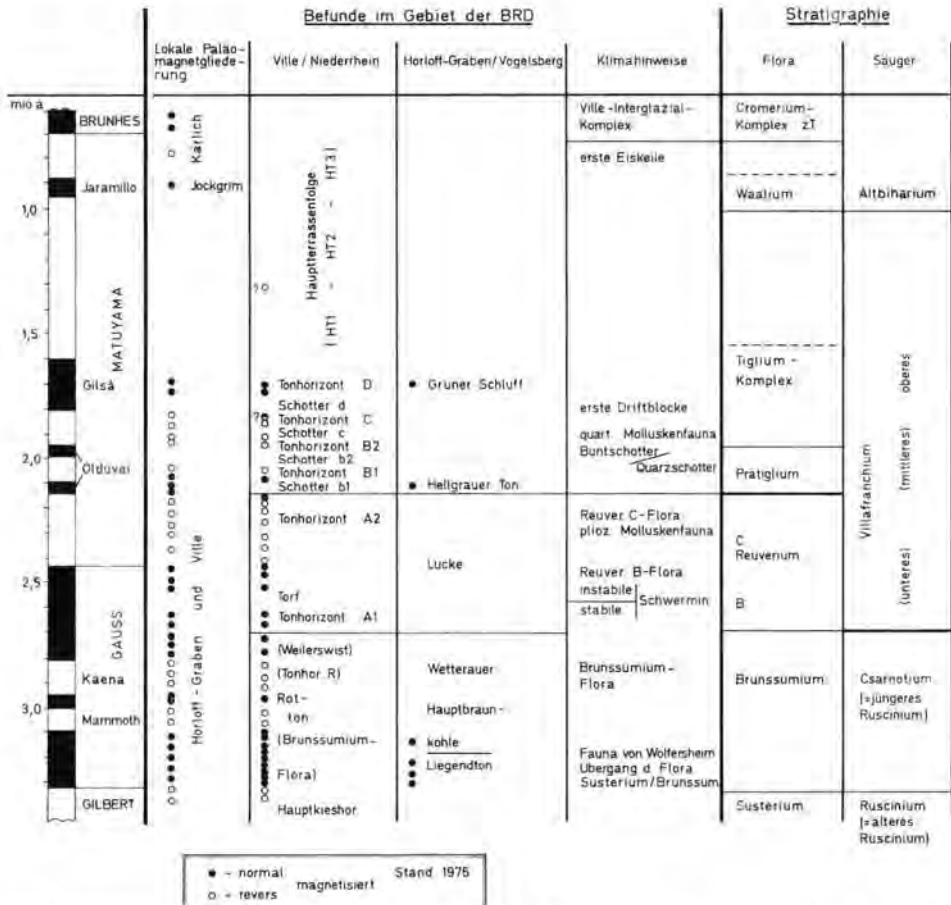


Abb. 5: Paläomagnetische Daten aus dem Pliozän und Altquartär in Beziehung zur Floren- und Faunengliederung (im wesentlichen nach BRUNNACKER, TOB:EN & v. D. BRELIE 1975).

Das floristisch angesprochene Prätigium in der Wetterau (BOENIGK, v. D. BRELIE et al. 1976) ist normal magnetisiert. Wenngleich es sich dabei um ein Sediment in Tertiär-Fazies handelt, ist doch unsicher, ob es tatsächlich dem Prätigium der Niederlande entspricht, da es sowohl vom Liegenden wie vom Hangenden durch Schichtlücken abgesetzt ist. Hingegen stehen in der Ville bisher keine meßbaren Sedimente in den hier als „Schotter b1“ bezeichneten Ablagerungen vom Typ der Kieseloolith-Fazies zur Verfügung.

Über einer ausgeprägten Erosionsdiskordanz folgt im Tgb. Frechen in Superposition der Schotter b2 in quartärer Buntschotter-Fazies (Abb. 5). Die Frage, wie groß die Lücke zwischen Schotter b1 und b2 ist, wurde immer wieder diskutiert (z. B. BURGHARDT & BRUNNACKER 1973). Inzwischen konnte ein Tonlager zwischen beiden Schottern identifiziert werden (BOENIGK 1977). Es handelt sich um den Tonhorizont, der seitens der

Rheinbraun teilweise als Tonhorizont 13 bezeichnet wird. Gemäß ersten pollenanalytischen Befunden (KOEFER-URBAN) handelt es sich sicherlich um eine pleistozäne Ablagerung (Tonhorizont B1).

Wenn davon ausgegangen wird, daß zwischen Schotter b1 und dem als Tonhorizont B1 bezeichneten Lager keine wesentliche Lücke mehr besteht, dann ist dies unser ältester quartärer Tonhorizont in der Ville und er liegt im Bereich eines alten Events innerhalb der MATUYAMA-Epoche. Ein Vergleich mit den Befunden in den Niederlanden wird im nächsten Kapitel vorgenommen. Hier genügt es zu wiederholen, daß die GAUSS/MATUYAMA-Grenze im Reuverium C liegt. ZAGWIJN (1975) läßt das Prätiglium demgegenüber bereits im höheren Teil der GAUSS-Epoche beginnen, was eine Zeitdifferenz bis zu 500 000 Jahre ausmachen kann.

Der revers magnetisierte Tonhorizont R im Tgb. Frechen (KOWALCZYK 1970) gehört entsprechend seiner Position im Gesamt-Profil in einen der Events der GAUSS-Epoche (BOENIGK, KOWALCZYK & BRUNNACKER 1972). Der in Weilerswist seinerzeit aufgeschlossene Tonhorizont (BOENIGK 1974) zeigt normale Magnetisierung (BOENIGK, v. D. BRELIE et al. 1974). Doch weisen die unruhigen Werte auf die Nähe einer Umpolung hin. Gemäß dem Geländebefund könnte es sich ebenfalls um die zeitliche Nachbarschaft zu einem Event oder um die Nähe der GILBERT-Epoche handeln.

4.3. Altquartär

Trotz einer erheblichen Zahl von Daten aus dem Ältestpleistozän ist deren Verknüpfung mit den konventionellen stratigraphischen Vorstellungen noch immer mit offenen Fragen belastet. Grund dafür ist die Unsicherheit hinsichtlich einer detaillierteren Kenntnis der Klimaschwankungen des Zeitraumes, der die Basis einer Gliederung abgeben müßte. Auf die Beziehungen der Stratigraphie zur MATUYAMA-Epoche werden wir deshalb in einem späteren Beitrag noch einmal eingehender zurückkommen müssen. Hinzu kommt im Altquartär am Rhein die palynologisch praktisch nicht faßbare Hauptterrassenfolge, was auch für entsprechende Deckschotter im Alpenvorland gilt. Hinzu kommt ferner die sich nur allmählich auflösende Unsicherheit hinsichtlich der in die MATUYAMA-Epoche eingeschalteten Events und deren genauere Datierung.

Wie gezeigt, kann nach den bisher vorliegenden Daten die Tertiär/Quartär-Grenze in einen frühen Event der MATUYAMA-Epoche eingestuft werden. Ob es sich um den Olduvai-, den Olduvai I- oder den Réunion-Event handelt, bleibt offen. Jedenfalls ist in den Tagebauen der Ville der bislang als ältester angesprochene quartäre Tonhorizont B1 unten normal und oben revers magnetisiert. Der folgende Tonhorizont B2, mit bereits eindeutig quartärer Molluskenfauna, ist revers magnetisiert. Dies gilt im wesentlichen auch für den Tonhorizont C. Hingegen ist der Tonhorizont D normal magnetisiert. Jüngstes Tiglium oder Waalium stehen für ihn zur Diskussion. Paläomagnetisch könnte bei ihm an den Gilsa-Event gedacht werden.

Im Raum Brüngen ist die Diskussion der zeitlichen Einstufung altquartärer Schichtglieder ebenfalls noch nicht abgeschlossen (BOENIGK 1970, ZAGWIJN 1975).

Im Tagebau Berstadt im Horloff-Graben ist der altquartäre „Grüne Schluff“ normal magnetisiert (BOENIGK, v. D. BRELIE et al. 1976). Er ist aus Löß-Material hervorgegangen und überlagert einen warmzeitlichen Torf. Vielleicht gehört er in eine Kaltzeit.

Üblicherweise wird das Waalium mit dem Jaramillo-Event in engeren zeitlichen Zusammenhang gebracht. Bei dem Tonlager von Jockgrim ergibt sich damit eine interessante Beziehung. Nach PETERS (1965) kann anhand der Pollen nicht entschieden werden, ob

Tiglium oder Waalium. Der Ton ist normal magnetisiert (KOČI et al. 1973) und gehört nach der Säugerfauna in das Altbiharium. Da das Tiglium etwa dem oberen Villafranchium entspricht, kann in Jockgrim das Waalium mit dem Altbiharium und dem Jaramillo-Event zusammengefügt werden (Abb. 5).

Doch liegen die Verhältnisse meist nicht so günstig. So könnte bei der Lieth-Serie (BRUNNACKER et al. 1975) die normale Magnetisierung, mit noch zumal sehr schwacher Intensität der hier anstehenden sehr gut sortierten Feinsande, auf einem Sekundäreffekt beruhen, wie er in ähnlicher Weise nächst dem Liegenden von Tonhorizont C in der Ville gefunden wurde.

In Kärlich und in den Mosbacher Sanden ist der jeweils tiefste Horizont revers magnetisiert (KOČI, SCHIRMER & BRUNNACKER 1976). Doch ist in beiden Fällen eine Schichtlücke im Hangenden sicher (Mosbach — BOENIGK 1976) oder wahrscheinlich (Kärlich).

Das Profil vom Uhlenberg westlich Augsburg ist zu isoliert, um genauere Angaben zu erlauben (FILZER & SCHEUENPFLUG 1970). Unter einer Schieferkohle, die in das Waalium eingestuft wird, die aber wesentlich älter sein kann, liegen feinkörnige Stillwassersedimente. Sie sind unten normal und oben revers magnetisiert. Schotter bilden das Liegende. Eine Beziehung zum ältesten Quartärton B1 der Ville ist nicht von der Hand zu weisen. An dieser Lokalität hängt vorerst die Konnektierung des Altquartärs im Alpenvorland mit der Paläomagnetik-Skala.

In der Zgl.-Grube Strobel nördlich Regensburg ist folgende Situation gegeben: Die fluvialen Sedimente sind normal und die abschließenden Böden revers magnetisiert (BRUNNACKER et al. 1976). Bezüglich der besonderen genetischen Magnet-Probleme wird auf BOENIGK et al. (1976) verwiesen.

Auf Grund der Arbeiten von STÜCKL (1971) kann man die den Riesenböden zugehörige Landoberfläche um 370 bis 380 m NN veranschlagen, also nur wenige Zehner von Metern über der jungquartären Talsohle der Donau (NT-Oberfläche bei 330 m NN). Außerdem ist die Landoberfläche bruchtektonisch disloziert. Eine Einstufung der Riesenböden in das Altquartär hat Konsequenzen bezüglich der Taleintiefung. Die extreme Pseudovergleyung dieser Riesenböden muß keineswegs auf eine besonders warme Zeit zurückgehen; denn eine lange Übergangszeit zu einer nachfolgenden Kaltzeit kann einen gleichen Effekt auslösen. Bei einer noch älteren Datierung würde sich in landschaftsmorphologischer Hinsicht nichts an der Feststellung einer tief im Donau-Zug gelegenen alten Landoberfläche ändern. Lediglich für die Tektogenese wäre ein etwas größerer zeitlicher Bereich eröffnet (TILLMANN 1976).

4.4. Ergebnis

Die Zusammenstellung zeigt, daß beim heutigen Kenntnisstand hinsichtlich der paläomagnetischen Interpretationen oft noch ein weiter Spielraum besteht. Sie zeigt aber weiter, daß durch Zusammenwirken der verschiedenen Quartär-Disziplinen, zu denen die Paläomagnetik gehört, teilweise recht genaue Aussagen möglich geworden sind. So ist gegenüber der Zeit vor nur 10 Jahren die Lage der Tertiär/Quartär-Grenze wesentlich präzisiert worden. Das nämliche gilt für die MATUYAMA/BRUNHES-Grenze. Wenngleich man von der Paläomagnetik keine Wunder verlangen kann, die Fragen zu lösen, die bislang mit anderen Methoden nicht geschafft werden konnten, so muß man doch dieser Methode einen sehr hohen Stellenwert innerhalb der Quartär-Forschung zuerkennen.

5. Korrelationsprobleme

Als Ausgangsbasis für Korrelationen im jüngeren Neogen und Quartär bieten sich in Westdeutschland die Ablagerungen in der Niederrheinischen Bucht an. Hier ist die relative Stellung der in Frage kommenden Schichtglieder zueinander aufgrund eindeutiger Superposition und durch sonstigen geologischen Verband gesichert. Auch sind Schichtlücken weniger gravierend als in vielen anderen Bereichen des terrestrischen Raumes. Ferner sind wenigstens für das jüngere Tertiär die vegetationsgeschichtlichen Grundlagen erarbeitet. Das Ergebnis einer daraus resultierenden Korrelation von Schichtfolge und Paläomagnetik ist in Abb. 4 u. 5 zusammengefaßt. Doch macht es vorerst Schwierigkeiten, bestimmte Befunde mit der Darstellung, wie sie für die Niederlande gebracht wurde, zu verbinden (ZAGWIJN 1974). Einer der Gründe ist die bei uns nur allmählich zunehmende Zahl pollenanalytisch untersuchter Profile im älteren Quartär. Daneben ist zu bedenken, daß es sich bei den Differenzen um Größenordnungen handelt, die bis vor kurzer Zeit vernachlässigt werden durften. Die Forschung geht immer weiter in Details hinein und wirft damit ständig neue Fragen auf, deren Lösung mit zunehmend größerem Aufwand verbunden ist.

Abschließend darf gesagt werden: Die Korrelation der aus den Schichtenfolgen verschiedener Gebiete entwickelten Klimageschichte auf der Grundlage der Paläomagnet-Skala ist schon beim heutigen Kenntnisstand ein echter Fortschritt. Dies gilt auch dann, wenn genetische Mechanismen des paläomagnetischen Verhaltens von Sedimenten und Böden noch unklar sind.

Allerdings wird man nie, wie bei jeder anderen exakten Methode, die Aussagegrenzen und die Fehlermöglichkeiten, von denen eingangs einige genannt wurden, außer Acht lassen dürfen.

Schriftenverzeichnis

- ANGENHEISTER, G. & SOFFEL, H. (1972): Gesteinsmagnetismus und Paläomagnetismus. — Studienh. z. Physik Erdkörpers, 1: 110 S.; Berlin/Stuttgart.
- BOENIGK, W. (1970): Zur Kenntnis des Altquartärs bei Brüggem (westlicher Niederrhein). — Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, Nr. 17: 138 S.; Köln.
- (1974): Zur Altersstellung des Tonlagers von Weilerswist (Südliche Niederrheinische Bucht). — *Decheniana*, 126: 183—189; Bonn.
- (1976): Die petrographische Gliederung der Mosbacher Sande im Dyckerhoff-Steinbruch, Wiesbaden. — *Mainzer naturwiss. Arch.* [im Druck].
- (1977): Die Gliederung der altquartären Ablagerungen in der linksrheinischen Niederrheinischen Bucht. — *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, 28 [im Druck].
- BOENIGK, W., v. D. BRELIE, G., BRUNNACKER, K., KEMPF, E., KOČI, A., SCHIRMER, W., STADLER, G., SREIT, R. & TOBIEN, H. (1976): Jungtertiär und Quartär im Horloff-Graben/Wetterau. — *Abh. hess. Notizbl. Bodenforsch. Wiesbaden.* — [im Druck].
- BOENIGK, W., v. D. BRELIE, G., BRUNNACKER, K., KOČI, W., SCHLICKUM, W. & STRAUCH, Fr. (1974): Zur Pliozän-Pleistozän-Grenze im Bereich der Ville (Niederrheinische Bucht). — *Newsl. Stratigr.*, 3: 219—241; Leiden.
- BOENIGK, W., HEYE, D. & BRUNNACKER, K. (1976): Grenzen bei der Interpretation paläomagnetischer Daten von Quartär-Sedimenten. — [Ms.].
- BOENIGK, W., HEYE, D., SCHIRMER, W. & K. BRUNNACKER, K. (1974): Paläomagnetische Messungen an vielgliedrigen Quartär-Profilen (Kärlich/Mittelrhein und Bad Soden i. Taunus). — *Mainzer Naturwiss. Arch.*, 12: 159—168; Mainz.
- BOENIGK, W., KOČI, A. & BRUNNACKER, K. (1976): Paläomagnetische Untersuchungen im Pliozän in der Ville/Südlicher Niederrhein. — [Ms. i. Vorber.].
- BOENIGK, W., KOWALCZYK, G. & BRUNNACKER, K. (1972): Zur Geologie des Ältestpleistozäns der Niederrheinischen Bucht. — *Z. dt. geol. Ges.*, 123: 119—161; Hannover.

- BRUNNACKER, K. (1971): Beiträge zur Stratigraphie des Quartär-Profiles von Kärlich am Mittelrhein. — *Mainzer Naturwiss. Arch.*, **10**: 77—100; Mainz.
- (1975a): Der stratigraphische Hintergrund von Klimaentwicklung und Morphogenese ab dem höheren Pliozän im westlichen Mitteleuropa. — *Z. Geomorph. F. Suppl. Bd.*, **23**: 82—106; Stuttgart.
- (1975b): The Mid-Pleistocene of the Rhine Basin. — In: BUTZER, K. W. & ISAAC, G. L.: *After the Australopithecines: 189—224; the Hague/Paris.*
- BRUNNACKER, K., BOENIGK, W., DOLEZALEK, B., KOČI, A., MENTZEN, H., KEMPF, E., RAZI RAD, M. & WINTER, K. P. (1976): Die Mittelterrassen am Niederrhein zwischen Köln und Mönchengladbach. — *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.; Krefeld.* — [im Druck].
- BRUNNACKER, K., BOENIGK, W., KOČI, A. & TILLMANN, W. (1976): Die MATUYAMA/BRUNHES-Grenze am Rhein und an der Donau. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **151**: 358—378; Stuttgart.
- BRUNNACKER, K., BOENIGK, W., WOLF, M. & KOČI, A. (1975): Die Sedimente der Lieth-Serie bei Elmshorn. — *Geol. Jb., A*, **26**: 153—171; Hannover.
- BRUNNACKER, K., TOBIEN, H. & V. D. BRELIE, G. (1975): Pliozän und Ältestpleistozän in der Bundesrepublik Deutschland. — Ein Beitrag zur Neogen/Quartär-Grenze. — IGCP-Project 73/1/41: Neogene-Quaternary-Boundary; Bologna. — [im Druck].
- BUCHA, V., HORAČEK, J. & KOČI, A. (1969): Paläomagnetische Messungen in Lössen. — In: DEMEK, J. & KUKLA, J.: *Periglazialzone, Löß und Paläolithikum der Tschechoslowakei.* — *Tschesoslow. Akad. Wiss., Geogr. Inst. Brno*: 156 S.; Brno.
- BUCHA, V., HORAČEK, J., KOČI, A., ŠIBRAVA, V. & LOŽEK, V. (1975): Palaeomagnetic Correlations of Pleistocene Sediments of Central Europe. — Projekt 73/1/24: Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere, Rep. **2**: 9—36; Prague.
- BUREK, P. & NAIRN, A. E. M. (1966): Paläomagnetismus — ein neues Teilgebiet der Geophysik. — *Physik. Bl., H. 3*: 107—117.
- BURGHARDT, E. & BRUNNACKER, K. (1973): Quarzzahl und -rundung in Schottern der Niederrheinischen Bucht. — *Decheniana*, **126**: 335—352; Bonn.
- FILZER, P. & SCHEUENPFLUG, L. (1970): Ein frühpleistozänes Pollenprofil aus dem nördlichen Alpenvorland. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **21**: 22—32; Öhringen.
- HEYE, D. (1972): Ein Meßverfahren zur paläomagnetischen Untersuchung von Lockersedimenten im Gelände. — *Z. Geophys.*, **38**: 1055—1057; Würzburg.
- (1975): Wachstumsverhältnisse von Manganknollen. — *Geol. Jb., E 5*: 3—122; Hannover.
- HEYE, D. & MEYER, H. (1972): Ein Meßverfahren zur paläomagnetischen Messung an Tiefseesedimentkernen an Bord eines Schiffes. — *Z. Geophys.*, **38**: 937—947; Würzburg.
- KOČI, A. (1976): Paläomagnetik. — In: BRUNNACKER, K. (Koordinator): *Geowissenschaftliche Untersuchungen in Gönnersdorf*, **4**; Wiesbaden. — [im Druck].
- KOČI, A., SCHIRMER, W. & BRUNNACKER, K. (1973): Paläomagnetische Daten aus dem mittleren Pleistozän. — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **9**: 545—554; Stuttgart.
- KOWALCZYK, G. (1970): Zur Kenntnis des Altquartärs der Ville (südliche Niederrheinische Bucht). — *Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln*, Nr. **18**: 147 S.; Köln.
- LÜTTIG, G. (1965): The Bilshausen Type Section, West Germany. — *Geol. Soc. Amer. spec. Pap.*, **84**: 159—178; New York.
- MEYER, H. (1976): Paläomagnetische Geländemessungen. — In: K. BRUNNACKER (Koordinator): *Geowissenschaftliche Untersuchungen in Gönnersdorf*, — [Ms.].
- MONTFRANS, H. M. VAN (1971): Palaeomagnetic dating in the north sea basin. — *Diss.*: 113 S.; Rotterdam.
- PETERS, I. (1965): Zur Altersstellung der Torfe und Gytjen von Herxheim, Jockgrim und Rhein-zabern. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **16**: 121—131; Öhringen.
- RAZI RAD, M. (1976): Schwermineraluntersuchungen zur Quartär-Stratigraphie am Mittelrhein. — *Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln*, Nr. **28**: 164 S.; Köln.
- SHAKLETON, N. J. & OPDYKE, N. D. (1973): Oxygen and Palaeomagnetic Stratigraphy of Equatorial Pacific Core V 28—238; Oxygen Isotope Temperatures and Ice Volumes on a 10⁵ Year and 10⁶ Year Scale. — *J. Quaternary Res.*, **3**: 39—55; Washington.
- SCHNÜTGEN, A. (1973): Die Hauptterrassenfolge am linken Niederrhein aufgrund der Schotterpetrographie. — *Forsch. Ber. Landes Nordrhein-Westfal.* Nr. **2399**: 150 S.; Opladen.
- SCHNÜTGEN, A., BOENIGK, W., BRUNNACKER, M., KOČI, A. & BRUNNACKER, K. (1975): Der Übergang von der Hauptterrassenfolge zur Mittelterrassenfolge am Niederrhein. — *Decheniana*, **128**: 67—86; Bonn.

- STÜCKL, E. (1971): Marmorierter Pseudogley als fossile Bodenbildung im Süden Regensburgs. — *Acta Albertina Ratisbonensis*, **31**: 151—164; Regensburg.
- TILLMANN, W. (1976): Zur Geschichte von Urmain und Urdonau zwischen Bamberg, Neuburg/Donau und Regensburg. — Diss. Univ. Köln.
- WIEGANK, F. (1975): Paläomagnetische Untersuchungen zur Quartärstratigraphie in der DDR (Mittelpleistozän von Voigtstedt). — *Gerlands Beitr. Geophys.*, **84**: 215—222; Leipzig.
- ZAGWIJN, W. H. (1974): Bemerkungen zur stratigraphischen Gliederung der plio-pleistozänen Schichten des niederländisch-deutschen Grenzgebietes zwischen Venlo und Brüggen. — *Z. dt. geol. Ges.*, **125**: 11—16; Hannover.
- ZAGWIJN, W. H., MONTFRANS, H. M. VAN & ZANDSTRA, J. G. (1971): Subdivision of the „Cromerian“ in the Netherlands; pollen-analysis, palaeomagnetism and sedimentary petrology. — *Geol. en Mijnbouw*, **50**: 41—58; s'Gravenhage.

Manuskript eingeg. 1. 11. 1976.

Ergebnisse paläomagnetischer Untersuchungen an quartären Sedimenten des Rhein-Main-Gebiets

ARNO SEMMEL & KURT FROMM *)

Stratigraphic classification, paleomagnetism, loess, pleistocene fluvial sediments,
Federal Republic of Germany, Rhine-Main-Region

Kurzfassung: Als erste Ergebnisse der derzeit laufenden paläomagnetischen Untersuchungen im Rhein-Main-Gebiet werden die Befunde von einigen stratigraphisch bedeutenden Profilen mitgeteilt. Während die Remanenzwerte aus altpleistozänen Tonen der Kelsterbacher Terrasse mit einer Ausnahme revers sind, konnte im Autobahnschnitt Abenheim (NW Worms) und im Lößprofil der Ziegeleigrube Bad Soden am Taunus der Übergang von reverser zu normaler Magnetisierung gefunden werden. Die Grenze zwischen MATUYAMA- und BRUNHES-Epoche liegt im Profil Bad Soden unter dem 6., das Jaramillo-Event unter dem 7. fossilen B_t-Horizont.

[Results of Paleomagnetic Investigations on Quaternary Sediments in the Rhine-Main-Region]

Abstract: First results of paleomagnetic investigations presently being carried out in the Rhine-Main-Region on some stratigraphically important profiles are reported. The remanent magnetization of old-pleistocene fluvial clay sediments in the „Kelsterbacher Terrasse“ is, with one exception, reverse, whereas in the cutting of the motorway Abenheim (northwest of Worms) and in the loess profile of the brickyard at Bad Soden am Taunus the transition from reverse to natural remanent magnetization could be found. The boundary between the MATUYAMA and BRUNHES epoch in the profile Bad Soden am Taunus lies underneath the sixth, the Jaramillo Event under the seventh fossil B-horizon of a parabrown earth (lessivé).

1. Einleitung

In jüngster Zeit hat sich die Paläomagnetik bei der stratigraphischen Einordnung von Quartärprofilen häufig als wichtiges Hilfsmittel erwiesen. Von besonderer Bedeutung war die Idee KUKLAS, die Paläomagnetik auf das Lößprofil am Roten Berg bei Brünn anzuwenden (BUCHA et al. 1969). Seitdem sind viele Lößprofile paläomagnetisch untersucht worden (z. B. BONDARSCHUK et al. 1976; BRUNNACKER et al. 1976; FINK et al. 1976), denn der Löß ist besser als jedes andere terrestrische Sediment — wegen seiner oft über lange Zeitabschnitte hinweg kontinuierlichen Ablagerung — geeignet, Veränderungen des erdmagnetischen Feldes im Pleistozän wiederzugeben. Er ist hierin vor allem den Sanden und Tonen überlegen, in denen paläomagnetische Messungen wegen der groben Körnung der Sande bzw. der geringen Mächtigkeit vieler Tonlagen oft nicht zu brauchbaren Ergebnissen führen. Dennoch erweist sich die Paläomagnetik auch bei solchen Ablagerungen in Verbindung mit anderen stratigraphischen Methoden als wesentliche Hilfe für die Alterseinstufung von aquatischen Ablagerungen, wie z. B. die Untersuchungen von MONTFRANS (1971), WIEGANK (1975) und anderen Autoren zeigen.

Im Rhein-Main-Gebiet (Abb. 1), also im nördlichsten Teil der oberrheinischen Tiefebene, sind in größerer Mächtigkeit quartäre Sedimente abgelagert worden, die erwarten ließen, daß in ihnen markante paläomagnetische Leithorizonte, z. B. die Grenze der MATUYAMA- zur BRUNHES-Epoche, zu finden sind. Hierzu gehören einerseits die durch

*) Anschriften der Verfasser: Prof. Dr. S e m m e l, Geographisches Institut der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität, Senckenberganlage 36, 6000 Frankfurt/Main; K. F r o m m, Dipl.-Geophys., Niedersächs. Landesamt für Bodenforschung, Stilleweg 2, Alfred-Bentz-Haus, 3000 Hannover 51.

mehrere Tonlagen gegliederten altpleistozänen ($\tau_{(1)}$)-Kiese des Mains und Rheins (SEMMEI 1974), andererseits aber vor allem mehrere Lößprofile, die aufgrund ihrer Lage und der in ihnen enthaltenen zahlreichen fossilen B_T -Horizonte als zumindest in ihren unteren Teilen altpleistozän einzustufen waren.

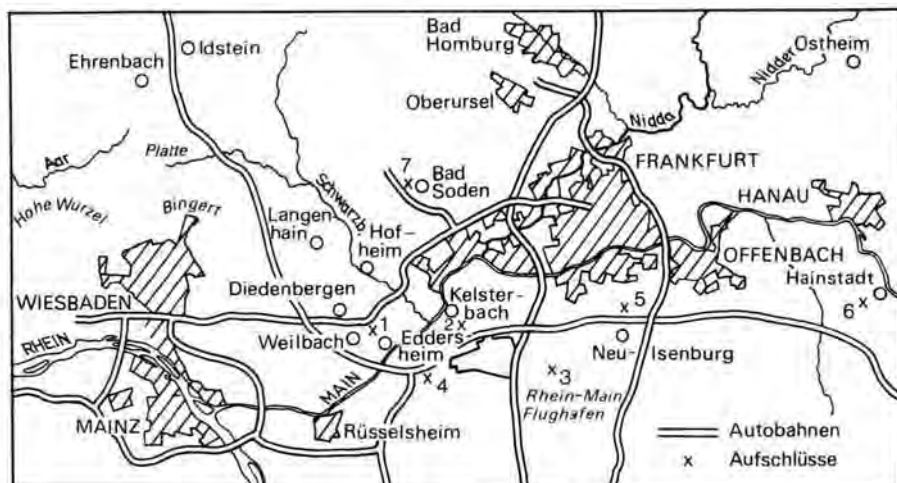


Abb. 1: Lage der untersuchten Profile.

1 = Kiesgrube Jak. Müller bei Weilbach; 2 = Kiesgrube am Umspannwerk Kelsterbach; 3 = Kiesgrube am Gehspitz; 4 = Kiesgrube Mitteldorf am BAB-Dreieck Mönchhof; 5 = Kiesgrube Fr. Bauer bei Neu-Isenburg; 6 = Ziegeleigrube Hainstadt; 7 = Ziegeleigrube Bad Soden.

Durch die freundliche Unterstützung von Herrn Kollegen MINATO, Sapporo, bot sich bereits 1972 die Gelegenheit, jeweils eine Probenserie aus fluvialen Tonen und aus Lößlehmen durch Herrn Dr. FUJIWARA vom Department of Geology der Universität Sapporo paläomagnetisch untersuchen zu lassen. Während die Tone keine verwertbaren Daten lieferten, zeigte der Lößlehm eindeutig reverse Magnetisierung (SEMMEI 1973: 296). Es handelte sich dabei um Proben, die aus dem unteren Teil des Lößprofils der ehemaligen Ziegeleigrube Bad Soden am Taunus stammten. Dieses Lößprofil enthält mit insgesamt acht fossilen B_T -Horizonten und dem basalen fossilen Pseudogley eine besonders hohe Zahl intensiv ausgeprägter Paläoböden (SEMMEI 1967). Im Rahmen paläomagnetischer Untersuchungen des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung an quartären Sedimenten begann K. FROMM 1972 mit einer eingehenden Probennahme sowohl im Profil Bad Soden als auch in einigen Kiesgruben des Untermaingebietes, in denen altpleistozäne Tonlagen aufgeschlossen waren. Gleichzeitig, jedoch völlig unabhängig, lieferten von BRUNNACKER geleitete Arbeiten, die u. a. das Profil Bad Soden betrafen und über die bereits berichtet wurde (KOČI et al. 1973; BOENIGK et al. 1974; BRUNNACKER et al. 1976). Die letztgenannte Publikation war uns zum Zeitpunkt des Vortrages (SEMMEI) auf der DEUQUA-Tagung in Hamburg 1976 noch nicht bekannt. Die nachstehend mitgeteilten Befunde sind das Ergebnis des ersten Teils unserer Untersuchungen. Die Auswertung des gesamten Probenmaterials, insbesondere die der Proben aus Würmlößprofilen, ist noch nicht abgeschlossen. K. FROMM wird außerdem über methodische Fragen an anderer Stelle berichten. Ein Protokoll über die Untersuchungen befindet sich im Archiv des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung, Hannover (Nr. 76256).

2. Probennahme; Mittelung und Beurteilung der Remanenzrichtungen

Zur Prüfung des Aussagewertes der remanenten Magnetisierung wurden zunächst aus einigen Horizonten mehrere Proben gestochen. Ein Stechrohr mit quadratischem Querschnitt (3 cm Kantenlänge), das sich in weichen Tonlagen bewährt hatte, erwies sich im Löß als weniger geeignet. Es wurde daher so modifiziert, daß die Probe im Stechrohr in eine Plastikhülle gleitet, in der sie transportiert und konserviert wird.

Die ersten Ergebnisse zeigten so stark streuende Richtungen, daß vor allem für die unteren Schichten des Profils Bad Soden keine Aussage möglich war (vgl. auch BRUNNACKER et al. 1976: 364). Das verbesserte Stechrohr ermöglichte dann aber mit vertretbarem Zeitaufwand hinreichend viele Proben (ca. 10) aus jedem der meist 10 bis 15 cm übereinanderliegenden Stechzeilen zu gewinnen, um mittlere Richtungen zu errechnen, die schließlich doch ein zufriedenstellendes Resultat lieferten. In Abb. 2 ist zu jedem Mittelwert die Anzahl der Meßwerte angegeben. Bei der Beurteilung der Daten ist zu beachten, daß nur eine physikalische Größe, nämlich die räumliche Richtung des paläomagnetischen Remanenzvektors, betrachtet wird. Eine sehr gute Darstellung räumlicher Richtungen bietet die stereographische Polarprojektion, wie sie in Abb. 3 benutzt wird. Um die Abfolge von Remanenzrichtungen in einem Quartärprofil darzustellen, muß man allerdings auf die weniger anschauliche Zerlegung der Richtung in die gekoppelten Winkel Inklination und Deklination ausweichen. Die Betrachtung einer dieser Darstellungskomponenten — insbesondere der Deklination —, losgelöst von der anderen, führt leicht zu Fehlurteilen, denn schon geringe Orientierungs- oder Meßungenauigkeiten können bei steiler Inklination die Deklination um beliebige Werte ändern. In Sedimenten können die Form der magnetischen Minerale und die Ablagerungsbedingungen neben der magnetischen Orientierung der Teilchen einen systematischen Einfluß auf den Remanenzvektor haben, so daß auch nach Eliminieren viskoser Remanenzanteile nicht notwendig die Richtung des paläomagnetischen Feldes wiedergegeben wird. Ein solcher Einfluß kann in den unteren Schichten unseres Profils eine Rolle spielen, wo die fast horizontale Südrichtung der Remanenz nach Abwägen verschiedener Indizien¹⁾ nur der MATUYAMA-Époche zugeordnet werden kann.

3. Zur Paläomagnetik des Lößprofils Bad Soden

Es wurde schon betont, daß in dem Lößprofil der ehemaligen Ziegeleigrube Bad Soden am Taunus acht fossile B_1 -Horizontreste und ein fossiler Pseudogley im Löß bzw. Lößlehm aufgeschlossen sind. Darunter liegt ein altpleistozäner Schotterkörper über weißen pliozänen Tonen mit Linsen von kantigen Quarzen. Eine Gesamtskizze des Aufschlusses ist bei SEMMEL (1974: 196) zu finden. Die für die paläomagnetischen Befunde wichtigen Horizonte sind auf Abb. 2 wiedergegeben. Auf dieser Abbildung wird der Teil der Grubenwand dargestellt, der heute noch am besten zugänglich ist und zugleich die wesentlichsten Straten, die paläomagnetisch bedeutsam sind, enthält. Etwa in diesem Bereich wurden wahrscheinlich auch die Proben von BRUNNACKER et al. (1976: 364) entnommen.

Die paläomagnetischen Richtungen liegen im Löß unter dem Lohner Boden des Mittelwürms (SCHÖNHALS et al. 1964) bis zum Löß, aus dem der fünfte (von oben gezählt) fossile B_1 -Horizontrest hervorgegangen ist, normal. Innerhalb des Lösses (es handelt sich um entkalkten Löß, also um Lößlehm) unter und innerhalb des sechsten fossilen B_1 -Horizontrestes liegt die Umkehr in die reverse Magnetisierung. Die Reversrichtung bleibt in diesem und dem tieferen Profiltteil konstant. Nur unter dem siebenten fossilen B_1 -Rest

¹⁾ Indizien sind die generelle Übereinstimmung mit der Alterseinstufung der Schichten zusammen mit dem markanten Wechsel von einer Generalrichtung zu einer deutlich anderen, ferner das Abmagnetisierungsverhalten auch der Remanenzbeträge in einzelnen Fällen sowie die vollendete Gegenrichtung beim (Jaramillo-) Event.

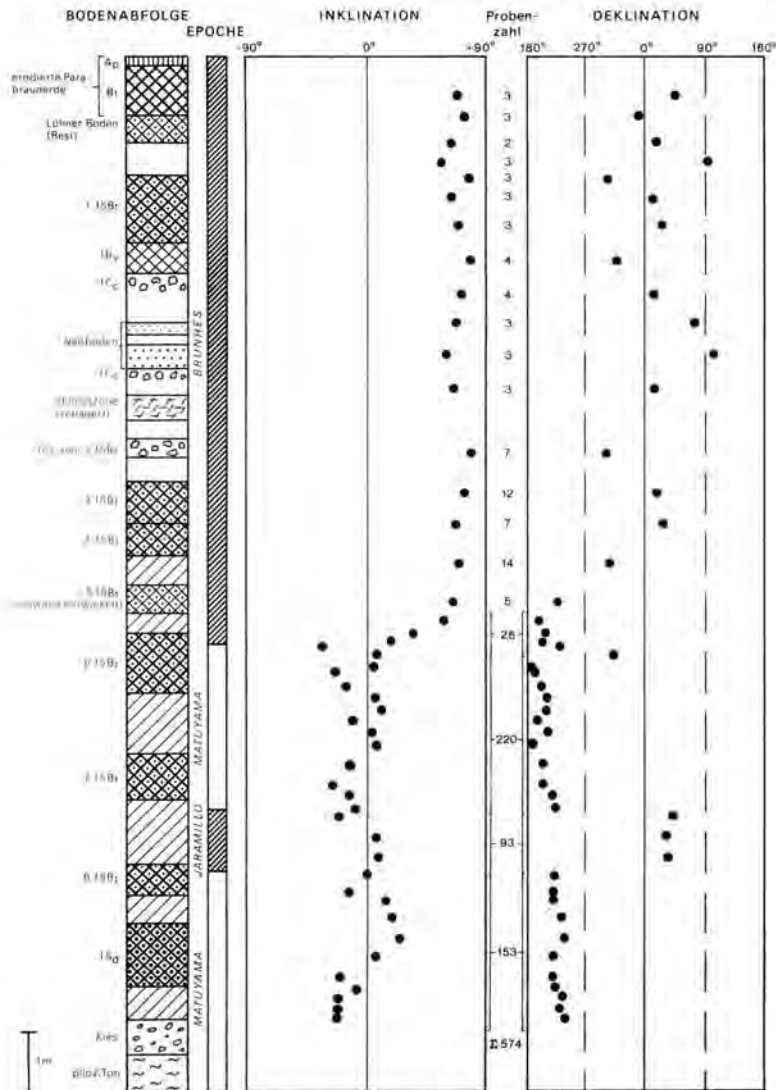


Abb. 2: Bodenabfolge und paläomagnetische Remanenzrichtungen (Mittelwerte) in der ehemaligen Ziegleigrube Bad Soden a. Ts.

Kalkhaltiger Löß ist weiß, kalkfreier Löß (außerhalb der eigentlichen Böden) schräg schraffiert dargestellt. Die Punkte geben die Lage der Stechzeilen an, aus denen die Proben entnommen wurden. Der skizzierte Profilausschnitt liegt in der Mitte der Gruben-Nordwand, die parallel zum Zubringer zur Autobahn Ffm.-Höchst/Königstein verläuft.

fSB_t bedeutet: fossiler pseudovergleyter Tonanreicherungshorizont. Für den 1. fSB_t kann mit Sicherheit angenommen werden, daß er der letzten Warmzeit (Riß/Würm) angehört. Für den 2. fSB_t ist die Zugehörigkeit zur vorletzten Warmzeit sehr wahrscheinlich. Die stratigraphische Stellung der übrigen fSB_t -Horizonte ist unklar. Der Grenze MATUYAMA-BRUNHES wird gegenwärtig allgemein ein Alter von ca. 700 000 Jahren zuerkannt. Das Jaramillo-Event soll zwischen 880 000 und 960 000 a.B.P. liegen (vgl. dazu u. a. GLASS et al. 1967). Unter der — nicht sicheren — Voraussetzung, daß in den Abtragungsdiskordanzen dieses Profils nicht noch weitere B_t -Horizonte gelegen haben, hat es innerhalb der letzten 700 000 Jahre im Pleistozän sechs wärmere Abschnitte gegeben, in denen die Entwicklung von Böden mit B_t -Horizonten möglich war. Zumindest für den sehr schwach entwickelten 5. fSB_t ist fraglich, ob es sich dabei um eine echte Warmzeit gehandelt hat.

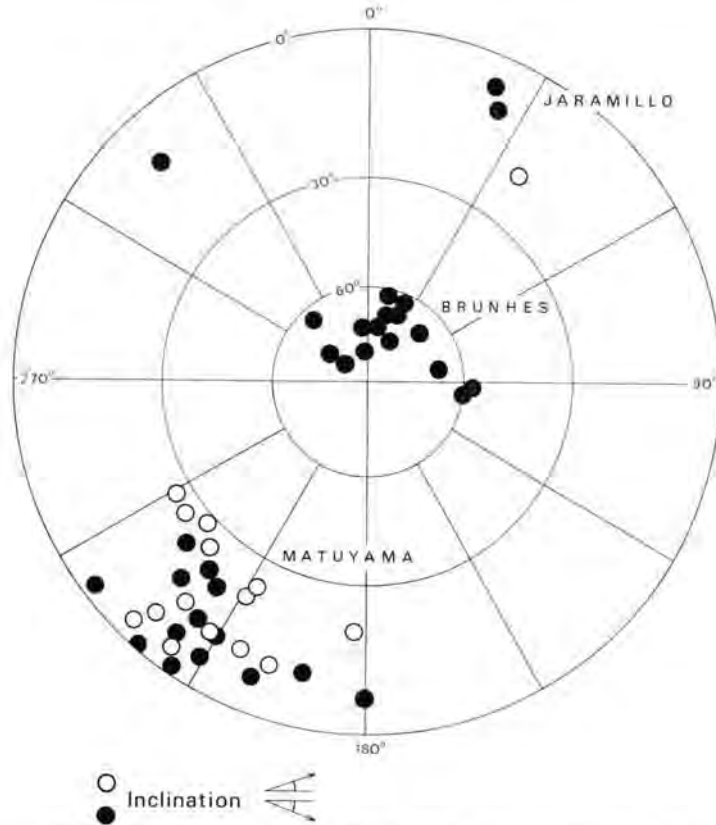


Abb. 3: Stereographische Projektion der Probenentnahmestellen. Die stereographische Projektion zeigt deutlich die Verschiedenheit der Remanenzrichtung in der BRUNHES-Epoche und in der MATUYAMA-Epoche mit ihrer Umkehr im Jaramillo-Event.

schlägt die Richtung abrupt um 180° in die als normal anzusprechende Magnetisierung um. Der Lößlehm des achten fossilen B_t -Restes zeigt aber bereits wieder reverse Magnetisierung. Diese bleibt mit guter Konstanz bis dicht über dem liegenden Kies erhalten (Abb. 2).

Unter Beachtung der derzeit in der Regel angewandten stratigraphischen Paläomagnetik-Skala (GLASS et al. 1967; COX 1969) kann davon ausgegangen werden, daß im Profil Bad Soden die Lößsedimentation vor mehr als einer Million Jahren mit reverser Magnetisierung begann. Das Liegende bildet ein Schotterkörper, der zu den altpleistozänen Taunusrand-Terrassen gehört (SEMME 1969: 52). Aufgrund der Terrassenabfolge ist davon auszugehen, daß dieser Schotterkörper mit Sicherheit jünger als die Tegelen-Warmzeit und älter als der Cromer-Komplex ist (vgl. dazu S. 24). Der tiefste Löß muß danach jünger als die älteste Warmzeit (Tegelen) sein. Das erste Vorkommen normaler Magnetisierung im Löß unter dem siebenten fossilen B_t -Rest kann demnach nicht dem Gilsa-Event, das MONTFRANS (1971) dem unteren Tegelen gleichsetzt, entsprechen, sondern am ehesten dem Jaramillo-Event, das nach MONTFRANS in den oberen Teil der Waal-Warmzeit zu stellen ist. Jedoch sind auch Sedimente der nach oben anschließenden Menap-Kaltzeit noch normal magnetisiert (ZAGWIJN et al. 1971: 54). Dabei bleibt zu berücksichtigen, daß der

Löß keine warmzeitliche Bildung ist, also nach der Waal-Warmzeit abgelagert worden sein dürfte. Vorher entstanden mit dem basalen Pseudogley und dem achten fossilen B₁-Rest zwei sogenannte „Warmzeit-Böden“, obwohl allenfalls eine — paläobotanisch nachgewiesene — Warmzeit, nämlich die Waal-Warmzeit, sich auswirken konnte. Hier zeigt sich die Problematik, die bei der Parallelisierung von methodisch verschiedenen stratigraphischen Einstufungen oft entsteht. Die Frage wäre gelöst, wenn es im Pleistozän 1. mehr Parabraunerden als Warmzeiten gegeben hätte, 2. mehr Warmzeiten als bisher paläobotanisch nachgewiesen existierten oder 3. noch andere paläomagnetische Events im Altpleistozän vorkommen. Unseres Erachtens kann indessen im Augenblick keine der angeführten Möglichkeiten mit Sicherheit ausgeschlossen werden.

Im Profil Bad Soden stellt sich im Lößlehm des sechsten fossilen B₁-Restes allmählich die normale Magnetisierung ein. Dieser Wechsel kann nur als die Grenze der MATUYAMA-zur BRUNHES-Epoche gedeutet werden. In dem darüber folgenden Löß, der oberhalb des dritten fossilen B₁-Restes mit Ausnahme der intensiveren Böden kalkhaltig ist, dominiert die normale Magnetisierung. Inwieweit in diesem stratigraphischen Bereich noch Events vorkommen können, sollen derzeit noch nicht abgeschlossene Untersuchungen an mächtigeren jüngeren Lössen im Rhein-Main-Gebiet ergeben.

Vergleicht man die hier erörterten Befunde mit den Ergebnissen von BRUNNACKER et al. (1976), so ergeben sich doch recht gute Übereinstimmungen. Das Jaramillo-Event wird z. B. von BRUNNACKER et al. im Bereich des Paläobodens 7 vermutet. Aufgrund unserer Ergebnisse läßt sich die Formulierung „mit großer Wahrscheinlichkeit“ vertreten, denn im Unterschied zu BRUNNACKER et al. ist — wohl aufgrund anderer Meßmethodik (vgl. S. 20) — die Streuung der Ergebnisse in unserem Profil nicht so stark.

Auch hinsichtlich der MATUYAMA-BRUNHES-Grenze ergibt sich Übereinstimmung insofern, als diese Grenze im Bereich des Lösses liegt, aus dem der sechste fossile B₁-Rest hervorging. Abweichend von BRUNNACKER et al. (1976: 364—365) liegt allem Anschein nach aber in unserem Entnahmebereich keine einschneidende Diskordanz. Hier kommt zusätzlich ein Interpretationsunterschied zum Tragen, auf den BRUNNACKER et al. hinweisen: Der Paläoboden 6 im Sinne BRUNNACKERS et al. ist nach der Auffassung von SEMMEL (1974: 196), ebenso wie ältere und auch noch jüngere fossile Böden, durch einen kleinen Grabeneinbruch gestört, der bei der Zählung der Böden leicht zu Abweichungen führen kann (vgl. auch RAZI RAD 1976: 87).

Mit dieser Feststellung soll nicht behauptet werden, daß es im Lößprofil Bad Soden keine Diskordanzen gibt — einige von ihnen sind auf Abb. 2 dargestellt —, nur hinsichtlich der wichtigsten paläomagnetischen Straten scheinen uns in Bad Soden die zur Zeit als stratigraphisch besonders bedeutsam angesehenen oberhalb des Gilsa-Events in einer Deutlichkeit vorzuliegen, wie sie bisher aus terrestrischen Sedimenten im Bereich der Bundesrepublik nicht bekannt wurden. Das Profil Bad Soden ist außerdem das einzige Profil im westlichen Mitteleuropa, das eine solche paläomagnetische Entwicklung ausschließlich im Löß bzw. Lößlehm aufweist.

Auf die Parallelisierungsmöglichkeiten mit den Profilen Kärlich und anderen ist von BRUNNACKER et al. schon eingegangen worden. Aus unserer Sicht ergibt sich dazu keine gravierend abweichende Deutung. Bei einem Vergleich mit dem Roten Berg bei Brünn fällt auf, daß bis zum Jaramillo-Event in beiden Aufschlüssen sieben sogenannte Warmzeit-Böden im hangenden Löß ausgebildet sind. Hier ist allerdings die Einstufung dieses Events als Inversion an der Grenze MATUYAMA/BRUNHES durch BUCHA et al. (1969: 127) im Profil Roter Berg zu beachten (vgl. neuerdings BUCHA et al. 1975: 129). Im Bereich von ca. 700 000 a.B.P., in dem die Grenze MATUYAMA/BRUNHES üblicherweise angenommen wird (z. B. COX 1969), liegt genau wie in Bad Soden auch am Roten Berg der sechste fossile „Warmzeit-Boden“ (PK VIII der tschechischen Lössforscher). In Bad Soden

gehört aber hierzu im hangenden Löß auch der fünfte fossile B_1 -Rest, der sehr schwach ausgebildet ist und u. E. sehr wahrscheinlich kein echter Warmzeitboden ist. Inwieweit das für die anderen fossilen B_1 -Horizonte zutrifft, bleibt wohl weiterer Forschung vorbehalten. Im gegenwärtigen Zeitpunkt scheint eine Einstufung intensiver Löß-Parabraunerden oder ihrer Reste als jeweils interglaziale Bildung zwar nicht unberechtigt, jedoch auch noch nicht bewiesen. In diesem Zusammenhang sei auf wiederholte frühere Stellungnahmen verwiesen (u. a. SEMMEL 1967: 241; 1968: 10; 1974: 30; 1977: 78).

4. Paläomagnetische Messungen in aquatischen pleistozänen Sedimenten des Rhein-Main-Gebietes

Im Rhein-Main-Gebiet gibt es mit den Mosbacher Sanden und der Kelsterbacher Terrasse altpleistozäne Sedimente, die relativ große Mächtigkeit erreichen und teilweise sehr fossilreich sind. Es bot sich an, die bisher vorliegenden stratigraphischen Betunde (vgl. dazu SEMMEL 1974) durch paläomagnetische Messungen zu überprüfen bzw. zu ergänzen. KOČI et al. (1973) teilten bereits die Ergebnisse entsprechender Untersuchungen aus den Mosbacher Sanden mit, deren stratigraphische Stellung zuletzt ausführlich von BRÜNING (1974) erörtert wurde. Brauchbare Ergebnisse sind bei unseren Arbeiten nur aus feinkörnigen Ablagerungen (Schluffe und Tone) gewonnen worden. Es wurden Bildungen des jüngsten Pliozäns und der ältesten pleistozänen Warmzeiten in den Aufschlüssen Kiesgrube Jakob Müller östlich Weilbach, Kiesgrube am Umspannwerk Kelsterbach, Kiesgrube am Gehspitz westlich Buchschlag, Kiesgrube Mitteldorf am Autobahndreieck Mönchhof, Kiesgrube Fr. Bauer nördlich Neu-Isenburg und Ziegeleigrube Hainstadt bei Hanau untersucht. Die einzelnen Horizonte sind aufgrund pollenanalytischer Untersuchungen (v. D. BRELIE 1974; außerdem noch nicht publizierte Ergebnisse von BORGER) als dem Pliozän, der Tegelen-, der Waal- und der Cromer-I-Warmzeit angehörende Ablagerungen eingestuft worden. In keinem Fall handelt es sich allerdings um Horizonte, die ein gesamtes Interglazial umfassen. Es überrascht deshalb nicht, daß mit Ausnahme der oberen Tonlage in der Ziegeleigrube Hainstadt nur reverse Magnetisierung ermittelt wurde. Die normale Lagerung in Hainstadt widerspricht nicht der pollenanalytischen Zuordnung dieses Tons in die Tegelen- oder Waal-Warmzeit. Eine paläobotanisch belegte Ablagerung der Cromer-II-Warmzeit, deren Sedimente nach ZAGWIJN et al. (1971) normal magnetisiert sind, ist gegenwärtig im Rhein-Main-Gebiet nicht aufgeschlossen.

Den Wechsel von reverser zu normaler Polarität zeigen dagegen Ablagerungen, die beim Bau der Autobahn südlich Abenheim, vordwestlich Worms, aufgeschlossen waren. Herr Dr. BECK, Mainz, der uns auf diesen Aufschluß hinwies, wird an anderer Stelle ausführlicher über die Lagerungsverhältnisse berichten. Für die Stratigraphie und die paläomagnetischen Messungen war dieser Aufschluß insofern besonders interessant, als unter einer Lößdecke ca. 10 m mächtige graue Mosbacher Sande lagen („Graues Mosbach“, i. S. von BRÜNING 1974: 64; „Mittleres Mosbach“, i. S. der älteren Literatur). Darunter folgten rötliche lehmige Sedimente (1–2 m mächtig), dann ca. 8 m mächtige gelblichbraune Hochflutlehme und Löss (teilweise umgelagert) mit einem B_1 -Rest und einer Humuszone. Diese gelblichbraunen Sedimente waren durch einen rötlichbraunen Kies von ca. 1 m Stärke unterteilt. Das Liegende bildete wieder ein rötlichbrauner Kies von ca. 4 m Mächtigkeit, unter dem pliozäner Sand lag. Die in den Sedimenten zwischen pliozänem Sand und den Mosbacher Sanden entnommene Probenserie zeigt im unteren Teil, nämlich in lehmigen Schmitzen des rötlichbraunen Kieses, reverse Magnetisierung. Die hangenden gelbbraunen Lehme sind ausnahmslos normal polarisiert, die unmittelbar unter den Mosbacher Sanden liegenden rötlichen Lehme ebenfalls. Die Entscheidung, ob die Umkehr der Polarität in diesem Profil der Grenze MATUYAMA/BRUNHES entspricht oder dem Übergang zum Jaramillo-Event, ist schwierig. Im Gegensatz zu Bad S-ten tritt hier die negative Inklination

deutlich hervor. Das kann jedoch auch sedimentbedingt sein. Ein älteres Event als Jaramillo sollte nicht in Frage kommen, denn der liegende, revers magnetisierte Kies besitzt schon typisch pleistozäne Fazies.

Weiteren Aufschluß in dieser Frage werden vermutlich die Untersuchungen von ähnlichen Ablagerungen in anderen Teilen Rheinhessens ergeben, die gegenwärtig gemeinsam mit W. PLASS ausgeführt werden. Das Interesse gilt vor allem den in diesen ältestpleistozänen Sedimenten vorkommenden roten Böden, die u. a. den von FINK (1976: 102—103) aus Niederösterreich beschriebenen gleichen. Bisher waren solche Böden im westlichen Mitteleuropa noch nicht bekannt. Sie fehlen z. B. auch in Bad Soden (vgl. zu dieser Frage SEMMEL 1977: 78).

Schriftenverzeichnis

- BOENIGK, W., HEYE, D., SCHIRMER, W. & BRUNNACKER, K. (1974): Paläomagnetische Messungen an vielgliedrigen Quartär-Profilen (Kärlich/Mittelrhein und Bad Soden i. Taunus). — Mainzer naturwiss. Arch., **12**: 159—168; Mainz.
- BONDARSCHUK, V. G. (Chef-Herausgeber) (1976): Führer für das 8. Internationale Löß-Symposium. — 72 S.; Kiew.
- BRELIE, G. VON DER (1974): Pollenanalytische Untersuchungen an warmzeitlichen Sedimenten in den Terrassen des Untermain-Gebietes. — Rhein-Main. Forsch., **78**: 83—99; Frankfurt a. Main.
- BRÜNING, H. (1974): Das Quartärprofil im Dyckerhoff-Steinbruch Wiesbaden/Hessen. — Rhein-Main. Forsch., **78**: 83—99; Frankfurt a. Main.
- BRUNNACKER, K., BOENIGK, W., KOČI, A. & TILLMANN, W. (1976): Die Matuyama/Brunhes-Grenze am Rhein und an der Donau. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **151**: 358—378; Stuttgart.
- BUCHA, V., HORÁČEK, J., KOČI, A. & KUKLA, J. (1969): Paläomagnetische Messungen in Lössen. — In: Periglazialzone, Löß und Paläolithikum in der Tschechoslowakei: 123—131; Brünn.
- BUCHA, V., HORÁČEK, J., ŠIBRAVA, V. & LOŽEK, V. (1975): Paleomagnetic Correlations of Pleistocene Sediments of Glaciations in the Northern Hemisphere, Rep. 2: 9—36; Praha.
- COX, A. (1969): Geomagnetic Reversals. — Sci., **163**: 237—245; Washington, DC.
- FINK, J. (Schriftleiter) (1976): Exkursion durch den österreichischen Teil des nördlichen Alpenvorlandes und den Donaauraum zwischen Krems und der Wiener Pforte. — Mitt. Komm. Quartärforsch. österr. Akad. Wiss., **1**: 113 S.; Wien.
- GLASS, B., ERICSON, D. B., HEEZEN, B. C., OPDIKE, N. D. & GLASS, J. A. (1967): Geomagnetic Reversals and Pleistocene Chronology. — Nature, **216**: 437—442; London.
- KOČI, A., SCHIRMER, W. & BRUNNACKER, K. (1973): Paläomagnetische Daten aus dem mittleren Pleistozän des Rhein-Main-Raumes. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., Jg. 1973, H. **9**: 545—554; Stuttgart.
- MONTFRANS, H. M. VAN (1971): Palaeomagnetic Dating in the North Sea Basin. — Thesis: 133 S.; Rotterdam.
- RAZI RAD, M. (1976): Schwermineraluntersuchungen zur Quartär-Stratigraphie am Mittelrhein. — Sonderveröff. geol. Inst. Köln, **28**: 164 S.; Köln.
- SCHÖNHALS, E., ROHDENBURG, H. & SEMMEL, A. (1964): Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlößgliederung in Hessen. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **15**: 199—206; Ohringen/Württ.
- SEMMEL, A. (1967): Über Prä-Würm-Lössen in Hessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **95**: 239—241; Wiesbaden.
- (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. — Frankf. geogr. Hefte, **45**: 133 S.; Frankfurt a. Main.
- (1969): Quartär. — In: KÜMMERLE, E. & SEMMEL, A.: Erl. geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5916 Hochheim, 3. Aufl.: 51—99; Wiesbaden.
- (1973): Periglacial Sediments and their Stratigraphy. — In: State of Research on the Quaternary of the Federal Republic of Germany. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **23/24**: 293—305; Ohringen/Württ.
- (1974): Der Stand der Eiszeitforschung im Rhein-Main-Gebiet. — Rhein-Main. Forsch., **78**: 9—56; Frankfurt a. Main.
- (1977): Grundzüge der Bodengeographie. — 120 S.; Stuttgart.
- WIEGANK, F. (1975): Paläomagnetische Untersuchungen zur Quartärstratigraphie in der DDR (Mittelpleistozän von Voigtstedt). — Gerlands Beitr. Geophys., **84**: 215—222; Leipzig.
- ZAGWIJN, W. H., MONTFRANS, H. M. VAN & ZANDSTRA, J. G. (1971): Subdivision of the „Cromerian“ in the Netherlands. Pollenanalysis, Palaeomagnetism and Sedimentary Petrology. — Geol. en Mijnb., **50**: 41—58; Haarlem.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	27	26—29 1 Abb.	<i>Öhringen/Württ. 1976</i>
----------------------------------	----	-----------------	-----------------------------

Erste Hinweise auf eine pliozäne Donau in der östlichen Iller-Lech-Platte (Bayerisch Schwaben) *)

(Vorläufige Mitteilung)

LÖRENZ SCHEUENPFLUG **)

Key words: Germany, Swabia, Iller-Lech-Platte, Danube, Pliocene, early Pleistocene, old watershed, petrography of gravels

Kurzfassung: Funde nicht-alpiner Gerölle südlich des altpleistozänen Donaulaufs in der östlichen Iller-Lech-Platte werden als umgelagerte Reste pliozäner Donauschotter gedeutet und geben so erste Hinweise auf ein Ausgreifen der Donau 35—40 km südlich ihres heutigen Laufs. Die bisher als Tertiärrelikt angesehene Dinkelscherbener Altwasserscheide dieses Bereichs kann somit erst im Pleistozän entstanden sein und dürfte kaum am Staufenberg vorbei weiter nach NNO gereicht haben.

[First references to a pliocene Danube in the eastern Iller-Lech-Platte (Germany, Swabia)]

Abstract: Rounded stones of non-alpine origin, found in the south of the early pleistocene Danube current in the eastern Iller-Lech-Platte (plateau) are assumed to be displaced last remnants of gravel deposits, accumulated by a pliocene Danube. They give first references to her current about 35 or 40 km more southern. The Dinkelscherbener Altwasserscheide (old watershed), till now regarded as a tertiary remnant, can be formed not earlier than in the pleistocene and probably must not be elongated beyond the Staufenberg to NNE.

Das Gebiet

In der östlichen Iller-Lech-Platte zwischen Mindel und Lech werden im groben drei ältest- oder altpleistozäne Lager fluvioglazialer Schotter unterschieden:

- 1) Das Staufenberggebiet (Bibereiszeit, SCHAEFER 1957).
- 2) Die Staudenplatte (Donauzeit, EBERL 1930; SCHAEFER 1953, 1957).
- 3) Die Zusamplatte (Günzeiszeit, SCHAEFER 1957; Donauzeitengruppe, LÖSCHER 1974, 1976).

Staufenberggebiet und Staudenplatte sind von der Zusamplatte durch die Dinkelscherbener Altwasserscheide (GRAUL 1949) getrennt, die größtenteils im Verlauf des Pleistozäns beseitigt und teilweise durch Reliefumkehr in Beckenlandschaften verwandelt worden ist. GRAUL (1949: 5) sieht sie als „das alte Wasserscheidengelände zwischen dem Mindel-Iller-Abflußnetz im W und dem Wertach-Lech-System im E“ an, spricht sich aber schriftlich nicht über den Beginn ihres Bestehens und ihrer Funktion aus. Den Staufenberg zählt er zur Altwasserscheide. Erst SCHAEFER (1957: 31) gibt zeitliche Hinweise: „Diese Wasserscheide ist eines der ältesten und wichtigsten paläogeographischen Elemente des bayerisch-württembergischen Alpenvorlandes. Sie war schon vorhanden, als nach Abschluß der mio-pliozänen Geosynklinal-Sedimentation des Alpenvorlandes, von ihr durch einen scharfen (Erosions-)Schnitt getrennt, die plio-pleistozäne Diluvial-Akkumulation einsetzte, deren ältester Zeuge der Staufenbergsschotter (nordwestlich Augsburg) ist.“ Beweise

*) Dieses Thema wurde kurz im Rahmen eines Vortrags auf der 18. Tagung der Deutschen Quartärvereinigung in Hamburg am 1. Sept. 1976 behandelt.

**) Anschrift des Verfassers: Lorenz Scheuenpflug, Keimstraße 7 c, 8901 Neusäß-Lohwald.

dafür sind nicht angeführt. Weiterhin erklärt er (1957: 32): „Zu keiner Zeit konnte Donauwasser in das Gebiet (südöstlich der Altwasserscheide) gelangen.“ LÖSCHER (1974, 1976) sieht die Altwasserscheide ebenfalls als Tertiärrelikt an und hält den Staufenberg für einen überschotterten Teil derselben. Er verfolgt ihren Zug weiter nach SW und W. Gerade weil der Staufenberg überschottert ist, kann er nach Meinung des Verfassers nicht als Altwasserscheide angesehen werden!

In der Zusamplatte ist die Südgrenze eines altpleistozänen Donaulaufes (bis zu 18 km südlich des rezenten) nachgewiesen worden (SCHEUENPFLUG 1971), auf den LÖSCHER (1974, 1976) näher eingeht.

Funde

Beim Untersuchen und regelmäßigen Beobachten aller sich bietenden Aufschlüsse, insbesondere bei qualitativen und quantitativen Schotteranalysen, fielen ganz vereinzelt Gerölle auf, deren Herkunft von Süden aus den Alpen oder den vorgelagerten Geröllfächern der Molasse nicht nachgewiesen werden konnte oder ganz ausschied¹⁾. Diese Gerölle lagen gleichermaßen in Soliflukationsdecken, periglazial-fluviatilen und fluvioglazialen Schottern. Es sind dieselben Gesteine, die von den altpleistozänen bis in die rezenten Donauablagerungen immer wieder ganz vereinzelt auftreten. Unter ihnen fallen besonders auf:

- 1) Schwarzwälder Buntsandstein,
- 2) rötlicher Schwarzwälder Granit (Eisenbach-Granit),
- 3) hellroter Schwarzwälder Porphy,
- 4) gepreßter Quarzit,
- 5) Glimmerquarzit.

Die Herkunft der beiden letzten Gesteine schreibt MANZ (1934) dem Einzugsgebiet der Ur-Aare zu, die während bestimmter Zeiten des Pliozäns den Oberlauf der Donau gebildet hat. Bis die Quarzite und überhaupt alle hier untersuchten Gerölle an ihre jetzigen Fundstellen gelangten, dürften sie mehrfach umgelagert worden sein. Für die Herkunft der faziesfremden Gerölle im Nordteil der Zusamplatte gilt die altpleistozäne Donau als erwiesen, deshalb werden sie im folgenden für diesen Bereich nicht weiter berücksichtigt.

Deutungen

Aus den Funden kann gefolgert werden: Diese Gerölle sind die umgelagerten letzten Reste aus den Schotterabsätzen einer pliozänen Donau, die durch Erosion und Solifluktion während des Pleistozäns an die heutigen Fundorte gelangten. Die im Verlauf des ganzen Quartärs wirkende Ausräumung ließ in diesem Gebiet keinen Flecken einer präquartären Landoberfläche übrig. Die zeitliche Ansprache ergibt sich aus der Fundhöhe der umgelagerten Gerölle und ihrem Vorkommen in den ältestpleistozänen, relativ höchstliegenden Staufenbergsschottern.

Die Verbreitung der Funde (Abb. 1) deutet erstmalig im groben ein weites Ausgreifen der pliozänen Donau nach Süden an. Dabei dürften Werte erreicht worden sein, die zwischen Günzburg und Donauwörth etwa 35—40 km südlich des heutigen Flußlaufes reichen. Das Fundgebiet der Gerölle erstreckt sich weit über die Dinkelscherbener Altwasserscheide hinaus nach Süden und Südosten. Wegen möglicher tektonischer Einflüsse kann vorerst kein stratigraphischer Bezug zu den einschlägigen nächstliegenden Resten pliozäner Donauschotter am Rande der Schwäbischen Alb auf dem Eselsberg bei Ulm hergestellt werden.

¹⁾ Erste Hinweise auf diese Problematik verdanke ich Herrn Dr. S. S c h i e m e n z, München.

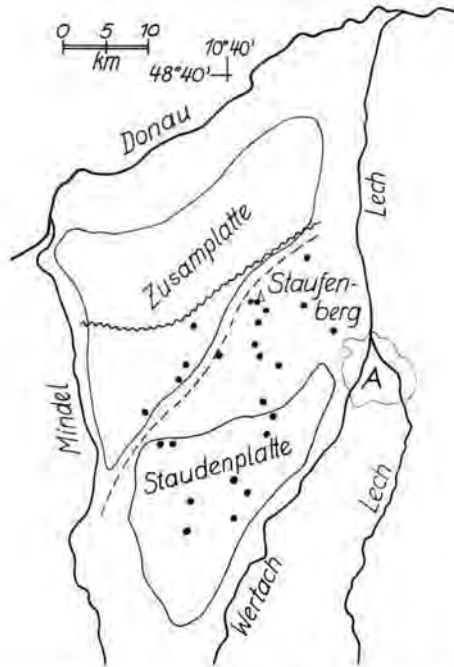


Abb. 1: Punkte: Fundorte der 34 Donaugerölle (mancher Punkt gilt für 2–3 Gesteine). Wellenlinie: Südgrenze des altpleistozänen Donaulaufs in der Zusamplatte. Gestrichelt: Dinkelscherbener Altwasserscheide (nach GRAUL 1949). A = Augsburg.

Das Vorkommen Schwarzwälder Buntsandsteine unter diesen Streufunden endet am Nordrand der Staudenplatte. Ob dies ein reiner Zufall ist oder auf einen faziellen Wechsel in der ursprünglichen Akkumulation deutet, bleibt unklar.

Aus diesen Annahmen ergeben sich paläogeographische Schlüsse: Die als Tertiärrelikt angesehene Dinkelscherbener Altwasserscheide kann in diesem Raum erst im Quartär entstanden und wirksam geworden sein, als die pliozäne Donau ihren Lauf weiter nach Norden verlegt hatte. Somit ist diese Altwasserscheide nur als Rest eines von der Flußerosion verschont gebliebenen alten Höhenrückens („Riedel“!) zwischen zwei Flüssen oder Flußsystemen anzusehen, dessen jüngere Verwandte noch heute das Landschaftsbild der Iller-Lech-Platte prägen. Die Dinkelscherbener Altwasserscheide läßt sich erstmals zeitgleich mit dem Entstehen der Staudenplatte indirekt nachweisen, als schätzungsweise die erste Hälfte des gesamten Pleistozäns schon vorüber gewesen ist. Unter diesem Blickpunkt ist auch die Herkunft der auf Restkuppen dieser und anderer Altwasserscheiden immer wieder anzutreffenden Geröllstreu leichter zu erklären. Auch einige der hier ausgewerteten Gerölle entstammen solchen Fundorten.

Innerhalb des Quartärs erscheint ein Verlängern der Altwasserscheide westlich am Staufenberg vorbei nach NNO nur als reine Annahme, solange der geographische Verlauf und das Zusammenspiel der ältestpleistozänen Donau, Iller, des Lechs und eventueller Flüsse aus dem periglaziären Bereich der östlichen Iller-Lech-Platte vor dem Absatz der Staudenplattenschotter in völligem Dunkel liegen. Hier können sich vielleicht durch verfeinerte und erweiterte Untersuchungsmethoden der Quartärforscher an der Universität Köln neue Gesichtspunkte ergeben.

Nur am Rande sei für zukünftige Arbeiten, die sich mit der Donau dieses Raumes befassen, an die Einflüsse des ältestpleistozänen Alpenrheins, ihres bedeutendsten Nebenflusses, erinnert, der den Wasserhaushalt und das Geröllspektrum der Donau wesentlich beeinflusst haben dürfte und der bisher in Schriftum sehr spärlich oder gar nicht beachtet worden ist.

D a n k : Herzlichen Dank schuldet der Verfasser den Herren Dr. Hermann J e r z , München, und Dr. Manfred L ö s c h e r , Heidelberg, für die enge Zusammenarbeit; den Herren Willi P a u l , Vöhrenbach (Schwarzwald), Udo S c h o l z , Kempten (Allgäu), und Karl G u c k e r t , Blaichach (Allgäu), für viele Hinweise und das Bestimmen der Gesteine; dem Bayerischen Geologischen Landesamt, München, für den Dünnschliff und das Bestimmen eines rötlichen Granitgerölls.

Anmerkung: Die fraglichen Gesteine wurden außerdem mit der petrographischen Sammlung im Fürstlich Fürstenbergischen Schloß in Donaueschingen verglichen.

S c h r i f t e n v e r z e i c h n i s

- EBERL, B. (1930): Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande. — VIII + 427 S., 19 Abb., 2 Tf., 1 Kt.; Augsburg.
- GRAUL, H. (1949): Zur Gliederung des Altdiluviums zwischen Wertach—Lech und Flossach—Mindel. — Ber. Naturforsch. Ges. Augsburg, **2**: 3—31, 2 Abb., 3 Tab.; Augsburg.
- LÖSCHER, M. (1974): Die präwürmzeitlichen Schotterablagerungen in der nördlichen Iller-Lech-Platte. — X + 158 + 41 S., 23 Abb., 7 Fot., 4 Kt., 15 Prof.; Heidelberg. — [Masch.-Schr. Diss.]
- (1976): Die präwürmzeitlichen Schotterablagerungen in der nördlichen Iller-Lech-Platte. — Heidelberger Geogr. Arb., **45**: IX + 157 S., 26 Abb., 4 Tab., 8 Tf., 4 Kt., 11 Längs-, 6 Querprof.; Heidelberg.
- MANZ, O. (1934, 1935): Die Ur-Aare als Oberlauf und Gestalterin der pliozänen Oberen Donau. — Hohenzollerische Jh., **1**: 113—160; **2**: 187—227, 18 Abb. — [Ohne Ortsangabe.]
- SCHAEFER, I. (1953): Die donauzeitlichen Ablagerungen an Lech und Wertach. — Geologica Bavarica, **19**: 13—64, 15 Abb.; München.
- (1957): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Augsburg und Umgebung 1 : 50 000. — 92 S., 4 Abb., 1 Kt., 2 Beil.; München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- SCHEUENPFLUG, L. (1971): Ein alteiszeitlicher Donaulauf in der Zusamplatte (Bayerisch Schwaben). — Ber. Naturforsch. Ges. Augsburg, **27**: 3—10, 2 Abb.; Augsburg.

Manuskript eingeg. 11. 10. 1976

Eiszeitalter u. Gegenwart	27	30—52 7 Abb., 6 Tab.	Öhringen/Württ. 1976
---------------------------	----	-------------------------	----------------------

Sedimentpetrographische Untersuchungen des Geschiebelehms von Emmerschans (Drenthe, Niederlande) mit Bemerkungen über eine Typeneinteilung der Saale-Grundmoräne

JACOB G. ZANDSTRA ^{*)}

Drenthe, erratics, granulometry, gravel assemblage, heavy minerals, Saalian, sediment petrology, till, Quaternary Netherlands

Kurzfassung: In dieser Arbeit wird über die Ergebnisse sedimentpetrographischer Untersuchungen an Grundmoränen aus der Saale-Kaltzeit berichtet. Diese Untersuchungen — u. a. Analysen von Schwermineralien und Kies, Korngrößenverteilungen und Zählungen von kristallinen fennoskandinavischen Leitgeschieben — wurden in einer großen Sandgrube östlich von Emmen, in der nordniederländischen Provinz Drenthe, durchgeführt.

Das Geschiebelehmprofil umfaßt zwei Typen, die beide eine Geschiebegemeinschaft mit ostbaltischer Herkunft enthalten. Datierung: Saale-Kaltzeit.

Im tieferen Teil des oberen Geschiebelehms kommt ein stellenweise zerstörtes Geschiebepflaster vor. Manchmal markieren diese Geschiebe die Grenzfläche zwischen den beiden Typen. Die Geschiebelehmtypen von Emmerschans zeigen keinerlei Verwandtschaft mit den bekannten roten Geschiebemergerschollen des Nordostpolders im Gebiet der ehemaligen Zuiderzee.

[Sediment petrological investigations of till in Emmerschans (Drenthe, The Netherlands) with remarks on a subdivision of the Saalian till deposits].

Abstract: This paper deals with the results of sediment petrological investigations, a. o. heavy mineral- and gravelcounts, grain size distribution and counts of crystalline fennoscandavian indicator boulders, originating from till of Saalian age. These investigations concern a large sand pit east of Emmen in the province of Drenthe in the Northern Netherlands.

The profile consists of two till types; both types show a predominance of eastbaltic crystalline indicator boulders.

In the lower part of the upper till occurs a, here and there disturbed, boulder pavement; locally this pavement marks the boundary between the till types mentioned above. The till types of Emmerschans have no relation with the wellknown red till floes of the Noordoostpolder in the area of the former Zuiderzee.

1. Einleitung

Das Vorkommen eines Pflasters mit Steinen und Blöcken im Geschiebelehm aus der Saale-Kaltzeit in den Niederlanden ist beachtenswert, weil eine solche Erscheinung eine Zweiteilung im Geschiebelehm bezeichnet, welche mit einem vorübergehenden Abschmelzen des Inlandeises zusammenhängen könnte; ein zeitweiliger Eisrückzug wird durch eine Oszillation des Inlandeises unter dem Einfluß eines mildereren Klimas bewirkt.

Die Ermittlung und Untersuchung eines Geschiebepflasters ist nur möglich in Aufschlüssen, deren Profilwände der Verwitterung ausgesetzt sind, so daß die Geschiebe sichtbar sind und aus der Wand herausragen; auch Texturunterschiede lassen sich dann besser beobachten. Besonders die vom Meer freigespülten Geschiebelehmkliffs sind zur Untersuchung geeignet.

^{*)} Anschrift des Verfassers: Ing. J. G. Zandstra, Geologischer Dienst der Niederlande, Sedimentpetrographische Abteilung, Haarlem, Spaarne 17, Niederlande.

In den Niederlanden sind seit der Absperrung der Zuidersee keine „lebenden“ Geschiebelehmkliifs mehr intakt geblieben; die Kliffs von Südwestfriesland, Vollenhove, Urk und Wieringen sind seitdem durch Bewachung für Beobachtungen unzugänglich geworden. Schon lange vorher war das Kliff bei Den Hoorn auf Texel infolge der Landgewinnung und Eindeichung in Verfall geraten. Übrigens ist es unwahrscheinlich, daß der Geschiebelehm der erwähnten Orte ein Geschiebepflaster enthält; alte Archivfotos zeigen ausnahmslos ein ununterbrochenes Geschiebelehmprofil. Dies dürfte zur Folgerung berechtigen, daß ein Geschiebepflaster im niederländischen Geschiebelehm nicht oder nur ganz ausnahmsweise vorkommt.



Abb. 1; Lage des Untersuchungsgebiets.

Der aus der Weichsel-Kaltzeit stammende Geschiebemergel an der deutschen Ostseeküste enthält dagegen im allgemeinen ein Geschiebepflaster; mehrere deutsche Veröffentlichungen berichten darüber. Die Theorien in Bezug auf die Genese sind verschieden. Mehrere Bearbeiter gehen davon aus, daß ein Geschiebepflaster eine Grenzschrift zwischen Grundmoränen aus unterschiedlichen Vergletscherungsstufen darstellt (u. a. DÜCKER 1964, HEERDT 1965); sie nehmen an, daß die Geschiebepflaster während eines zeitweiligen Eisrückgangs gebildet wurden. Viele andere Autoren sind zwar mit der Theorie eines kurzfristigen Eisrückzugs einverstanden, nach ihrer Auffassung hat dieser aber vielmehr innerhalb einer Vergletscherungsphase stattgefunden als daß sie zwei Phasen getrennt hätte. Sie begründen ihre Meinung u. a. mit der übereinstimmenden Beschaffenheit und Zusammensetzung des Geschiebemergels unter und über dem Geschiebepflaster (u. a. SEIFERT 1954, STEPHAN 1971). Nach GRIPP (1973, 1974) ist für das Entstehen eines Geschiebepflasters ein Eisrückzug nicht erforderlich. Er nimmt an, daß die Bedingungen für die Bildung einer solchen Lage schon erfüllt werden, wenn die Tragkraft des Inlandeises abnimmt; diese Tragkraft ist vor allem abhängig von der Dicke des Eises, daneben auch von seiner Dichte und Temperatur und von der Geschwindigkeit, mit der es sich fortbewegt. Nimmt die Dicke ab, so sacken die großen Geschiebe durch und konzentrieren sich in der basalen Schuttmasse des Eises in der Untermoräne; nimmt die Dicke nachher zu, dann gerät die Schuttmasse wieder in Bewegung, mit Ausnahme von vielen Steinen und Blöcken, die völlig durchgesackt sind und vom sich fortbewegenden Inlandeise ins Substrat (meistens Geschiebelehm oder -mergel) gedrückt und dabei geschrammt und gekritzelt worden sind. GRIPP nennt als Beispiel die Geschiebepflaster in den Kliffs an der Ostseeküste von Ost-

holstein und auf Fehmarn. Das Fehlen von Schmelzwassersand über oder zwischen den Geschieben ist ebenfalls ein Argument gegen ein vollständiges Abschmelzen des Inland-eises. An obengenannten Stellen wurde immer nur ein Geschiebepflaster gefunden; von Lindö auf Fünen in Dänemark sind drei übereinandergelagerte Geschiebepflaster bekannt (NIELSEN 1959, 1967, RASMUSSEN 1966, angeführt in GRIPP 1973, 1974).

VEENSTRA (1963) zeigt in der Abb. 11 ein Profil durch zwei durch eine Kies- und eine dicke Sandschicht getrennte Geschiebemergelbänke in einem Kliff an der Ostsee; die Kies- und die Sandschicht werden von VEENSTRA als Ausspülungsprodukte des Geschiebemergels aufgefaßt. Hier deutet das Vorkommen der Sandschicht auf einen zeitweiligen Eisrückzug.

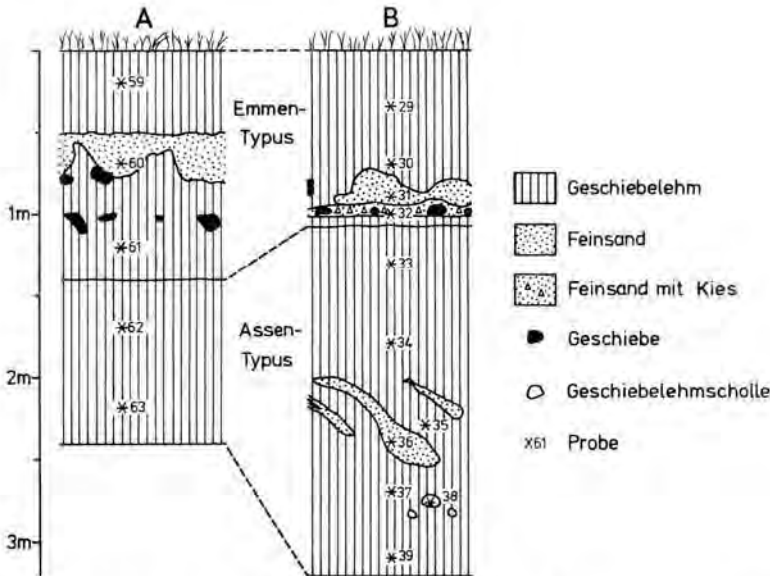


Abb. 2: Die Entnahmestellen der Geschiebelehmproben an der Westwand der Grube de Boer in Emmerschans. Entfernung der beiden Profile 125 m.

In den Niederlanden sind wir in den letzten Jahren ausschließlich auf diejenigen Geschiebelehmprofile angewiesen, welche in temporären, künstlichen Aufschlüssen ans Licht gebracht werden. Gewöhnlich fehlt jede Spur eines Geschiebepflasters. Die einzige Grube, in der ein Geschiebepflaster im Geschiebelehm sichtbar gewesen ist, lag im Westerveld bei Zuidlaren in Norddrenthe (JONKER 1913); durch Einstellung des Grubenbetriebs sind die Profile nicht mehr zugänglich.

Ein anderes Phänomen, das Vorkommen von Sandlinsen in horizontalen oder geneigten Reihen oder zerstreut, auch wohl in schollenförmigen, dachziegelartig stehenden Reihen, wird in der Literatur mehrmals erwähnt. Die Länge der Linsen variiert von einigen Zentimetern bis zu mehreren Metern; die Neigung der einzelnen Schollen ist örtlich verschieden. Man denkt an eine Aufnahme in gefrorenem Zustand aus dem Untergrund (BOEKSCHOTEN & VEENSTRA 1967, RICHTER 1929, RÖMER 1972, RÜHBERG 1969, STEPHAN 1971, WOLDSTEDT 1929). Bei den Sandlinsen in der Geschiebelehmgrube „Osse“ in der Nähe von Losser (ANDERSON 1972) könnte man auch an eine intramoränale fluvio-glaziale Genese denken. Wenn eine Grundmoräne durch ein Geschiebepflaster in zwei Teile geteilt

worden ist, wird gewöhnlich die untere Moräne Sandlinsen oder Sandstreifen enthalten. Die untere Grundmoräne in den Ostseekliffs ist fast ausnahmslos damit durchschossen, oft mit sandig-kiesigem, meistens aus Schmelzwasser sedimentiertem Material (STEPHAN 1971).

In den normalen als Grundmoräne abgelagerten Schuttmaterialien in den Niederlanden läßt sich eine Anzahl kalkfreier und kalkhaltiger bis kalkreicher Typen unterscheiden. Vermutlich sind die kalkfreien die verwitterten Pendanten der kalkhaltigen Typen, so daß es sich eigentlich um eine Anzahl Typenpaare handelt.

Es ist bemerkenswert, daß man in den Niederlanden niemals vier oder drei und nur selten zwei Grundmoränentypen aus der Saale-Kaltzeit, übereinandergelagert und durch fluvioglaziale Sande getrennt, antrifft, obwohl angenommen wird, daß es fünf Vergletscherungsphasen gegeben hat (TER WEE 1962, JELGERSMA & BREEUWER 1975). Es ist möglich, daß die Grundmoräne einer älteren Phase im allgemeinen vollständig abgetragen worden war, bevor die Grundmoräne einer folgenden Phase zur Ablagerung kam.

Wie sich jetzt herausstellte, bildet die Provinz Drenthe eine Ausnahme von der Regel. Wir bringen zunächst das Geschiebepflaster im Geschiebelehm bei Zuidlaren in Erinnerung. Weiter ist schon längere Zeit bekannt, daß in großen Teilen von Südost- und Mitteldrenthe sowohl sandiger Geschiebelehm mit viel als auch ohne Feuerstein vorkommt. Obwohl die kristalline Leitgeschiebegemeinschaft in diesem Gebiet mitunter süd- oder mittelbaltische Merkmale besitzt, sind die Stellen mit ostbaltischen Kennzeichen zahlenmäßig in der Mehrheit.

Der große Aufschluß des Sandbaggerbetriebs der Firma De Boer bei Emmerschans, Südostdrenthe, ermöglicht es, im obigen Gebiet immerhin an einer Stelle das Geschiebelehmprofil im Vertikalschnitt näher zu studieren (Abb. 1).

2. Der Aufbau des Geschiebelehmprofils (Abb. 2)

Bei jeder Erweiterung des Sandbaggerbetriebs der Fa. De Boer wird zunächst der 2 bis 3 $\frac{1}{2}$ m mächtige Geschiebelehm im Hangenden entfernt. Dadurch entstehen immer neue Geschiebelehmprofile, an denen nach einiger Zeit die Unterschiede in Textur, Farbe und Geschiebeinhalt deutlich erkennbar werden (Abb. 3). Eine Analyse des Geschiebelehmprofils im westlichen Teil der Grube ergab folgendes:

Der Oberteil des Geschiebelehms gehört zum Emmen-Typus (ZANDSTRA 1974); er hat eine Mächtigkeit von 1 bis 1 $\frac{1}{2}$ m und zeigt ein unregelmäßiges, unebenes, einigermaßen fazettiertes Profil. Der Emmen-Typus ist oben sehr kiesarm, unten stellenweise kiesreich. Weiter kommen im unteren Teil dieses Typus eine Sandschicht und ein Geschiebepflaster vor; namentlich unter diesem Geschiebepflaster ist der Geschiebelehm oft kiesreich.

Der Unterteil hat eine Mächtigkeit von einigen Dezimetern bis mehr als 2 m; in diesem Geschiebelehm läßt sich der Assen-Typus erkennen. In der Regel hat dieser Typus eine flache und regelmäßige Lagerung und enthält wenig bis sehr wenig Kies. An manchen Stellen ist der untere Teil des Profils reich an flachliegenden Strukturelementen (vermutlich Druckschieferung).

Weil der obere Geschiebelehm (Emmen-Typus) rotbraun und der untere (Assen-Typus) leberbraun ist, lassen sich die beiden mit einiger Mühe schon nach ihrer Farbe im Grubengelände voneinander unterscheiden. Dies geht auch aus folgenden Aufnahmen im nördlichen Teil der Westwand hervor.



Abb. 3: Das Geschiebelehmprofil von Emmerschans mit dem Geschiebepflaster (Westwand). — Im einzelnen sind zu unterscheiden: Oberer Teil des Geschiebelehms mit Spaltensystem (bis zum Griff des Spatens) (Emmen-Typus); Steinpflaster; unterer Teil des Geschiebelehms (Assen-Typus). Aufnahme G. H. J. Ruegg.

2.1 Das Profil von Stelle A in der Westwand der Grube

- 0,00—1,40 m, Geschiebelehm von Emmen-Typus
 0,00—0,50 m Rotbrauner, kalkfreier, stark sandiger Geschiebelehm (Probe 59).
 0,50—0,80 m Orangebrauner feiner Sand mit, besonders an der Unterseite, unregelmäßiger Begrenzung (Probe 60).
 0,80—1,00 m Rotbrauner, kalkfreier, stark sandiger Geschiebelehm mit sichtbarem grobem Kies und viel feinem Kies.
 Auf 1,20 m Pflaster mit Steinen und Blöcken.
 1,20—1,40 m Wie 0,80—1,00 m (Probe 61).
- 1,40—2,40 m, Geschiebelehm vom Assen-Typus
 1,40—2,40 m Leberbrauner, kalkfreier, stark sandiger Geschiebelehm; unter 1,70 m mit flach liegenden Strukturelementen (Proben 62 u. 63).

2.2 Das Profil von Stelle B, 125 m nördlich von Stelle A

- 0,00—1,05 m, Geschiebelehm vom Emmen-Typus
 0,00—0,70 m Rotbrauner, kalkfreier, stark sandiger Geschiebelehm; 5YR 4/4 (Farbcode nach der Munsell Colour Charts.) (Proben 29 und 30.) Die Oberseite des Geschiebelehms zeigt vieleckige, vertikale Spaltensysteme; die Spalten setzen sich bis auf maximal 1,50 m Tiefe fort.

- 0,70—1,00 m Geschiebelehm wie oben, abwechselnd mit unregelmäßig kugelförmig aufgebauten Vorkommen von hellgelbbraunem, mäßig grobem Sand mit mäßiger Kornstreuung. Sand: 10YR 6/4. (Probe 31.)
- Auf 1,00 m Pflaster mit Steinen und Blöcken; dazwischen brauner, mäßig grober, lehmiger Sand mit starker Kornstreuung und feinem skandinavischem Kies. Sand: 7½ YR 4/6. (Probe 32.)
Einzelne Steine sind 1—2 dm in den unterliegenden Geschiebelehm hineingedrückt oder sind darin eingesunken, während viele Steine 1—2 dm über dem eigentlichen Pflaster aufrecht im Geschiebelehm stehen.
- 1,00—1,05 m Geschiebelehm wie 0,00—0,70 m; teilweise liegt das Geschiebepflaster direkt auf dem Assen-Typus.
- 1,40—3,20 m, Geschiebelehm vom Assen-Typus
- 1,05—3,20 m Dunkelbrauner bis brauner, stark sandiger, kalkfreier Geschiebelehm; 7½ YR 4/4 (Proben 33, 34, 35 und 37) und 7½ YR 5/4 (Probe 39). Auf 2,20—2,50 m kommen hellgraue, eckig begrenzte, nach N oder NW geneigte und verzerrte, schräggestellte Sandlinsen in 10 bis 80 cm Länge und 1 bis 10 cm Dicke vor (Abb. 4). (Probe 36: 5 Y 7/2.) Auf etwa 2,75 m befinden sich Schollen in Größen von einigen Zentimetern bis zu einem Dezimeter aus kalkfreiem, tonreichem, braunrotem Geschiebelehm; (Probe 38: 5 YR 4/6.)
Diese Schollen sind nicht deutlich gegen den normalen umgebenden Geschiebelehm abgegrenzt.

An der Stelle der obigen Profilaufnahme in der Westwand konnte die Unterseite des Geschiebelehms nicht näher untersucht werden. Südlich von dieser Stelle, zwischen A und B, wurde eine so gut wie flache horizontale Begrenzung gegen die liegenden Sande wahrgenommen. Einzelne Steine und Blöcke markieren hier die Grenzfläche; sie sind zum Teil bis in den Sand durchgesackt. Im südwestlichen Teil der Grube ist die Grenzfläche zwischen Geschiebelehm und Sand hier und da einigermmaßen kleinwellig, mit Höhendifferenzen von einigen Dezimetern.

Aus Profilbeschreibungen und Geländebeobachtungen geht hervor, daß der Geschiebelehm bei Emmerschans einige Eigentümlichkeiten aufweist, und zwar von oben nach unten:

- eine Sandschicht im Emmen-Typus
 - ein Geschiebepflaster im unteren Teil des Emmen-Typus
 - schräggestellte Sandlinsen im Assen-Typus
 - kleine andersfarbige Geschiebelehmshollen im Assen-Typus
 - ein charakteristisches Pflaster mit Steinen und Blöcken auf der Grenzfläche zwischen dem Assen-Typus und dem liegenden Sand oder im unteren Teil des Assen-Typus
 - eine wellige Grenzfläche zwischen dem Assen-Typus und dem liegenden Sand.
- Auf diese Erscheinungen kommen wir noch zurück.

3. Sedimentpetrographische Untersuchungen

Im allgemeinen ist es nicht einfach, einen bestimmten Geschiebelehmtypus als solchen zu erkennen und mit Verglechtscherungsphasen zu verknüpfen, deren Unterscheidung vor allem auf morphologischen Grundlagen basiert. Der Habitus von Geschiebelehm im Gelände, zerlegbar in visuelle Kennzeichen wie Farbe, Struktur und Konsistenz sowie gewissermaßen auch Ton-, Schluff- und Sandgehalt und qualitative Merkmale der Kies- und Steinfraction, gibt zwar wichtige Hinweise bezüglich einer Einteilung, diese führen jedoch nicht immer zum Ziel.



Abb. 4: Sandeinschlüsse im Geschiebelehm des Assen-Typus (vgl. Profil B in Abb. 2). Hellgraue, nach N oder NW geneigte, gestreckte Sandlinsen als Folge des nach S vorstoßenden Inlandeis. Aufnahme F. Willemsen.

Namentlich der Erhaltungszustand der Grundmoräne kann irreführend sein. Eisenreduktion und -oxidation, Entkalkung und die Lage in Bezug auf das Grundwasser beeinflussen die Beschaffenheit dermaßen, daß z. B. eine Korrelation von „nassem“ und „trocknem“ Geschiebelehm im Gelände nahezu unmöglich ist.

Mit einer einzigen Methode der quantitativen Untersuchung läßt sich dieses Problem nicht immer lösen. Es gibt z. B. verschiedene Geschiebelehmtypen mit einer ostbaltischen Geschiebegemeinschaft; eine Zählung der kristallinen Leitgeschiebe erweist sich in diesem Falle als ungenügend. Weiter gibt es verschiedene Geschiebelehmtypen mit viel Feuerstein, wobei die Kiesanalyse als Kriterium nicht genug Auskunft gibt; gewöhnlich zeigt die Gemeinschaft kristalliner Leitgeschiebe in solchen Fällen beträchtliche Unterschiede.

Der Einteilung der Grundmoränen in den Niederlanden liegen deshalb Daten von Untersuchungen im Gelände sowie Resultate unterschiedlicher sedimentpetrographischer Methoden zugrunde. Neben der Beschreibung der Proben ist dabei besonders die Analyse von Schwermineralen und Kies von Bedeutung, weil auch Bohrkerne nach diesen Methoden untersucht werden können. Zählungen kristalliner Leitgeschiebe lassen sich nur in Aufschlüssen durchführen und beziehen sich meistens auf Anhäufungen an der Oberseite des Geschiebelehmprofils.

3.1 Die Zählung fennoskandinavischer kristalliner Leitgeschiebe

Die Ergebnisse der nach der Methode Hessemann vorgenommenen Zählungen im oberen und unteren Geschiebelehm bei Emmerschans sind einander sehr ähnlich; sowohl die Formel 8110 für den Emmen-Typus wie die Formel 7120 für den Assen-Typus deuten auf eine typisch ostbaltische Gemeinschaft hin, in der die Geschiebe von Zählgruppe I (Südwestfinland, Ålandinseln, Bottnischer Meerbusen und Nordschweden) mit 83,3 bzw. 70,9% stark vorherrschen. In Tab. 1 ist eine vollständige Liste der in beiden Zählungen vorgefundenen Leitgeschiebe wiedergegeben.

Tab. 1:

Zählungen von kristallinen Leitgeschieben (Methode H e s e m a n n)

		Unterer Geschiebelehm (Assen-Typus)	Oberer Geschiebelehm (Emmen-Typus)
Gruppe I	Ålandrapakivi	1	7
	Ålandgranitporphyr	2	2
	Ålandquarzporphyr		3
	Ålandgranit	8	20
	Ålandgranophyr	2	3
	Pyterlit v. Finnland oder Åland	3	1
	Finnische Rapakivigranit	2	5
	Prickgranit		2
	Rödögranit		2
	Rödöquarzporphyr		1
	Angermannland Zweiglimmergranit		1
	Ragundagranit	3	
	Grauer Refsundgranit	1	
	Roter Ostseequarzporphyr		3
	22 = 70,9 %	50 = 83,3 %	
Gruppe II	Stockholmgranit	1	1
	Vängegranit		1
	Siljanggranit		3
	Bredvadporphyr	1	1
	Übrige Dalarneporphyre	1	
	3 = 9,7 %	6 = 10,0 %	
Gruppe III	Smålandgranit		1
	Almindinggranit	4	2
	Übrige Bornholmgranite	2	1
	6 = 19,4 %	4 = 6,7 %	
Gruppe IV	Keine Funde		
	Verhältniszahl	7120	8110

3.2 Bestimmung des theoretischen Geschiebezentrums

In Niedersachsen hat man die Hesemannsche Viergruppenmethode durch eine andere ersetzt, wobei man von möglichst vielen kristallinen und sedimentären Leitgeschieben das geographische Zentrum des in Skandinavien anstehenden Gesteins berechnet.

Der Gesamtwert wird durch die Zahl der verwendeten Geschiebe dividiert und damit der allgemeine mittlere Herkunftsmittelpunkt, das „Theoretische Geschiebe-Zentrum“ (TGZ), ermittelt (LÜTTIG 1957, 1958).

Für die selektierte Gruppe kristalliner Leitgeschiebe der beiden Hesemannszählungen bei Emmerschans lassen sich folgende TGZ-Werte berechnen:

für den oberen Geschiebelehm: 19,4—59,9

für den unteren Geschiebelehm: 19,9—59,7

An diesen TGZ-Werten zeigt sich sowohl die Ähnlichkeit der Zählungsergebnisse als auch der ostbaltische Charakter der Geschiebegemeinschaften; das theoretische Zentrum liegt für beide Zählungen etwas südlich der Ålandinseln. Diesen Punkt hat auch LÜTTIG

(1958) für die von DE WAARD (1949) erwähnte Hessemannzählung IX in roten Geschiebemergelschollen bei de Voorst im Nordostpolder berechnet, und zwar mit 7210 als Hessemannformel und 19,4—59,8 als TGZ.

Hieraus geht hervor, daß die tonreichen, karminroten Geschiebemergelschollen des Nordostpolders (DE WAARD 1944, 1949), der sog. Voorst-Typus, sich mit Hilfe der Hessemannformel und des TGZ weder vom sandigen, braunen, unteren Geschiebelehm (Assen-Typus) noch vom sandigen, rotbraunen, oberen Geschiebelehm (Emmen-Typus) von Emerschans unterscheiden lassen. Das gleiche gilt für die tonreichen entkalkten Geschiebelehmshollen des Gaasterlands in Friesland, den sog. Oudemirdum-Typus (ZANDSTRA 1974).

3.3 Quantitative Analyse der Fraktion 10—200 mm

Die Analyse hat ergeben, daß der obere Geschiebelehm 1,1% der untere 33,7% Feuerstein enthält. Auch die Gruppe Granit + Pegmatit + Syenit zeigt große Unterschiede: 40,4% im oberen und 16,7% im unteren Geschiebelehm; ebenso die Gneisgruppe, die mit 24,2% bzw. 12,8% vertreten ist. Der Quarz kommt in beiden Typen nur sporadisch vor. Tab. 2 enthält die vollständigen Zählungsdaten, während Abb. 5 die wichtigsten Komponentengruppen graphisch darstellt.

Tab. 2:
Das Geschiebeinventar (10—200 mm) der beiden Typen.

	Emmen-Typus	Assen-Typus
Quarz	0,5 %	2,3 %
Feuerstein	1,1	33,7
Porphyr	6,4	2,3
Granit, Pegmatit	39,9	16,5
Syenit	0,5	0,2
Gabbro, Diorit, Diabas, Amphibolit	8,5	9,0
Gneis	24,2	12,8
Übrige metamorphe Gesteine	8,5	5,0
Lydit	—	0,3
Sandstein, Quarzit	10,4	16,2
Verkieselungen, Chalcedon	—	1,2
Roter Eisenkiesel	—	0,2
Eisenkonkretionen	—	0,3

3.4 Analysen der Kiesfraktion 3—5 mm (Tab. 4)

Bei den Zählungen werden 30 Gesteine oder Gesteinsgruppen unterschieden; meistens kommen in Grundmoränen 15 bis 20 dieser Gesteine vor. Je Analyse werden 300 Körner gezählt. Häufig genügt eine Einteilung in die fünf Hauptgruppen Quarz, Feuerstein, kristallines Material, Kalkstein und restliches Gestein. Hauptsächlich basiert die Einteilung des aus Fennoskandien transportierten Kieses auf diesen Hauptgruppen, insbesondere auf dem gegenseitigen Verhältnis von Feuerstein, kristallinem Gestein und Kalkstein (Tab. 3 u. 4, Abb. 5).

Tab. 3:
Prozentuale Mittelwerte der Zusammensetzung glazialer Kiestypen (3—5 mm).

Kies - Typus	→ DG Ia	DG Ib	DG Ic	DG II	DG III	DG IV a	DG IVb	DG IVc
Quarz	20	17	15	7	4	18	15	12
Feuerstein	8	16	26	—	—	14	11	7
Kristallin	50	47	41	80	21	43	34	21
Kalkstein	—	—	—	—	63	10	28	50
Rest	22	20	18	13	12	15	12	10

— = fehlt oder sehr selten.

Weil die Grundmoräne bei Emmerschans völlig entkalkt ist, kommt die Kalksteingruppe in der Analyse nicht vor, ebensowenig wie in der oben beschriebenen Fraktion 10—200 mm, mit der die Fraktion 3—5 mm inhaltlich in großen Zügen übereinstimmt. So ist der Assen-Typus durch die Kombination von Feuerstein und kristallinem Gestein (Kiestypus DG Ia u. DG Ib) und der Emmen-Typus durch sehr hohe Prozentsätze kristallinen Materials ohne Feuerstein (Kiestypus DG II) gekennzeichnet.

Der Kies in den sehr kleinen braunroten Geschiebelehmschollen hat eine andere Zusammensetzung als die Kiesfraktion des Assen-Typus. Analytisch ist er dem Kies des Emmen-Typus sehr ähnlich, aber die Einschlüsse unterscheiden sich in anderer Hinsicht; der Tongehalt z. B. ist sehr hoch, im Emmen-Typus dagegen ziemlich niedrig. Durch ihren Tonreichtum weisen sie eine starke Verwandtschaft mit den Geschiebelehmschollen vom Oudemirdum-Typus auf (Tab. 6). Tab. 4 enthält die vollständigen Resultate in Bezug auf den Kies der Geschiebelehmeinschlüsse im Assen-Typus (Probe 38, Abb. 2).

Der feine Kies auf dem Niveau des Geschiebepflasters in der Basiszone des oberen Geschiebelehms enthält besonders viel kristallines Material; der Feuersteingehalt beträgt 3 % (Probe 32, Tab. 4). Der Kiestypus ist eine Kombination von DG II (ohne Feuerstein) und DG Ia (feuersteinhaltig), eine Mischung, die erkennen läßt, daß etwas DG Ia-Kies aus dem Assen-Typus aufgenommen wurde.

3.5 Analyse der Kiesfraktion 5—20 mm (Tab. 4)

Wenn genügend Material vorhanden ist, wird außer dem feinen Kies auch noch die Fraktion 5—20 mm untersucht, wobei die gleichen Gesteinstypen unterschieden werden. Gewöhnlich genügen 5—10 kg Grundmoräne für eine Zählung von 300 Körnern. Die Ergebnisse entsprechen weitgehend denen für den feinen Kies; der Quarzgehalt ist etwas niedriger, aber sonst gibt es keinen wesentlichen Unterschied.

3.6 Schwermineralanalyse

Je Analyse werden 200 durchsichtige Körner identifiziert. Die Analyse der Schwerminerale in Saale-Grundmoränen der Niederlande hat ergeben, daß das gegenseitige Verhältnis von Granat, Hornblende, Epidot, Turmalin, metamorphen Mineralen, Zirkon und Rutil nicht konstant ist. Auch in Emmerschans treten diese Unterschiede auf; wenn man die „normalen“ Geschiebelehmtypen von Emmerschans nach dem Inhalt an Schwermineralen vergleicht, fällt auf, daß im Assen-Typus mehr Epidot (+ Alterit, Turmalin + metamorphe Minerale, Zirkon und Rutil vorkommen als im Emmen-Typus, der mehr Granat und Hornblende enthält (Tab. 5 u. 6 und Abb. 5). Eine Analyse aus einer tonreichen Geschiebelehmscholle im unteren Geschiebelehm zeigt eine hornblendereiche Gemeinschaft, die dem Mineralinhalt des oberen Geschiebelehms ähnlich ist.

Die Mineralgemeinschaft der „kugelförmigen“ Sandvorkommen direkt über dem Geschiebepflaster in Profil B und die der Sandschicht in Profil A stimmen am meisten mit der Mineralgemeinschaft des unteren Geschiebelehms überein. Dies gilt auch für den Sand, der sich in Höhe des Geschiebepflasters befindet. Die Sandschlieren im oberen Geschiebelehm haben eine stark vom Geschiebelehm selbst abweichende Zusammensetzung. Mit 59,5 % Epidot und nur einigen Prozent Granat und Hornblende gibt es hier eine auffallende Ähnlichkeit mit dem Mineralinhalt der unter dem Geschiebelehm vorkommenden älteren, feinsandigen fluvioglazialen Ablagerungen (die hier nicht näher dargestellt werden).

Im Profil B hat die untere Geschiebelehmprobe einen verhältnismäßig hohen Gehalt an Zirkon und Rutil infolge von Sandaufnahme aus dem Untergrund; weil nur feiner Sand aufgenommen wurde, hat die Zusammensetzung der Kiesfraktion dieser Probe keine Änderung erfahren (Tab. 5).

Tab. 4: Petrographische Zusammensetzung der Kiesfraktionen 3—5 und 5—20 mm des Geschiebelehm von Emmerschans.

Geschiebelehm-Typus	Kiesfraktion in mm	Probe Nr.	Profil Nr.	Analyse Nr.	Tiefe in Metern	Symbol Kiesassoziation 3—5 mm (nach ZANDSTRA 1974)
Emmen - Typus	5	59	A	7307	0.20	DG II
Emmen - Typus		61	A	7308	1.20	DG II
Assen - Typus		62	A	7309	1.70	DG I a
Assen - Typus	—	63	A	7310	2.20	DG I b
Emmen - Typus		29	B	6852	0.35	DG II
Emmen - Typus		30	B	6853	0.70	DG II
Kiesiger Sand (Geschiebepflaster)		32	B	6854	1.00	DG II/I a
Assen - Typus		33	B	6855	1.30	DG I a
Assen - Typus		34	B	6856	1.80	DG I b
Assen - Typus		35	B	6857	2.30	DG I b
Assen - Typus		37	B	6858	2.70	DG I a
Geschiebelehmsholle i. Assen-Typ.		38	B	6860	2.75	DG II
Assen - Typus		39	B	6859	3.10	DG I a
Emmen - Typus	5 — 20	29	B	6861	0.35	
Assen - Typus		2)	B	6862	3)	
Geschiebelehmsholle i. Assen-Typ.		38	B	6864	2.75	
Assen - Typus		4)	B	6863	5)	

Tab. 5: Die Schwerminerale im Geschiebelehm von Emmerschans.

Geschiebelehm-Typus	Probe Nr.	Profil Nr.	Analyse Nr.	Tiefe in Meter	Granat	Epidot
Emmen - Typus	59	A	28980	0.20	25,5	16
Sandschicht im Emmen - Typus	60	A	28981	0.70	14	36,5
Emmen - Typus	61	A	28982	1.20	24	15
Assen - Typus	62	A	28983	1.70	6	28,5
Assen - Typus	63	A	28984	2.20	9	29,5
Emmen - Typus	29	B	26731	0.35	32,5	5
Emmen - Typus	30	B	26732	0.70	40,5	7
Sandschicht im Emmen - Typus	31	B	26733	0.90	17,5	35,5
Kiesiger Sand (Geschiebepflaster)	32	B	26734	1.00	16	30
Assen - Typus	33	B	26735	1.30	22,5	20
Assen - Typus	34	B	26736	1.80	12,5	21,5
Assen - Typus	35	B	26737	2.30	14,5	25
Sandlinse im Assen - Typus	36	B	26738	2.40	2,5	59,5
Assen - Typus	37	B	26739	2.70	14,5	26
Geschiebelehmsholle im Assen-Typus	38	B	26740	2.75	20,5	16,5
Assen - Typus	39	B	26741	3.10	17	29

- 1) Rote Eisenkiesel, Pyritquarzit, Buntsandstein, Zementquarzit und Kalksteingruppe fehlen. —
 2) Kombination Probe Nr. 33/34/35. — 3) 1,30—2,30 m. — 4) Kombination Probe Nr. 37 + 39. —
 5) 2,70—3,10 m.

Total	Quarz			Feuerstein			Kristallin										Rest 1)				
	weiß	rötlich	übrige	nicht gerundet	patiniert	gerundet	mitteldeutsche Porphyre	mikrosphärolit. Porphyre	übrige Porphyre	Feldspat, weiß und grau	Quarz mit weißem Feldspat	Feldspat, rot	Mikropegmatit	Rest Kristallin	Lydite - Gruppe	Kieseloolith	Kieselfringe	Diverse	Verkieselungen	Roter Sandstein	Grauer paläozoischer Sandst.
5,5			5,5							0,5	2	2	75				14		1		
6			6							2	0,5	3,5	2,5	70			11		4		
16	0,5	0,5	15	8,5	1			1.	1,5	0,5	3,5	1	48				15	1,5	2,5		
15	1,5		13,5	10	2			0,5	1	1	3		54				9	2	2,5		
9,5		0,5	9					0,5	1	1,5	1,5		75				10	0,5	0,5		
9		1	8					0,5	1,5		1		72,5				11,5	0,5	3,5		
11	0,5	0,5	10	3	1,5			0,5	1	0,5	1,5	0,5	71				6		4,5		
14,5		0,5	14	6	2			0,5	0,5	1,5	1,5		60,5				12		1		
15			15	11,5	2				1,5	0,5	2		53,5				11,5		2,5		
20,5	1,5		19	13	1,5			0,5	1,5	0,5	1,5		45,5				13,5		1,5		0,5
26,5	1	0,5	25	7,5	1,5				0,5		1		50,5				9,5		2,5		0,5
8			8	1	0,5						1		76				9	0,5	3		
24	2	1	21	8	0,5				0,5		0,5		48				15,5	0,5	2,5		
5,5		0,5	3					0,5	0,5				84				10	0,5	1		
9,7	1,1		8,6	12,9	2,2			0,5	0,5			1,1	52,1				17,8		2,7		0,5
4,7			4,7					2,4				2,4	76,3				9,5		4,7		
7,5			7,5	13,8	2,8			0,9	0,9	1,9			45,1	0,9			20,6	3,7	1,9		

Alterit, Saussurit	Grüne Hornblende	Braune Hornblende	Augit	Hypersthen	Olivin	Zirkon	Rutil	Anatas	Brookit	Pumpellyit	Chloritoid	Topas	Staurolith	Disthen	Andalusit	Sillimanit	Turmalin
5,5	42,5	1,5				5	2	0,5					1		0,5		4
11,5	8,5					8	3	2,5					3,5	3,5	2	0,5	6
3	40	1	0,5			9	3	1					0,5		1		2
6	29	0,5	1			6,5	5	3					3	4	0,5	1	6
2,5	19	0,5		0,5		17,5	5,5	2					2	4	2	0,5	5,5
2	51,5			0,5		5	0,5	0,5			0,5		1				1,5
2,5	46		0,5			1,5					0,5		0,5			0,5	1
8,5	9,5		1	0,5		5,5	1	1					6	1	1	0,5	11
5,5	22		0,5			10	1	0,5					4,5	2,5	3	1,5	3
6,5	27,5		0,5			4,5	2						7	2,5	2	0,5	4,5
11,5	31					4	1,5	1					3,5	2,5	3	2,5	5,5
6,5	29		1,5	0,5		3	3						6	1	1	3,5	5,5
	3,5					5,5	7	3					1	7,5	5	1	4,5
7,5	22		1	0,5		5	2,5						3,5	6	5,5	1	5
2,5	46,5			1,5	0,5	2	1,5	0,5		0,5			1,5	1			5
3	23			0,5		8	5,5	1				0,5	3,5	2	4,5		2,5

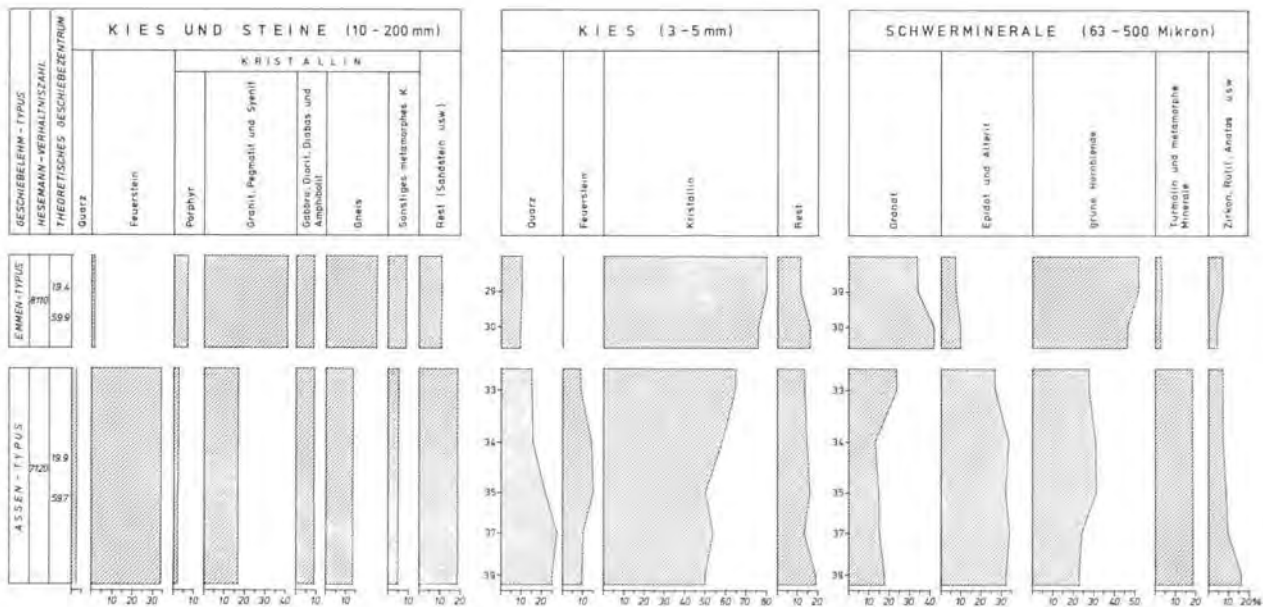


Abb. 5: Sedimentpetrographische Grundzüge der normalen Geschiebelehmproben im Diagramm (Profil B der Abb. 2).

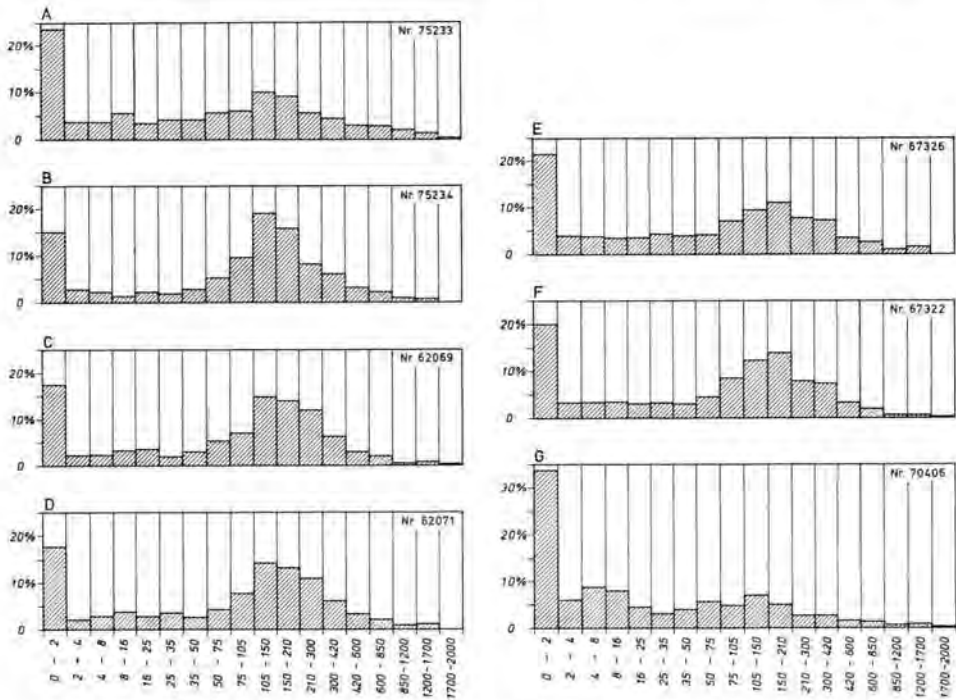


Abb. 6: Korngrößenverteilung einiger Geschiebemergel- und Geschiebelehmtypen.

- A Emmen-Typus; Emmerschans, Grube de Boer; 0,70 m unter der Oberkante des Geschiebelehms. T.K. 17 H Emmen, Koord. 259/536.
- B Assen-Typus; Emmerschans, Grube de Boer; 2,70 m unter der Oberkante des Geschiebelehms. T.K. 17 H Emmen, Koord. 259/536.
- C Heerenveen-Typus; Selmien-Ureterp, Aufschluß Draait-Kanalanlage; 1,50 m unter der Oberfläche. T.K. 11 E Drachten, Koord. 205/565. Geschiebelehm.
- D Deventer-Typus; Selmien-Ureterp, Aufschluß Draait-Kanalanlage; 3,50 m unter der Oberfläche. T.K. 11 E Drachten, Koord. 205/565. Geschiebemergel.
- E Amersfoort-Typus; Amersfoort, Grube Monnikenbosch; 0,60—0,90 m unter der Oberfläche. T.K. 32 D Woudenberg, Koord. 150/462. Geschiebelehm.
- F Lunteren-Typus; Lunteren, Grube Vink; 0,40—0,60 m unter der Oberkante des Grundmoränenprofils. T.K. 32 H Ede, Koord. 172/456. Geschiebemergel.
- G Voorst-Typus; Voorst, Nordostpolder; 0,40 m unter der Oberfläche. T.K. 21 A Ens, Koord. 188/520. Karminrote Geschiebemergelschollen.

3.7 Korngrößenverteilung (Abb. 6)

Die Korngrößenverteilung der normalen Grundmoränen, von denen zur Zeit neun Typen bekannt sind, weist Unterschiede auf, die vielleicht zum Teil auf lokale Aufnahme von Material aus dem Untergrund zurückzuführen sind. Dies gilt insbesondere für den mittelniederländischen Bereich, wo die Aufnahme mittelpleistozäner fluvialer Rheinsande die Form des Gipfels im Sandbereich¹⁾ beeinflusst haben mag (Diagramm E, Amers-

¹⁾ Die Grenze zwischen Schluff und Sand wird z. Z. nicht mehr bei 50 μ , sondern bei 63 μ gezogen.

foort-Typus u. Diagramm F, Lunteren-Typus). Weiter unterscheiden sich diese Typen nur wenig vom Heerenveen-Typus und vom Deventer-Typus (Diagramm C bzw. D). Der Assen-Typus (Diagramm B) weist Ähnlichkeit mit dem Heerenveen-Typus auf. Vermutlich wurde die Form des Gipfels im Sandbereich hier stärker durch Aufnahme älterer, feinsandiger, fluvioglazialer Ablagerungen beeinflusst; dadurch ist die Siebfraktion 105—150 Mikron größer als in den übrigen Analysen. Der Emmen-Typus zeigt nur eine niedrige Gipfelung in der Sandfraktion. Zwischen 2 und 1700 Mikron tritt eine starke Kornstreuung auf; der Tongehalt ist mit 27 % etwas höher als in den oben erwähnten Typen, die in den Beispielsanalysen 15—23 % Ton enthalten.

Ganz anders ist die Korngrößenverteilung in den karminroten Geschiebemergelschollen, wie diese im Nordostpolder und von Steenwijk, Havelte, Gaasterland und Groningen bekannt sind (Abb. 7). Die Gipfelung in der Sandfraktion ist in der Beispielsanalyse von Voorst, Typuslokation des Voorst-Typus, äußerst niedrig, während der Tongehalt von 37 % und auch der Schluffgehalt viel höher sind als in normalen Grundmoränen (Diagramm G in Abb. 6).

Es ist unwahrscheinlich, daß bei den Grundmoränen eine Typeneinteilung, die nur auf der Gipfelung des Sandes und auf dem Ton- und Schluffgehalt basiert, für größere Gebiete angewendet werden kann, weil lokale Aufnahme von Sand in wechselndem Gehalt die Korngrößenverteilung beeinflusst. Besonders in hügeligen Gebieten, in welchem Zusammenhang die Mittel- und Ostniederlande erwähnt werden müssen, wird die Aufnahme aus dem Liegenden die Zusammensetzung manchmal beträchtlich verändert haben. In den Niederlanden sind darüber noch keine systematischen Untersuchungen vorgenommen worden.

In Polen ist die Korngrößenverteilung der Grundmoräne, unabhängig vom Alter, gewöhnlich durch Aufnahme pleistozäner, tertiärer und älterer Bildungen beeinflusst worden. RACINOWSKI & RZECHOWSKI (1961) betrachten die granulometrische Zusammensetzung als ein besonders empfindliches Kriterium zur Ermittlung des Einflusses lokaler älterer Ablagerungen auf die Lithologie des Geschiebelehms und Geschiebemergels.

Wie die Diagramme erkennen lassen, besteht keine Verwandtschaft zwischen dem Assen- und Emmen-Typus und den Geschiebemergelschollen vom Voorst-Typus (DE WAARD 1949, DE RIDDER & WIGGERS 1956, VEENSTRA 1963 und ZANDSTRA 1971).

4. Diskussion

Mit der sedimentpetrographischen Untersuchung konnte nachgewiesen werden, daß in Emmerschans zwei Geschiebelehmtypen mit ostbaltischen Leitgeschieben übereinanderliegen. An dieser Lokalität auf dem Hondsrug ist die Farbe des Geschiebelehms braun bis rot; anderswo sind diese Geschiebelehmtypen gewöhnlich grüngrau.

Der untere, der Assen-Typus, ist jetzt u. a. bekannt von Peelo (ZANDSTRA 1972), Zwiggelte (ZANDSTRA 1974), Schoonloo (unveröffentlicht) und Emmerschans in Drenthe; vielleicht kommt er auch in Oosterhaule (unveröffentlicht) und Duurswoude in Friesland (SCHUDDEBEURS 1955) vor.

Untersuchungen neuer Vorkommen in Drenthe deuten darauf hin, daß der Assen-Typus auf dem Hondsrug und westlich vom Hondsrug bis westlich von Assen allgemein vorkommt (Abb. 7).

Der obere Geschiebelehm ist als Emmen-Typus benannt worden; im Gelände fällt die große Typenverwandtschaft mit dem Assen-Typus auf, von dem er sich durch das Fehlen von Feuerstein, die stärkere „Röte“ und den Schwermineralinhalt unterscheidet. Das Fehlen von Feuerstein hat möglicherweise seinen Grund in einem anderen Transportweg des

Eises; vielleicht floß das Inlandeis, das den Geschiebelehm vom Emmen-Typus als Schmelzrückstand ablagerte, etwas östlicher als der Gletscher, der für den Assen-Typus verantwortlich war, und konnte dadurch keinen Feuerstein aufnehmen. Im Osten enthält das Ober-Senon schon in der Umgebung von Szczecin (Stettin) keinen Feuerstein mehr (RICHTER 1932). Der extrem ostbaltische Charakter der Gemeinschaft kristalliner Leitgeschiebe im Emmen-Typus — gut 83 % der Gesamtsumme — steht hiermit in Einklang (Tab. 1).

Sowohl der Assen- als auch der Emmen-Typus wurden als normale Grundmoränen am Fundort gebildet; sie wurden nicht in Form großer Schollen aus Skandinavien mitgeführt. Mit den „echten“ karminroten tonreichen Geschiebemergelschollen des Nordostpolders (DE WAARD 1949), die zum Voorst-Typus gehören, gibt es nur eine geringe Typenverwandtschaft, ebenso wie mit dem Oudemirdum-Typus, der als verwitterter Schollengeschiebelehm betrachtet wird (ZANDSTRA 1971, 1974). Diese Schollen entstammen einer älteren Grundmoräne. Das Material stammt aus dem Raum zwischen Stockholm und den Ålandinseln und dies besagt schon an sich, daß sie niemals südbaltisches und meistens wenig mittelbaltisches Material enthalten, im Gegensatz zum Assen- und Emmen-Typus, deren Inhalt zu etwa 20 bis mehr als 30 % aus Geschieben aus obigen Gebieten bestehen kann. Außer den Transport- und Ablagerungsverhältnissen sind auch die lithologischen und sedimentpetrographischen Eigenschaften der Geschiebemergelschollen des Nordostpolders anders als die der Geschiebelehmtypen von Emmerschans. Aus denselben Gründen gibt es keinerlei Beziehung zu dem Geschiebemergel mit der Vastorfer Geschiebegemeinschaft (GAUGER & MEYER 1970). Dagegen haben die Geschiebelehmeinschlüsse unten im Assen-Typus viel mit dem entkalkten Schollengeschiebelehm vom Oudemirdum-Typus gemein (siehe 3.4 und 3.6 und Tab. 6).

Bei der Besprechung des Profilaufbaus (siehe 2.2) wurde erwähnt, daß die Basisfläche des unteren Geschiebelehms örtlich wellenförmig verläuft. Möglicherweise ist dies dadurch bedingt, daß zwei Medien unterschiedlicher Dichte (Inlandeis und liegender Sand) bei Verschiebung gegeneinander „Wellen“ bilden, speziell wenn lokale Hindernisse gequert werden müssen (RICHTER 1930). Vermutlich steht dieses System senkrecht zur Gletscherbewegung; leider gab es keine Möglichkeit, die Längsachsen dieser „Wellen“ zu bestimmen.

Bei der unten folgenden Besprechung wird darauf verzichtet, die Geschiebelehmtypen mit einer aus der Literatur bekannten Vergletscherungsphase der Saale-Kaltzeit zu verbinden. Es gibt dafür zwei Gründe: Erstens läßt sich aus der Anwesenheit von Geschiebelehm eines bestimmten Typus schwer eine Folgerung in Bezug auf das relative Alter innerhalb der Vereisung ziehen, solange das Netz der Beobachtungen noch zu weitmaschig ist. Zweitens gehen heute die Theorien über das Modell der Vereisung und die chronologische Reihenfolge der Vergletscherungsphasen auseinander (u. a. THOMÉ 1959, TER WEE 1962, JELGERSMA & BREEUWER 1975).

4.1 Verbreitung des Assen- und Emmen-Typus

Über die Begrenzung des Verbreitungsgebietes des Emmen- und des Assen-Typus läßt sich noch wenig aussagen. Auf beiden Seiten der Ems in Niedersachsen und Westfalen sind schon einige Vorkommen mit ostbaltischen Geschiebegemeinschaften bekannt, u. a. Ülsen bei Nordhorn mit der Hesemannzahl 7220 (ohne Diabas und Hällefint), Himmlische Berge bei Herzlake mit 7120, Groß-Bersen mit 6211, Langefeld mit 6220 und Langendreerholz im Ruhrgebiet mit 7220 (ohne Diabas und Hällefint) (HESEMANN 1939, SCHUDEBEURS 1959, 1967). Das Vorkommen im Ruhrgebiet fällt außerhalb des Bereiches der Elster-Vergletscherung; es kann sich somit nur um Material aus der Saale-Kaltzeit handeln: in den anderen Fällen ist vermutlich ebenso von Saale-Material die Rede. Bei

dem Fundpunkt nordöstlich von Aurich in Ostfriesland handelt es sich um Geschiebe aus dem oberen, grüngrauen Geschiebelehm, der viel Feuerstein enthält (SCHUDDÉBEURS 1967); hier mag es sich um den Assen-Typus handeln. Auch wenn die Geschiebe der Zählgruppe I in dieser Zählung zu hoch geschätzt worden sind (K. D. MEYER 1970), braucht dies nichts an der Einteilung zu ändern, weil der Assen-Typus (im Gegensatz zu den Voorst- und Oudemirdum-Typen, siehe oben) bisweilen 20—30 %, lokal bis 50 %, mittel- und südbaltisches Material enthält.

Ergänzende Daten über ostbaltische kristalline Geschiebegemeinschaften werden in Veröffentlichungen von MILTHERS, DEWERS und RICHTER mitgeteilt. In MILTHERS (1913, 1934) sind Listen von Leitgeschieben einer Anzahl untersuchter Vorkommen in Deutschland und den Niederlanden aufgenommen. Die Zählungen, die einen semiquantitativen Charakter tragen, vermitteln einen Eindruck von den vorherrschenden Geschieben. Die Zählungen bei Oldenzaal und Ootmarsum zeigen eine überwiegend ostbaltische Gemeinschaft.

DEWERS (1939) erwähnt Ergebnisse von vier Hesemannzählungen. Es handelt sich um periglaziale Ablagerungen aus der Weichsel-Kaltzeit, worin Material aus der Saale-Kaltzeit aufgenommen ist; die Lokalität ist die Sandgrube der Harener Hartsteinwerke in den Emmelner Bergen bei Haren/Ems. Werden die Geschiebe gemäß der heute angewandten Einteilung (ohne Gabbro, Diabas und Hällefint) in einer einzigen Zählung dargestellt, so entsteht als Hesemannzahl 8200. Vor allem der hohe Gehalt an rotem Ostseequarzporphyr (9,6 %) ist in dieser Gemeinschaft auffallend und in guter Übereinstimmung mit dem Assen-Typus, in dem Werte bis 39 % vorkommen (Zählung Zwiggelte in Drenthe, Hesemannzahl 8110, in ZANDSTRA 1974).

RICHTER (u. a. 1951) drückt das gegenseitige Verhältnis bestimmter Geschiebe in einem Koeffizienten aus. Mit dieser Methode konnte er ein Gebiet mit ostbaltischen Gemeinschaften andeuten. Dieses Gebiet, in dem der — meistens rotfarbige — Geschiebelehm

Tab. 6:

Mittelwerte der Kiesfraktion (3—5 mm) und Schwerminerale aus Emmerschans und Friesland.

Hauptgruppen	oberer Geschiebe- lehm (Emmen- Typus) 1)	unterer Geschiebe- lehm (Assen- Typus) 2)	kleine Geschiebe- lehmschollen im Assen- Typus 3)	Geschiebe- lehmschollen in Friesland 4) (Oudemir- dum-Typus)	Geschiebe- mergel- schollen in Friesland (Voorst- Typus) 4)
% Quarz	8	19	8	4	4
% Feuerstein	—	11	1	1	—
% Kristallin	78	55	78	79	27
% Kalkstein	—	—	—	—	56
% Rest	14	15	13	16	13
% Granat	31	14	20	19	22
% Epidot und Alterit	13	32	19	26	19
% Grüne Hornblende	45	26	47	50	49
% Turmalin + metamorphe Minerale	3	16	8	3	5
% Zirkon, Rutil, Anatas, Brookit	7	11	4	1	3
% Übrige Minerale	1	1	2	1	2

1) Probe Nr. 29, 30, 59, 61; 2) Probe Nr. 33, 34, 35, 37, 39, 62, 63; 3) Probe Nr. 38; 4) bearbeitet nach ZANDSTRA 1971.

feuersteinarm ist, liegt zwischen Oldenburg und Wildeshausen im Osten und Haren und Lingen im Westen; die Südgrenze wird nicht angegeben (Abb. 1 in RICHTER 1953 und Taf. 3 in RICHTER 1958).

Die Westgrenze der Vorkommen des Assen- und Emmen-Typus läßt sich nicht genau wiedergeben; vermutlich läuft sie von Südwestfriesland über Steenwijk und Ommen nach Bentheim. Im allgemeinen sind nur noch vor Erosion geschützte Überreste vorhanden; in Drenthe findet sich jedoch ein größeres Vorkommen (Abb. 7).

4.2 Die Geschiebe im tieferen Teil des Assen-Typus

Der Theorie des temporären Eistrückzugs steht die Auffassung von GRIPP (1973, 1974) gegenüber; diese besagt, daß ein Geschiebepflaster sich während einer Vergletscherung bildet und zwar an Stellen, wo während einer bestimmten Zeit ein (dynamischer) Grund zum Durchsacken bis in das Substrat vorliegt. Druckentlastung als Folge einer Abnahme der Mächtigkeit des Eises würde schon genügen, um dieses Durchsacken zu bewirken.

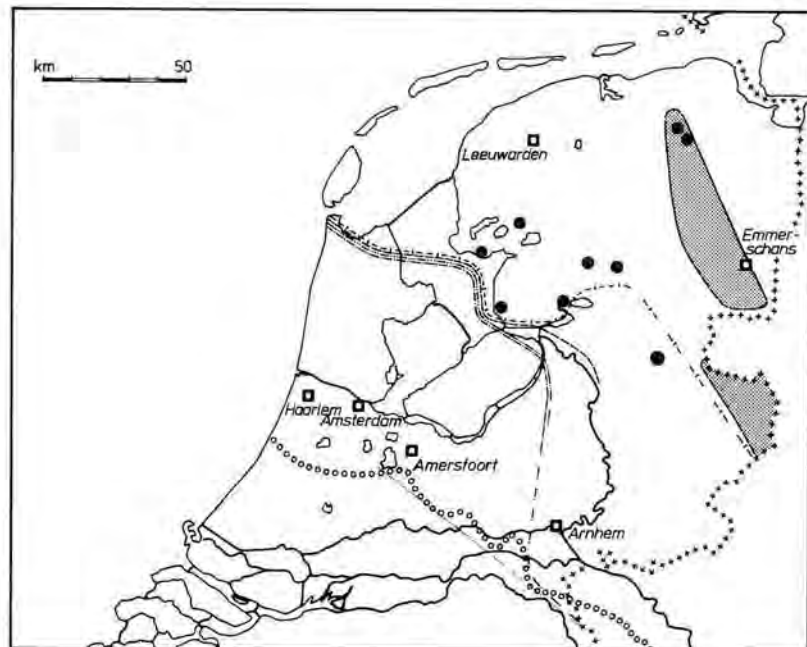
Das Auftreten einiger Steine und Blöcke an der Unterseite des unteren Geschiebelehms bei Emmerschans läßt sich mit der GRIPPSchen Theorie gut erklären; es gibt nichts, was auf Eistrückzug hindeutet.

4.3 Die Sandeinschlüsse im Assen-Typus

Die Obergrenzen der Sandeinschlüsse liegen in einer waagerechten Fläche parallel zur Ober- und Untergrenze des Geschiebelehms. Diese Linsen wurden in gefrorenem Zustand vom Inlandeis aus dem Untergrund aufgenommen, dann verfrachtet und als Lokalgeschiebe in die Grundmoräne eingelagert. Sie bilden gleichsam in kleinem Maßstab ein Schollenmodell (Abb. 4).

Alle Sandlinsen sind nach N oder NW geneigt; nach RICHTER (1929) bedeutet dies, daß die entgegengesetzte Richtung die lokale Bewegungsrichtung des Eises war, hier also nach S oder SSO. Der obere Teil der Sandeinschlüsse ist nach der Ablagerung horizontal etwas verzerrt worden, was aus der faserigen, gedehnten Form hervorgeht. Diese Verzerrung ist der Effekt des fließenden Inlandeises. Es ist unwahrscheinlich, daß dies mit der Bildung von Abscherungsflächen innerhalb des Geschiebelehms (RICHTER 1930) zusammenhängt. Die Struktur des Geschiebelehms bietet dafür keine Hinweise.

Ob die Stauchung des Untergrundes in der „Phase des Assen-Typus“ oder früher stattgefunden hat, ist nicht bekannt; dieser Untergrund besteht aus nach N geneigten glazialen Schollen (Geologische Stichting, Dienstrapport 170). Eine nach S gerichtete Eisbewegung wurde schon 1904 von DUBOIS angenommen, später auch von LIGTERINK (1954) für das, was er die erste Vergletscherungsphase der Riß-Zeit (Saale-Kaltzeit) für den Hondsrug nannte. Diese Auffassung entspricht auch der Meinung von RICHTER (u. a. 1950), der aufgrund von Geschiebegemeinschaften sechs unterschiedliche Gletscherströme erkennt, von denen der älteste, der Cloppenburger Eisstrom, durch Geschiebe von den Ålandinseln gekennzeichnet ist. Auch DE JONG (1967) nimmt für das Gebiet bei Emmerschans einen südwärts gerichteten Druck an. SLATER (1926, 1927) ist der Anschauung, daß das Vorkommen von Sandlinsen und anderen kleinen Schollen in der Grundmoräne eigentlich eine normale und allgemein verbreitete Erscheinung ist. SLATER bezeichnet die in Reihen liegenden Einschlüsse als das fixierte Rudiment der ursprünglichen Strukturform des Gletschers, die nur beim langsamen Abschmelzen des Eises erhalten bleibt (angeführt in WOLDSTEDT 1929). Bisweilen handelt es sich dabei nur um winzige Sandstreifen (RICHTER 1929).



- Südgrenze vom Gebiet mit 0-15% ostbaltischen Geschieben
(Geschiebemergel Lunteren-Typus; wenn entkalkt: Amerfoort-Typus)
 - Südgrenze vom Gebiet mit 15-25% ostbaltischen Geschieben
 - Südgrenze vom Gebiet mit 25-35% ostbaltischen Geschieben
 - Südgrenze vom Gebiet mit >35% ostbaltischen Geschieben
 - Südgrenze vom Verbreitungsgebiet von karminroten, kalkreichen, tonreichen Geschiebemergel-schollen mit >55% ostbaltische Geschiebe (Voorst-Typus; wenn entkalkt: Oudemirdum-Typus)
- } Geschiebemergel vom Deventer-, Losser- und Nieuweschoot-Typus, Geschiebelehm vom Heerenveen- und Markelo-Typus
- Gebiete mit Konzentrationen von Zählungen mit >55% ostbaltischen Geschieben in grüngrauem bis rotbraunem, sandigem Geschiebelehm (Assen-Typus, Emmen-Typus)
 - Gesicherter Fundort karminroter Geschiebemergelschollen (Voorst-Typus)
 - Südrand Inlandeisverbreitung im Saale-Kaltzeit

Abb. 7: Geschiebegemeinschaften (Saale-Kaltzeit) an oder nahe der Oberfläche.

4.4 Das Geschiebepflaster im Emmen-Typus

Das Geschiebepflaster im unteren Teil des Emmen-Typus markiert nicht genau die Grenzfläche mit dem Assen-Typus. An den Probeentnahmestellen A und B in der Westwand liegt die Grenzfläche 40 bzw. 0 bis 5 cm unter dem Geschiebepflaster. An beiden Stellen kommen auch 10 bis 30 cm über dem Geschiebepflaster einzelne Steine und Blöcke vor, von denen manche aufrecht stehen. Das normale Geschiebelehmprofil ist sonst sehr arm an großen erratischen Blöcken; auch werden keine bis unter das Geschiebepflaster durchgesackten Steine angetroffen.

Manche Forscher schließen aus der Lage eines Geschiebepflasters auf die Stromrichtung des Inlandeises. In diesem Zusammenhang sind die Untersuchungen von SEIFERT (1954) an Geschiebemergelprofilen aus der Weichsel-Kaltzeit auch für Emmerschans von Interesse. SEIFERT gibt für den Geschiebemergel der Ostseekliffs in Schleswig-Holstein folgende Faustregel: „Das Geschiebepflaster ist nur örtlich entwickelt worden. Der obere Geschiebelehm hat zwar eine größere Verbreitung als das Geschiebepflaster, aber er fehlt meistens dort, wo vor der jüngsten Vergletscherungsphase ein hohes Gebiet lag.“ Wenn sich das Inlandeis aus östlicher Richtung genähert hätte, so hätte es den Hondsrug als hohes Gebiet querens müssen; nach der Theorie von SEIFERT wäre dann das Entstehen der oberen Grundmoräne bei Emmerschans unwahrscheinlich gewesen. Auch die Bildung eines Geschiebepflasters als Folge des Durchsackens aus der oberen Grundmoräne würde dann nicht zutreffen. Es verbleibt also nur noch eine nach S bis SSO gerichtete Vorstoßrichtung.

Nach SEIFERT (1954) wurden die Blöcke in den oberen Partien der älteren Grundmoräne der Ostseekliffs teilweise in die basale Schuttmasse des jüngeren Gletschers aufgenommen und vermutlich schon nach kurzer Zeit zusammen mit den neu zugeführten Blöcken und Steinen abgelagert und in die untere Grundmoräne gedrückt. Die Schuttanteile des jüngeren und des älteren Gletschers können somit von Ort zu Ort stark auseinandergehen. Dieser Umstand ist bei der Analyse nur von Bedeutung, wenn die Kies- und die Geschiebe- oder Mineralgemeinschaften der beiden Moränen verschieden sind, so daß die Ergebnisse von Zählungen mit Zählungsdaten für das Geschiebepflaster verglichen werden können. In den Kliffs an der Ostseeküste ist der Geschiebeinhalt der unteren und der oberen Grundmoräne jedoch identisch, so daß kein Beweis für oder gegen Eisrückzug vorliegt.

In Emmerschans gehört das Geschiebepflaster genetisch zum oberen Geschiebelehm, aber das Material ist zum Teil aus der unteren Grundmoräne aufgenommen worden; dies folgt aus der Anwesenheit von 3% Feuerstein im Kies, der sich im Profil B in Höhe des Geschiebepflasters befindet (Tab. 4).

Die Aufnahme von Material aus dem unteren Geschiebelehm sowie die ungleichartige Mineral- und Kieszusammensetzung des normalen Assen- und des normalen Emmen-Typus zeigen auf die Wirkung zweier unterschiedlicher Gletscher hin. Dazwischen lag eine Zeit des Eisrückzugs; Ablagerungen aus dieser Zeit sind nicht erhalten. Danach wurde während der jüngsten Vergletscherungsphase als Folge einer zeitweiligen Abnahme der Mächtigkeit des Inlandeises ein Geschiebepflaster gebildet; später wurden einzelne Geschiebe aus diesem Pflaster wieder in die Untermoräne aufgenommen, über kurze Strecken verfrachtet und in die höher liegende Grundmoräne abgesetzt.

4.5 Die Sandschicht im Emmen-Typus

Direkt über dem Geschiebepflaster, aber deutlich davon getrennt, findet sich örtlich eine 5 bis 30 cm mächtige Sandschicht. Der Kies in dieser Schicht hat die gleiche Zusammensetzung wie der Kies im umgebenden Geschiebelehm; Feuerstein fehlt und der Gehalt an kristallinem Material ist sehr hoch. Für eine quantitative Kiesanalyse war nicht genug Material vorhanden. Die Schicht wird als eine intramoränale fluvio-glaziale Bildung des jüngsten Gletschers gedeutet; ihre Verbreitung ist begrenzt.

5. Schlußfolgerungen

1. Das Geschiebelehmprofil bei Emmerschans umfaßt zwei Geschiebelehmtypen aus der Mittel-Saale-Kaltzeit; der untere wird als der Assen-Typus, der obere als der Emmen-Typus bezeichnet. Beide Typen enthalten eine überwiegend ostbaltische Geschiebegemein-

shaft; sie sind nach dem Mineral- und Kiesinhalt zu unterscheiden. Es handelt sich um Grundmoränen von zwei (unterschiedlichen) Gletschern, von denen der älteste im Ostseegebiet südbaltisches Material aufnahm. Diese beiden Vergletscherungen und die dazwischenliegende Eisrückzugsperiode gehören derselben Vergletscherungsphase an.

2. Die Farbe des Geschiebelehms ist stark sekundär beeinflusst und dadurch als Gelandemerkmale oft irreführend. Der Assen-Typus ist z. B. auf dem Hondsrug oft braun oder rotbraun und westlich vom Hondsrug meist grüngrau.

3. Die Geschiebelehmtypen von Emmerschans vertreten zwei normale sandige Grundmoränenablagerungen; sie weisen keine Verwandtschaft mit den karminroten, tonreichen Geschiebemergelschollen des Nordostpolders auf.

4. Die lokale Stromrichtung des Inlandeises war nach S oder SSO gerichtet; dies läßt sich u. a. aus der Lagerung von Sandeinschlüssen im Assen-Typus ableiten.

5. Das Geschiebepflaster im Emmen-Typus ist als Folge einer Mächtigungsabnahme des Inlandeises entstanden.

6. Die Steine und Blöcke an der Grenzfläche Assen-Typus/liegender Sand sind während der ältesten Subphase durchgesackt; die Grenzfläche hat örtlich einen schwachwelligen Verlauf.

7. Die Zusammensetzung des Bafalteils des Geschiebelehmprofils ist durch Aufnahme von Sand aus dem Untergrund beeinflusst worden.

8. Der Assen-Typus kommt in den nördlichen Niederlanden ziemlich häufig vor; der Emmen-Typus hat eine kleinere Verbreitung.

Schriftenverzeichnis

- ANDERSON, W. F. (1972): Een zandlens in de keileemgroeve „Osse“ te Losser. — *Grondb. en Ham.*, **6**: 182—185, 3 Abb.; Losser.
- BOEKSCHOTEN, G. J. & VEENSTRA, H. J. (1967): Over stenen-orientatie in het nederlandse keileem. *Geol. en Mijnb.*, **46**: 195—205, 10 Abb., 2 Tab.; Leiden.
- BOULTON, G. S. (1968): Flow tills and related deposits on some Vestspitsbergen glaciers. — *J. Glaciol.*, **51**: 391—412, 14 Abb.; Cambridge.
- CORTE, A. E. & HIGASHI, A. (1964): Experimental research on desiccation cracks in soil. — U.S. Gold Regions Research and Engng. Labor., Research Rep. 66; Washington.
- DEWERS, F. (1939): Die geologischen Lagerungsverhältnisse des interglazialen Torfes von Haren/Ems. — *Abh. naturwiss. Ver. Bremen*, **31** (2): 347—359, 3 Abb., 1 Tab.; Bremen.
- DUBOIS, E. (1902): De geologische samenstelling en de wijze van ontstaan van den Hondsrug in Drenthe. — *Kon. Ned. Akad. v. Wet., Versl. Gew. Verg. Wis- en Nat. Afd.*, **11**: 43—50, 150—152; Amsterdam.
- DÜCKER, A. (1964): Kleinformen der Gletschererosion an Geschieben. — *Lauenburgische Heimat*, N. F., **45**: 26—37, 18 Abb.; Ratzeburg.
- DUPHORN, K., GRUBE, F., MEYER, K. D., STREIF, H. & VINKEN, R. (1973): Area of the Scandinavian Glaciation. I. Pleistocene and Holocene. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **23/24**: 222—250, 1 Abb.; Öhringen/Württ.
- FIEDLER, A. (1936): Sedimentpetrographische Gliederung der Geschiebemergel Mecklenburgs. — *Jb. preuss. geol. L.-Anst.*, **57** (1): 111—145, 3 Abb., Taf. 6—7; Berlin.
- GAUGER, W. & MEYER, K.-D. (1970): Ostbaltische Geschiebe (Dolomite, Old Red-Sandsteine) im Gebiet zwischen Lüneburg und Uelzen. — *Der Geschiebesammler*, **5** (1): 1—12, 2 Tab.; Hamburg.
- Geologische Stichting (1956): Onderzoek naar het voorkomen van grof zand in enige terreinen nabij Emmen. — *Dienstrapp.* 170; 3 S., 3 Abb.; Haarlem.

- GRIPP, K. (1929): Glaciologische und geologische Ergebnisse der hamburgischen Spitzbergen-Expedition 1927. — Abh. naturhist. Ver. Hamburg, **22**: 147—247, 39 Abb., 32 Taf.; Hamburg.
- (1974): Untermoräne-Grundmoräne-Grundmoränenlandschaft. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **25**: 5—9, 1 Abb.; Öhringen/Württ.
- (1975): 100 Jahre Untersuchungen über das Geschehen am Rande des nordeuropäischen Inlandeises. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **26**: 31—73, 5 Abb., 8 Taf.; Öhringen/Württ.
- HEERDT, S. (1965): Zur Stratigraphie des Jung-Pleistozäns im mittleren Mecklenburg. — Geologie, **14**: 589—609; Berlin.
- HESEMANN, J. (1930): Wie sammelt und verwertet man kristalline Geschiebe? — Sitz.-Ber. preuss. geol. L.-Anst., (5): 188—196; Berlin.
- (1939a): Statistische Geschiebeuntersuchungen. — Z. Geschiebeforsch., **15**, (6): 158—162; Leipzig.
- (1939b): Diluvialstratigraphische Untersuchungen zwischen Elbe und Rhein. — Abh. naturwiss. Ver. Bremen, **31** (2): 247—285, 3 Abb.; Bremen.
- (1975): Kristalline Geschiebe der nordischen Vereisungen. — 266 S., 44 Abb., 29 Tab., 1 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrhein-Westfalen).
- JELGERSMA, S. & BREEUWER, J. B. (1975): Toelichting bij de kaart glaciële verschijnselen gedurende het Saalien, 1 : 600.000. — Toel. geol. overzichtskaarten Nederland; 93—103, 10 Abb.; 1 Kt.; Haarlem (Rijks Geol. Dienst).
- JONG, J. D. DE (1967): The Quaternary of the Netherlands. — The Geol. Syst. . The Quaternary, (2): 301—426, 10 Abb., 3 Tab.; London, Sydney (Interscience Publ.).
- JONKER, H. G. (1913): Verslag der Tweede Excursie op 4 en 5 October naar Gaasterland, Groningen en Noord Drenthe. — Versl. Geol. en Mijnb. Gen.; 65—93, 8 Abb.; den Haag.
- LIGTERINK, G. H. (1954): De Hondsrug en het dal van de Oer-Eems. — T. K. N. A. G., **71**: 105—121, 12 Abb.; Leiden.
- LÜTTIG, G. (1957): Geschiebezählungen als Hilfsmittel für die Erforschung des Eiszeitalters und seiner wirtschaftlich wichtigen Lagerstätten. — Die Umsch., **57**: 403—405, 6 Abb.; Frankfurt a. Main.
- (1958): Methodische Fragen der Geschiebeforschung. — Geol. Jb., **75**: 361—418, 17 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Hannover.
- MEYER, K.-D. (1970): Zur Geschiebeführung des Ostfriesisch-Oldenburgischen Geestrückens. — Abh. naturwiss. Ver. Bremen, **37** (2/3): 227—246, 4 Abb., 1 Tab.; Bremen.
- MILTHERS, V. (1913): Ledeblokke i de skandinaviske nedisningers sydvestlige graenseegne. — Medded. dansk. geol. For., **4**: 115—182, 4 Abb., 3 Tab.; Kopenhagen.
- (1934): Die Verteilung skandinavischer Leitgeschiebe im Quartär von Westdeutschland. — Abh. preuss. geol. L.-Anst., N. F. 156: 1—74, 1 Abb., 6 Tab., 2 Taf.; Berlin.
- NIELSEN, A. V. (1959): Om Lindö. — Medded. dansk. geol. For., **14**; Kopenhagen.
- (1967): Landskabets tilblivelse i Danmarks Natur. — Kopenhagen (Politik. Verl.).
- OLSZEWSKI, A. (1974): Lithofacial units of subglacial boulder clays on the lower Vistula in the light of the analyses of their macro-structures and macro-textures (poln. Text mit engl. Zusammenf.). — Stud. societ. torun., Torun Polonia, VIII, 2, C, 148; Warszawa, Poznan.
- RASMUSSEN, H. W. (1966): Danmarks Geologi. — 174 S.; Kopenhagen (Gjellerup).
- RACINOWSKI, R. & RZECZOWSKI, J. (1969): Selected problems of lithology and petrography of the boulder clays in central and eastern Poland. — Geogr. polonica, **17**: 319—340, 4 Abb., 4 Tab.; Warszawa.
- RICHTER, K. (1929): Studien über fossile Gletscherstruktur. — Z. Gletscherk., **17**: 33—46.
- (1930): Die Textur des Geschiebemergels und ihre Bedeutung für die Erforschung des präglazialen Untergrundes. — Z. Geschiebeforsch., **6**: 80—88; Berlin.
- (1932): Die Bewegungsrichtung des Inlandeises rekonstruiert aus den Kritzen und Längsachsen der Geschiebe. — Z. Geschiebeforsch., **8**: 62—66, 2 Abb.; Berlin.
- (1951): Gliederungsmöglichkeiten im niedersächsischen Pleistozän mit geschiebekundlichen Methoden. — Z. dt. geol. Ges., **102**: 154—155; Hannover.
- (1953): Erdgeschichte des Emmelner Berges bei Haren/Ems. — Jb. emsländ. Heimatver.: 69—82, 3 Abb., 1 Tab.; Meppen.
- (1955): Klimatische Verschiedenartigkeit glazialer Vorstoßphasen in Nord-Deutschland. — Act. 4. Congr. INQUA; Rom.
- (1958): Geschiebegrenzen und Eisrandlagen in Niedersachsen. — Geol. Jb., **76**: 223—234, 1 Taf.; Hannover.
- (1960): Quartär und Tertiär im Raum der Emsniederung, des Hümmlings und Oldenburgs. Z. dt. geol. Ges., **112**, (3): 542—554; Hannover.

- RIDDER, N. A. DE & WIGGERS, A. J. (1956): De korrelgrootte-verdeling van de keileem en het proglaciale zand. — *Geol. en Mijnb.*, **18**: 287—311, 17 Abb., 9 Tab.; Haag.
- (1959): Over de granulometrische samenstelling van de slibfractie van enkele kenozoïsche afzettingen in Nederland. — *Geol. en Mijnb.*, **21**: 416—433, 31 Abb.; Haag.
- RIEZEBOS, P. A. (1968): Mineralogical composition of material less than 500 micron from a red and grey boulderclay sample in the Netherlands. — *Geol. en Mijnb.*, **47**: 98—101, 4 Abb., 1 Tab.; Delft.
- RÖMER, J. H. (1972): Waarnemingen over de beweging van het landijs in Overijssel. — *Grondb. en Ham.*, **26**: 175—181, 4 Abb.; Losser.
- RÜHBERG, N. (1969): Die Geologie der pleistozänen Schichtenfolge am Westkliff von Poel. — *Geologie*, **18** (5): 626—637, 5 Abb., 2 Tab.; Berlin.
- SCHUDEBEURS, A. P. (1955): Mededelingen over drie gesteentetellingen en enige opmerkingen betreffende de Oostzeeporiferen en hun verspreiding. — *Grondb. en Ham.*, **9**: 60—64; Oldenzaal.
- (1959): De verspreiding van de zwerfstenen uit het Oslogebied. — *Grondb. en Ham.*, **13**: 316—333, 11 Abb.; Oldenzaal.
- (1966): Het zwerfsteengezelschap van Noordbroek en de telmethode van Prof. Dr. Dr. F. J. Faber. — *Grondb. en Ham.*, **20**: 156—165, 1 Abb.; Oldenzaal.
- (1967): Opnieuw over de verspreiding van de zwerfstenen uit het Oslogebied. — *Grondb. en Ham.*, **21**: 41—49, 3 Abb.; Oldenzaal.
- SEIFERT, G. (1952): Gletscherschrammen auf Fehmarn. — *Die Naturwiss.*, **39**, H. 23: 551, 1 Abb.; Berlin.
- (1954): Das mikroskopische Korngefüge des Geschiebemergels als Abbild der Eisbewegung, zugleich Geschichte des Eisabbaues in Fehmarn, Ost-Wagrien und dem Dänischen Wohld. — *Meyniana*, **2**: 129—190, 8 Abb., 6 Taf.; Kiel.
- SLATER, G. (1926): Glacial tectonics as reflected in disturbed drift deposits. — *Proc. Geol. Assoc.*: 392—400.
- (1927a): The structures of disturbed chalk and diluvium on the east coast of the isle of Rügen, Jasmund district. — *British Assoc. Sci.*, J. sci. trans.
- (1927b): The structure of the disturbed deposits of Møns Klint, Denmark. — *Trans. Royal Soc.*, **55**, II: 12; Edinburgh.
- (1927c): The disturbed glacial deposits in the neighbourhood of Lönstrup, near Hjørring, North Denmark. — *Proc. Royal Soc.*, **55**, II: 13; Edinburgh.
- STEPHAN, H. J. (1971): Glazialgeologische Untersuchungen im Raum Heiligenhafen (Ostholstein). — *Meyniana*, **21**: 67—86, 12 Abb., 2 Taf.; Kiel.
- THOME, K. N. (1959): Das Inlandeis am Niederrhein. — *Fortschr. Geol. Rheinl. Westf.*, **4**: 197—246, 19 Abb., 5 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- VEENSTRA, H. J. (1963): Microscopic studies of boulderclays. — 211 S., 29 Abb., 9 Tab., 13 Taf.; Groningen (Stabo).
- WAARD, D. DE (1944): Twee keileemsoorten in Nederland. — *Geol. en Mijnb.*, **23**: 63—64; Haag.
- (1949): Glacigeeen Pleistoceen. Een geologisch detailonderzoek in Urkerland. — *Verh. Ned. Geol. Mijnb. Gen.*, *Geol. Ser.*, **15**: 70—246, 125 Abb., 3 Taf.; Haag.
- WEE, M. W. TER (1962): The Saalian glaciation in the Netherlands. — *Meded. Geol. Sticht., N.S.*, **15**: 57—76, 15 Abb.; Maastricht.
- WOLDSTEDT, P. (1929): Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Diluviums. — 1. Aufl.: 406 S.; Stuttgart (F. Enke Verl.).
- ZANDSTRA, J. G. (1971): Keileem en zwerfstenen in de Zuidwesthoek van Friesland. — *It Beaken*, **33** (1): 13—51, 31 Abb., 5 Tab.; Assen.
- (1972): Notities over heidegronden en hun ontginning en twee nieuwe zwerfsteentellingen in Drenthe. — *Grondb. en Ham.*, **26** (1): 7—18, 4 Abb., 2 Tab.; Losser.
- (1974): Over de uitkomsten van nieuwe zwerfsteentellingen en een keileemtypenindeling in Nederland. — *Grondb. en Ham.*, **28** (5): 95—108, 5 Abb., 4 Tab.; Losser.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	27	53—68 1 Abb., 3 Tab.	<i>Öbringen/Württ. 1976</i>
----------------------------------	----	-------------------------	-----------------------------

Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Landschaftsentwicklung im Jungpleistozän Westholsteins*)

BURCHARD MENKE **)

Stratigraphic scale, Upper Pleistocene (Eemian, Weichselian), Periglacial, Palynology,
Paleosol, Environment
NW-German Lowlands (Schleswig-Holstein), Denmark, Netherlands

Kurzfassung: An limnischen Sedimenten und an Humusdecken fossiler Böden werden palynologische Untersuchungen durchgeführt. Sie führen zu einer teilweisen Revision der stratigraphischen Einstufung fossiler Böden. Skelettarme Sande wurden bereits vor den eemzeitlichen Bodenbildungen verbreitet abgelagert. Die Eem/Weichsel-Grenze liegt meist an der Basis typisch geschichteter (i. w. wohl niveofluviatiler), skelettarmer Fein- bis Mittelsande, die sich durch maximal zwei, dem Brörup- und Odderade-Interstadial zugeordneten Podsol-Böden untergliedern lassen. Das Roedebaek-Interstadial deutet sich in organogenen Abfolgen allenfalls nur schwach an und führte nicht zu einer Unterbrechung der minerogenen Umlagerungen, ebenso zu keiner nachweisbaren Bodenbildung. Ein jüngeres „Keller-Interstadial“ deutet sich in Bodenbildungen schwach an.

[Upper Pleistocene Stratigraphy and Environment (Western Schleswig-Holstein, Germany)]

Abstract: The Early Weichselian stratigraphy has been proved by pollenanalytical investigations of an almost undisturbed series of more than 25 m thick limnic sediments which were deposited during the Early Weichselian. Attempions have been made to correlate this with the development of sediments and soils conserved in terrestrial depressions. In Schalkholz this correlation partly has been proved by pollen analysis.

1. Einleitung

Die letzten Zusammenfassungen über die Landschaftsentwicklung und die Stratigraphie des Jungpleistozäns im westlichen Schleswig-Holstein gaben GRIPP (1964), DÜCKER (1967), PICARD (1970) und MENKE & BEHRE (1973). Seither sind im Rahmen der geologischen Kartierung und flankierender Untersuchungen weitere Ergebnisse erzielt worden. DÜCKER (1967) stützte sich i. w. auf einen Vergleich fossiler Böden unter Zugrundelegung von Radiocarbon-Datierungen. An organogenen Serien stand ihm nur das Vorkommen von Odderade (AVERDIECK 1967, DÜCKER & HUMMEL 1967) zum Vergleich zur Verfügung. Inzwischen sind ungestörte, limnische Ablagerungen bekannt, die an mehreren Stellen untersucht wurden. Insbesondere die Bohrung „Rederstall I“ ergab ein für Nordwesteuropa wichtiges Vergleichsprofil. In Schalkholz bot sich die Möglichkeit, fossile Bodenbildungen aufgrund organogener Ablagerungen unmittelbar stratigraphisch einzustufen.

*) Die hier mitgeteilten Ergebnisse wurden bei der Exkursion der Deutschen Quartärvereinigung am 31. 8. 1976 erläutert (vgl. Bericht über die Tagung in E. u. G. Bd. 27).

**) Anschrift des Verfassers: Dr. Burchard Menke, Geologisches Landesamt Schleswig-Holstein, Mercatorstr. 7, 2300 Kiel.

	Stratigraphy:	dominant type of soil or clastic sediment:
	Middle Weichselian Glacial	Redeposition by solifluction and kryoturbation
Early Weichselian Glacial	Kryomer ("Keller Interstadial") Kryomer	sand (and loess?) unimportant podsol niveofluviatile-eolian sand (and loess?), first solifluction
	Odderade Interstadial	Podsol
	Kryomer	niveofluviatile-eolian sands
	Brørup Interstadial (main thermomer, short kryomer, thermomer)	Podsol
	Kryomer (Roedeboek Interstadial, very short and unimportant) Kryomer	niveofluviatile-eolian sands (no soil proved) niveofluviatile-eolian sand
	Eemian Interglacial	Podsol Parabraunerde, Pseudogley, Gley
	Late Warthian (Saalian) Glacial	(eolian) sands
	Middle Warthian Glacial	glacial sediments

2. Gliederung des Weichselfrühglazials im nordwestlichen Europa

Im nordwestlichen Europa wurden bisher folgende weichselfrühglaziale Interstadiale aufgestellt und untereinander korreliert:

Niederlande (ZAGWIJN 1961)	Dänemark (ANDERSEN 1961)	Schleswig-Holstein (AVERDIECK 1967)	(DÜCKER 1967)
„Brørup“	— Brørup	— Odderade	— Nordhastedt
Amersfoort	— Roedeboek	— „Brørup“	— Loopstedt
		— „Amersf.-Roedeb.“	— Albersdorf

Weiterhin stellt DÜCKER (1967) ein angeblich weichselhochglaziales „Ostrohe-Interstadial“ auf.

Der dänischen Gliederung liegen Typuslokalitäten in Dänemark zugrunde. Auf sie wird unten eingegangen. Die niederländische Gliederung beruht auf einer Korrelierung des Amersfoort-Interstadials mit dem Roedeboek-Interstadial. Nur unter der Voraussetzung der Richtigkeit dieser Korrelierung ist diese Gliederung anwendbar, da das „Brørup“ sich in jedem Fall an der dänischen Typuslokalität orientieren muß. Die Gliederung AVERDIECKS (1967) beruht auf einer Korrelierung des Vorkommens von Odderade mit den dänischen und niederländischen Vorkommen, wobei das „Roedeboek“ in Odderade problematisch bleibt, worauf unten zurückzukommen sein wird. In Schleswig-Holstein und im

nördlichen Niedersachsen muß sich die Richtigkeit der Korrelierung der niederländischen mit der dänischen Gliederung erweisen, insofern ist es ein wichtiges Schlüsselgebiet.

Die erwähnte Bohrung Rederstall I wurde nordöstlich des Ortes Rederstall (Top. Karte 1 : 25 000 Blatt 1721, Tellingstedt) niedergebracht. Ihre Bearbeitung ist noch nicht abgeschlossen, daher soll das Material im einzelnen später veröffentlicht werden. Die Bohrung ergab folgende Schichtfolge (heutige Oberfläche ca. NN + 1 m):

0 — 5,75 m	Holozän bis Weichselspätglazial. Hochmoortorf, unterlagert von Seggentorf und Mudde, basal in geringmächtige Kalkmudde übergehend.
5,75 — 8,50 m	Weichselhochglazial. Mittel- bis Feinsand, z. T. schluffig, kalkig.
8,50 — 36,20 m	Weichselfrühglazial. Mudden und Sande, kalkfrei.
12,50 — 14,50 m	WF IV (Odderade-Interstadial), Mudde bis Torf.
14,50 — 24,00 m	WF III (Kryomer), Mudde bis Fein- und Mittelsand.
24,00 — 34,20 m	WF II (Brørup-Interstadial), Diatomeenmudde.
34,20 — 36,20 m	WF I (Kryomer), Mudde, sandig.
36,20 — >40,00 m	Eem-Warmzeit, Diatomeenmudde (bzw. Kiesegur).

Das Brørup-Interstadial läßt sich weiter untergliedern:

WF IIb	Kiefern-Fichten-Zone (ca. 24,00—ca. 30,00 m)
WF IIa3	Birken- bis Birken-Kiefern-Zone (ca. 30,00—ca. 31,50 m)
WF IIa2	Birken-Wacholder-Zone (ca. 31,50—32,25 m)
WF IIa1	Birken- bis Birken-Kiefern-Zone (32,25—34,20 m).

Ein Interstadial, das dem Roedeback-Interstadial entsprechen könnte, deutet sich im Bereich von 35,0 bis 35,3 m durch eine vorübergehende Zunahme des Birkenpollens (wobei der NBP, insbesondere derjenige von Heliophyten, jedoch gut vertreten bleibt) schwach an.

Um das Roedeback-Interstadial ist in den letzten Jahren eine Diskussion entstanden. Die wesentlichen Einwände sind folgende: Das Roedeback-Interstadial (ANDERSEN 1961) wird an seiner Typuslokalität Roedeback (ANDERSEN 1961: Taf. IX) lediglich durch eine tonige Detritusmudde, die von Sand über- und unterlagert wird, belegt. Da hier das Brørup-Interstadial fehlt, läßt sich aus der Lagerung nur sagen, daß es jünger ist als die Eem-Warmzeit. Floristisch zeichnet sich das Roedeback-Interstadial i. w. durch häufigeres Vorkommen von Wasserpflanzen aus. An der Lokalität Brørup (ANDERSEN 1961; Taf. VI) wird eine Schicht mit stärkerem Wasserpflanzen-Vorkommen zwischen Eem und Brørup-Interstadial mit dem Vorkommen von Roedeback korreliert (Zone W2c), jedoch tritt dort unterhalb dieses Niveaus nochmals ein ähnlicher Horizont (Zone W2a) auf, der nicht zu einem Interstadial gerechnet wird. In Herning (ANDERSEN 1961: Taf. XI, XII, XIII) sind Wasserpflanzen in der Zone W2c nur teilweise stärker vertreten als in den Zonen W1, W2a, W2b, W2d.

Wegen ihres sprunghaften Auftretens eignen sich Wasserpflanzen als Angehörige der „azonalen“ Vegetation (MENKE 1975: 11, 20 ff.) nur bedingt für den Nachweis von Klimaschwankungen. Insbesondere kann aus ihrem Fehlen nicht auf eine ungünstigere Temperatur geschlossen werden, da auch andere Gründe, z. B. zu starke Mineraleinschwemmungen bzw. Sedimentation in Betracht kommen können. Weiterhin läßt sich die Wassertemperatur in einem stehenden Gewässer wegen möglicher lokaler Erwärmung infolge Sonneneinstrahlung nicht ohne weiteres mit der Lufttemperatur der Umgebung, die für die zonale Vegetation (MENKE 1975: 11 ff.) entscheidend ist, vergleichen. Somit bleibt der Nachweis des Roedeback-Interstadials sowohl an seiner Typuslokalität wie auch in den anderen dänischen Vorkommen nicht unproblematisch. Die Sedimente der Zone W2c (ANDERSEN 1961, Roedeback-Interstadial) zeichnen sich in den dänischen Vorkommen durch einen geringeren Mineralgehalt aus, was möglicherweise die Ursache für das bessere Gedeihen der Wasserpflanzen war.

In Nordwestdeutschland blieb der Nachweis des Roedebaek-Interstadials bisher ebenfalls sehr problematisch: In den meisten Vorkommen gibt es für ein Interstadial zwischen Eem und Brørup-Interstadial keinerlei Anzeichen. Lediglich in Odderade (AVERDIECK 1967, Zone FW2) wurde das Roedebaek-Interstadial vermutet. Nach den neuen Befunden entspricht diese Zone aber sehr wahrscheinlich der Zone WF IIa1 in Rederstall und gehört somit in das Brørup-Interstadial. Eine Parallele zum „Roedebaek-Interstadial“ von Rederstall kann dagegen in der Bohrung „Odderade 5“ (AVERDIECK 1967) in dem schwachen Birken-Maximum in 11,20 m Tiefe innerhalb der Zone FW1 nach AVERDIECK (1967) gesehen werden.

Im Roedebaek-Interstadial waren die Umlagerungen vermutlich etwas schwächer, hörten aber weder in Dänemark noch in Schleswig-Holstein ganz auf, was gegen eine Vollbewaldung spricht; gegen diese spricht im übrigen auch die Pollenvergesellschaftung. Eine vollständige Bewaldung fand erst im Brørup-Interstadial statt.

Die Zone WF IIa1 des Brørup-Interstadials ist als Birken-Zone (am Ende mit beginnender Kiefern-Ausbreitung) ausgebildet. Es folgt ein Rückschlag in der Zone WF IIa2. Anfangs treten höhere Nichtbaumpollen- später höhere *Juniperus*-Anteile auf. Der Rückschlag führte jedoch wohl nicht zur Vollenwaldung. Wie in Dänemark, ist der Wacholder auch in Rederstall ein charakteristisches Gehölz dieser Zone. Die Zone WF IIa3 beginnt mit erneuter Birken-Ausbreitung, unter Beteiligung der Lärche. Zusammen mit dem Beginn der nachfolgenden Kiefern-Ausbreitung gewinnt auch die Fichte an Bedeutung. Eine ähnliche Untergliederung des Brørup-Interstadials beschreibt BEHRE (1974) aus dem nördlichen Niedersachsen.

Das Odderade-Interstadial zeigt in Rederstall eine ähnliche Entwicklung wie an der Typus-Lokalität Odderade (AVERDIECK 1967). Es ist vom Brørup-Interstadial durch ein ausgeprägtes Kryomer getrennt und beginnt mit einer Birken-Zone. In der Kiefern-Zone bricht das Odderade-Interstadial in Rederstall erosiv gegen die Deckschichten ab.

Der Vergleich mit den niederländischen Vorkommen des Weichselfrühglazials (ZAGWIJN 1961) ist weniger gut möglich als der mit den dänischen: ZAGWIJN (1961) beschreibt zwei einander offenbar sehr ähnliche Interstadiale mit Kiefer, Fichte und thermophilen Sippen. Das ältere dieser beiden, das Amersfoort-Interstadial, weist an seiner Typus-Lokalität einen vermutlich erheblichen Lokaleinfluß (*Equisetum*-Torf) auf. Hierauf gehen wohl auch die hohen NBP-(*Cyperaceae*-)Werte im oberen Teil der Bohrung 2 (ZAGWIJN 1961: Taf. II) zurück, so daß dieser im Baumpollen von Kiefer, Birke und Erle beherrschte Abschnitt (EW III nach ZAGWIJN) wohl noch zum Amersfoort-Interstadial gehört. Im übrigen bricht das Amersfoort-Interstadial hier anscheinend überall erosiv gegen die bedeckende Sandschicht ab, so daß die Pollendiagramme vielleicht nicht die vollständige Entwicklung zeigen. In Wanssum (ZAGWIJN 1961: Taf. VII) sind Fichte und thermophile Sippen, insbesondere Erle, im Amersfoort-Interstadial erheblich beteiligt. Das jüngere der beiden Interstadiale, von ZAGWIJN (1961) als „Brørup-Interstadial“ bezeichnet, hat in Amersfoort einen dem Amersfoort-Interstadial ähnlichen Vegetationscharakter, wobei wiederum Lokaleinflüsse (Bruchwaldtorf) zu berücksichtigen sind. Problematisch ist bei dieser Sachlage die Korrelierung des sehr ausgeprägten Amersfoort-Interstadials mit dem in Dänemark und in Nordwestdeutschland allenfalls nur andeutungsweise erkennbaren, häufig auch nicht nachweisbaren Roedebaek-Interstadial.

Es wurde früher vermutet (MENKE 1970, MENKE & BEHRE 1973, BEHRE 1974), daß das Amersfoort-Interstadial wahrscheinlich dem dänischen Brørup-Interstadial und das niederländische „Brørup-Interstadial“ dem Odderade-Interstadial entspricht. ERD (1973: 1098) stellt eine Korrelierung des Amersfoort-Interstadials mit dem älteren Thermomer des Brørup-Interstadials (unsere Zone FW IIa1) und des „Brørup“-Interstadials der Nieder-

lande mit dem jüngeren Thermomer (unsere Zone FW IIa3 bis FW IIb) des dänischen Brørup-Interstadials zur Diskussion. Die Richtigkeit dieser Korrelation läßt sich anhand des bisher aus den Niederlanden veröffentlichten Materials (ZAGWIJN 1961) nicht überprüfen. Insbesondere ist der Vegetationscharakter des Kryomers zwischen Amersfoort- und „Brørup“-Interstadial dort noch unzureichend bekannt.

Nach ZAGWIJN (1961) gehört das Vorkommen von Harksheide (HALLIK 1955) aufgrund des Pollendiagramms sehr wahrscheinlich dem Amersfoort-Interstadial an. Nach unserer heutigen Kenntnis (vgl. auch BEHRE 1974) ist das Vorkommen von Harksheide jedoch in das Brørup-Interstadial (eine Alternative wäre allenfalls das Odderade-Interstadial), keinesfalls jedoch in das Roedeback-Interstadial zu stellen.

Die geschilderte Sachlage läßt eine ausgeprägte Bodenbildung im Roedeback-Interstadial nicht erwarten. Aus diesem Grund muß auch das „Albersdorf-Interstadial“ (DÜCKER 1967) problematisch erscheinen und bedarf einer Überprüfung. Hierzu werden aber zunächst weitere Vorkommen besprochen. Eine Übersicht über die heutige Korrelation der Vorkommen von Brørup, Rederstell, Odderade und Osterwanna zeigt Tab. 1.

Tab. 1: Korrelation der Vorkommen von Odderade, Rederstell, Brørup und Osterwanna

Odderade (AVERDICK 1967)	Rederstell I (MENKE, i. Vorb.)	Brørup (ANDERSEN 1961)	Osterwanna (BEHRE 1974)	
	WF V			Kryomer
FW 6	WF IV			Odderade-Interstadial
FW 5	WF III			Kryomer
FW 4 („Brørup- Interstadial“)	WF IIb WF IIa3	W 5 W 3e, W 4	D C	
FW 3	WF IIa2	W 3d	B	Brørup-Interstadial
FW 2 („Roedeback- Interstadial“)	WF IIa1	W 3a—c	A	
	WF Ic	W 2d		Kryomer
FW 1	WF Ib	W 2c		(Roedeback-Interstadial)
	WF Ia	W1, W 2a, b		Kryomer
h	VII	h		Eem-Warmzeit

3. Jungpleistozäne Hohlformfüllungen in Schalkholz

In der südlichen Seitenmoräne des warthezeitlichen Zungenbeckens von Schalkholz (TK 25 1721, Tellingstedt) sind in der Grube des Kalksandsteinwerkes v. WILDENRATH zwei Hohlformfüllungen aufgeschlossen, die jeweils mehrere Paläoböden enthalten. Im Muldentiefsten der größten Hohlform ist im Prinzip z. Zt. folgende Schichtfolge aufgeschlossen (eine genauere Darstellung und Analysen werden später veröffentlicht):

(Mutterboden abgeschoben, vermutlich z. T. geringmächtige Flugsandüberdeckung).

- a) ca. 0,80 m mächtiger steinig-kiesiger Sand, ungeschichtet, Fließerde.
- b) ca. 1,70 m mächtiger Mittelsand, mit Grobsand- und Kieslagen, geschichtet.
- c) ca. 0,20 m mächtiger Feinsand, schwach schluffig, grau, visuell schwach ausgeprägter Boden „Schalkholz IV“, unterlagert von ca. 0,70 m mächtigem Feinsand, geschichtet.
- d) ca. 0,30 m mächtiger kiesiger Mittelsand, ungeschichtet, Fließerde.
- e) ca. 1,40 m mächtiger Fein- und Mittelsand, geschichtet, gelbbraun.
- f) ca. 0,10 m mächtiger humoser Sand, dunkelgrau (Ah-Horizont des Bodens „Schalkholz III“).
- g) ca. 2,40 m mächtiger schluffiger Feinsand, überwiegend geschichtet, im oberen Teil stärker sandig mit Bodenbildung „Schalkholz III“ (Podsol), grau.
- h) ca. 0,10 m mächtiger mineralarmer Humus (Ao-Horizont des Bodens „Schalkholz II“).
- i) ca. 0,80 m mächtiger schluffiger Feinsand, im oberen Teil mit Bodenbildung „Schalkholz II“ (Podsol), grau.
- k) ca. 0,25 m mächtiger mineralarmer Humus (Ao-Horizont des Bodens „Schalkholz I“).
- l) ca. 0 —
0,60 m mächtiger Fein- bis Mittelsand, ungeschichtet bis undeutlich schichtig, grau (Bodenbildung „Schalkholz I“).
- m) ca. 0,50 m mächtiger Schluff, grau (Bodenbildung „Schalkholz I“).
- n) ca. 1,00 m mächtiger Geschiebelehm (oder Fließerde), steinig-kiesig, ungeschichtet, grau, rostfleckig (vermutlich g-Horizont des Bodens „Schalkholz I“).
- o) ca. 0,70 m mächtiger fetter Geschiebelehm, grau (vermutlich g-Horizont des Bodens „Schalkholz I“).
- p) ca. 0,70 m mächtige Wechsellagerung von sandigem Geschiebelehm und Sand, bräunlich.
- q) gestauchte Fein- bis Mittelsande, im oberen Teil mit starken Eisenoxidausfällungen.

Der unterste Boden („Schalkholz I“) ist als Podsol-Pseudogley anzusprechen. Er ist visuell kräftiger ausgeprägt als die beiden folgenden Böden „Schalkholz II“ und „Schalkholz III“, die in ihrer Ausprägung visuell einander ähneln und als Feuchtpodsol anzusprechen sind. Der Boden „Schalkholz IV“ ist visuell am schwächsten ausgeprägt. Es handelt sich aber wohl um eine autochthone Bildung, da der Boden im Muldentiefsten über eine Strecke von ca. 50—60 m gleichartig ausgebildet ist und das damalige Relief ungestört überzieht. Auch in der Seitenmulde tritt dieser Boden — wie die übrigen — in gleicher Weise auf.

Die beiden kompakten Humushorizonte sind genetisch als pollenreiche Waldhumusdecken anzusprechen. Die Pollenspektren aus dem Humus des Bodens „Schalkholz I“ weisen eine klar eemzeitliche Abfolge auf. Diese beginnt in der Haselzeit (Zone IVa) und endet mit dem beginnenden Weichselfrühglazial. Trotz geringer Mächtigkeit ist also der größte Teil der Eem-Warmzeit repräsentiert. Die hauptsächliche Humusanreicherung fand im jüngeren bis jüngsten Eem statt. Eine nennenswerte Erosion erfolgte am Ort der Profilentnahme im Weichselfrühglazial nicht. Auch sonst sind Spuren der Erosion nur spärlich vorhanden.

Zunächst herrschte örtlich ein haselreicher Mischwald (Zone IVa), dann ein Lindenzwald mit Hasel, Ulme und Erle (Zone IVb); zeitweilig waren auch Birke und Weide örtlich stärker beteiligt. Während der Hainbuchenzeit (Zone V) herrschte ein Hainbuchenwald mit Eiche, Erle, teilweise auch mit Birke. Die Fichte nahm allmählich an Bedeutung zu. In der Tannenzeit (Zone VI) herrschten hauptsächlich Fichte, Kiefer und Birke. Der Unterwuchs bestand jetzt schon aus Heidekraut (vorher aus Gräsern und Farnen). Später (Zone VII) lichtete sich der Wald weiter auf, und das Heidekraut dominierte. Gegen Ende der Warmzeit oder am Beginn des Weichselfrühglazials erschien die subarktische Moltebeere, ein weiterer Hinweis auf die fortgeschrittene Auflichtung des Waldes. Faßt man die Pflanzensippen nach ihrem standörtlichen Verhalten zusammen, so herrschten in der Lindenzeit Besiedler eu- bis mesotropher Standorte (Mull- bis Moderstandorte); Besiedler

ausgesprochener Rohhumus-Standorte fehlten noch ganz. In der Hainbuchenzeit gewann diese Gruppe allmählich an Raum. Sie hat gegen Ende der Hainbuchenzeit einen Pollenanteil von größenordnungsmäßig 20 % der Pollensumme. Den Hauptanteil stellen indifferente Sippen. Vom Ende der Tannenzeit ab sinkt der Anteil eu- bis mesotrophen Sippen rasch bis zum Verschwinden ab. Da diese Gruppe jedoch gleichzeitig thermophile Sippen umfaßt, mag hierbei eine Abnahme der Sommertemperatur mitgespielt haben. Andererseits nimmt der Anteil der ausgesprochenen Rohhumusbesiedler aber rasch bis zur absoluten Dominanz zu. Wir können hieraus schließen, daß die Nährstoffverarmung und Versauerung zwar bereits in der Lindenzeit und im älteren Teil der Hainbuchenzeit einsetzte, aber erst nach der Hainbuchenzeit zur extrem sauren Rohhumus-Bildung führte. Diese Entwicklung ist bei der Deutung der bodenkundlichen Befunde zu berücksichtigen. Spätestens von der Lindenzeit ab war der Standort auch recht feucht, aber doch nicht so naß, daß sich ein echter Bruchwaldtorf bildete. Hiermit in Übereinstimmung steht der Befund, daß in Schalkholz Wurzeltöpfe, die in Böden trockener Standorte verbreitet sind, fehlen oder doch ganz zurücktreten.

Die Bearbeitung der fossilen Böden soll von anderer Seite durchgeführt werden, daher kann ihre Beschreibung hier kurz gefaßt werden; hier soll vielmehr der paläoökologische und genetische Aspekt im Vordergrund stehen. Wegen der Hochlage auf der Seitenmoräne und der Drainung der unterlagernden, gestauchten Schmelzwassersande, ist ein Grundwassereinfluß undenkbar. Die Muldenlage und der z. T. fette Geschiebelehm (als Staukörper) bewirkten jedoch eine Staunässe, nach der Vegetation und Humusanreicherung zu urteilen, wohl mit überwiegender Naßphase. Charakteristisch sind die überwiegend graue Farbe des Geschiebelehms und die starken Eisenoxidausfällungen unter der Basis des Geschiebelehms. Aufgrund der Vegetationsentwicklung ist eine Podsolierung frühestens vom jüngeren Teil der Hainbuchenzeit ab zu erwarten. In der Hauptsache erfolgte sie jedoch zweifellos erst nach dem Ende der Hainbuchenzeit. Es sind somit zwei Phasen der Bodenentwicklung zu erwarten: Zunächst bildete sich ein Pseudogley mit zunehmender Entbasung, dieser wurde in der Spätphase der Eemwarmzeit durch eine Podsolierung überprägt. Es bleibt vor allem zu klären, wie sich der „Graulehm-Pseudogley“ der Eemwarmzeit vom echten Graulehm unterscheiden läßt, der nach Stremme (1960, 1964, vgl. auch PICARD 1970) für die Treene-(= Drenthe/Warthe-Warmzeit) charakteristisch ist.

Die Humusdecke des Bodens „Schalkholz II“ ist von Anfang an als Rohhumus unter einem verheideten Nadelwald entstanden. Es handelt sich um eine interstadiale Vegetation vom Brørup-Typ (Kiefern-Birken-Fichten-Vergesellschaftung mit geringem Anteil thermophiler Sippen, vor allem *Alnus* und *Corylus*). In der Bodenvegetation herrschten Heidekräuter, darunter *Bruckenthalia*. Eine Entscheidung, ob es sich um das Brørup- oder das Odderade-Interstadial handelt, ist hier pollenfloristisch nicht möglich. Der Situation nach kommt nur das Brørup-Interstadial in Betracht. Die Lärche scheint z. Z. der Humusanreicherung örtlich nicht vorgekommen zu sein. Der Vegetation nach ist der Boden als feuchter, borealer Nadelwald-Podsol einzustufen. Eine ähnliche Einstufung ist auch für den Boden „Schalkholz III“ zu erwarten. Bemerkenswert ist die ausgesprochen graue Farbe der Sedimente zwischen Eem und dem Boden „Schalkholz III“, der vermutlich dem Odderade-Interstadial angehört.

In den Zeiten der Bewaldung lag das Substrat fest. Trotz des beachtlichen Reliefs erfolgten in diesen Zeiten praktisch keine Substratumlagerungen, wie der allenfalls nur sehr geringe Mineralgehalt der beiden Humusdecken zeigt.

Die Auffüllung der Hohlform mit klastischen Sedimenten setzte bereits vor der Ablagerung der untersten Humusdecke ein (vgl. Schicht „m“ und „l“, vielleicht bereits Schicht „n“, s. o.), d. h. im zeitlichen Bereich zwischen dem Abschmelzen des Schalkholzer Eises

und der Haselzeit der Eem-Warmzeit; sie wurde dann durch die eemzeitliche Bewaldung gestoppt. Erst infolge der zu Beginn des Weichselfrühglazials erfolgten Entwaldung (Definition der Warmzeit/Kaltzeit-Grenze vgl. MENKE 1975: 36 ff.) setzte die Auffüllung der Hohlform mit klastischem Material erneut ein. Sie erfolgte in Schalkholz so schonend, daß die eemzeitliche Humusdecke fast vollständig erhalten blieb. Gleiches gilt für die im Zuge der Entwaldungen am Ende der beiden Interstadiale jeweils einsetzenden weiteren Auffüllungen. Größere Erosionsdiskordanzen sind im Aufschluß weder erkennbar, noch aufgrund der geschilderten Sachlage wahrscheinlich. Die weichselfrühglazialen, klastischen Sedimente dürften i. w. als niveofluviatile Ablagerungen anzusehen sein. Wie weit eine äolische Komponente beteiligt ist, läßt sich im einzelnen schwer abschätzen.

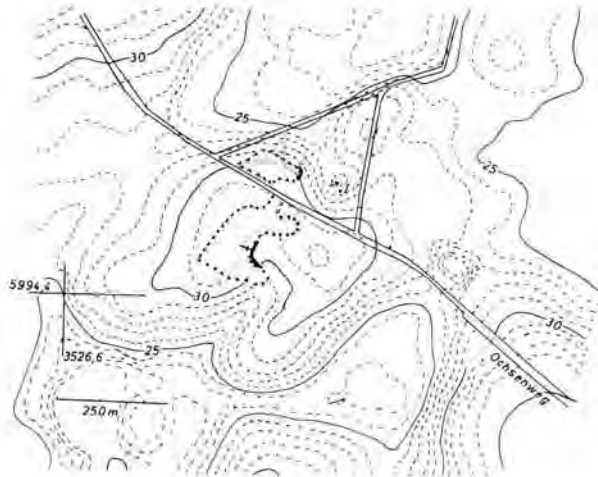


Abb. 1: Lage der Kiesgruben in Keller und heutige Morphologie (nach der DGK 5 und Nivellements des Geologischen Landesamtes Schleswig-Holstein). Aufgrund der Sanderschüttung wird im Bereich der südwestlichen Grube eine Hauptschüttungsrichtung von etwa NO nach SW angenommen. I = Bohrung Keller I (Menke 1970, 1975); dicke Linien = Schichtfolgen mit fossilen Bodenbildungen; Pfeil in der südlichen Grube = Lage des auf S. 62 beschriebenen Profils.

Anzeichen für ein Roedebæk-Interstadial sind in Schalkholz nicht sicher erkennbar. Zwischen „Schalkholz I“ und „Schalkholz II“ treten zwar schwache, diffuse Humuszonen auf, doch handelt es sich wegen ihrer Diskontinuität vermutlich um Umlagerungen. Sicher sind in Schalkholz somit nur zwei größere Interstadiale nachweisbar, von denen das ältere bereits eine Vegetation von Brørup-Typ aufweist. Auf den visuell sehr viel schwächer ausgeprägten Boden „Schalkholz IV“ wird später zurückzukommen sein.

4. Jungpleistozäne Hohlformfüllungen in Keller

In Keller (TK 25 1922, Schenefeld) liegt nördlich und südlich des „Ochsenweges“ je eine Kiesgrube. Die nördliche ist inzwischen planiert worden. In dieser Grube beobachtete bereits A. DÜCKER Paläoböden. Sie ließen in der östlich anschließenden Hohlform (Abb. 1) organogene Ablagerungen erhoffen, die durch zwei Bohrungen bestätigt wurden. Eine dieser Bohrungen wurde pollenanalytisch bearbeitet („Keller I“, vgl. MENKE 1970, 1975). Später wurde auch in der südlich des Ochsenweges gelegenen Kiesgrube eine weichselzeitlich verfüllte Hohlform mit Paläoböden angeschnitten. Die Böden und die Sedimente dieser Hohlform lassen sich an der gemischt organogen-klastischen Abfolge der Bohrung

„Keller I“ zwanglos orientieren (Tab. 2) und auch mit der Schichtfolge von Schalkholz vergleichen. Die Hohlformfüllungen gestatten es, die seit dem Ende der Warthezeit stattgefundenen Vorgänge zu rekonstruieren.

Tab. 2: Eemzeitliche und weichselfrühglaziale Hohlformfüllungen in Keller

Nördliche Hohlform	Südliche Hohlform	Zone
	(Steinsohle) sandig-kiesige Fließerde	WH
	„Sandlöß“	
	geringmächtiger Podsol („Keller IV“)	„Keller-Interstadial“
	„Sandlöß“	
	sandig-kiesige Fließerde	
----- z. T. Erosionsdiskordanz -----		
niveofluv. u. äolischer Sand	niveofluv. u. äolischer Sand	WF 5
Podsol	Podsol („Keller III“)	WF 4 (Odderade-Interstadial)
niveofluv. u. äolischer Sand sandige Mudde	niveofluv. u. äolischer Sand	WF 3
Sphagnum-Torf Detritus-Mudde	Podsol („Keller II“)	WF 2 (Brørup-Interstadial)
sandige Mudde	niveofluv. u. äolischer Sand	WF 1
Detritus-Mudde Sphagnum-Torf Mudde geringmächt. Sand geringmächt. Mudde	Parabraunerde-Podsol („Keller I“) geringmächt. Sande	Eem
Sander	Sander	Warthe

Die Kiesgruben von Keller liegen in einem Sander, der nach Geschiebezählungen (G. SCHLÜTER, mdl.) in die Warthezeit einzustufen ist. Die heutige Oberfläche weist eine ausgesprochen wellige Morphologie auf. Berücksichtigt man die seit der Eemwarmzeit erfolgte Auffüllung der Hohlformen, so kann man von einer ursprünglich welligen bis kuppigen Sanderlandschaft sprechen. Wie der Aufschluß zeigt, verläuft die Schichtung des Sanders parallel zur ursprünglichen (im Bereich der Höhen auch noch annähernd parallel zur heutigen) Oberfläche. Gletscherstauchungen sind in der südlichen Grube nicht erkennbar, wohl aber haben im Randbereich der Hohlform zahlreiche Abschiebungen in Richtung auf die Hohlform stattgefunden. Diese kann also erst nach der Ablagerung des Sanders entstanden sein; es handelt sich offenbar um einen über Toteis geschütteten „Hochsander“. Eine derartige „kuppige Sanderlandschaft“ ist vielfach für weichselzeitliche Sander innerhalb des Maximalbereichs der weichselzeitlichen Vereisung charakteristisch und wiederholt sich offensichtlich im Bereich der Warthe-Vereisung (vgl. hierzu auch STEPHAN 1974).

Die Schichtfolge der südlichen Hohlform läßt sich folgendermaßen gliedern:

- a) ca. 0,50 —
0,75 m mächtiger kiesiger Sand, steinig, ungeschichtet, Fließerde.
- b) ca. 0,50 m mächtiger Mittelsand, z. T. deutlich geschichtet, z. T. in den weichselhochglazialen „Brodellhorizont“ einbezogen. An der Grenze zu folgenden Eisenoxidausfällungen.
- c) ca. 0,80 m mächtiger sandiger Schluff, schwach kiesig („Sandlöß“). Durch einen fossilen Boden („Keller IV“) untergliedert (visuell schwach ausgeprägter Podsol).
- d) ca. 0,15 m mächtiger kiesig-steiniger Mittelsand, ungeschichtet, diskordant die unteren Schichten überdeckend. Fließerde.
- e) ca. 0,40 m mächtiger Mittelsand, geschichtet.
- f) ca. 0,05 m mächtiger humoser Sand (Ah-Horizont des Bodens „Keller III“).
- g) ca. 0,20 m mächtiger Mittelsand, grau, unten rötlich gefleckt; Ae- und angedeuteter Bs-Horizont des Bodens „Keller III“.
- h) ca. 0,05 m mächtiger humoser Sand (Ah-Horizont des Bodens „Keller II“).
- i) ca. 1,50 m mächtiger Mittelsand, im oberen Teil ca. 0,10 m hellgrau (Ae-Horizont des Bodens „Keller II“), darunter ca. 0,10 m mächtiger rötlich-brauner Bs-Horizont. Untere Sedimente geschichtet.
- k) ca. 0,05 m mächtiger humoser Sand (Ah-Horizont des Bodens „Keller I“).
- l) ca. 1,00 m mächtiger Mittelsand, ungeschichtet, vereinzelt Kies und Steine. Im oberen Teil ca. 0,22 m mächtiger Ae-Horizont, hellgrau. Darunter ca. 0,25 m mächtiger rotbrauner Bs-Horizont. Unterlagernder Sand mit pedogener Bänderung und Humusflekkung.
- m) ca. 0,50 m mächtiger sandiger Grobkies mit Steinen, ungeschichtet, braun (dunkler gefärbt als die über- und unterlagernden Schichten).
- n) geschichteter Sander.

Visuell tritt der Boden „Keller I“ durch seinen fast weißen Ae- und seinen fuchsroten Bs-Horizont besonders stark hervor. Der Ah-Horizont dieses Bodens bildet gleichzeitig eine markante Schichtgrenze zwischen dem unteren, ungeschichteten, schwach kiesig-steinigen Sand und den hangenden, deutlich geschichteten, steinfreien Sanden. Die Böden „Keller II“ und „Keller III“ sind visuell deutlich schwächer ausgeprägt und untereinander etwa vergleichbar. Sie sind zwar nur durch eine geringmächtige Sandschicht, aber doch deutlich voneinander getrennt. Streckenweise laufen sie allerdings auch ineinander. Der Boden „Keller III“ wird im nördlichen Teil des Aufschlusses von einer Fließerde (Schicht „d“) gekappt, weiter nördlich auch der Boden „Keller II“.

Der Boden „Keller I“ ist als eine durch Podsolierung überprägte Bänder-Parabraunerde anzusehen, die Böden „Keller II“ und „Keller III“ sind geringmächtige Podsole. Bemerkenswert sind — im Gegensatz zu Schalkholz — ausgeprägte Wurzeltöpfe, insbesondere im Boden „Keller I“. Im Gegensatz zu Schalkholz handelt es sich um trockene Standorte.

Der stratigraphische Vergleich der Schichten der südlichen Hohlform mit der Schichtfolge der nördlichen Hohlform ergibt sich aus Tab. 2. Schicht „m“ läßt sich am einfachsten als Restsediment des Sanders deuten, das ausgewaschen oder ausgeblasen wurde, bevor die Hohlform durch Nachsackung über dem ausschmelzenden Toteis entstand. Noch vor der Konservierung der Morphologie durch die eemzeitliche Bewaldung wurde in der Hohlform in Keller — wie in Schalkholz — in geringem Umfang zunächst kiesarmer Sand abgelagert.

Nach der Vegetationsentwicklung zu urteilen, waren die Böden auch in Keller zunächst mehr oder minder nährstoffreich; die fortschreitende Entbasung führte aber schon während der Hainbuchenzeit zum oligotrophen Zustand im Gewässer der nördlichen Hohlform (Pollendiagramm vgl. MENKE 1970, 1975). Als Bodentyp ist unter dem Laubwald der älteren Hälfte des Eems auf dem Sander eine Parabraunerde zu erwarten. Unter der Na-

delwald-Heidevegetation des späten Eems wurde diese durch Podsolierung überprägt, so daß auch hier die Bodenentwicklung zweiphasig verlaufen sein sollte. Die weitere Auffüllung erfolgte in der südlichen Hohlform durch niveofluviatile bis äolische Sande. Diese Sedimentation erfolgte in der nördlichen Hohlform zunächst in limnischem Milieu. Zweimal wurde die Sedimentation dieser Sande unterbrochen. In der südlichen Hohlform entstanden die beiden Podsole während dieser Phasen. Ihre stratigraphische Stellung läßt sich nur aufgrund der Analogie mit der Abfolge in der nördlichen Hohlform abschätzen. In der nördlichen Hohlform wurde die Sedimentation der Sande erstmals im Brørup-Interstadial unterbrochen. Es wird hauptsächlich durch mineralarmen *Sphagnum*-Torf repräsentiert. Kurz nach dem Brørup-Interstadial war hier die Hohlform so weit aufgefüllt, daß sich das Odderade-Interstadial ebenfalls nur noch in einem geringmächtigen Podsol ausprägen konnte.

Nach dem Odderade-Interstadial schließt offenbar der erste Abschnitt der Weichselkaltzeit ab. Die folgende Fließerde (in Schalkholz mit syngenetischem Eiskeil) spricht für eine erhebliche Klimaverschlechterung. In der nächstfolgenden Schicht tritt die Feinkornkomponente deutlich stärker hervor. Vermutlich handelt es sich um eingewehtes Lößmaterial. Der Boden, der in diesem Komplex auftritt, wird vorläufig — nach dem Erstfund in Keller — einem „Keller-Interstadial“ zugeordnet, dessen stratigraphische Korrelierung mit anderen Vorkommen noch ganz offen ist. Möglicherweise muß dieser Komplex ebenfalls noch zum Weichselfrühglazial gerechnet werden.

5. Revision der stratigraphischen Einstufung fossiler Böden

DÜCKER (1967) orientierte sich bei der stratigraphischen Einstufung der von ihm beschriebenen fossilen Böden i. w. an Radiocarbon-Datierungen aus Humushorizonten (insbesondere aus Albersdorf) und an der Abfolge von Odderade, aus der ebenfalls Radiocarbon-Datierungen vorliegen.

In Odderade werden die im schuttbedeckten Geschiebelehm ausgebildeten tiefen Horizonte des Bodens „Odderade I“ unmittelbar von einem Bleichsand überlagert, der eine schwach fluidale Struktur zeigte (DÜCKER & HUMMEL 1967). Der 0,20 m mächtige Schutt ist ein rötlichbrauner, lehmiger Sand mit Rostkonkretionen, die auf einen Stauwassereinfluß zurückgeführt werden. Der unterlagernde Geschiebelehm zeigt eine intensive, rotbraune Farbe mit rostbrauner und grauschwarzer Fleckung. Der Bleichsand wird nicht von einem separaten Illuvialhorizont unterlagert, obgleich die Umstände für eine nur geringfügige Verfrachtung sprechen (DÜCKER & HUMMEL 1967: 83). Dennoch sehen DÜCKER & HUMMEL (1967) diesen Bleichsand als selbständige Bodenbildung („Odderade II“) an, offensichtlich aus Gründen der Korrelierung mit der Stratigraphie der organogenen Serie, wie sie sich damals bot. Unmittelbar über dem Bleichsand beginnen die typisch geschichteten Fein- und Mittelsande des Weichselfrühglazials, die durch zwei Podsole (Odderade „III“ und „Odderade IV“) untergliedert werden. „Odderade III“ konnte zuverlässig dem Brørup-, „Odderade IV“ dem Odderade-Interstadial zugeordnet werden. Problematisch bleibt die Einstufung von „Odderade II“ („Amersfoort-Interstadial“ nach DÜCKER & HUMMEL 1967). Aufgrund der oben geschilderten, neuen Befunde ist diese Zuordnung zweifelhaft, zumal der diesem Interstadial zugeordnete Abschnitt in der von AVERIECK (1967) untersuchten Serie nach unserer heutigen Auffassung dem Brørup-Interstadial angehört. Aufgrund der von DÜCKER & HUMMEL (1967) geschilderten Lagerungsverhältnisse kann „Odderade II“ aber auch nicht als selbständiger, autochthoner Boden angesehen werden. Umlagerungen am Ende der Warthezeit, wie sie jetzt eindeutig nachgewiesen wurden, zogen DÜCKER & HUMMEL (1967) und DÜCKER (1967) nicht in Betracht, sondern stellten den Bleichsand ohne weitere Diskussion in das Weichselfrühglazial. Wahr-

scheinlicher handelt es sich um einen Teil der Bodenbildung „Odderade I“, und der zugehörige Illuvialhorizont dürfte im liegenden Schutt und Geschiebelehm zu suchen sein. Mit dieser Deutung würden nicht nur die Lagerungsverhältnisse und die bodenkundliche Situation im Bereich von „Odderade I/II“ verständlicher werden, sondern es würde sich auch eine zwanglose Übereinstimmung mit den Befunden aus Keller und Schalkholz ergeben. Somit umfaßt das Weichselfrühglazial in Odderade wohl ebenfalls nur zwei interstadiale Bodenbildungen, und die weichselfrühglazialen Sedimente beginnen mit den typisch geschichteten Fein- bis Mittelsanden.

Das Liegende der Hohlformfüllung von Albersdorf (DÜCKER 1967) bilden geschichtete Sandersedimente des wahrscheinlich (Geschiebezählung von Dr. G. SCHLÜTER, mdl.) warthezeitlichen „Grüntaler Sanders“. Über diesen liegt ein ungeschichteter, z. T. stark kiesig-steiniger Mittelsand dunkelbrauner Färbung (B-Horizont des Bodens „Albersdorf I“ nach DÜCKER 1967). Der Boden „Albersdorf I“ besteht nach DÜCKER nur aus dem braunen B-Horizont. Überlagert wird dieser von geringmächtigem kies- und steinärmerem, ungeschichtetem Sand, der mit einem Humusband („Humushorizont I“ nach DÜCKER 1967) abschließt. Unter dem Humus sind ein hellgrauer Ae- und ein (z. T. fuchsroter) Bs-Horizont ausgebildet (Boden „Albersdorf II“ nach DÜCKER 1967). Die Bodenbildung „Albersdorf II“ greift nach DÜCKER (1967) zapfenartig in den unteren Horizont ein und tritt visuell am stärksten hervor. Über dem „Humushorizont I“ setzt die Serie überwiegend feinkörniger, typisch geschichteter Sande ein. Diese wird durch den Boden „Albersdorf III“, der mit dem „Humushorizont II“ abschließt, untergliedert.

Das „Humusband I“ stuft DÜCKER (1967) aufgrund einer Radiocarbon-Datierung (Gro 2646: $46\,350 \pm 1000$ J. v. h.) in das „Nordhastedt-Interstadial“ (= Odderade-Interstadial) ein. Da das $^{14}\text{-C}$ -Datum aus dem „Humushorizont II“ jedoch ähnlich lautete, glaubt DÜCKER, daß die Sande zwischen diesen beiden Horizonten während des Nordhastedt-Interstadials abgelagert worden seien, eine nach unserer heutigen Kenntnis sehr unwahrscheinliche Deutung. Das scheinbar relativ junge Alter des „Humushorizontes I“ veranlaßte DÜCKER offenbar, die Böden „Albersdorf I“ dem „Albersdorf-Interstadial“ und „Albersdorf II“ dem „Loopstedt-Interstadial“ (= Brørup-Interstadial) zuzuordnen, wobei die Annahme gemacht werden mußte, daß das Humusband I über dem Boden „Albersdorf II“ nicht zu diesem Boden gehöre, sondern jünger sei. Zwangsläufig ergaben sich aus dieser Einstufung weitreichende Schlußfolgerungen: Das gesamte ungeschichtete Material zwischen dem geschichteten Sander und dem „Humushorizont I“ wird von DÜCKER bereits in das Weichselfrühglazial gestellt. Aus dem Befund, daß eine Bodenbildung zwischen dem geschichteten Sander und „Albersdorf I“ fehlt, schließt DÜCKER, daß der Eemboden erodiert worden sei; auch das Fehlen eines Ae- und Ah-Horizontes über „Albersdorf I“ wird mit Denudation erklärt. Eine Unzuverlässigkeit der Radiocarbon-Daten zieht DÜCKER (1967) dagegen nicht in Betracht. Wie unzuverlässig diese jedoch sein können, zeigte sich auch in Hof Keller, wo eine Probe aus dem *Sphagnum*-Torf des Brørup-Interstadials (MENKE 1975: Taf. 1, 4,15—4,80 m) auf $30\,970 \pm 1045$ J. v. h. (Hv 5593) datiert wurde.

Für eine derart komplizierte Ausräumung und Akkumulation zu Beginn des Weichselfrühglazials, wie sie von DÜCKER für Albersdorf (und analog für Weddingstedt) — allein aufgrund der Radiocarbon-Daten aus Albersdorf — angenommen wurde, gibt es an allen Lokalitäten, an denen die Straten in jüngster Zeit eindeutig identifiziert werden konnten (und auch in den limnischen Abfolgen) keinerlei Anhaltspunkte, und sie ist in den wohl weitgehend geschlossenen Hohlformen, um die es sich handelt, auch recht unwahrscheinlich. Sieht man den Komplex „Albersdorf I/II“ hingegen als einheitliche Bodenbildung an, so entspricht die von DÜCKER (1967) beschriebene Situation in Albersdorf zwanglos derjenigen in Hof Keller. Das untere Humusband repräsentiert dann die eemzeitliche Ober-

fläche, und das Weichselfrühglazial setzt auch in Albersdorf mit den typisch geschichteten Fein- bis Mittelsanden ein. Dann gehören allerdings nur die Böden „Albersdorf III“ und „Albersdorf IV“ dem Weichselfrühglazial an, das Albersdorf-Interstadial (= „Albersdorf I“) entfällt auch in Albersdorf.

In **Weddingstedt** entspricht die Situation ganz derjenigen von Albersdorf im Bereich „Albersdorf I/II“ (DÜCKER 1967), so daß sich für Weddingstedt die gleiche Umdeutung anbietet.

In **Ostrohe** (DÜCKER 1967) entspricht der Boden „Ostrohe I“ dem Boden „Albersdorf II“. Auch „Ostrohe I“ ist im oberen Teil einer steinig-kiesigen „Fließerde“ über geschichtetem Sander ausgebildet. Erst über „Ostrohe I“ setzt auch hier die typisch geschichtete, weichselfrühglaziale Serie ein. In dieser liegt der Boden „Ostrohe II“, der aufgrund der Pollenführung seiner Humuslage dem Brørup-Interstadial entsprechen dürfte. Den Boden „Ostrohe III“ faßt DÜCKER im Text (DÜCKER 1967: 47) — im Gegensatz zu Tab. 16 — als allochthon und gleichaltrig mit „Ostrohe II“ auf. Die Radiocarbon-Datierung, auf welche DÜCKER das „Ostrohe-Interstadial“ (= „Ostrohe III“, Tab. 16) gründet, stammt nach DÜCKER (1967: 49) aus dem Ah-Horizont von „Ostrohe II“, d. h. nach DÜCKER aus dem „Nordhastedt-Interstadial“ (DÜCKER 1967: Tab. 16), nach unserer Auffassung jedoch aus dem Brørup-Interstadial, sofern „Ostrohe III“ gleichaltrig mit „Ostrohe II“ sein sollte. Die von DÜCKER (1967) erwähnte und vom Verf. pollenanalytisch untersuchte Baggerprobe des Torfes stammt offensichtlich aus dem oberen Teil des Torfes und somit aus dem ausgehenden Eem und nicht aus einem Interstadial. Für ein solches ergab auch die Bohrung keinerlei Anhaltspunkte. Auch hierdurch wächst die Wahrscheinlichkeit, daß es sich im Falle von „Ostrohe II“ um das Brørup-Interstadial handelt. Über dem Torf wurden lediglich die typischen feinkörnigen Sande des Weichselfrühglazials ohne Anzeichen einer Bodenbildung gefunden. Die von DÜCKER (1967: Abb. 6) konstruierte Verzahnung zwischen dem Torf und dem Boden „Ostrohe II“ ist nicht bewiesen und nach der geschilderten Sachlage auch ganz unwahrscheinlich.

Aus der erläuterten Revision ergibt sich die in Tab. 3 zusammengestellte stratigraphische Einstufung der genannten Paläoböden.

Tab. 3: Stratigraphische Einstufung der im Text erwähnten fossilen Böden

a) nach MENKE

Keller IV	Schalkholz IV				„Keller-Interstadial“
Keller III	Schalkholz III	(Albersdorf IV)	Odderade IV		Odderade-Interstadial
Keller II	Schalkholz II	Albersdorf III	Odderade III	Ostrohe II	Brørup-Interstadial
Keller I	Schalkholz I	Albersdorf II	„Odderade II“ Odderade I	Ostrohe I	Eem-Warmzeit

b) Nach DÜCKER (1967)

Albersdorf IV	Ostrohe III		Ostrohe-Interstadial
Albersdorf III	Ostrohe II	Odderade IV	Nordhastedt-Interstadial
Albersdorf II	Ostrohe I	Odderade III	Loopstedt-Interstadial („Brørup“)
Albersdorf I	—	Odderade II	Albersdorf-Interstadial
—	—	Odderade I	Eem-Warmzeit

6. Zusammenfassung

6.1. In den warthezeitlichen Altmoränen- und Sandergebieten Schleswig-Holsteins ist in erheblichem Umfang mit einer Sedimentation über Toteis zu rechnen. Hierdurch wird die genetische Deutung von Oberflächenformen erschwert (STEPHAN 1974). Aufgrund des Einsetzens eemzeitlicher, organogener Ablagerungen und häufiger Störungen in deren basalen Bereichen ist mit einem Überdauern von Toteis wenigstens bis in die frühe Eichen-Mischwaldzeit (etwa Haselzeit bis frühe Linden-Eiben-Zeit, Abschnitt IVa, b) zu rechnen (im Holozän würde dies etwa dem jüngeren Boreal bis frühen Atlantikum analog entsprechen. Bis in diese Zeit war auch im weichselzeitlichen Vereisungsgebiet Toteis vorhanden, GRIPP, 1964: 280 f.).

6.2. Im Zeitraum zwischen Spätwarthe und Früheem erfolgte (nachweisbar i. w. nur noch im Bereich der ehemaligen Hohlformen) bereits eine Akkumulation von kiesarmen Fein- bis Mittelsanden, die i. a. nur eine geringe Mächtigkeit zu haben scheinen. Vermutlich handelt es sich — analog den „Decksanden“ des Weichselspätglazials — in erster Linie um Flugsande. Sie sind weitgehend un- oder doch nur undeutlich geschichtet.

6.3. Während der eemzeitlichen Bewaldung erfolgte i. w. nur eine Auffüllung der Hohlformen im Naßbereich mit organogenen Ablagerungen. Im übrigen wurde die Morphologie während dieser Zeit sehr weitgehend konserviert. Aufgrund der Vegetationsentwicklung ist zu erwarten, daß sich zunächst nichtpodsolierte Böden (Parabraunerde, Pseudogley, Gley u. a.) bildeten, die erst im späten Eem durch Podsolierung überprägt wurden.

6.4. Erneute Umlagerungen und Auffüllungen der Hohlformen mit überwiegend typisch geschichteten (hauptsächlich wohl niveofluviatilen), skelettarmen Sanden setzten mit dem Beginn des Weichselfrühglazials ein. Sie erfolgten in den tieferen Teilen der Hohlformen überwiegend recht schonend. Im limnischen Bereich wurden Sande und sandige Mudden abgelagert. Die Mächtigkeit dieser Sedimente ist sehr variabel, insgesamt aber z. T. sehr beachtlich.

6.5. Im Brørup- und Odderade-Interstadial wurde die Sedimentation dieser Sande jeweils unterbrochen. Im Naßbereich bildeten sich mineralarme Mudden und verbreitet *Sphagnum*-Torfe. Im übrigen entstanden visuell geringmächtige, boreale Nadelwald-Podsole. Ein Interstadial zwischen Eem und Brørup-Interstadial deutet sich allenfalls schwach an, führte aber nicht zum Abbruch der Umlagerungen. In Rederstall wurde ein Klimarückschlag im frühen Brørup-Interstadial nachgewiesen. In den „trockenen“ Hohlformen zeichnet sich auch für diesen Bereich keine Differenzierung ab.

6.6. Die Umlagerungen waren im Weichselfrühglazial sehr intensiv. Im Laufe des Weichselfrühglazials, häufig schon zwischen Brørup- und Odderade-Interstadial, wurden die Hohlformen praktisch verfüllt, so daß bereits das Weichselfrühglazial meist nicht vollständig erfaßt wird. Dabei scheinen in manchen terrestrischen Hohlformen (Keller, Schalkholz) vollständigere Abfolgen vorzuliegen als in den meisten Hohlformen im Naßbereich. Zwei Gründe kommen hierfür als Erklärung in Betracht, einmal die im Gegensatz zum terrestrischen Bereich weiterführende Auffüllung der Hohlformen während der Interstadiale im Naßbereich mit organogenen Ablagerungen, zum anderen das spätere Auffrieren der wassergesättigten Ablagerungen (Volumenvergrößerung des Wassers beim Gefrieren) vor allem während des Weichselhochglazials und die dadurch bedingte Kappung der Schichtfolgen durch Solifluktion.

6.7. Die weichselhochglazialen Deckschichten sind durchweg — auch im Bereich der Hohlformen — verhältnismäßig geringmächtig. Selten überschreitet ihre Mächtigkeit zwei bis drei Meter. Bis in diese Tiefe reichen auch die weichselhochglazialen „Verbrodelungen“, die z. T. auch ältere Schichten erfaßten. In Keller reichen sie flächig bis in die Schicht „c“ (vgl. Abschnitt 4). Infolge der Durchmischung des kiesigen mit dem schluffig-tonigen Material entsteht hier z. T. der Eindruck einer Geschiebelehmdecke. Die Einbeziehung des Bodens „Keller IV“ und der Eisenoxidausfällungen der Schicht „b“ (evtl. auch erst sekundär) in die Verbrodelungen lassen z. T. den Eindruck einer verbrodelten, ausgeprägten, etwa dem Eemboden vergleichbaren Bodenbildung entstehen.

6.8. Die o. a. Erscheinung des Auffrierens im Bereich wassergesättigter Hohlformfüllungen macht es verständlich, daß ein großer Teil dieser Hohlformen mit dem Austauen des Bodeneises im Weichselspätglazial bis frühen Holozän morphologisch wieder in Erscheinung trat und hier über den weichselhochglazialen Deckschichten erneut limnische Ablagerungen und Torfe des Weichselspätglazials und Holozäns entstanden, obgleich das Weichselfrühglazial nur unvollständig und das Weichselhochglazial nur in geringmächtigen, stratigraphisch nicht gliederbaren Fließerden vorliegen.

7. Schriftenverzeichnis

- ANDERSEN, S. Th. (1961): Vegetation and its Environment in Denmark in the Early Weichselian Glacial (Last Glacial). — Danm. geol. Unders., II R., **75**, 175 S., 15 Taf.; København.
- AVERDIECK, F. R. (1967): Die Vegetationsentwicklung des Eem-Interglazials und der Frühwürm-Interstadiale von Odderade/Schleswig-Holstein. — Fundamenta B, **2**: 101—125, Abb. 9—11, Tab. 24—25, Taf. 24—27; Köln, Graz.
- BEHRE, K. E. (1974): Die Vegetation im Spätpleistozän von Osterwanna. — Geol. Jb., **A 18**: 3—48, 8 Abb., 5 Taf.; Hannover.
- DÜCKER, A. (1967): Interstadiale Bodenbildungen als stratigraphische Zeitmarken im Ablauf der Weichsel-Kaltzeit in Schleswig-Holstein. — Fundamenta B, **2**: 30—73, Abb. 6, Tab. 3—18, Taf. 4—17; Köln, Graz.
- DÜCKER, A. & HUMMEL, P. (1967): Die fossilen Böden von Odderade/Dithmarschen, ein Beitrag zur Stratigraphie der Weichsel-Kaltzeit. — Fundamenta B, **2**: 8—100, Tab. 19—23, Taf. 21—23; Köln, Graz.
- DÜCKER, A. & MENKE, B. (1970): Eemzeitliche Podsol- und Moorbildung bei Burg (Dithmarschen). — Meyniana; **20**: 5—8, 2 Abb.; Kiel.
- ERD, K. (1973): Pollenanalytische Gliederung des Pleistozäns der Deutschen Demokratischen Republik. — Z. geol. Wiss., **1**: 1087—1103, 8 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- GRIPP, K. (1964): Erdgeschichte von Schleswig-Holstein. — 411 S., 62 Abb., 11 Tab., 57 Taf., 2 Kt.; Neumünster.
- HALLIK, R. (1955): Über eine Verlandungsfolge weichsel-interstadialen Alters in Harksheide bei Hamburg. — Eiszeitalter u. Gegenwart **6**: 116—124, 2 Tab., 5 Abb.; Öhringen.
- MENKE, B. (1970): Ergebnisse der Pollenanalyse zur Pleistozän-Stratigraphie und zur Pliozän-Pleistozän-Grenze in Schleswig-Holstein. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **21**, 3 Abb., 4 Taf.; Öhringen.
- (1975): Vegetationsgeschichte und Florenstratigraphie Nordwestdeutschlands im Pliozän und Frühquartär. Mit einem Beitrag zur Biostratigraphie des Weichselfrühglazials. — Geol. Jb., **A 26**: 3—151, 9 Abb., 3 Tab., 8 Taf.; Hannover.
- MENKE, B. & BEHRE, K. E. (1973): State of Research of the Quaternary of the Federal Republic of Germany, 2. History of Vegetation and Biostratigraphy. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **23/24**: 251—267, 1 Abb., 1 Tab.; Öhringen.

- PICARD, K. E. (1959): Das Werden der Landschaft Westholsteins während der Saaleeiszeit. — Geol. Jb., **76**: 209—222, 4 Abb., Hannover.
- (1959): Gliederung pleistozäner Ablagerungen mit fossilen Böden bei Husum/Nordsee. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh.: 259—272, 4 Abb.; Stuttgart.
- (1970): Geologische Karte von Schleswig-Holstein 1 : 25 000. Kartenblätter 1823 Todenbüttel, 1824 Holtorf, 1923 Hohenwestedt, 1924 Hännstedt mit Erläuterungen: 80 S., 4 Tab., 8 Abb.; Kiel.
- STEPHAN, H. J. (1974): Sedimentation auf Toteis in Schleswig-Holstein diskutiert anhand einiger Beispiele. — Meyniana, **25**: 95—100, 5 Abb., 1 Taf.; Kiel.
- STREMME, H. E. (1960): Bodenbildungen auf Geschiebelehmen verschiedenen Alters in Schleswig-Holstein. — Z. dt. geol. Ges., **112**: 229—308, 3 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- (1964): Die Warmzeiten vor und nach der Warthe-Eiszeit in ihren Bodenbildungen bei Bößlund (westl. Flensburg). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh: 237—247, 3 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- ZAGWIJN, W. H. (1961): Vegetation, climate and radiocarbon datings in the Late Pleistocene of the Netherlands. — Meded. geol. Sticht., NS., **14**: 15—45, 14 Fig., 2 Taf., 3 Fototaf., 8 Plates; Maastricht.

Manuskript eingeg. 28. 9. 1976.

Eiszeitalter u. Gegenwart	27	69—74 5 Abb.	Öhringen/Württ. 1976
---------------------------	----	-----------------	----------------------

Bemerkungen über Stauch-„End“moränen

ECKHARD GRIMMEL *)

Push end moraines, ice-pushed ridges, push ridges, ice-thrust-ridges, frontal push, basal push

Kurzfassung: Stauchrücken in früheren Inlandeisgebieten können polygenetischen Ursprungs sein: Man kann sie sich sowohl durch Frontal- als auch durch Basalstauchung der sich ausbreitenden Inlandeisdecken entstanden vorstellen.

Solange man im Einzelfall keine eindeutigen Merkmale für die Zuordnung zu dem einen oder dem anderen Stauchtyp hat, sollte man undifferenziert von Stauch-Rücken oder Stauch-Moränen, aber nicht von Stauch-Endmoränen sprechen. Die Bezeichnung „Endmoräne“ sollte grundsätzlich nur zur Ansprache von solchen Rücken benutzt werden, deren Entstehung den glazigenen Vorgängen an einer Gletscherfront zweifelsfrei zugeordnet werden kann.

[Remarks about Push End Moraines]

Abstract: Push ridges which occur in regions that were covered with continental ice sheets in former times may have different origins: They can be regarded as having originated not only by frontal push, but also by basal push of the expanding ice sheets.

As long as there are no clear features, which allow to say whether a certain ridge is the result of frontal or basal push, such a ridge should indifferently be termed push ridge, or push moraine, but not push end moraine. The term „end moraine“ should on principle be used only for those ridge-like forms, the origin of which can undoubtedly be related to glacial processes at the front of a glacier.

1.

In der Geomorphologie ist das Problem der Konvergenzerscheinungen seit langem bekannt. Gemeint ist damit, daß gleiche oder ähnliche Formen durch verschiedene Prozesse entstehen können. Die Gefahr der genetischen Fehlinterpretation ist besonders groß bei solchen Formen, die von den pleistozänen Inlandeisdecken geschaffen worden sind. Denn bekanntlich gibt es auf der Erde heute keine Region mehr, in der man alle die Formungsmechanismen studieren könnte, die im Pleistozän existiert haben. Daher ist man versucht, die pleistozänen Reliefformungsprozesse ausschließlich auf der Basis der Beobachtungen zu rekonstruieren, die man in den Randgebieten der rezenten alpinen oder polaren Gletscher bzw. Eiskappen gemacht hat. Das „Geschehen am Eisrand“ (GRIPP 1975: 31) wird zu Modellen verarbeitet, die dann leicht die Funktion von Schablonen erhalten, mit denen man in jedem Gebiet jede Form erklärt.

Die „glaziale Serie“ ist zu einer solchen Schablone geworden, was ganz sicher nicht im Sinne von PENCK gewesen ist. Unter anderem lassen sich mit ihr vorzüglich Stauchungen erklären.

2.

Allgemein bekannt ist das berühmte, kürzlich neu aufgelegte Photo des Usher-Gletschers auf Spitzbergen, das GRIPP in den 20er Jahren dieses Jahrhunderts aufgenommen hat (GRIPP 1975: 61). Deutlich sind dort in einigem Abstand von der Gletscherfront dichtgestaffelte Parallelrücken zu erkennen. Obgleich der eigentliche Prozeß der Bildung dieser

*) Anschrift des Verfassers: Dr. E. Grimmel, Institut f. Geographie der Universität Hamburg, Bundesstraße 55, 2000 Hamburg 13.

Parallelrücken natürlich nicht mehr beobachtet werden konnte, scheint es wohl kaum eine andere Möglichkeit zu geben, als den in Abb. 1 dargestellten Entwicklungsgang zu postulieren, der aus der Endform abgeleitet wurde. Das „genaue“ Modell der Entstehung von Stauch-Endmoränen war damit fertig. Gewisse Modifikationen kamen später hinzu, nämlich wie man sich die Entstehung von „überfahrenen Stauch-Endmoränen“ oder „Toteis-Stauchendmoränen“ vorzustellen habe (Abb. 2, 3). Der Aufstauvorgang selbst, nämlich an der Stirn des vorrückenden Gletschereises, bleibe der gleiche. Man war sich sicher, daß so die Parallelrücken der Duvenstedter Berge (Schleswig-Holstein), oder die Parallelrücken bei Heiligenhafen (Schleswig-Holstein), oder die Dammer-Fürstenauer Berge (Niedersachsen), oder der Muskauer Faltungsbogen (Lausitz) u. a. entstanden sein mußten.

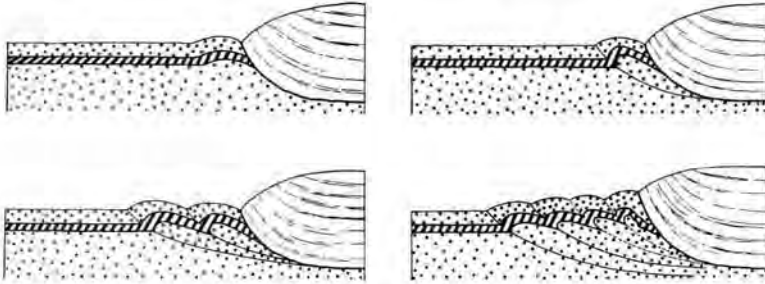


Abb. 1: Phasen der Stirnstauchung. Die jüngste Stauchfalte entsteht jeweils außen an der Stauchmoräne. Die älteste = innerste Falte wird am höchsten herausgehoben. Entwurf Dr. R. Köster 1959. Aus: GRIPP 1964: 185.

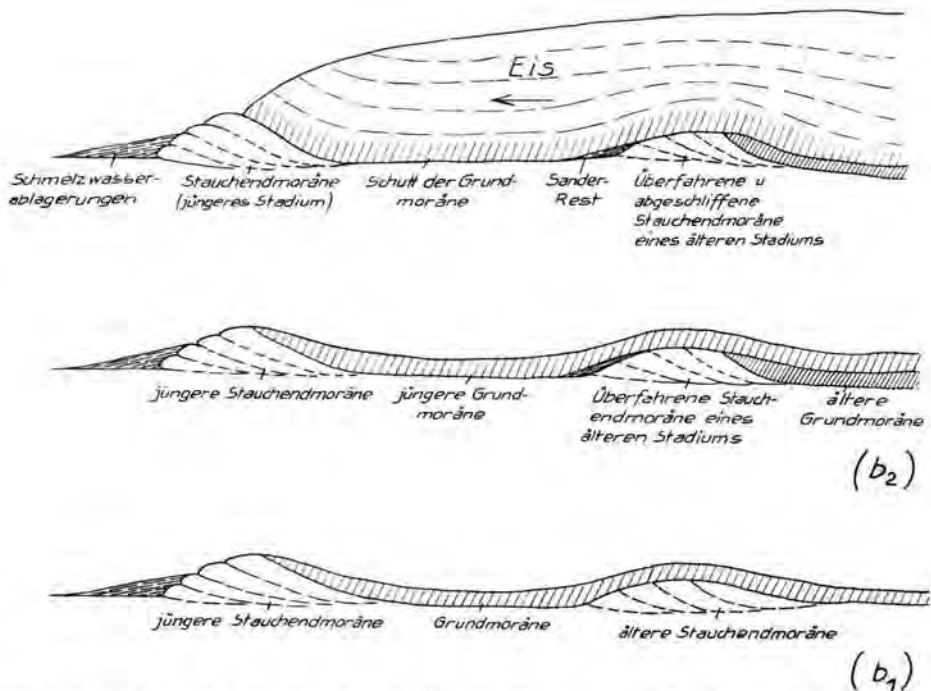


Abb. 2: Überfahrene Stauchendmoränen (nach GRIPP 1942).

Aus: VIETE 1960: Beilage 10.

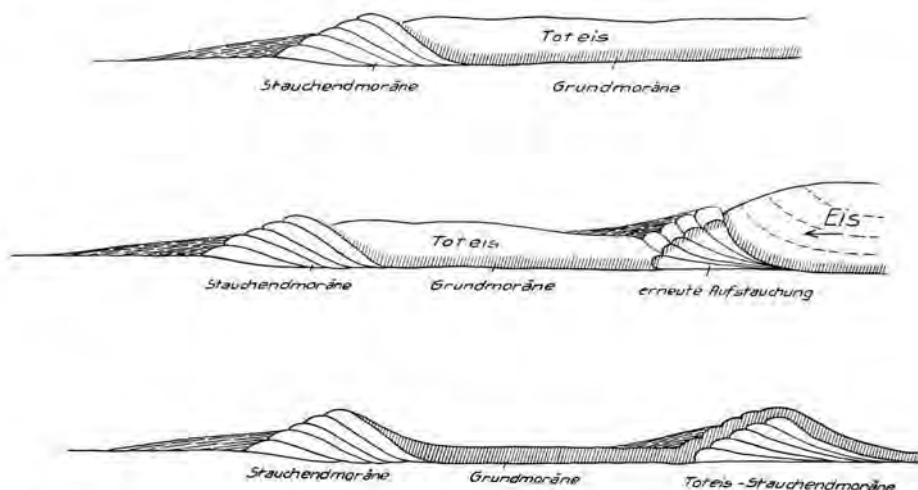


Abb. 3: Toteis-Stauchendmoränen (nach GRIPP 1942).

Aus: VIETE 1960: Beilage 10.

3.

Gerade der Muskauer Faltungsbogen wurde sozusagen als Abbild der Stauch-Endmoränen des Usher-Gletschers betrachtet. Aber gerade der Muskauer Faltungsbogen war es auch, bei dem zum ersten Mal Zweifel geäußert wurden an der Richtigkeit des Modells der Stirnstauchung, und zwar von WOLFF (1928).

WOLFF (1928: 347) geht von der heute kaum noch bezweifelten Annahme aus, daß das langsam vorrückende Eis in Norddeutschland einen Permafrostboden vorfand, der aber unter dem Gletscher infolge des Wärmestromes aus dem Erdinnern allmählich wieder auftaute: „Alle Beobachtungen an heutigen Inlandeismassen und großen Gletschern lehren uns, daß die untersten Partien dieser Eismassen sehr stark mit . . . Gesteinsschutt durchsetzt sind. . . Diese untersten Eislagen können sich wahrscheinlich mit einem gefrorenen Boden, besonders wenn dieser sehr viel Eiszement enthält, aufs innigste verschweißen, so daß der Frostboden zu einem Teil des Gletschers wird und an dessen Bewegung in stärkerem oder geringerem Maße Anteil nimmt.“

In bezug auf den Muskauer Faltungsbogen schreibt WOLFF (1928: 350—351): „Man könnte sich also vorstellen, daß . . . beim Herannahen der Hauptvereisung hier ein Miozän-plateau bestanden hat, das in gefrorenem Zustande vom Eis überrannt und zunächst nur wenig verändert wurde. Als aber dieses Haupteis allmählich auf eine Mächtigkeit von mindestens 500 m angeschwollen war, und sich gleichzeitig die Isothermen der gefrorenen Bodenunterlage allmählich bis auf den Nullpunkt gehoben hatten, da vermochte es in dem feinsandigen, flözführenden und mit mächtigen plastischen Tonschichten durchlagerten Miozän eine ungleich stärkere Stauchwirkung auszuüben, als bei der ersten Ankunft. Es könnten also Differenzialbewegungen im mächtigen Hauptkörper des Inlandeises gewesen sein, die diese ungeheuer tiefe (130 m) und breite (2—5 km) Zusammenstauchung des Miozäns hervorgerufen hätten.“

Auch bei der Deutung der Stauchzone von Itterbeck-Uelsen (Grafschaft Bentheim) nehmen RICHTER & SCHNEIDER & WAGER (1950: 68) an, daß das Gletschereis auf einen Permafrostboden glitt, dessen Mächtigkeit aufgrund des Tiefganges des Schuppenbaus mit 100—150 m angenommen wird:

„Beim Vorrücken des Eises wurde dieser rigide Körper verformt. Dabei ist wohl weniger an eine Stauchung an der Stirn des Eises zu denken, als an eine gemäß der Resultate aus der Belastung durch die Eismasse und aus der Vorwärtsbewegung des Eises sich ergebende Zerschierung und Einengung des dauergefrorenen Schichtpaketes. Die Bewegung des Eises ging von Norden nach Süden bzw. von Osten nach Westen. Dementsprechend ist auch die Verformung fortgeschritten, mit einem Tiefgang, welcher bis in die nicht mehr dauergefrorenen, als ‚Schmiermittel‘ dienenden Tone des Tertiärs reichte.“

Auch BRINKMANN (1953: 241) erklärt die Stauchrücken auf Rügen mit dem „Sohlen-schub des strömenden Eises“, allerdings ohne die Existenz eines Dauerfrostbodens in Erwägung zu ziehen.

Stauchrücken (ice-thrust ridges) sind auch aus dem westlichen Kanada (Alberta, Saskatchewan) bekannt und von KUPSCH (1962) detailliert untersucht worden. Aufgrund der Geländebefunde (vgl. Abb. 4) kommt KUPSCH (1962: 591) zu folgendem Ergebnis: „... it appears, that a sheet of ground ice underwent deformation by push, which caused folding and ultimately the characteristic imbricate thrust-faulting, and that the structures were preserved on final melting of the ice. It seems that the permafrost layer in essence constituted the lower part of the glacier, the bottom of which was not the top of the bedrock but the lower limit of the ground ice sheet. The structures are then to be regarded as having originated in the basal part of such a glacier.“

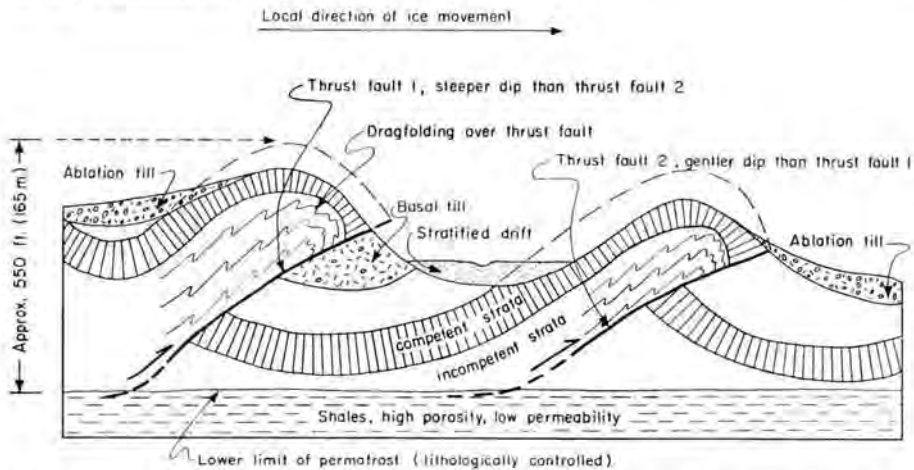


Abb. 4: Schnitt senkrecht zum Streichen von Stauch-Rücken. Topographie und deren Beziehung zu typischen Strukturen, Stratigraphie und Permafrost. (Nach Strukturschnitten von Slater 1927 und Byers 1960.) Aus: KUPSCH 1962: 588.

4.

Die von WOLFF im Jahre 1928 geäußerten Auffassungen über Gletschereisbedeckung und allmähliches Auftauen des Permafrostbodens können heute als nahezu gesichert gelten (vgl. WOSZIDLO 1973—75: 21—22). Und damit ist auch die Wahrscheinlichkeit sehr groß, daß viele Stauchrücken nicht durch Frontal-, sondern durch Basalstauchung entstanden sind, wie in Abb. 5 schematisch dargestellt ist. Daß der Stauchungsvorgang im einzelnen noch viel komplizierter sein kann, zeigen entsprechende Geländebefunde von GRUBE (1967: 179, Tafel 40), der in einer und derselben Stauchzone „Falten mit aufgerissenen Sätteln, Fältelungen, Überschiebungen, Schuppen und wurzellose Schollen“ nachgewiesen hat.

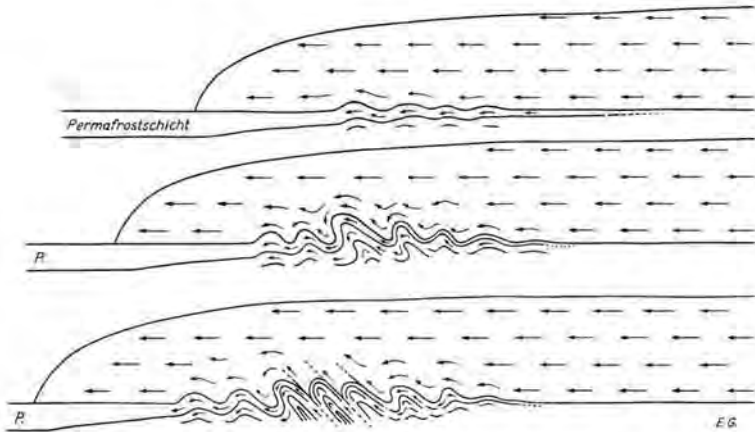


Abb. 5. Phasen der Basalstauchung (schematisch)

Daß morphographisch deutlich erkennbare Stauchrücken nicht häufiger auftreten, hat wahrscheinlich zwei Gründe:

1. Der Stauchungsvorgang kommt nur bei einer ganz bestimmten Faktorenkonstellation zustande, die nicht regelmäßig auftritt.
2. Viele Stauchrücken waren nur ephemere Gebilde, die beim weiteren Vorrücken des Eises ganz oder teilweise wieder abgetragen wurden.

Als Faktoren, welche bei der Basalstauchung eine wichtige Rolle spielen, wären wahrscheinlich zu berücksichtigen (nach VIETE 1960: 43—44; KUPSCH 1962: 590):

1. Temperatur des Gletschereises,
2. Mächtigkeit des Gletschers,
3. Bewegungsgeschwindigkeit des Gletschers,
4. Schuttgehalt des Gletschers;
5. Mächtigkeit des Frostbodens,
6. Korngrößenverteilung im Frostboden,
7. Eisgehalt des Frostbodens,
8. Korngrößenverteilung im frostfreien Untergrund,
9. Wassergehalt des frostfreien Untergrunds,
10. vorgegebenes Relief.

Eine qualitative oder gar quantitative Bewertung der einzelnen Faktoren ist sehr schwierig und muß glaziologischen Untersuchungen vorbehalten bleiben.

Solange man keine eindeutigen Merkmale für die Zuordnung zu dem einen oder dem anderen Stauchtyp hat (z. B. eingefalteter basal till, Abb. 4), sollte man undifferenziert von Stauch-Rücken oder Stauch-Moränen sprechen, aber nicht von Stauch-Endmoränen.

Die Bezeichnung „Endmoräne“ sollte logischerweise grundsätzlich nur zur Ansprache von solchen Rücken benutzt werden, die genetisch den glazigenen Vorgängen am Gletscherende, an der Gletscherfront zugeordnet werden können. Aber gerade in den ehemaligen Inlandeisgebieten der Mittelbreiten ist eine solche eindeutige Zuordnung fast nie möglich.

Schriftenverzeichnis

- BRINKMANN, R. (1953): Über die diluvialen Störungen auf Rügen. — Geol. Rdsch., **41**: 231—241, 7 Abb.; Stuttgart (Enke).
- GRIMMEL, E. (1973): Überlegungen zur Morphogenese des Norddeutschen Flachlandes, dargestellt am Beispiel des unteren Elbtales. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **23/24**: 76—84, 5 Abb.; Öhringen (Rau).
- GRIPP, K. (1929): Glaziologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen-Expedition 1927. — Abh. naturw. Ver. Hamburg, **22**: 145—249, 39 Fig., 32 Taf.; Hamburg.
- (1942): Entstehung der diluvialen Grundmoränenlandschaften und die Frage nach deren rezenten Äquivalenten in der Arktis. — Veröff. Dt. Wiss. Inst. Kopenhagen, Reihe **I**, Nr. **4**: 1—12, 5 Abb.; Berlin (Borntraeger).
- (1964): Erdgeschichte von Schleswig-Holstein. — 411 S., 63 Abb., 3 Karten, 57 Taf.; Neumünster (Wachholtz).
- (1975): 100 Jahre Untersuchungen über das Geschehen am Rande des nordeuropäischen Inlandeises. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **26**: 31—73, 5 Abb., 8 Taf.; Öhringen (Rau).
- GRUBE, F. (1967): Die Gliederung der Saale-(Riß-)Kaltzeit im Hamburger Raum. — In: GRIPP, K. et al. [Hrsg.]: Frühe Menschheit und Umwelt, Teil II: 168—195, 1 Tab., 8 Taf.; Köln, Graz (Böhlau).
- KELLER, G. (1974): Glazitektonik als Wirkungsfeld exogener Dynamik. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **25**, 48—53, 1 Tab.; Öhringen (Rau).
- KUPFSCH, W. O.: (1962): Ice-thrust ridges in western Canada. — Journ. Geol., **70**: 582—594, 4 Fig., 2 Taf.; Chicago (University of Chicago Press).
- RICHTER, W. & SCHNEIDER, H. & WAGER, R. (1951): Die saalezeitliche Stauchzone von Itterbeck-Uelsen (Grafschaft Bentheim). — Z. dt. geol. Ges., **102**: 60—75, 5 Abb., 2 Taf.; Hannover 1951 (Enke, Stuttgart).
- VIETE, G. (1960): Zur Entstehung der glazigenen Lagerungsstörungen mit besonderer Berücksichtigung der Flözdeformationen im mitteldeutschen Raum. — Freiburger Forsch.-H., **C 78**: 1—257, 9 Bilder, 30 Taf., 18 Beil., 5 Tab.; Berlin 1960 (Akademie).
- WOLFF, W. (1928): Einige glazialgeologische Probleme aus dem Norddeutschen Flachland. — Z. dt. geol. Ges., **79** (1927), Mber.: 342—360, 4 Abb.; Berlin (Enke, Stuttgart).
- WOSZIDLO, H. (1973—75): Die Bedeutung der geologischen Vorbelastung für die Standsicherheit der Böschungen am Elbe-Seitenkanal. — Jh. Karl-Hillmer-Ges. Fachhochsch. Nordostniedersachsen Suderburg: 17—34, 5 Abb.; Suderburg (Selbstverlag).

Manuskript eingeg.; 26. 11. 1976.

Eiszeitalter u. Gegenwart	27	75—81 5 Abb., 1 Tab.	Öhringen/Württ. 1976
---------------------------	----	-------------------------	----------------------

Die weichseleiszeitliche Eisrandlage im Osten von Hamburg

DIETER JASCHKE *)

Continental glacier, ice sheet, melting water, erosion, "Tunneltal", till

Kurzfassung: Gegen die herrschende Lehrmeinung wird die Ansicht vertreten, daß das weichseleiszeitliche Inlandeis östlich Hamburgs über die postulierte maximale Eisrandlage der A-1-Linie hinaus in Richtung Süden vorgestoßen ist. Zumindest hatte es sich während des Hochglazials bis in den heutigen Elberaum hinein ausgedehnt. Nach dem Rückschmelzen des Eisrandes bis zur A-1-Linie blieb ein Gletscher, der mit dem Inlandeis weiterhin Verbindung hatte, im Bereich des heutigen Billetales zurück. Seine Schmelzwässer räumten entlang des Urstromtalhanges zwischen Bergedorf und Geesthacht stark versteilte Kerbtäler aus und brachten subglazial das Tunneltal der Bille hervor. Wichtigstes stratigraphisches Indiz für die neue Hypothese ist im Billetal eine zwischen zwei Schmelzwasserschichten eingeschaltete Moränenlage.

[The Position of the Ice Sheet in Weichsel Time east of Hamburg]

Abstract: Contrary to the prevailing opinion the author demonstrates that in the eastern part of the Hamburg Region the continental glacier of the Weichsel Glaciation advanced beyond the A-1-Line, being generally accepted as the marginal position of the ice sheet. At the culminating point of the glaciation the glacier at least expanded as far as the present Elbe Valley. After the recession of the ice sheet to the A-1-Line a glacier tongue remained in the area of the actual Bille Valley, being still in connection with the continental glacier. The melting water of this lobe eroded steep V-shaped valleys into the slope of the Elbe "Urstromtal" between the cities of Geesthacht and Bergedorf. At the same time the ice and its melting water subglacially eroded the "Tunneltal" of the Bille Valley. The most important evidence of this hypothesis is a layer of till between deposits of subglacial streams on the valley bottom.

Nach anerkannter Lehrmeinung (GRIPP 1964, WOLDSTEDT 1975) hat sich das weichselzeitliche Inlandeis östlich von Hamburg nicht über die morphographisch kartierte Linie der A-1-Endmoräne des Trittauer Raumes ausgedehnt. Eine Reihe gegenteiliger Ansichten sind vor und nach Formulierung dieser These geäußert worden. Bereits die geologischen Kartenblätter, die für dieses Gebiet von der Preußischen Geologischen Landesaufnahme zwischen 1905 und 1926 erstellt wurden, gehen bei der Datierung der Formationen von einem weichseleiszeitlichen Eisvorstoß aus, der bis weit über den heutigen Elberaum hinaus nach Süden reichte. Andere Autoren, die in der Lüneburger Heide glazial-morphologischen Fragestellungen nachgegangen sind, deuten ebenfalls an, daß möglicherweise weichselzeitliches Eis an der Formengestaltung zumindest der Nordheide beteiligt war (STAPPENBECK 1905, OLBRIGHT 1909, STOLLER 1914). Als Indizien werden von geologischer Seite vor allem die Ergebnisse petrographischer Sedimentanalysen angeführt. Der hohe Kalkgehalt der oberflächennah anstehenden Sedimente des „Altmoränengebietes“ zwischen Elbeurstromtal und angenommenem Eisrand läßt auf eine geringe Alterung des Substrats schließen (Tab. 1). Aber auch in morphologischer Hinsicht gibt es Indizien, die auf einen südwardigen Eisvorstoß hinweisen, der über die postulierte Grenze hinausgeht.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. D. J a s c h k e, Institut für Geographie und Wirtschaftsgeographie, Bundesstr. 55, 2000 Hamburg 13.

Tab. 1: Kalkgehalt glaziärer Sedimente im Osten von Hamburg

Aufschluß	Tiefe der Entnahme	Sediment	Kohlensaurer Kalk im Feinboden < 2 mm
Ziegeleigrube Schwarzenbek	2,0 m	Geschiebemergel	4,2 ‰
Lehmgrube bei Volksdorf	1,2 m	Mergel	4,6 ‰
Ziegeleigrube Börnsen	2,0 m	Mergelsand	4,6 ‰
Mergelgrube E Hornbek	1,0 m	Geschiebemergel	6,8 ‰
Tongrube W Tesperhude	1,2 m	Tonmergel	7,2 ‰
Tongrube in Tesperhude	1,3 m	Tonmergel	7,6 ‰
Mergelgrube E Grabau	1,2 m	Mergel	8,6 ‰
Mergelgrube N Gülzow	1,5 m	Geschiebemergel	8,7 ‰
Mergelgrube SW Poppenbüttel	1,0 m	Geschiebemergel	9,5 ‰
Mergelgrube 2 km SW Tramm	0,3 m	Tonmergel	14,9 ‰
Mergelgrube in Kollow	1,0 m	Geschiebemergel	18,9 ‰
Mergelgrube N Kollow	1,2 m	Mergel	19,7 ‰
Mergelgrube W Kollow	1,0 m	Geschiebemergel	41,1 ‰

Quellen: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Hrsg. von der Königlich Preussischen Geologischen Landesanstalt.
 Lieferung 168 — Blatt Schwarzenbek, Berlin 1911,
 Blatt Hamwarde, Berlin 1911,
 Lieferung 176 — Blatt Bergedorf, Berlin 1912,
 Blatt Glinde, Berlin 1913.

Dazu gehören die heute zum Teil trockenen Kerbtäler, die den Steilabfall auf der Nordseite des Elbestromtals zwischen Bille- und Stecknitzmündung auf kurzer Distanz mit großem Gefälle überwinden (Abb. 1 u. 2).

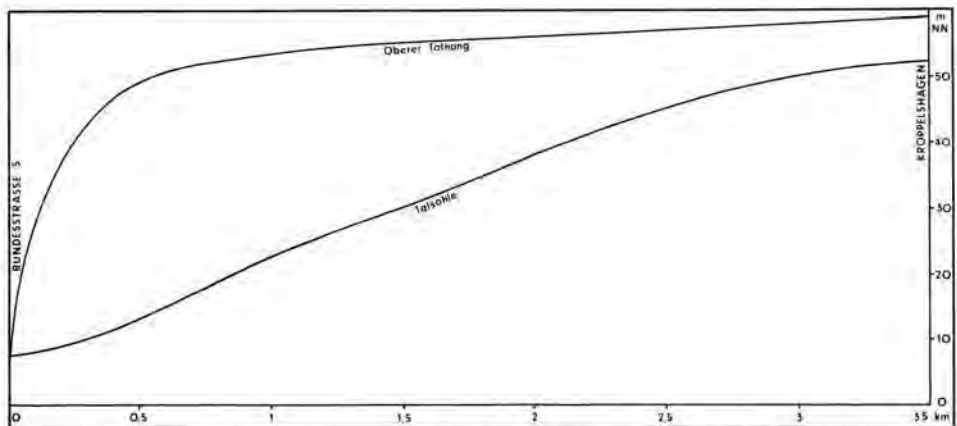


Abb. 1: Schematisches Längsprofil des Dallbektales.

Das Flußlängsprofil ist auf eine erheblich tiefere Elbtalsole als die jetzige eingeregelt. Die Täler müssen erodiert worden sein, als die Sohle des Urstromtals als lokale Erosionsbasis während des weichselzeitlichen Hochglazials, bzw. späten Hochglazials, 20—25 m unter dem heutigen Niveau lag. Gegen eine holozäne Genese sprechen nicht nur die Anlage des Längsprofils und der trockene Zustand mancher Täler, sondern auch die geringe Wasserführung der Bäche, deren rezente Erosionsleistungen eine Ausräumung in der relativ kurzen Postglazialzeit ausschließen. Zur Ausgestaltung jener Täler müssen größere Was-

sermassen beigetragen haben, als sie für die Nacheiszeit denkbar sind. In Frage kommen also nur Schmelzwässer von Gletschern, die unmittelbar nördlich des Urstromtales lagen. Eine Wasserzufuhr aus dem Bereich der postulierten maximalen Eisrandlage scheidet aus, da das Billetal, das nach Ansicht des Autors im übrigen nach einer weiteren Nordverlagerung des Gletscherrandes angelegt wurde, die Schmelzwässer aufnahm. Solifluidale Prozesse unterstützten den Vorgang der Talbildung, insbesondere durch denudativen Hangabtrag; die Schmelzwässer waren es aber, die über ausreichend Energie verfügten, um das abgerutschte Material zu verfrachten und obendrein linear in die Tiefe zu erodieren, so daß der typische Kerbtalcharakter jener Hohlformen sich einstellen konnte. Weitere Indizien für die These, daß sich das weichselzeitliche Eis während des Hochglazials über die Linie der von GRIPP kartierten A-1-Moränen hinaus nach Süden ausgedehnt hat, lassen sich sowohl im morphographischen als auch stratigraphischen Sinne im Bereich des unteren Billetals anführen. Es kann der gängigen Theorie zugestimmt werden, daß der obere Teil des Billetales als Tunneltal angelegt worden ist. Hier befand sich das weichselzeitliche Inlandeis für einen längeren Zeitraum in stationärer Lage: nach der Lehrmeinung in seiner äußersten Süderstreckung, nach neuerer Auffassung innerhalb eines Rückzugsstadiums. Vieles spricht dafür, daß auch der untere Talverlauf, und zwar bis zur Einmündung in das Elbeurstromtal ursprünglich eine subglaziale Ausgestaltung erfahren hat. Innerhalb der von Nordost nach Südwest gerichteten Furche, die heute von der Bille durchflossen wird und die bereits präweichsel vorgezeichnet gewesen sein wird, lagerte ein flacher Eislobus als Rest der ehemals größeren und inzwischen niedergetauten Inlandeismasse. Im Nordosten fand die Gletscherzunge Anschluß an den sich regenerierenden Eisrand. Sehr wahrscheinlich sind die Schmelzwässer, die nicht der subglazialen Hauptentwässerungsrichtung folgten, sondern über die heutige Wasserscheide hinaus nach Süden abflossen, identisch mit den Gletscherbächen, die die gegen das Urstromtal gerichteten Kerbtäler, zumindest im Bereich zwischen Bergedorf und Geesthacht, hervorgebracht haben.

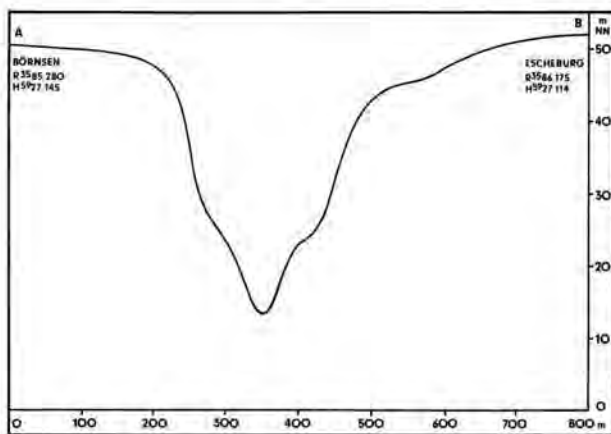


Abb. 2: Schematisches Querprofil des Dallbektales.

Der Beweis für die aufgestellten Thesen läßt sich am anschaulichsten am Beispiel der morphogenetischen Entwicklung des Billetales führen (Abb. 3 u. 4).

Die Talung gestaltet sich heute im Flußunterlauf folgendermaßen: In der Höhe Reinbeks hat das Tal — bezogen auf die Ausdehnung zwischen den oberen Rändern — eine Breite von 1—2 km. Die Sohle, die 30—40 m unter dem Niveau der Umgebung liegt, mißt eine Breite von 500—1 000 m. Der Lauf des Tales weist zahlreiche Windungen auf,

die Winkel bis zu 90° beschreiben. Sanft geböschte Gleithänge lösen sich mit stark versteilten Prallhängen ab. Innerhalb dieser weiten Talung mäandriert der rezente Fluß zwischen den Rändern eines Terrassensystems, das den Auebereich auf 100 bis 200 m Breite einengt. Das Talquerprofil zeigt danach eine Abfolge von

- den 40 bis 50 m über NN liegenden Rahmenhöhen, die den Charakter einer schwach gewellten Grundmoränenlandschaft aufweisen,
- über eine steile Prallhangpartie auf der einen Seite und einen allmählich abdachenden Gleithang auf der anderen Seite
- zu den fast ebenen oder nur gering zum Flusse geneigten Terrassen,
- in die die Aue mit deutlichem Steilabfall eingesenkt ist.

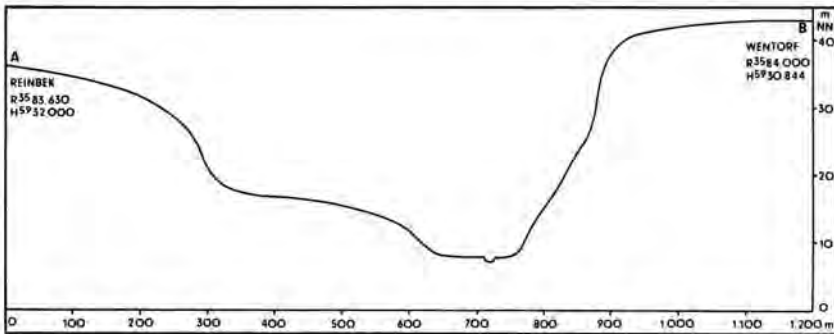


Abb. 3: Schematisches Querprofil des Billetales.

Im Verlauf des Längsprofils konvergieren die Terrassen mit der Aue in der Gefällsrichtung des Tales: In Höhe des Krabbenkamps zwischen Wohltorf und Aumühle liegen die Terrassen noch etwa 7,5 m über der Wiesensole, im Südwesten von Reinbek beträgt die Sprunghöhe nur noch 1 m und kurz vor Einmündung der Bille in das Elbeurstromtal verschwinden die Terrassen gänzlich unter den Auesedimenten, die bereits mit den Marschenablagerungen des ehemals amphibischen Stromspaltungsgebietes identisch sind.

Daraus läßt sich folgern, daß das Gefälle der Flußaue auf die lokale Erosionsbasis der rezenten Elbe eingeregelt ist, während die steiler einfallenden Terrassen, die Relikte eines älteren Talbodens, mit einem niedrigeren Erosionsniveau in Beziehung standen.

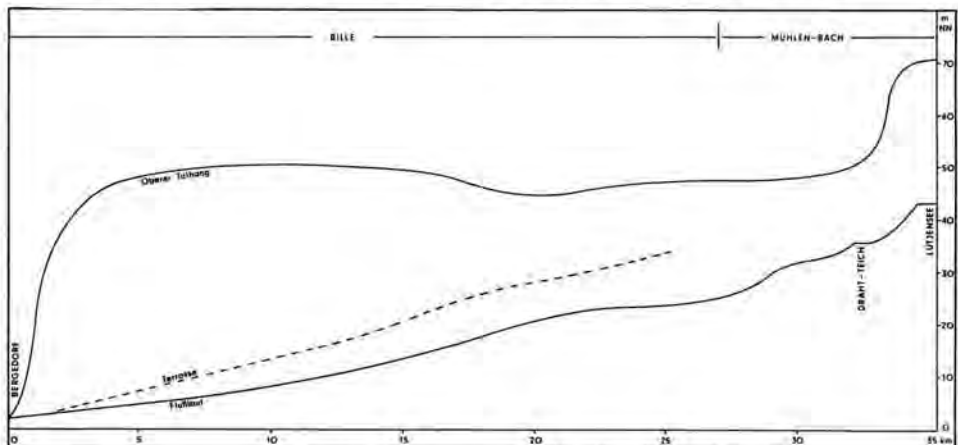


Abb. 4: Schematisches Längsprofil des Billetales.

Die heutige morphographische Gestalt des Billetales geht im wesentlichen auf vier genetische Phasen zurück:

Phase 1

Während des weichselzeitlichen Hochglazials brachten subglaziale Ausräumungsprozesse unterhalb des postulierten Billelobus das Tunneltal der „Urbille“ hervor. Da der Gletscher bis zu dem inzwischen auf -20 m NN erodierten Urstromtal der Elbe herabreichte, lag die Basis des Tunneltals beträchtlich unter dem Niveau des heutigen Talbodens. In der Höhe Reinbek war das Gletscherbett bis zu 20 m tief in die Sedimente des Miozäns abgesenkt. Stratigraphische Untersuchungen haben gezeigt (Abb. 5), daß sich über der tertiären Abtragungssohle eine maximal $1-1,5$ m mächtige Packung geschichteter Fein- und Mittelsande befindet, in die allerdings auch größere Blöcke eingelagert sind. Diese Ablagerung, die deutlich kreuzgeschichtet ist, keine gleichbleibende Mächtigkeit aufweist und verschiedentlich völlig zurücktritt, markiert im Subglazialbereich den Übergang von der Erosion zur Akkumulation.

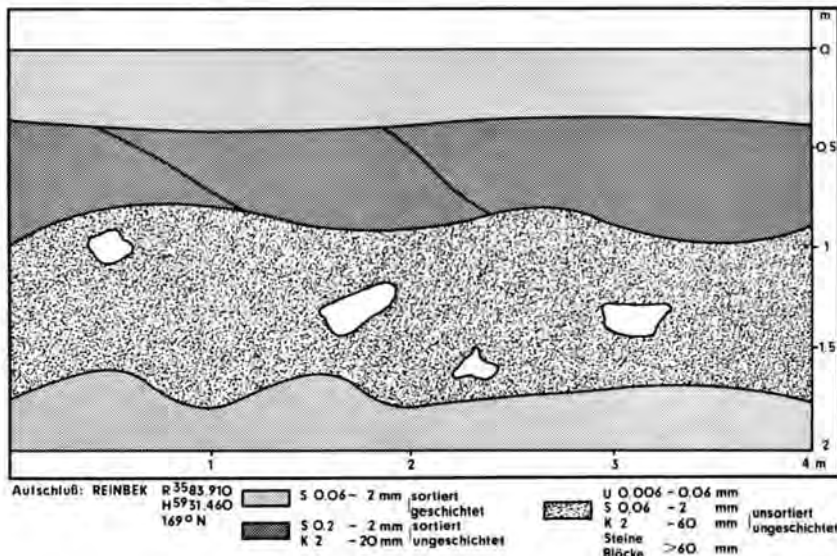


Abb. 5: Stratigraphisches Profil der Billeter-Terrasse.

Phase 2

Die sich anschließende Phase, die zeitlich in das späte Hochglazial fällt, ist charakterisiert durch den Absatz einer $1,5-2$ m mächtigen Moräne, die das niedertauende Gletschereis freigab. Innerhalb einer aus Schluff und Sand bestehenden Matrix, in die vereinzelt Linsen geschichteter Sande eingeschaltet sind, schwimmen Geschiebe von maximal $1,5$ m Durchmesser. Der Einwand, daß es sich hier auch um solifluidale Rutschmassen handeln könnte, wird entkräftet durch das fehlende Gefälle der Basisfläche. Das Moränenmaterial ist wiederum von geringmächtigen geschichteten Sanden eingedeckt, die sich petrographisch nur unwesentlich von den Sanden im Liegenden unterscheiden. Ihre Schüttung erfolgte durch Schmelzwässer, die sich bei und nach Abschmelzen des Billelobus von Norden und Nordosten her in das als Sammler fungierende Billetertal ergossen. Alle drei Sedimentkörper sind parallel gelagert und fallen gegen das Elbetal unter gleichem Winkel ein. Daraus ist

zu schließen, daß es innerhalb des Sedimentationszeitraumes keinen nennenswerten Anstieg der lokalen Erosionsbasis gegeben hat. Die Neigungsverhältnisse des damaligen Schmelzwasserstromes werden durch das heutige Terrassensystem angezeigt, das als Relikt jener alten Talsohle zu verstehen ist.

Phase 3

Die Zerschneidung des Talbodens, die bis zu den liegenden Sanden herabreicht, erfolgte im Spätglazial, als der Eisrand beträchtlich weiter im Norden lag und der ehemalige Periglazialraum bereits einen flächendeckenden Vegetationsmantel trug. Obwohl der Meeresspiegel und damit auch die lokale Erosionsbasis des Elbetals infolge des weltweiten Eisniedertaus in stetiger Hebung begriffen waren, begannen die Schmelzwässer erneut linear zu erodieren, da der größte Teil der mitgeführten Flußfracht schon im Vorfeld des Gletschers abgesetzt worden war und damit die Unterläufe der Schmelzwässer einen Überhang kinetischer Energie besaßen. Damit entstand ein System von Erosionsterrassen, das aber nicht länger im Sinne PFEFFERLES (1935) als Talsandterrassensystem interpretiert werden darf. Wie die stratigraphische Beschreibung gezeigt hat, sind Talsande nur in geringer Mächtigkeit nachweisbar. Im wesentlichen werden die Terrassenkörper aus dem Material der zwischen die Schmelzwassersedimente eingeschalteten Moräne aufgebaut.

Phase 4

Im Postglazial stellte sich mit dem Einpendeln der Erosionsbasis auf das heutige Niveau kurzfristig ein Gleichgewicht zwischen Abtrag und Ablagerung ein. Eine verstärkte Akkumulation zwischen den Terrassenrändern setzte ein, als in historischer Zeit mit der Rodung der natürlichen Waldbedeckung weite Teile der Erdoberfläche ungeschützt der Abtragung ausgesetzt wurden, so daß sich vor allem bei Starkregen oder zur Zeit der Schneeschmelze ein erheblicher Abtransport feiner Bodenbestandteile einstellte, die im Auebereich insbesondere bei saisonaler Überschwemmung abgelagert wurden. Diese Vorgänge dauern bis zur Jetztzeit an.

Anhand morphographischer und stratigraphischer Merkmale hat sich der genetische Hergang der Oberflächengestaltung für den Bereich des Billetales aufzeigen lassen. Implizit steckt in dieser Darstellung der Beweis für die These, daß das weichselzeitliche Inlandeis über die bisher angenommenen Grenzen hinaus nach Süden vorgestoßen ist.

Schriftenverzeichnis

- GRIMMEL, E. (1971): Geomorphologische Untersuchungen in der nordöstlichen Lüneburger Heide. — *Hamburger Geogr. Studien*, **27**; 57 S., 10 Abb., 4 Karten; Hamburg (Hirt).
- GRIPP, K. (1924): Über die äußerste Grenze der letzten Vereisung in Nordwestdeutschland. — *Mitt. Geogr. Ges. in Hamburg*, **36**: 159—245, Hamburg.
- (1933): Geologie von Hamburg und seiner näheren und weiteren Umgebung. — 154 S., 35 Abb., 16 Tafeln; Hamburg (Gesellschaft der Freunde des Vaterländischen Schul- und Erziehungswesens).
- (1964): Erdgeschichte von Schleswig-Holstein. — 411 S., 63 Abb., 11 Tab., 57 Tafeln, 3 Karten; Neumünster (Wachholtz).
- ILLIES, H. (1952): Die eiszeitliche Fluß- und Formengeschichte des Unterelbe-Gebietes. — *Geol. Jb.*, **66**: 525—558; Hannover.
- (1955): Die Vereisungsgrenzen in der weiteren Umgebung Hamburgs, ihre Kartierung und stratigraphische Bewertung. — *Mitt. Geogr. Ges. in Hamburg*, **51**: 7—54; Hamburg.
- KÖNIGLICH PREUSSISCHE GEOLOGISCHE LANDESANSTALT: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten 1 : 25 000. Lieferung 168: Blatt Schwarzenbek und Blatt Hamwarde; Lieferung 176: Blatt Bergedorf und Blatt Glinde. — Berlin 1911—1913.
- LÜTTIG, G. (1968): Ist die Reliefenergie ein Maß für das Alter der Endmoränen? — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **19**: 197—202; Öhringen (Rau).

- OLBRICHT, K. (1909): Grundlinien einer Landeskunde der Lüneburger Heide. — *Forsch. z. dt. Landes- u. Volkskde.*, **18**: 501—647; Stuttgart.
- PFEFFERLE, R. (1935): Zur Morphologie der Talsandterrassentäler in der Umgebung von Hamburg. — 77 S., 5 Tafeln; Würzburg (Tritsch).
- RICHTER, K. (1937): Die Eiszeit in Norddeutschland. — 179 S., 63 Abb.; Berlin (Borntraeger).
- SCHROEDER-LANZ, H. (1964): Morphologie des Estetales. — *Hamburger Geogr. Studien*, **18**; Hamburg.
- STAPPENBECK, R. (1905): Die osthannoversche Kiesmoränenlandschaft. — *Z. dt. geol. Ges.*, **57**: 52—73; Berlin.
- STOLLER, J. (1914): Der jungdiluviale Lüneburger Eisvorstoß. — *Jber. Niedersächs. geol. Ver.*, **7**: 214—230; Hannover.
- WOLDSTEDT, P. (1954): Saaleeiszeit, Warthestadium und Weichseleiszeit in Norddeutschland. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **4/5**: 34—48; Öhringen (Rau).
- (1974): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. — 3. Aufl.: 500 S., 91 Abb., 26 Tab.; bearb. u. hrsg. v. K. DUPHORN, Stuttgart (K. F. Koehler).

Manuskript eingeg. 12. 1. 1976.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	27	82—92 2 Abb.	<i>Öhringen/Württ. 1976</i>
----------------------------------	----	-----------------	-----------------------------

Ergebnisse der Foraminiferenanalyse zur Quartärstratigraphie in Skandinavien *)

KAREN LUISE KNUDSEN & ROLF WILHELM FEYLING-HANSEN **)

Foraminifera, Quaternary, stratigraphy, micropalaeontology, marine sediments
Skandinavia

Zusammenfassung: In Skandinavien sind zahlreiche quartärstratigraphische Untersuchungen mit Hilfe fossiler Foraminiferen durchgeführt worden. Im folgenden wird eine Übersicht über die foraminiferenstratigraphischen Untersuchungen und deren Resultate in Dänemark, Norwegen und Schweden gegeben.

[Contribution to Quaternary Stratigraphy in Scandinavia by Foraminiferal analyses].

Abstract: A considerable number of papers on fossil foraminifera and their application to Quaternary stratigraphy has appeared in Scandinavia. In the following these investigations and their results are reviewed and exhaustive references given.

Einleitung

Seit mehr als zweihundert Jahren kennt man fossile Foraminiferen in marinen Ablagerungen. Ihre Eignung für stratigraphische Zwecke liegt darin, daß sie klein sind und oft in großen Mengen im Sediment vorkommen. Untersuchungen von rezenten Foraminiferen haben gezeigt, daß die verschiedenen Arten abhängig sind von bestimmten ökologischen Verhältnissen, z. B. von der Temperatur, der Tiefe und der Salinität. Das bedeutet, daß man Foraminiferen auch innerhalb des Quartärs in der Stratigraphie anwenden kann, da Klimaschwankungen sich in marinen Sedimenten dieser Periode aufgrund von Änderungen der Foraminiferenfauna abzeichnen.

Es ist bekannt, daß wesentliche quartärstratigraphische Resultate durch Untersuchungen der planktonischen Foraminiferen-Gesellschaften in Bohrkernen aus der Tiefsee erzielt wurden. Aber auch Untersuchungen von Foraminiferen in marinen quartären Ablagerungen von Tagesaufschlüssen und Bohrungen auf der Landoberfläche haben bedeutende Resultate gezeitigt. In solchen Untersuchungen spielen die benthonischen Foraminiferen normalerweise eine Hauptrolle. Im allgemeinen benutzt man in der Foraminiferenstratigraphie quantitative Analysen der Foraminiferengesellschaften, so z. B. für die paläoökologische Auswertung die zahlenmäßige Repräsentation der einzelnen Arten in den Proben und verschiedene andere einfache ökologische Maße.

In Skandinavien hat man zahlreiche quartärstratigraphische Untersuchungen durchgeführt. Die Resultate findet man verstreut in Monographien und Artikeln in vielen verschiedenen Zeitschriften. In den meisten Fällen geht aus dem Titel direkt hervor, daß es sich um quartärstratigraphische Abhandlungen handelt, aber in einigen Fällen ist der stratigraphische Inhalt verborgen. Im folgenden haben wir versucht, eine Zusammenfassung

*) Nach einem am 21. 9. 1976 in Aarhus auf der DEUQUA-Skandinavien-Exkursion gehaltenen Vortrag.

**) Anschrift der Verfasser: Dr. K. L. Knudsen und Dr. R. W. Feyling-Hanssen, Afdelingen for Mikropalaeontologi, Aarhus Universitet, DK-8000 Aarhus C, Danmark.

über die foraminiferenstratigraphischen Untersuchungen und deren Resultate in Dänemark, Norwegen und Schweden zusammenzustellen. Die Ergebnisse sind fragmentarisch und unzusammenhängend, weil die Untersuchungen in den Randgebieten des Nordseebeckens durchgeführt wurden. Das Vorhandensein oder Fehlen von stratigraphischen Einheiten ist abhängig von Transgressionen und Regressionen, die diese Randgebiete berührt haben. Zukünftige Untersuchungen sollten in größerem Maße Material vom zentralen Teil des Beckens berücksichtigen, wo wahrscheinlich eine zusammenhängende quartärstratigraphische Dokumentation vorliegen wird.



Abb. 1: Erwähnte Fundorte von Foraminiferen in Skandinavien.

Spätweichsel-Kaltzeit und die Flandrischen Ablagerungen im Oslofjord-Gebiet, Norwegen

Die isostatische Landhebung nach der letzten Eiszeit führte zu einer bedeutungsvollen negativen Strandverschiebung im Oslofjord-Gebiet. Vor zirka 9 500 Jahren lag die Strandlinie bei Oslo 221 m höher als heute. Durch diese Hebung wurden größere marine Bereiche zu Festland. Seit mehr als einem Jahrhundert sind sie Gegenstand geologischer Untersuchungen. Hier ist es möglich, bestimmte marine Horizonte mit bestimmten Stadien des Eisrand-Rückzuges zu korrelieren, da man im Gebiet Gletscher-Randmoränen findet. Die markanteste Randmoräne ist die „Ra“-Moräne. Sie erstreckt sich von Halden über

Sarpsborg und Moss nach Horten und Sandefjord-Larvik. Der Rand des skandinavischen Inlandeises befand sich vor 10 300—10 000 Jahren in dieser Position.

SARS & KJERULF (1861) gliederten die marinen Tone und Molluskenbänke im Oslofjord in einen glazialen und einen postglazialen Abschnitt. Im glazialen Abschnitt identifizierte SARS (1865) 6 Foraminiferenarten und im postglazialen 18. Im letztgenannten fand er *Ammonia beccarii* als Leitfossil.

CROSSKEY & ROBERTSON (1868) registrierten 48 Arten von Foraminiferen in Proben von quartären Ablagerungen in Oslo und Umgebung. KLÆR publizierte (1900) eine Liste von Foraminiferenarten, die er in quartären Proben fand, die SARS und MÜNSTER eingesammelt hatten. Aufgrund von fossilen Mollusken teilte BRØGGER (1901) die marinen Tone und größeren Flachwasserablagerungen in eine Anzahl Zonen und Schillhorizonte ein. In dieser Arbeit publizierte KLÆR Listen von Foraminiferen, die er in einigen von BRØGGER's Molluskenzonen gefunden hatte. Es sei erwähnt, daß KLÆR (1908) auch Foraminiferen von quartären Ablagerungen von Tromsø in Nord-Norwegen und MONSEN (1934) von quartären Ablagerungen in Nordre Helgeland beschrieben haben.

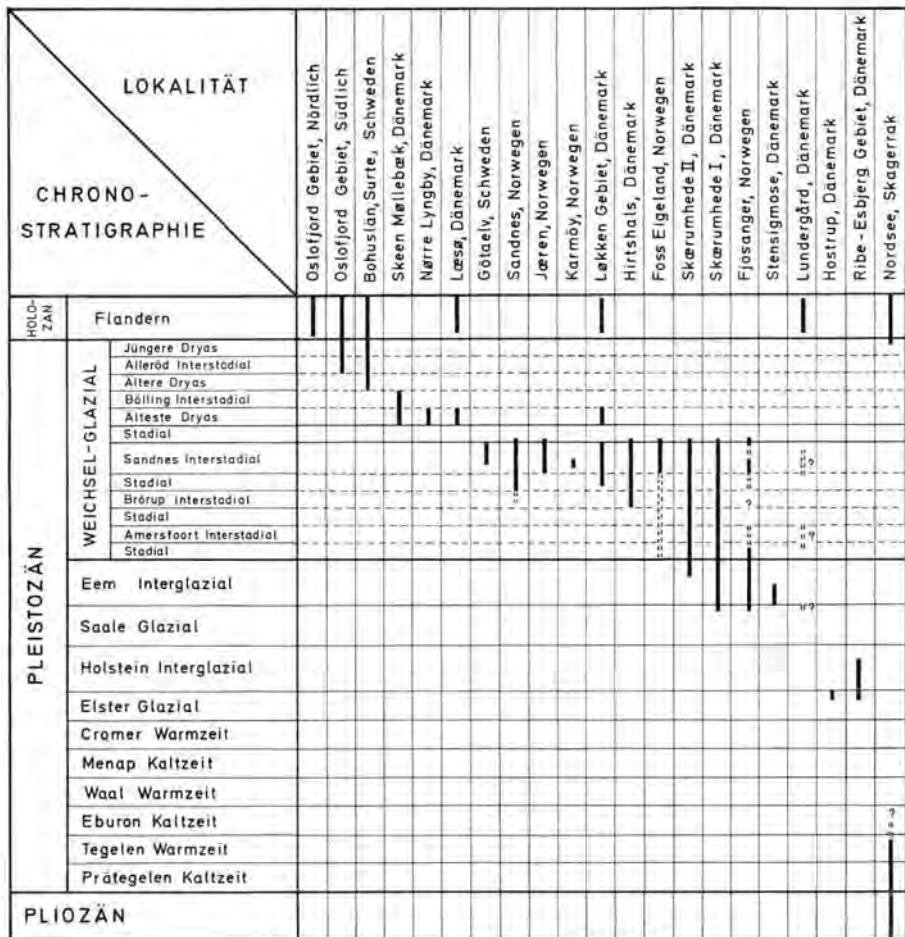


Abb. 2: Stratigraphische Einordnung der marinen Quartärablagerungen eines Teils der skandinavischen Fundorte, von denen Foraminiferenfaunen beschrieben wurden.

FEYLING-HANSEN (1954a, 1955) führte quantitative Untersuchungen des Foraminifereninhaltes einiger Tonproben durch, die BRØGGER im Oslo-Gebiet gesammelt hatte und präsentierte die prozentuale Zusammensetzung der Foraminiferengesellschaften, die BRØGGER's *Yoldia*-Ton, *Arca*-Ton und *Isocardia*-Ton entsprachen. Auf diese Weise konnte ein *Isocardia*-Ton und ein *Arca*-Ton ausschließlich mit Hilfe des Foraminifereninhaltes identifiziert werden (FEYLING-HANSEN 1954b). Die Foraminifere *Elphidium excavatum forma clavata* wurde in marinen Ablagerungen im Norden bei Odal gefunden (FEYLING-HANSEN 1954 c).

FEYLING-HANSEN (1957) gliederte marine Quartärablagerungen in Oslo und Umgebung in 5 Foraminiferenzonen: C, D, E, F und G. Alle gehören dem Holozän an. Die Zonen C und D haben spätglazialen Charakter, die darüberliegenden Zonen E—G postglazialen Charakter. Die Zonen D—G wurden bei Drammen wiedergefunden (RISDAL 1962). FEYLING-HANSEN (1964a) untersuchte den quantitativen Foraminifereninhalt in 2 500 Kernproben von 130 Bohrungen in den marinen Quartärablagerungen des gesamten Oslo-Gebietes von Odal im Norden bis Halden, Sandefjord und Larvik im Süden. Er gliederte hierdurch die Ablagerungen in 7 Zonen mit den Bezeichnungen: A (älteste) — G (jüngste). Die Zone A wurde in drei Subzonen unterteilt: A_u-unten, A_m-mittel, A_o-oben; von diesen gehören A_u zur „Jüngeren Dryas“ oder zum „Oberen Allerød“ (¹⁴C-Datierung 11 200 ± 200 B.P.). A_m wurde in die „Jüngere Dryas“ gestellt (¹⁴C-Datierung 11 000 ± 225 B.P.) und die Subzone A_o ergab „präboreales“ Alter (¹⁴C-Datierung 9 950 ± 300 B.P.). Die Pleistozän/Holozän-Grenze wurde zwischen den Subzonen A_m und A_o gezogen (FEYLING-HANSEN 1972).

Eine ¹⁴C-Datierung einer Probe aus der Zone B ergab ein Alter von 9 750 ± 250 B.P. („Präboreal“). Die Zone E gehört ins „Boreal“ (¹⁴C-Datierung 9 100 ± 180 B.P.) und die Zone F ins „Atlantikum“ und „Subboreal“ (¹⁴C-Datierung 6 570 ± 150 B.P.). Die Zone G hat hauptsächlich „subatlantisches Alter“ (¹⁴C-Datierung 2 050 ± 150 B.P. und 980 ± 100 B.P.). Sie tritt auch als Flachwasserfazies der Zone F auf. RISDAL (1964) verglich diese Zonen mit rezenten Foraminiferen im Oslofjord.

Das Spätglazial und die Flandrischen Ablagerungen im Skagerrak

LANGE (1956) beschrieb postglaziale und einige spätglaziale Gesellschaften von fossilen Foraminiferen aus kurzen Bohrkernen im Skagerrak. KIHLE (1971) fand postglaziale Vorkommen in 5 kurzen Bohrkernen von der „Norwegischen Rinne“ südlich von Mandal, während FÄLT (1977) unter den postglazialen Ablagerungen in zwei kurzen Bohrkernen in der „Tiefen Rinne“ zwischen Skagen und der Schwedischen Westküste auch spätglaziale Ablagerungen fand.

Das Spätglazial und die Flandrischen Ablagerungen in Bohuslän und Göteborg, Schweden

MUNTHE beschrieb 1896 fossile Foraminiferen im *Yoldia*-Ton von Mälardalen und von der Insel Tjörn im Bohuslän-Gebiet und 1901 von der Ebene von Västergötland. HESSLAND (1943) registrierte Foraminiferen in spätglazialen und postglazialen marinen Schalenablagerungen im Nord-Bohuslän und stellte unter anderen ein Diagramm über die Einwanderungsintensität der Foraminiferen von ca. 10 000 B.C. bis ca. 5 000 B.C. auf. In den älteren Sedimenten wurden 32 Arten gefunden. Bis ca. 7 500 B.C. war die Zahl der Arten auf 58 angestiegen und 5 000 B.C. lag sie bei 75.

BROTZEN beschrieb, in der bereits genannten Arbeit von Hessland (1943), zwei neue Arten aus dem spätglazialen Mergelton von Halland, nämlich *Elphidium askelundi* und *E. hallandense*. Im Jahr 1951 benutzte BROTZEN die quantitative Foraminiferenanalyse

für eine stratigraphische Untersuchung von zwei Bohrungen in spät- und postglazialen Ablagerungen bei Surte in der Nähe von Göteborg. Drei genau definierte Abschnitte konnten gefunden werden. Der älteste Abschnitt reicht vermutlich bis in die „Ältere Dryas“ zurück.

Die Spätweichsel-Kaltzeit und die Flandrischen Ablagerungen in Nordjütland, Dänemark

In Nordjütland liegen große Gebiete mit marinen spät- und postglazialen Ablagerungen über dem heutigen Meeresniveau, bedingt durch die isostatische Hebung des Gebietes nach der Weichsel-Vereisung. Die spätglazialen marinen Ablagerungen in Nordjütland sind ^{14}C -datiert auf $14\,650 \pm 190$ bis $11\,950 \pm 190$ B.P. (KROG & TAUBER 1974; KROG, pers. Mitt.) („Älteste Dryas“ und „Bölling-Interstadial“). MADSEN (1895) registrierte erstmalig Foraminiferen aus diesen Ablagerungen. Später wurden die Faunen einiger Lokalitäten in diesem Gebiet detaillierter beschrieben, unter anderen von der Insel Læsø (MICHELSEN 1967) und von Løkken (KNUDSEN 1971). JØRGENSEN (1971) beschrieb Foraminiferen von einzelnen Proben von Nørre Lyngby und Skeen Møllebæk. Eine detailliertere Beschreibung der Fauna und ihrer Entwicklung während „Ältester Dryaszeit“ und „Bølling“ von diesen beiden Lokalitäten wird von KNUDSEN ausgearbeitet.

Nach der Transgression in der „Ältesten Dryaszeit“ und im „Bølling“ folgt eine Regression im Vendsyssel-Gebiet. In einem Zeitabschnitt ist die isostatische Hebung des Gebietes stärker als der eustatische Anstieg des Meeresspiegels; und erst im „Atlantikum“ gibt es wieder eine Transgression in diesem Gebiet. Die marinen postglazialen Ablagerungen, die danach in Nordjütland abgelagert wurden, sind auf $8\,280 \pm 140$ bis $2\,440 \pm 100$ B.P. datiert (KROG & TAUBER 1974). Foraminiferenfaunen aus diesen Schichten sind unter anderem beschrieben worden von der Insel Læsø (MICHELSEN 1967), Birkelse (JØRGENSEN 1971), Løkken (KNUDSEN 1971) und Lundergård (KNUDSEN 1973a).

Das Interstadial der mittleren Weichsel-Kaltzeit bei Götaälvs, Schweden

BROTZEN (1961) publizierte eine Untersuchung einer 92 m tiefen Bohrung von Ingebäck im Götaälvs-Tal 12 km nördlich von Göteborg. Er fand im obersten Abschnitt der Bohrung einen 15 m mächtigen Postglazial-Ton mit *Ammonia beccarii*. Darunter folgten erst 20 m Spätglazial-Ton mit einer gemäßigten Fauna und dann Spätglazial-Ton mit einer „kalten“ Fauna mit *Cassidulina crassa*. Nach einer Diskontinuität mit groben Schottern folgten 11 m Interstadial-Ton mit *Cassidulina crassa* und darunter 19 m glaziofluvialer Sand, der das Grundgebirge überlagert. Diese Sukzession wurde in Göteborg wiedergefunden. Radiokarbon-Datierungen (von ganzen Kernproben) des interstadialen Tones ergaben ein Alter von 26 700 bis 29 000 B.P. Auf Grund dessen definierte BROTZEN das „Götaälvs-Interstadial“, welches er mit dem „Paudorfer-Interstadial“ korrelierte.

Interstadial und Stadial der mittleren Weichsel-Kaltzeit in Sandnes und auf Jæren, Norwegen

HELLAND (1879, 1885) nahm an, daß während der „großen Eiszeit“ ein riesiger Skagerrak-Gletscher nach Westen in die Norwegische Rinne vorstieß und sich dann von Lista und Jæren aus (Südwestküste von Norwegen) nach Nordwesten und Norden vorschob. Dieser Gletscher transportierte marine Ablagerungen vom Boden des Skagerrak und erratische Blöcke vom Skagerrak, von Oslo und sogar aus dem Baltikum, auf das Tiefland von Jæren bis in eine Höhe von mehr als 200 m über dem jetzigen Meeresspiegel.

Die meisten späteren Forscher, die sich mit Jæren befaßt haben, griffen diesen Gedanken auf, weil man dadurch das Vorhandensein von marinen Fossilien und erratischen Blöcken aus einem entfernten Ursprungsgebiet hoch über der vermuteten marinen Grenze

auf Jæren erklären konnte. Eine Ausnahme jedoch war GRIMNES (1910), der den Mergelton auf Jæren nicht als eine sogenannte Skagerrakmoräne ansah, sondern als wirkliche marine Ablagerungen, abgelagert dort, wo man sie heute findet, in einem Meeresniveau mehr als 200 m höher als das jetzige.

Mehrere Autoren faßten jedoch die mächtige tieferliegende Tonschicht in Sandnes, nördlich auf Jæren, als ein echtes marines Sediment auf.

FEYLING-HANSEN (1964b) fand eine fossile Foraminiferenfauna in den Tonen bei Sandnes. Sie besteht hauptsächlich aus arktischen Arten, mit einigen borealen Arten. Gleichzeitig beschrieb er fossile Foraminiferen von Lokalitäten auf Jæren, u. a. von einer, die 175 m ü. NN und einer anderen, die 198 m ü. NN liegt. Diese Faunen konnten mit dem Sandnes-Ton korreliert werden. Er folgerte daraus: wenn der Sandnes-Ton marine Ablagerungen repräsentiert, dann sind die übrigen fossilführenden Ablagerungen auf Jæren ebenfalls marin. Die Annahme von GRIMNES von einer früheren ca. 250 m hoch liegenden Strandlinie auf Jæren muß daher richtig sein. Auch ANDERSEN (1964) teilt diese Auffassung.

Als Resultat der Foraminiferenanalyse legte FEYLING-HANSEN (1966) eine Zoneneinteilung von 1 bis 4 für eine 26,30 m tiefe Bohrung des Sandnes-Tones bei Gann, Sandnes, vor. Die oberste Zone 1, konnte mit dem „Paudorfer-Interstadial“ gleichgestellt werden.

Im Artikel „Ældre *Yoldia* ler på den norske Nordsø-kyst“ (FEYLING-HANSEN 1970) wird auf die Gleichheit zwischen den Sandnes-Jæren-Ablagerungen und dem Älteren *Yoldia*-Ton im Vendsyssel-Gebiet in Jütland aufmerksam gemacht und in der Arbeit „Weichselian interstadial foraminifera from the Sandnes-Jæren area“ (FEYLING-HANSEN 1971) wird das „Sandnes-Interstadial“ als ein längeres Weichsel-Interstadial aufgestellt. Hierunter gehören auch die Zonen 1 und 2 des Sandnes-Tones und der marine Ton in vielen Tagesaufschlüssen von Jæren. Radiokarbon-Datierungen dieser Ablagerungen (eingesandt von B. G. ANDERSEN) ergaben ein Alter von 28 000 bis 42 000 B.P. Die Foraminiferenfaunen der Lokalitäten Bø und Nygaard auf Karmøy, 65 km nördlich von Sandnes, wurden ebenfalls in dieses Interstadial gestellt. Eine ^{14}C -Datierung ergab $34\,000 \pm 3000$ B.P.

Die Zone 3 des Sandnes-Tones, die sich unterhalb der interstadialen Ablagerungen befindet, ist charakterisiert durch eine hocharktische Flachwasser-Foraminiferenfauna und repräsentiert somit ein vorausgehendes Stadial.

Interstadial und Stadial der mittleren Weichsel-Kaltzeit bei Foss-Eigeland, Norwegen

Bei Foss-Eigeland, 6 km südlich von Sandnes, findet man unter großblockiger Moräne der maximalen Weichsel-Vereisung marinen Ton mit einer Foraminiferenfauna der gleichen Zusammensetzung wie von der Zone 1 des Sandnes-Tones. Sie gehört demnach zum „Sandnes-Interstadial“ (FEYLING-HANSEN 1966). Dieser Ton liegt bei Foss-Eigeland 70 m ü. NN und wird unterlagert von einer Moräne oder von periglazialen Ablagerungen, die einem kalten Intervall entsprechen, welches mit der marinen Zone 3 im Sandnes-Ton korreliert werden kann. Dieses kalte Intervall wurde „Foss-Eigeland-Stadial“ genannt (FEYLING-HANSEN 1974). Die darunterliegenden Sand- und Kiesablagerungen gehören in frühere Abschnitte der Weichsel-Eiszeit.

Weichsel, Eem und Saale bei Fjøsanger, Norwegen

Marine Ablagerungen, die ins Eem und in die Weichsel-Kaltzeit gehören, wurden von Fjøsanger südlich von Bergen in Norwegen beschrieben (MANGERUD 1970, 1972). Das ma-

rine Eem bei Fjøsanger ruht auf einer Moräne und ist von marinen Ablagerungen der Weichsel-Zeit überlagert. Hierüber folgt eine neue Moräne. Eine ^{14}C -Datierung von einem Teil der marinen Serie, die zur Weichsel-Zeit gerechnet wird, ergab ein Alter von ca. 46 000 B.P.

Eine Beschreibung der Foraminiferenfaunen des marinen Eem und der Weichsel-Zeit von Fjøsanger wird zur Zeit von Hans Petter Sejrup in Bergen durchgeführt.

Weichsel, Eem und Saale in Dänemark

In einer Untersuchung der Foraminiferenfaunen vom Küstenprofil bei Hirtshals in Vendsyssel hat ANDERSEN (1971) den Älteren *Yoldia*-Ton in 7 Faunenzoneen gegliedert, die Zonen A—F. Die ökologische Entwicklung, die sich in den obersten 3 Zonen der Faunen von Hirtshals abzeichnet, entspricht den Entwicklungen in den Zonen 1—3 in Sandnes (FEYLING-HANSEN 1966, 1971), und die Zonen A und B in Hirtshals gehören ins „Sandnes-Interstadial“. Die beiden ältesten Zonen in Hirtshals, Zone E und F, entsprechen einer milden Periode der Weichsel-Kaltzeit. Sie können möglicherweise mit dem „Brørup-Interstadial“ korreliert werden. Zwei ^{14}C -Datierungen aus der Zone E in Hirtshals ergaben ein Alter von mehr als 35 000 B.P.

ANDERSEN (1971) hat die 7 Zonen des Älteren *Yoldia*-Tons von Hirtshals mit den obersten 30 m der marinen Schichtfolge und dem untersten Teil der glaziofluvialen Ablagerungen der Skærumhede-I-Bohrung korreliert. Diese enthalten eine ca. 123 m mächtige marine Schichtfolge, die auf ca. 20 m Moräne und glaziofluvialen Ablagerungen ruht. Sie wird überlagert von etwa 57 m glaziofluvialen Material. Auf Grund des Molluskeninhaltes dieser marinen Ablagerung hat JESSEN sie in 3 Zonen gegliedert (JESSEN et al. 1910). Zuunterst kommt die *Turritella terebra*-Zone vor. Sie ist ca. 74 m mächtig und enthält eine boreal bis boreo-lusitanische Molluskenfauna. Danach folgt eine etwa 8 m mächtige *Abra nitida*-Zone mit einer boreo-arktischen Fauna und zuoberst folgt die *Portlandia arctica*-Zone, die 41 m mächtig ist und zum Teil arktische, zum Teil boreo-arktische Mollusken enthält. Foraminiferen aus der Skærumhede-I-Bohrung wurden von AXEL NØRVANG untersucht; seine Resultate sind nicht publiziert, aber sein unvollendetes Manuskript und das Probenmaterial liegen vor.

Das Alter der marinen Skærumhede-Serie ist lange Zeit diskutiert worden. Um genauere Informationen über diese Ablagerungen zu erhalten, wurde von 1971 bis 1972 die Skærumhede-II-Bohrung niedergebracht (durchgeführt von Danmarks Geologiske Undersøgelse). Sie liegt nur wenige Meter von der alten Bohrung entfernt. Die Foraminiferenfaunen in den marinen Schichten der Skærumhede-II-Bohrung wurden von KONRADI & KNUDSEN (1974, in BAHNSON et al. 1974) und von KNUDSEN (im Druck a) beschrieben. Auf Grund der Foraminiferen kann man diese Schichtfolge in 9 Faunenzoneen gliedern. Die untersten 2 Zonen entsprechen jeweils dem obersten Teil der *Turritella terebra*-Zone und der gesamten *Abra nitida*-Zone, die in den obersten Teil des Eem gestellt werden. Danach folgen 7 Faunenzoneen, die durch ihre Foraminiferen-Schwankungen 3 Stadien und 3 Interstadien entsprechen. Diese Zonen wurden mit der *Portlandia arctica*-Zone der Skærumhede-I-Bohrung korreliert und werden zur unteren und mittleren Weichsel gerechnet. Die Interstadien können möglicherweise mit den Interstadien „Amersfoort“, „Brørup“ und „Sandnes“ korreliert werden. Hieraus ergibt sich wahrscheinlich eine kontinuierliche Sedimentation im Vendsyssel-Gebiet während der Eem-Warmzeit und der frühen und mittleren Weichsel-Kaltzeit bis zum Hauptvorstoß des Weichsel-Eises, der der etwa vor 18 000 — 20 000 Jahren stattgefunden hat.

Das spärliche Foraminiferenmaterial, das aus der Skærumhede-I-Bohrung vorliegt, zeigt, daß unterhalb der Ablagerungen des untersten Teils der *Turritella terebra*-Zone

wiederum kältere marin-klimatische Verhältnisse geherrscht haben, da man hier eine Dominanz von arktischen Arten findet (FEYLLING-HANSEN et al. 1971). In der marinen Skærumhede-Serie scheint somit das gesamte „Eem-Interglazial“ vorhanden zu sein. Die marine Schichtenfolge ruht auf einer etwa 20 m mächtigen Moräne, von der man annimmt, daß sie aus der Saale-Eiszeit stammt (JESSEN et al. 1910).

Die *Portlandia arctica*-Zone wurde bereits von JESSEN et al. (1910) mit dem Älteren *Yoldia*-Ton korreliert, den man in einer Reihe von Tagesaufschlüssen im nördlichen Vendsyssel-Gebiet in Jütland findet. Der Foraminifereninhalt von Proben aus dem Älteren *Yoldia*-Ton in einigen von diesen Tagesaufschlüssen wurde zuerst von MADSEN (1895) beschrieben. Später wurden die Faunen vom Küstenprofil bei Hirtshals, wie bereits erwähnt, von ANDERSEN (1971) sehr detailliert beschrieben. Außerdem wurden die Foraminiferenfaunen im Älteren *Yoldia*-Ton später aus einer Reihe anderer Lokalitäten in diesem Gebiet beschrieben, unter anderem vom Küstenprofil nördlich von Løkken (KNUDSEN 1971) und von Frederikshavn (JØRGENSEN 1971).

Von mehreren Lokalitäten in Nordseeland beschrieb KONRADI (1974, in PETERSEN & KONRADI 1974) umgelagerte Foraminiferen, die offensichtlich aus entsprechenden marinen Ablagerungen der Weichsel-Kaltzeit stammen. Außerdem beschrieb BUCH (1974, in PETERSEN & BUCH 1974) Foraminiferenfaunen in marinen quartären Ablagerungen bei Holmstrup in Nordseeland. Diese Faunen wurden mit Faunen in zwei der Zonen der Skærumhede-II-Bohrung korreliert. Die Ablagerungen scheinen demnach sowohl Interstadiale als auch Stadiale der Weichsel-Eiszeit zu repräsentieren.

Foraminiferenfaunen von marinen Schichten des Lundergård-Tones in Vendsyssel wurden von KNUDSEN (1972, 1973) untersucht. Das Alter dieser Schichten ist unsicher. Möglicherweise stammen sie aus der Saale-Eiszeit, oder sie können eine spezielle Fazies des Älteren *Yoldia*-Tones repräsentieren und somit aus der Weichsel-Eiszeit stammen (Abb. 2).

Marine Ablagerungen aus dem untersten Teil des Eem kennt man in den Tagesaufschlüssen vom Süden Jütlands und den benachbarten Inseln. Foraminiferen aus diesen Eem-Ablagerungen wurden erstmalig von MADSEN (1895, 1900), MUNTHE (1898), ANDERSON (1898) und HARDER (1900) erwähnt. Später beschrieb KONRADI (1976) Foraminiferenfaunen aus Eem-Ablagerungen bei Stensigmosse in SO-Jütland detaillierter. Außerdem publizierte KONRADI Foraminiferenfaunen in marinen Quartärablagerungen auf SO-Seeland (in PETERSEN & KONRADI 1974) und auf Westmøn (in BERTELSEN, KONRADI & PETERSEN, 1976). Aufgrund dieser Faunen nimmt man an, daß diese Ablagerungen ins Eem gehören.

Holstein und Elster in Dänemark

Foraminiferen von marinen Holstein-Sedimenten bei Esbjerg wurden zuerst von MADSEN (1895) beschrieben. Später beschrieb BUCH (1955) Foraminiferenfaunen aus den marinen interglazialen Ablagerungen in einer Bohrung bei Inder Bjergum in der Nähe von Ribe. Die Bohrung enthielt sowohl eine untere Serie mit einer arktischen Fauna, die wahrscheinlich dem Ende der Elster-Eiszeit entspricht, als auch eine obere Serie mit einer borealen Fauna, die in das „Holstein-Interglazial“ gehört. Ablagerungen entsprechenden Alters kennt man im nordwestlichen Schleswig-Holstein, und Foraminiferen von hier wurden unter anderem von LANGE (1962) und WOSZIDLO (1962) beschrieben. In Dänemark sind marine Ablagerungen bei Røgle Klint auf NW-Fyn in das „Holstein-Interglazial“ gestellt worden. Eine Liste der Foraminiferen von dieser Lokalität ist von MADSEN (1895) publiziert worden. Später hat WOSZIDLO (1962) eine kurze Beschreibung der Fauna aus einer einzelnen Probe dieser Lokalität gegeben.

Foraminiferenfaunen von marinen Quartärablagerungen bei Hostrup in Nordjütland wurden von KNUDSEN beschrieben (im Druck b). Diese Faunen sind mit Faunen im tieferen Teil der marinen Serie der Inder-Bjergum-Bohrung korreliert und gehören wahrscheinlich die Spät-Elster.

Das älteste Quartär in Dänemark

Marine quartäre Ablagerungen älter als Holstein und Spät-Elster sind in Skandinavien unbekannt. Man kennt sie jedoch aus Bohrungen in der Nordsee. Foraminiferenfaunen von den jüngsten Tertiär- und von den älteren Quartärablagerungen wurden im dänischen Teil der Nordsee von BUCH (1972) gefunden. Der quartäre Teil dieser marinen Ablagerungen wurde in die „Prätegelen-Kaltzeit“ und in Abschnitte der „Tegelen-Warmzeit“ gestellt. Der obere Teil des Profils enthält derart wenig Foraminiferen, daß sie nicht für eine Datierung verwendet werden können.

Für die Übersetzung möchten wir Dr. Walter L. Friedrich herzlich danken.

Schriftenverzeichnis

- ANDERSEN, A.-L. L. (1971): Foraminifera from the Older Yoldia Clay at Hirtshals: 159—184. — In: FEYLING-HANSSSEN, R. W., JØRGENSEN, J. A., KNUDSEN, K. L. & ANDERSEN, A.-L. L. — Bull. geol. Soc. Denmark, **21** (2—3): 67—317; Kopenhagen.
- ANDERSEN, B. G. (1964): Har Jæren vært dekket av en Skagerak-bre? Er „Skagerak-morenen“ en marin leire? — Norges geol. Unders., **228**: 5—11; Oslo.
- ANDERSSON, Fr. (1898): Über die Quartäre Lagerserie des Ristinge Klints auf Langeland. Eine biologisch-stratigraphische Studie. — Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, **3**: 115—180; Uppsala.
- BAHNSON, H., PETERSEN, K. S., KONRADI, P. B., & KNUDSEN, K. L. (1974): Stratigraphy of Quaternary deposits in the Skærumhede II boring: lithology, molluscs and foraminifera. — Danm. geol. Unders., Arbog **1973**: 27—62; Kopenhagen.
- BERTELSEN, A., KONRADI, P. & PETERSEN, K. S. (1976): Kvartære lagfølger og strukturer i Vestmøns klinger. — Dansk geol. Foren., Årsskrift **1976**: 93—99; Kopenhagen.
- BROTZEN, F. (1943): In: HESSLAND, I.: Marine Schalenablagerungen Nord-Bohusläns. — Bull. Geol. Inst. Upsala, **31**: 267—269; Uppsala.
- (1951): Bidrag till de svenska marine kvartäravlagringarnas stratigrafi. — Geol. Fören. Stockholm Förh., **73**: 57—68; Stockholm.
- (1961): An Interstadial (radiocarbon dated) and the substages of the last glaciation in Sweden. — Geol. Fören. Stockholm Förh., **83**: 144—150; Stockholm.
- BRØGGER, W. C. (1901): Om de Senglaciale og Postglaciale Nivåforandringer i Kristianiafeltet (Molluskfaunaen). — Norges geol. Unders., **31**: 731 S.; Oslo.
- BUCH, A. (1955): De marine interglaciale lag ved Inder Bjergum. Foraminiferfauna og stratigrafi. — Meddr dansk geol. Foren., **12** (6): 593—652; Kopenhagen.
- (1972): Undersøgelser over det marine Kvartær i Nordsøområdet. — Dansk geol. Foren., Årsskrift **1971**: 86—90; Kopenhagen.
- CROSSKEY, H. W., & ROBERTSON, D. (1868): Notes on the Posttertiary geology of Norway. — Proc. Phil. Soc. Glasgow, **6**; Glasgow.
- FEYLING-HANSSSEN, R. W. (1954 a): Late Pleistocene Foraminifera from the Oslofjord Area, Southeast Norway. — Norsk geol. Tidsskr., **33**: 109—152; Oslo.
- (1954 b): The stratigraphic position of the quick clay at Bekkelaget, Oslo. — Norsk geol. Tidsskr., **33**: 185—196; Oslo.
- (1954 c): *Elphidium clavatum* Cushman from the Late-Glacial of Romerike, Norway. — Norsk geol. Tidsskr., **33**: 79—83; Oslo.
- (1955): Dominating Foraminifera from the Late Pleistocene of the Oslofjord area, Southeast Norway. — Actes IV. Congr. Intern. Quaternaire, Rome-Pise **1**: 348—355; Rom.
- (1957): Micropaleontology applied to soil mechanics in Norway. — Norges geol. Unders., **197** (Audi Norges geotekniske Inst., Publ. No. **20**): 69 S.; Oslo.
- (1964 a): Foraminifera in Late Quaternary deposits from the Oslofjord area. — Norges geol. Unders., **225**: 383 S.; Oslo.

- (1964 b): Skagerakmorenen på Jæren. — Norsk geogr. Tidsskr., **19**: 301—317; Oslo.
- (1966): Geologiske observasjoner i Sandnes-området. (Geological observations in the Sandnes area, Southwest Norway). — Norges geol. Unders., **242**: 26—43; Oslo.
- (1970): Ældre Yoldialer på den norske Nordø-kyst. — In: FEYLING-HANSEN et al.: Mikropalæontologiske iagttagelser inden for det marine kvartær. — Dansk geol. Foren. Årsskrift **1969**: 61—65; København.
- (1971): Weichselian interstadial Foraminifera from the Sandnes-Jæren area: 72—116. — In: FEYLING-HANSEN, R. W., JØRGENSEN, J. A., KNUDSEN, K. L., & ANDERSEN, A.-L. L. — Bull. geol. Soc. Denmark, **21** (2—3): 67—317; København.
- (1972): The Pleistocene/Holocene boundary in marine deposits from the Oslofjord area. — Boreas, **1** (3): 241—246; Oslo.
- (1974): The Weichselian section of Foss-Eigeland, Southwestern Norway. — Geol. Fören. Stockholm Förh., **96**: 341—353; Stockholm.
- FEYLING-HANSEN, R. W., JØRGENSEN, J. A., KNUDSEN, K. L., & ANDERSEN, A.-L. L. (1970): Mikropalæontologiske iagttagelser inden for det marine Kvartær. — Meddr dansk geol. Foren., Årsskrift **1969**: 61—70; København.
- (1971): Late Quaternary Foraminifera from Vendsyssel, Denmark and Sandnes, Norway. — Bull. geol. Soc. Denmark, **21** (2—3): 67—317; København.
- FÄLT, L.-M. (1977): Gränsen Pleistocen/Holocen i marina sediment utanför svenska västkusten. — Chalmers Tekn. Högsk., Göteborgs Univ., Geol. Inst., Publ. A 14; Gothenburg.
- GRIMNES, A. (1910): Jæderens jordbund. — Norges geol. Unders., **52**: 104 S.; Oslo.
- HARBER, P. (1900): En ny sønderjyds lokalitet for marint diluvium. — Meddr dansk geol. Foren., **1** (6): 83—96; København.
- HELLAND, A. (1879): Om Glaciationen af Shetland og Orkney. — Arch. f. Mat. og Naturv., **4**; Kristiana.
- (1885): Om Jæderens løse Afleiringer. — Meddel. fra Den naturh. Foren. i Kristiania, 27—42, Kristiania.
- HESSLAND, I. (1943): Marine Schalenablagerungen Nord-Bohusläns. — Bull. geol. Inst. Upsala, **31**: 348 S., Uppsala.
- JESSEN, A., MILTHERS, V., NORDMANN, V., HARTZ, N. & HESSELBO, A. (1910): En boring gennem de kvartære Lag ved Skærumhede. — Danm. geol. Unders., (II), **25**: 175 S.; København.
- JØRGENSEN, J. A. (1971): The Quaternary of Vendsyssel: 117—129. — In: FEYLING-HANSEN, R. W., JØRGENSEN, J. A., KNUDSEN, K. L., & ANDERSEN, A.-L. L. — Bull. geol. Soc. Denmark, **21** (2—3): 67—317; København.
- KIHLE, R. (1971): Foraminifera in five sediment cores in a profile across the Norwegian Channel south of Mandal. — Norsk geol. Tidsskrift, **51**: 261—286; Oslo.
- KLÆR, H. (1900): Synopsis of the Norwegian Marine Thalamophora. — Rep. Norw. Fishery- and Marine Invest., **1** (7); Kristiania.
- (1908): I. Om kvartærtidens marine afleiringer ved Tromsø. II. Fortegnelse over Tromsøundets foraminiferer. — Tromsø Mus. Årsh., **25**; Tromsø.
- KNUDSEN, K. L. (1971): Late Quaternary Foraminifera from the Løkken area: 130—158. — In: FEYLING-HANSEN, R. W., JØRGENSEN, J. A., KNUDSEN, K. L., & ANDERSEN, A.-L. L. — Bull. geol. Soc. Denmark, **21** (2—3): 67—317; København.
- (1972): The Lundergård Clay and its Foraminifera, a new formation in the marine Quaternary of Denmark. — Boreas, **1** (4): 289—297; Oslo.
- (1973 a): Foraminifera from Postglacial deposits of the Lundergård area in Vendsyssel, Denmark. — Bull. geol. Soc. Denmark, **22**: 255—282; København.
- (1973 b): The Lundergård Clay of Vendsyssel, Denmark, and its foraminifera. — Bull. geol. Soc. Denmark, **22**: 155—192; København.
- (im Druck a): Foraminifer faunas in Weichselian stadial and interstadial deposits of the Skærumhede boring, Jutland, Denmark. — Maritime Sediments, Spec. Publ. No. 1, pt. B — Paleoecology and Biostratigraphy; Halifax.
- (im Druck b): Foraminifera faunas of the Quaternary Hostrup Clay from northern Jutland, Denmark. — Boreas; Oslo.
- KONRADI, P. B. (1976): Foraminifera in Eemian deposits at Stensigmoose, southern Jutland. — Danm. geol. Unders., (II), **105**: 57 S.; København.
- KONRADI, P. B., & KNUDSEN, K. L. (1974): Foraminifera in the Skærumhede II boring: 43—57. — In: BAHNSEN, H., PETERSEN, K. S., KONRADI, P. B., & KNUDSEN, K. L. — Danm. geol. Unders., Årbog **1973**: 27—62; København.

- KROG, H., & TAUBER, H. (1974): C-14 chronology of Late- and Postglacial marine deposits in North Jutland. — *Danm. geol. Unders., Årbog* **1973**: 93—105; København.
- LANGE, W. (1956): Grundproben aus Skagerrak und Kattegat, mikrofaunistisch und sedimentpetrographisch untersucht. — *Meyniana*, **5**: 51—86; Kiel.
- (1962): Die Mikrofauna einiger Störmeer-Absätze Schleswig-Holsteins. — *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **115** (2): 222—242; Stuttgart.
- MADSEN, V. (1895): Istidens foraminiferer i Danmark og Holsten. — *Meddr dansk geol. Foren.*, **2**, 229 S.; København.
- (1900): The pleistocene Foraminifera of Sleswick and Holstein. — *Meddr dansk geol. Foren.*, **6**: 45—56; København.
- MANGERUD, J. (1970): Interglacial sediments at Fjøsanger, near Bergen with the first Eemian pollen-spectra from Norway. — *Norsk geol. Tidsskr.*, **50**: 167—181; Oslo.
- (1972): The Eemian Interglacial and the succession of glaciations during the Last Ice Age (Weichselian) in Southern Norway. — *Ambio Special Rep.*, **2**: 39—44; Oslo.
- MICHELSÉN, O. (1967): Foraminifera of the Late-Quaternary deposits of Læsø. — *Meddr dansk geol. Foren.*, **17**: 205—263; København.
- MONSEN, A. (1934): Meddelelser om nogen skjellforekomster fra nordre Helgeland. — *Bergens Mus. Arb.*; Bergen.
- MUNTHE, H. (1896): Till frågan om den baltiska Yoldiamergelns fauna. — *Geol. Fören. Stockholm Förh.*, **18**; Stockholm.
- (1898): Studien über ältere Quartärablagerungen im Südbaltischen Gebiete. — *Bull. geol. Inst. Univ. Upsala*, **3**: 27—114; Uppsala.
- (1901): Om faunan i Vestgötaslättens Yoldialera mellan Skara-Herrljunga och Venern. — *Geol. Fören. Stockholm Förh.*, **23**; Stockholm.
- PETERSEN, K. S., & BUCH, A. (1974): Dislocated tills with Paleogene and Pleistocene marine beds. Tectonics, Lithology, macro- and microfossils. — *Danm. geol. Unders., Årbog* **1973**: 63—91; København.
- PETERSEN, K. S., & KONRADI, P. B. (1974): Lithologisk og palæontologisk beskrivelse af profiler i Kvartæret på Sjælland. — *Dansk geol. Foren., Årsskrift* **1973**: 47—56; København.
- RISDAL, D. (1962): En undersøkelse av kvartære økostratigrafiske soner i Drammen, på grunnlag av foraminiferer. — *Norges geol. Unders.*, **215**: 68—86; Oslo.
- (1964): Foraminiferfaunaens relasjon til dybdeforholdene i Oslofjorden, med en diskusjon av de senkvartære foraminiferersoner. — *Norges geol. Unders.*, **226**: 142 S. (The bathymetrical relation of Recent Foraminiferal faunas in the Oslo Fjord with a discussion of the Foraminiferal zones from Late Quaternary time); Oslo.
- SARS, M. (1865): Om de i Norge forekommende Fossile Dyrelevninger fra Quartærperioden. Et Bidrag til vor Faunas Historie. — *Universitetsprogram*; Christiania.
- SARS, M., & KJERULF, Th. (1861): Iagttagelser over den Postpliocene eller Glaciale Formation i en Del af det sydlige Norge. — *Universitetsprogram for første halvår*; Christiania.
- WOSZIDLO, H. (1962): Foraminiferen und Ostracoden aus dem marinen Elster-Saale-Interglazial in Schleswig-Holstein. — *Meyniana*, **12**: 65—96; Kiel.

Manuskript eingeg.: 4. 1. 1977.

Quartärgliederung und Aufbau von Warmzeit-Kaltzeit-Zyklen in Bereichen mit Dominanz periglazialer Hangsedimente, dargestellt am Quartärprofil Dreihausen/Hessen

UDO SABELBERG, GEORGETA MAVROCORDAT, HEINRICH ROHDENBURG
& ERNST SCHÖNHALS*)

Quaternary stratigraphy, paleoecology, climatic cycle, paleosols, periglacial deposits
Central Europe

Kurzfassung: Das Quartärprofil Dreihausen/Hessen ist durch Verzahnung von Löß bzw. Lößlehm und periglazialen Hangsedimenten gekennzeichnet. Der über 12 m hohe Aufschluß wurde geomorphologisch, stratigraphisch und mikromorphologisch untersucht. Es können 13 Bodenbildungs-Sedimentations-Zyklen unterschieden werden. Aufgrund der erzielten Ergebnisse wird das Idealbild eines quartären Warmzeit-Kaltzeit-Zyklus entworfen.

[Quaternary Stratigraphy and the Layering of Interglacial and Glacial Cycles in Areas with a Preponderance of Periglacial Slope-Sediments, Illustrated by the Quaternary Profile of Dreihausen/Hesse]

Abstract: The Quaternary Profile of Dreihausen/Hesse is marked by the dovetailing of loess or loess-loam and periglacial slope-sediments. A geomorphological, stratigraphic and micro-morphological study was carried out on an escarpment some 12 metres high. Thirteen different sedimentation-soil development-cycles could be traced. On the basis of the results arrived at it has been possible to construct a model of an ideal quaternary interglacial/glacial cycle.

1. Vorbemerkungen

Das Quartärprofil im Basaltbruch Dreihausen (Abb. 1) war bereits früher in Teilen (ROHDENBURG 1968) oder übersichtsmäßig (SABELBERG, ROHDENBURG & HAVELBERG 1974) beschrieben worden. Seitdem ist es geomorphologisch, pedologisch und stratigraphisch eingehend untersucht worden¹⁾. Im folgenden werden die wesentlichen Ergebnisse dieser Untersuchungen mitgeteilt.

Entscheidender Anlaß für die detaillierte Untersuchung des Profils war sein ungewöhnlich komplexer und reichhaltiger Aufbau (Abb. 2 u. 3). Schon die ersten Übersichtsaufnahmen im Gelände ließen vermuten, daß in dem Profil eine sehr große Zahl von Interglazialen und Kaltzeiten repräsentiert ist, mit 13 interglazialen Bodenkomplexen (BK 1—BK 13) zumindest wesentlich mehr, als es auch heute noch verbreiteten Vorstellungen über die Gliederung des Quartärs entspricht. Ein wichtiges Anliegen war es, durch die Untersuchungen zu klären, inwieweit diese ersten Befunde bestätigt werden können. Es sei vorweg betont, daß die Annahme einer so großen Zahl von Warmzeit-Kaltzeit-Zyklen innerhalb des Quartärs heute nicht mehr als außergewöhnlich angesehen wird, denn sie sind doch inzwischen durch die voneinander unabhängigen Ergebnisse mehrerer Disziplinen,

*) Anschriften der Verfasser: Dr. U. S a b e l b e r g, Jasperallee 29, 3300 Braunschweig; Georgeta M a v r o c o r d a t, Institut für Bodenkunde und Bodenerhaltung, Ludwigstr. 23, 6300 Lahn-Gießen 1; Prof. Dr. H. R o h d e n b u r g, Geographisches Institut der T.U. Braunschweig, Lehrstuhl B für Geographie, 3300 Braunschweig; Prof. Dr. E. S c h ö n h a l s, Institut für Bodenkunde und Bodenerhaltung, Ludwigstraße 23, 6300 Lahn-Gießen 1.

¹⁾ Die Geländearbeiten, insbesondere auch die Entnahme von Kastenproben als Belegmaterial, konnten im Sommer 1976 abgeschlossen werden, bevor das Profil infolge des fortschreitenden Abbaues teilweise zerstört wurde.

so z. B. durch die Quartärstratigraphie (KUKLA 1969, SEMMEL 1974) und die Paläobotanik (FRENZEL 1973, MENKE & BEHRE 1973) gestützt. Solche Ergebnisse liegen nicht nur aus dem zentraleuropäischen Raum vor, sondern in gleichem Umfang auch aus dem Mittelmeergebiet (ROHDENBURG & SABELBERG 1973).



Abb. 1: Basaltbruch der Fa. Nickel, Dreihausen, Gemeinde Ebsdorfer Grund, Kreis Marburg. Blick auf die nördliche Abbauwand, ca. 300 m NN. In der Mitte des Bildes ist zwischen der Oberfläche und der obersten Abbausohle der Rest der quartären Hohlraumfüllung zu erkennen. Eine zweite, geringmächtige ist oben rechts im Bild zu beobachten.

Neben der die Gliederung des Quartärs insgesamt betreffenden Fragestellung wurde ein Hauptaugenmerk darauf gerichtet, zu bestimmen, wie die einzelnen Warmzeit-Kaltzeit-Zyklen im Detail aufgebaut sind und wie ihre Stellung zueinander hinsichtlich der Vergleichbarkeit ihres Aufbaues zu werten ist. Aus der Klärung dieser Probleme konnten weitere Argumente für oder gegen die getroffene generelle quartärstratigraphische Ansprache des Profils erwartet werden. Wegen des außerordentlich komplizierten Aufbaues (fossile Bodenkomplexe, Umlagerungsvorgänge unterschiedlicher Intensität) war von vornherein klar, daß neben den bodenstratigraphisch-geomorphologischen Geländeuntersuchungen spezielle Untersuchungen des Substrats durchzuführen waren. Entsprechend der skizzierten Fragestellungen war dabei insbesondere das Substratgefüge — im weitesten Sinne — zur Klärung der wechselseitigen Beeinflussung geomorphologischer und pedologischer Prozesse sowie ihrer zeitlichen Relation bedeutungsvoll. Das dafür am besten geeignete Verfahren ist die mikromorphologische Dünnschliffanalyse.

Die in die mikromorphologische Analyse des Profils gesetzten Erwartungen haben sich voll erfüllt. Die Geländebefunde konnten in wesentlichen Punkten abgesichert werden; an einigen problematischen Stellen des Profils führte die Dünnschliffuntersuchung zu Ergebnissen, die eine genauere geomorphologische Interpretation zulassen. Es soll hier besonderer Wert auf die Feststellung gelegt werden, daß gerade das enge Zusammenspiel von Gelände- und Laboruntersuchung mit ständiger Ergebnisrückmeldung zu einem — gemessen am angestrebten Ziel — optimalen Erfolg führte.

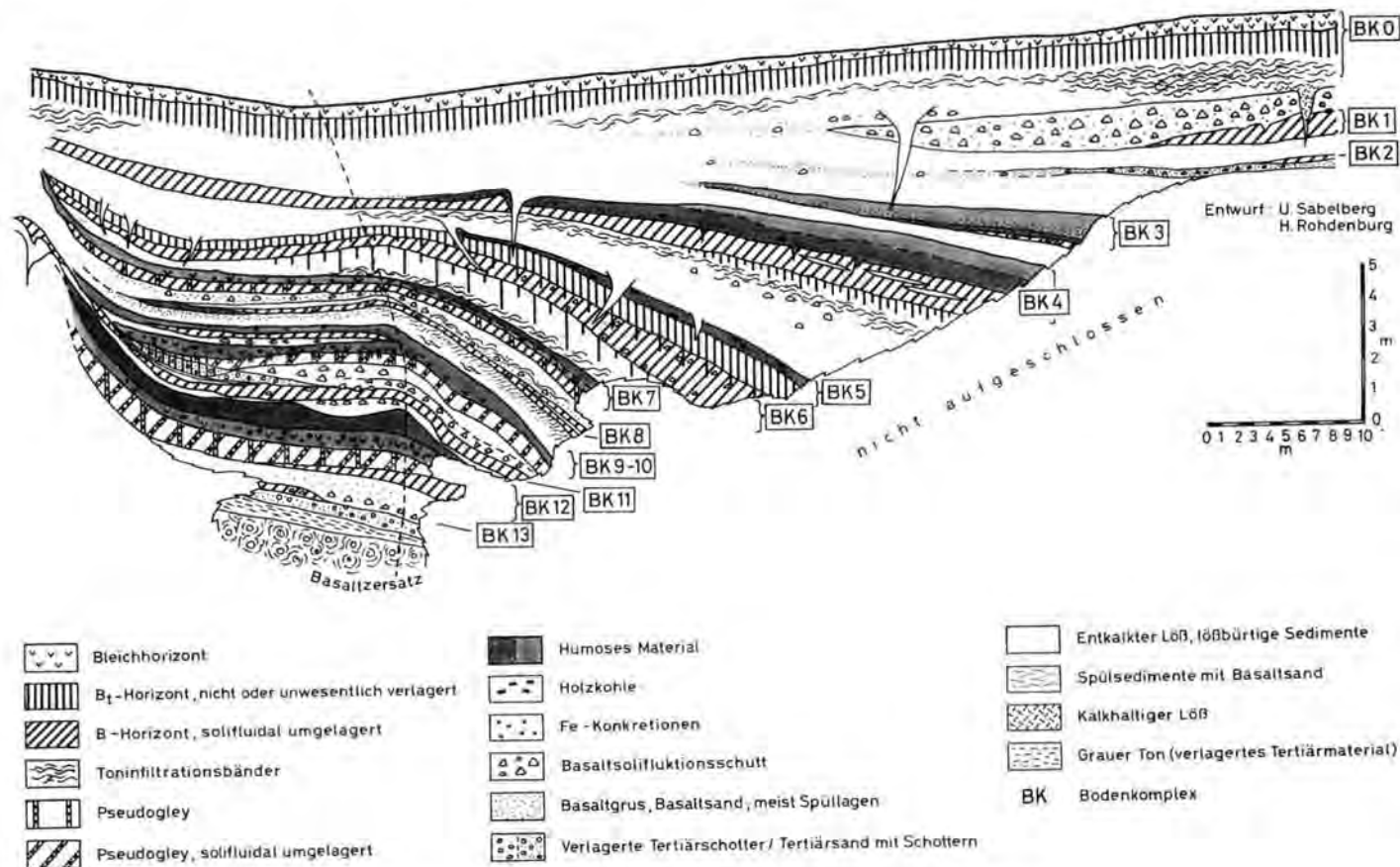


Abb. 2: Das Quartärprofil im Basaltbruch der Fa. Nickel, Dreihausen.



Abb. 3: Blick auf die in Abb. 1 sichtbare Profilwand mit den Bodenkomplexen BK 4 u. 5/6 und den schwächer entwickelten BK 7 und 8. Das Foto zeigt etwa die im mittleren Drittel der Abb. 2 dargestellte Boden-Sediment-Folge. (Abb. 1 u. 3 nach Farbfotos von R. Huckriede, Marburg. Aufnahme: August 1973).

Wie schon früher betont (ROHDENBURG & SABELBERG 1973, SABELBERG & ROHDENBURG 1975), sind reich gegliederte Quartärprofile, die einen großen Teil des Quartärs umfassen, geomorphologisch stets als Seltenheit anzusehen. Überwiegende Akkumulation während längerer Zeit, d. h. über mehrere quartäre Klimazyklen, die generell durch Tendenz zur Abtragung gekennzeichnet sind, ist nur in geomorphologischen Sonderpositionen möglich (SABELBERG, ROHDENBURG & HAVELBERG 1974). Infolgedessen entfällt zunächst die Möglichkeit, unter diesen wenigen für die Quartärstratigraphie so bedeutsamen Profilen die hinsichtlich der Eindeutigkeit der zu gewinnenden Aussagen optimaleren auszuwählen. Als eine weitere Folge ergibt sich der weitgehende Mangel an stratigraphischen und auch faziellen Vergleichsmöglichkeiten beim derzeitigen Stand der Forschung. Es muß also nach Wegen gesucht werden, diese prinzipiellen Schwierigkeiten zu überwinden und durch geeignete Hypothesenbildung dennoch zu einem Konzept für die Quartärgliederung in Mitteleuropa insgesamt und für quartäre Warmzeit-Kaltzeit-Zyklen im einzelnen zu gelangen. Dies war ein wesentliches Motiv für die vorliegenden Untersuchungen.

Das Quartärprofil Dreihausen erwies sich für ein solches Vorhaben als sehr geeignet, da es aufgrund seiner geomorphologischen Situation im Abdachungsbereich des Vogelbergbasaltes gegen die Senke des Ebsdorfer Grundes (ROHDENBURG 1968, SABELBERG, ROHDENBURG & HAVELBERG 1974) kein reines Lößprofil ist, ja nur in einzelnen Schichten überhaupt ausgeprägte Lößdominanz aufweist. Geomorphologische Prozesse der Kaltzeiten, Gelsolifluktion ebenso wie fluviale Spülprozesse, werden im Gegensatz zu reinen Lößprofilen durch die unterschiedlichen Beimengungen basaltischen Materials (Basaltsand, Basaltgrus, Basaltschutt) sowohl makroskopisch wie auch im Dünnschliff deutlich erkennbar und erlauben so eine sehr weitgehende prozessuale Differenzierung der Kaltzeiten.

Andererseits ergeben sich daraus auch neue Schwierigkeiten. Im Gegensatz zu reinen Lößprofilen (SEMMELE 1973, 1974; KUKLA 1969), wo die interglazialen B_t-Horizonte an Standorten mit offenbar geringerer Abspülung und Gelsolifluktion überwiegend eindeutig autochthon sind, findet man im stark gelsolifluidal überprägten Profil Dreihausen von autochthonen fossilen Böden nur noch basale Reste. Meist sind die B-Horizonte verlagert; wenn auch ihre morphologischen Eigenschaften noch eine Ansprache erlauben, im mikro-

skopischen Bild zeigen sie jedoch keine autochthonen Merkmale mehr. Durch die mikromorphologische Analyse war es aber möglich, die außerordentlich komplexe zeitliche Differenzierung von Bodenbildung und alternierender Geomorphodynamik in den interglazialen und frühglazialen Abschnitten der Zyklen, wie sie bereits durch Geländebeobachtungen festzustellen war (SABELBERG, ROHDENBURG & HAVELBERG 1974), detaillierter nachzuvollziehen (vgl. auch KUKLA 1969, ROHDENBURG 1971: 299). Dadurch war es möglich, auch in Fällen, in denen keine autochthonen Bodenreste mehr gefunden wurden, zu einem hohen Maß an Sicherheit in der stratigraphischen Ansprache und damit in der paläo-geoökologischen Bewertung einzelner Horizonte und Schichten des Profils zu gelangen.

Geomorphologische Analyse im Gelände und mikromorphologische Analyse im Labor zeigten unabhängig voneinander, daß in dem Profil — trotz seiner außerordentlich großen stratigraphischen Komplexität — nur sehr wenige Sedimenttypen und Bodenmerkmaltypen vertreten sind, die mit hoher Sicherheit genetisch interpretiert werden können; hierdurch ist eine enge Korrelation zwischen diesen Typen und bestimmten geomorphologischen oder pedologischen Prozessen bzw. ökologischen Grundzuständen gewährleistet. Die stratigraphischen Positionen der einzelnen Typen im Profil sind ganz offensichtlich nicht zufällig: sie wiederholen sich in regelhaft zyklischer Abfolge. Deshalb werden in den folgenden Abschnitten zunächst die mikromorphologisch unterschiedenen Merkmalstypen vorgestellt und dann in geomorphologisch-genetischer Interpretation zu einem Idealbild eines quartären Klimazyklus stratigraphisch vereinigt. Erst danach soll dann eine Beschreibung der individuellen Realisationsformen der einzelnen Zyklen im Profil folgen.

2. Mikromorphologische Analyse

Die mikromorphologische Analyse ermöglicht durch die Bestimmung von Gefüge- und spezifischen pedogenetischen Merkmalen Aussagen über geomorphologische und Bodenentwicklungsprozesse. Zeitlich-stratigraphische Zusammenhänge kann sie demgegenüber primär nicht erfassen. Die im folgenden erläuterten mikromorphologischen Typen sind dementsprechend zunächst nur Gefügetypen. Erst nach entsprechender Interpretation sind sie mit bestimmten Prozeßtypen zu korrelieren. Nicht immer aber ist die Zuordnung von Gefügetyp und Prozeßtyp eindeutig und umkehrbar. Die gewählten Bezeichnungen dürfen deshalb auf keinen Fall als Ausdruck einer zeitlichen Abfolge verstanden werden. Die Synthese von Prozessen und ihrer zeitlichen Abfolge wird in den folgenden Abschnitten gegeben.

Die Ergebnisse der mikromorphologischen Untersuchungen des Quartärprofils Dreihäusen zeigen im allgemeinen folgendes: Einzelne Abschnitte des Profils haben zum Teil ähnliche oder übereinstimmende mikromorphologische Merkmale; das gesamte Profil ist entkalkt, mit Ausnahme eines Eiskeils im jüngsten Abschnitt; auch die Schichten mit starker Lößdominanz enthalten fast alle eingewehtes oder eingespültes Bodenmaterial; fast in allen Abschnitten findet man Basaltgrus und seine Verwitterungsprodukte und außerdem Gefügemerkmale, die auf Umlagerungsvorgänge (Gelisolifluktion, Verspülung) hinweisen. Aufgrund der Ergebnisse lassen sich folgende mikromorphologische Typen unterscheiden (Abb. 4):

Typ a: Entkalkter, mehr oder weniger humoser Löß mit Holzkohle und Mangankonkretionen, charakterisiert durch eine hellbraune bis braune, meistens geflockte schluffreiche Grundmasse mit zahlreichen röhrenförmigen Hohlräumen (Nadelstichporen). Im Gefügeplasma sind häufig dunkle, umgelagerte verkohlte Pflanzenteile eingearbeitet. Zum Teil sind auch noch gut erhaltene rundliche zoogene Aggregate vorhanden.

Der humose Löß enthält oft verschiedene Anteile von Fremdmaterial, so daß Typ a in 4 Subtypen unterteilt werden kann, und zwar nach Art und/oder Menge des Fremdmaterials.

Subtyp a 1: Humoser Löß mit geringem Basaltanteil, dagegen reich an Holzkohle und z. T. mit noch gut erhaltenen zoogenen Aggregaten (Tafel I, Fig. 1).

Subtyp a 2: Ähnlich wie a1, aber mit starker Beteiligung der basaltischen Komponente (Tafel I, Fig. 2).

Subtyp a 3: Im allgemeinen ist das Material einem schwach humosen Löß ähnlich, dabei treten aber Merkmale einer starken Umlagerung in den Vordergrund. Gefügeteile aus einem B₁-Horizont (Feintonanlagerungen) sind mit humosen Partien oder mit umgelagerten Resten eines Braunlehms vermengt (Tafel I, Fig. 3).

Subtyp a 4: Die Sandkomponente überwiegt; Korngrößen und petrographische Zusammensetzung sind sehr unterschiedlich (Tafel I, Fig. 4).

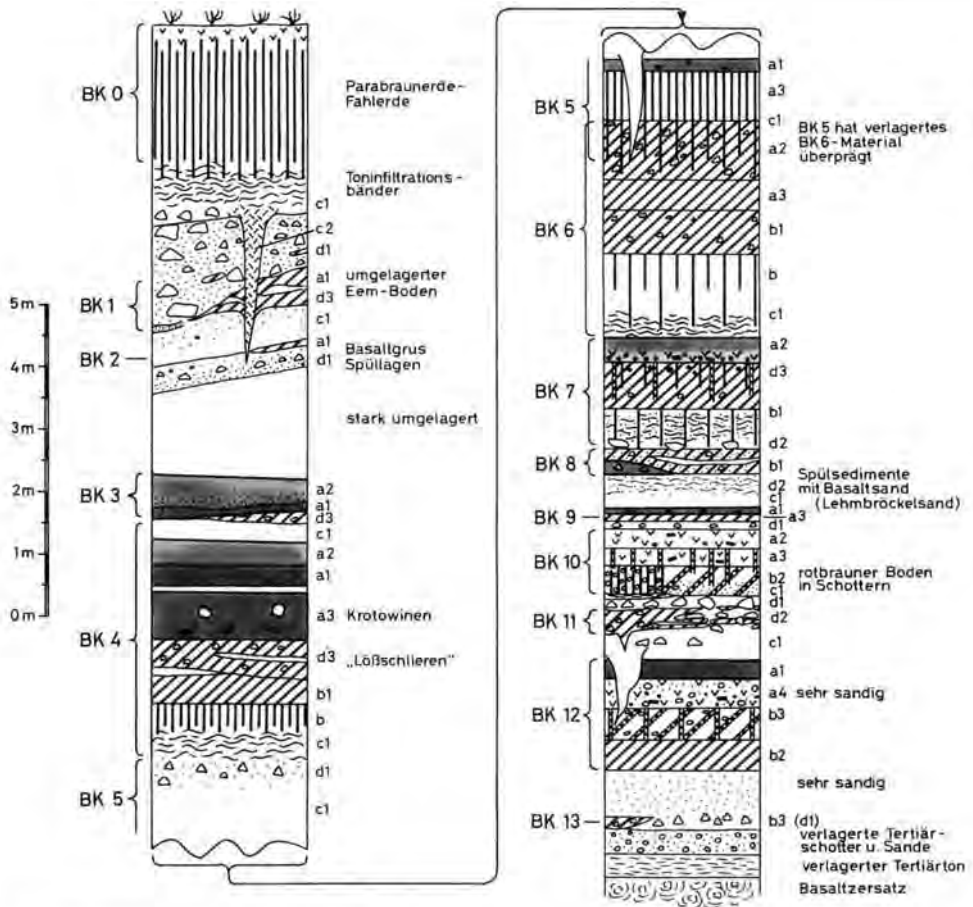


Abb. 4: Stratigraphische Abfolge und mikromorphologische Typen. (Die an der rechten Seite der Profile stehenden Symbole kennzeichnen die mikromorphologischen Typen bzw. Subtypen. Signaturen vgl. Abb. 2.)

Typ b: Lößmaterial mit stark ausgeprägten B_t -Merkmalen. In der schluffreichen lößbürtigen Grundmasse befinden sich zahlreiche eingemischte Reste von Braunlehmteilplasma oder von braunlehmartigen Böden; stellenweise sind sie vermengt mit hellgrauen Schluffzonen (wahrscheinlich umgelagertes A_1 -Material) und mit Basaltstückchen oder Sandkörnern (Tafel II, Fig. 1). Die Merkmale einer gelisolifluidalen oder fluvialen Verlagerung sind deutlich erkennbar. Typ b wurde in drei Subtypen unterteilt, und zwar:

Subtyp b1: Lößmaterial mit eingemengten Resten eines B_t -Horizonts. Diese sind deutlich gelisolifluidal verlagert. Darin finden sich nebeneinander dicke Tonrümpfer von Belägen oder von einem ehemaligen braunlehmartigen Boden, sowie schluffreiche, tonverarmte Partien und Basaltgrus (Tafel II, Fig. 2).

Subtyp b2: Zum Teil feinkörniger Löß, vermischt mit umgelagertem B_t -Material; das Ganze ist nachträglich durch Pseudovergleyung überprägt worden (Eisen- und Eisen-Mangan-Ausscheidungen in Streifen oder Flecken und saumartig in Hohlräumen (Tafel II, Fig. 3).

Subtyp b3: Auch hier sind umgelagerte B_t -Reste sehr stark vertreten, es überwiegen aber hohe Sandanteile und Anzeichen fluvialer Prozesse (Tafel II, Fig. 4).

Typ c: Lößlehm im Sinne eines primär überwiegend äolisch gebildeten Materials, das sekundär durch eluviale und pedogene Prozesse überprägt wurde.

Subtyp c1: Schluffreiches Material mit pedogener Überprägung. Nadelstichporen charakterisieren das Hohlräumssystem; ehemalige Tiergänge sind wieder verfüllt. Tonige Substanzen umhüllen die größeren Schluffkörner oder sind in Hohlräumen akkumuliert. Gerundete dunkle Fe-Mn-Konkretionen sind im Plasma eingemengt; der Basaltanteil ist sehr unterschiedlich. Auch trümmerartige Tonbeläge sind im Innengefüge eingearbeitet, während Tonbeläge in situ selten vorkommen.

Subtyp c2: Im allgemeinen dem Subtyp c1 ähnlich, aber carbonathaltig. Neben primären Carbonaten ist der mikrolithische Calcit im ganzen Gefügeplasma zu finden; er tritt auch krustenartig in den Nadelstichporen auf. Die Calcitkrusten sind fast alle mit Feinton überzogen; in den Calcitkrusten und im Feinton sind Eisen- und Manganoxide ausgefällt.

Typ d: Basaltzersatz, \pm stark verwittertes basaltisches Material, z. T. ist Fremdmaterial eingemischt.

Subtyp d1: Grusig-sandiger Basaltzersatz, bestehend aus kleinen, fast kugelförmigen Basaltstückchen mit vielen Rissen und dünnen wandständigen Tonbelägen (Tafel III, Fig. 1). Der Basaltgrus ist sehr oft in eine hellbraungelb gefärbte tonige Substanz eingebettet (Tafel III, Fig. 2).

Subtyp d2: Basaltzersatz mit meist humosem Löß; der Basaltgrus bzw. Basaltsand in verschiedenen Phasen der Verwitterung (Anteil 70 bis 80 %) ist mit kleinen Lößbröckeln vermischt (Tafel III, Fig. 3).

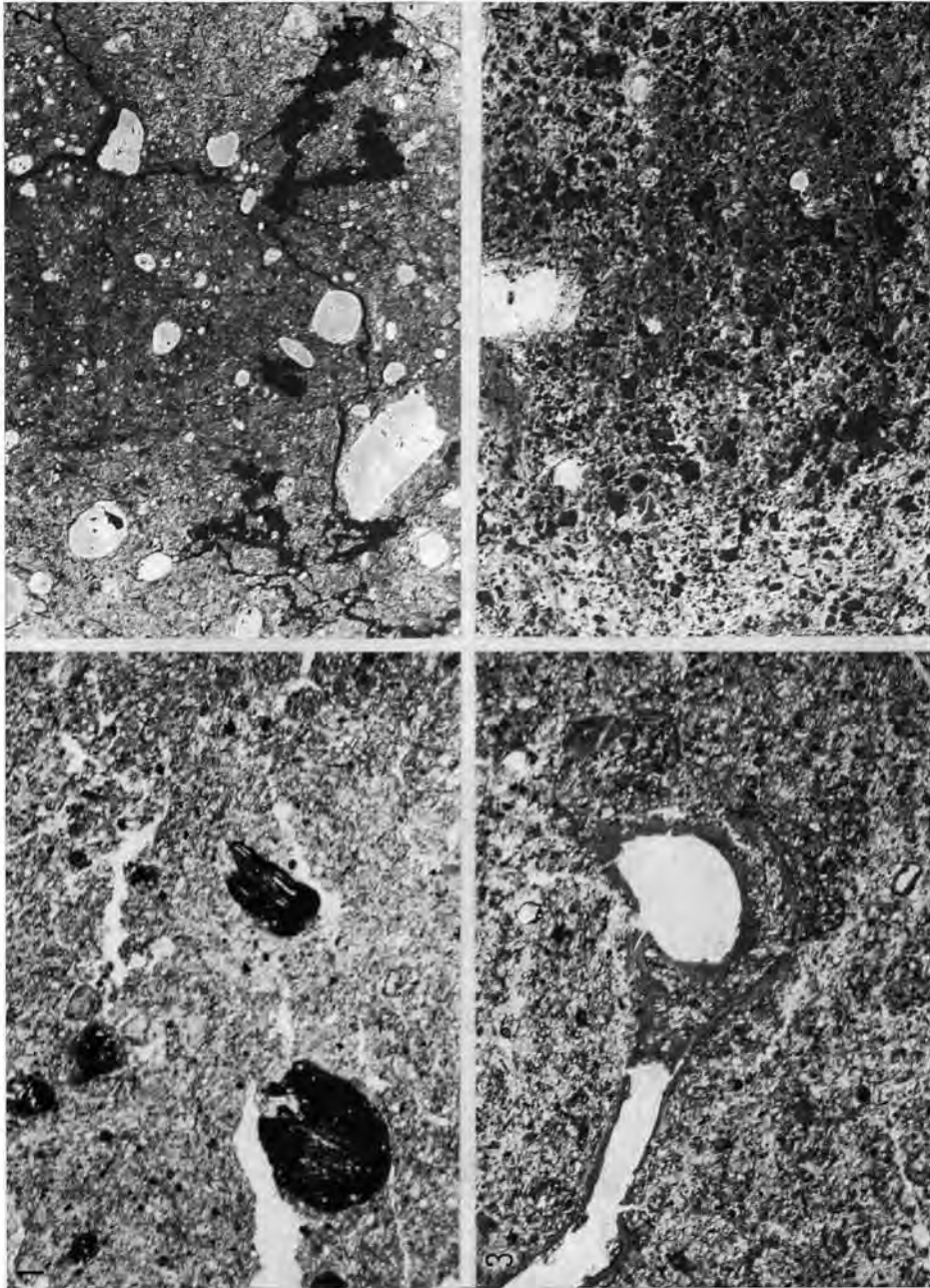
Subtyp d3: Basaltzersatz in toniger Grundmasse; bei schwacher Vergrößerung erscheint diese Schicht als eine ziemlich gleichmäßige Tonmasse (Tafel III, Fig. 4), in der stark verwitterte Basaltstückchen eingeschlossen sind. Bei stärkerer Vergrößerung ist aber zu erkennen, daß das tonige Plasma aus gelblichen, stark doppelbrechenden Feintonaggregaten besteht, die wahrscheinlich durch Umlagerung gerundet wurden.

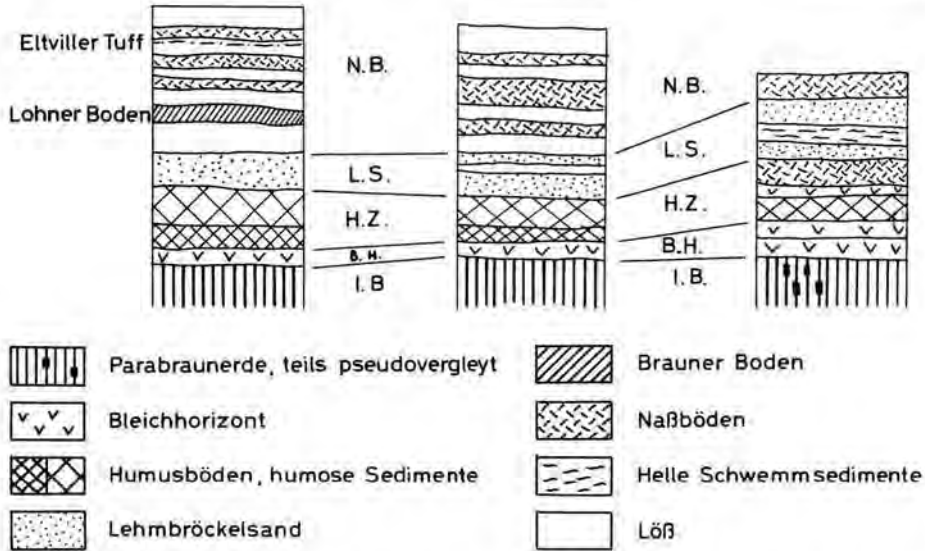
3. Der Idealzyklus

Zum Wesen eines Ideals gehört es, daß reale Erscheinungsformen ihm stets nur zum Teil entsprechen. Bei den 13 im Profil Dreihausen ausgeschiedenen Zyklen gleicht kein Zyklus dem anderen. Dennoch scheinen alle nur nach einem Grundschema aufgebaut zu sein, was allerdings für einige Zyklen nicht unmittelbar, sondern erst bei synoptischer Betrachtung deutlich wird. Das augenfälligste Gliederungskriterium, basaler Bodenkomplex - bodenfreie Sedimente im Hangenden, ist bei sämtlichen Zyklen gut faßbar. Alle anderen Kriterien treffen jeweils nur für eine Gruppe, einige sogar nur für einen Zyklus zu. Der Entwurf eines Idealzyklus erfordert also die gedanklich-hypothetische Überbrückung von Lücken und das mosaikartige Zusammenfügen von Einzelbefunden. Das wirft die Frage nach der Rechtfertigung für ein solches Vorgehen auf: Was gibt Anlaß zu der Annahme, die individuelle Erscheinungsform der einzelnen Zyklen sei nicht Ausdruck eines jeweils individuellen Entwicklungsganges, sondern nur Ausdruck jeweils lokal zufälliger „Überlieferungs“-Bedingungen? Oder positiv gefragt: Was ist Anlaß zur Bildung der Hypothese, allen Zyklen liege der gleiche Entwicklungsgang oder die gleiche Abfolge pedogischer und geomorphologischer Prozesse zugrunde? Zunächst: Das Auftreten von zum Teil beträchtlichen Überlieferungs-(Schicht)-Lücken ist unbestreitbar. Dies manifestiert sich deutlich zum Beispiel dort, wo ein reich gegliederter Komplex seitlich in einen nur noch geringmächtigen, kaum gegliederten übergeht und einem Komplex vergleichbar wird, der überhaupt nur in der „rudimentären“ Form im Profilschnitt zu sehen ist, (BK 4 - BK 1, vgl. auch Angaben zu BK 1 in SABELBERG, ROHDENBURG & HAVELBERG 1974). In den seltenen Fällen aber, in denen in einem Profil (oder in mehreren Profilen mit eindeutigen stratigraphischen Bezug) mehrere verschiedene alte Zyklen sehr vollständig erhalten sind, zeigt sich stets das gleiche Phänomen: je vollständiger die Zyklen erhalten sind, desto ähnlicher sind sie in ihrem Aufbau. Seit längerem bekannt sind die Beispiele aus den berühmten Lößprofilen der Tschechoslowakei (KUKLA 1969), wo mindestens für die letzten 3 Zyklen weitestgehende Gleichartigkeit des Aufbaues nachgewiesen ist, für die älteren Zyklen mindestens prinzipielle Übereinstimmung. Aus eigenen Untersuchungen kennen wir das Beispiel des Lößprofils bei Ostheim (SABELBERG et al. 1974), wo ebenfalls die 3 jüngeren Zyklen so weitgehende Äquivalenz des Aufbaues zeigen, daß der Schluß auf eine generell gleichartige geökoökologisch-geomorphologische Entwicklung in allen 3 Zyklen geradezu zwingend wird (Abb. 5). Die Untersuchungen von BIBUS (1974) zur Gliederung rißzeitlicher Lößserien in Südhessen bestätigen eindrucksvoll die bis ins einzelne gehende Parallelität zur bekann-

Tafel I

- Fig. 1: Subtyp a1: Schwach humoser Löß mit umgelagerter Holzkohle (Mitte) und dunkle, fast schwarze Mangan-Konkretionen (rechts und links oben); 32 : 1.
- Fig. 2: Subtyp a2: Übersichtsbild; humoser Löß mit starker Basaltbeimengung (weiß Basaltsand); 5 : 1.
- Fig. 3: Subtyp a3: Schwach humoser Löß mit dünnen Tonbelägen in den Nadelstichporen, Tontrümmer (rechts oben) und fleckige Mangan-Ausscheidungen; 32 : 1.
- Fig. 4: Subtyp a4: Übersichtsbild; umgelagertes, humoses schluffreiches Material, mit Sand vermischt; 5 : 1.





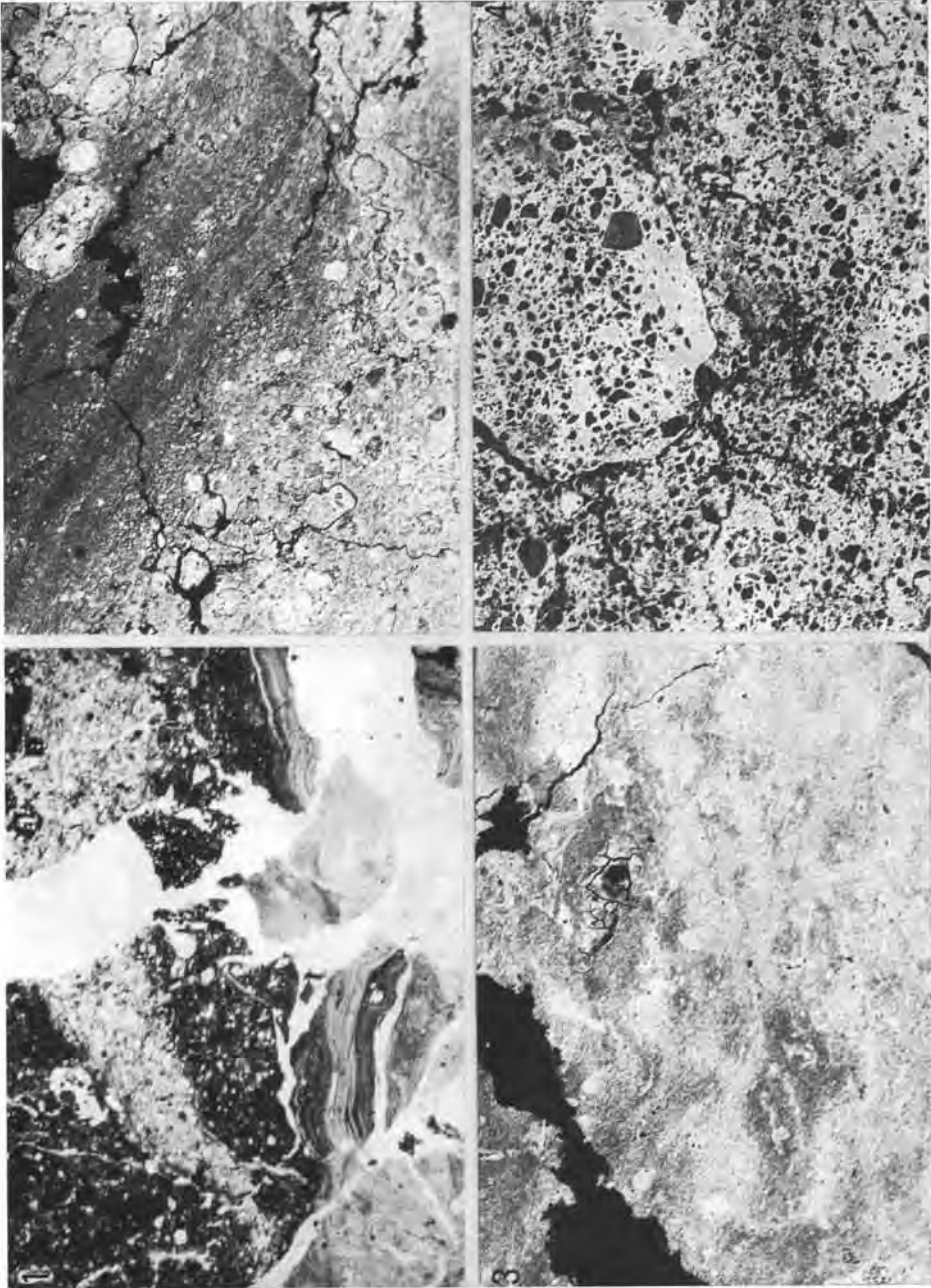
I.B. Interglazialer Boden; B.H. Frühglaziale Bleichhorizonte; H.Z. Frühglaziale Humuszonen; L.S. Zone der frühglazialen Schwemmsedimente und Lehmbröckelsande; N.B. Zone der mittel- und jungglazialen Naßböden in Löß

Abb. 5: Gleichartigkeit des Aufbaues der drei jüngeren Zyklen von Ostheim.
Entwurf: U. SABELBERG.

ren Gliederung der Würmlössе. Von diesen Erfahrungen ausgehend, kann für alle quartären Klimazyklen — zumindest aber für die jüngeren — ein gleichartiges Grundschema der Entwicklung angenommen werden. Die Überprüfung, ob ein solches Schema auch für die älteren Zyklen in allen Fällen ausreichende Erklärung der auftretenden Phänomene gewährleistet, ist nachher leicht durchführbar, wie am Beispiel des Profils Dreihausen gezeigt werden kann.

Tafel II

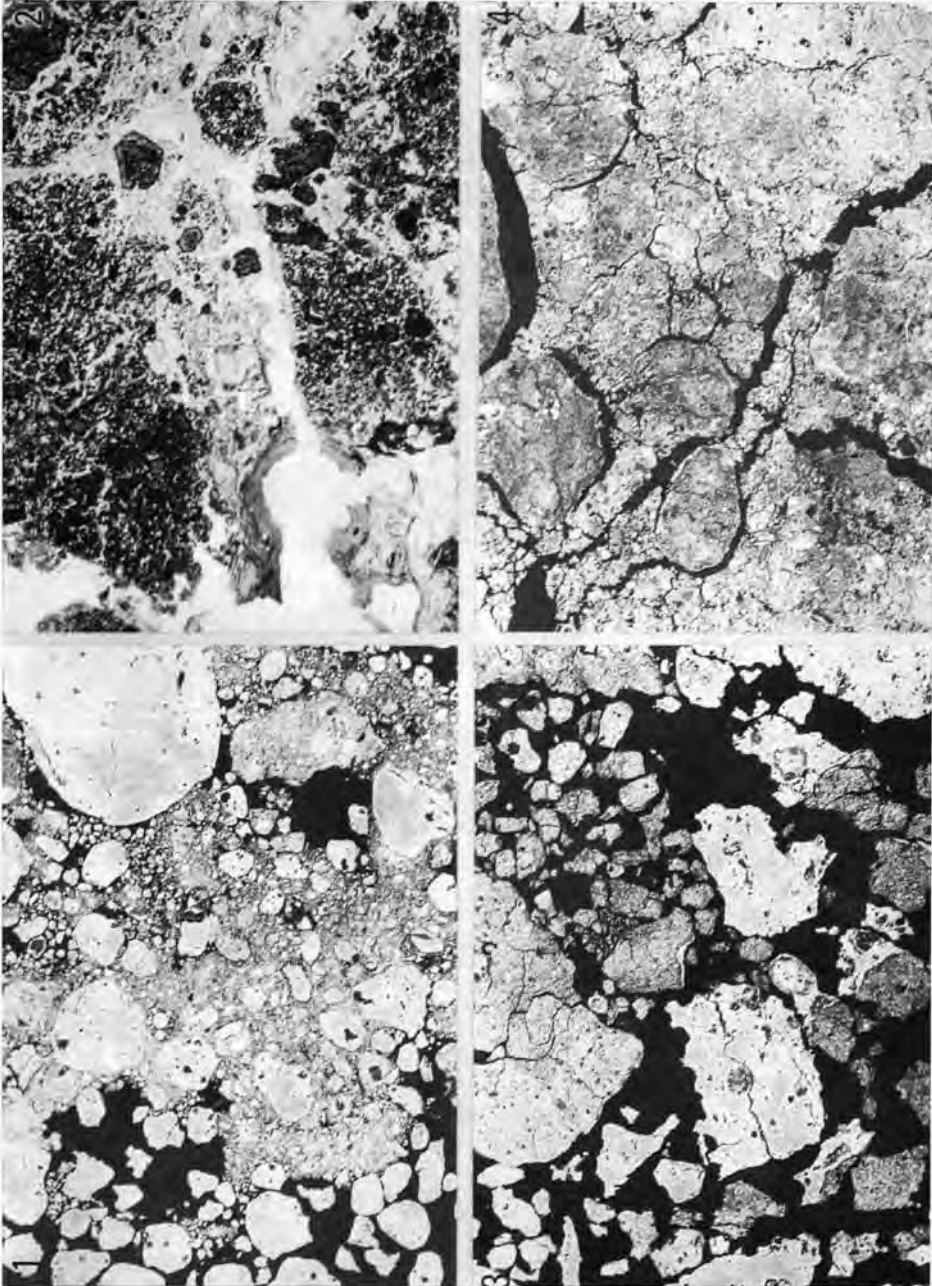
- Fig. 1: Subtyp b: Umgelagertes Parabraunerde-Material; deutlich geschichtete Tonbeläge, schluffreiche Partien mit blankgewaschenen Mineralkörnern (keilförmige helle Schmitze oben) und Mangan-Hydroxid-Krusten (dunkelste Partien); 32 : 1.
- Fig. 2: Subtyp b1: Übersichtsbild; solifluidal umgelagertes Material; schluffreiche, tonarme Partien (dunklere Streifen), tontrümmerreiche Lagen (hellere Streifen) und tonreiche Grundmasse mit Basaltstückchen (rechts und links unten); 5 : 1.
- Fig. 3: Subtyp b2: Übersichtsbild; toniges braunlehmartiges Material mit Pseudovergleyung, diffus begrenzte Eisen-Mangan-Ausscheidungen (dunklere Flecken); rechts oben ein stark doppelbrechender wandständiger Tonbelag; 5 : 1.
- Fig. 4: Subtyp b3: Übersichtsbild; in Sand (schwarz) eingeschlammtes braunlehmartiges Material; 5 : 1.



Aufgrund der Befunde des Profils Dreihausen wurde die Idealfolge eines quartären Klimazyklus (Abb. 6) entworfen. Der Zyklus beginnt mit einem Interglazial, während dem sich aus allen geeigneten Substraten (d. h. vorzugsweise aus Löß und lößartigen Sedimenten) eine stark ausgeprägte Parabraunerde mit charakteristischem Toninfiltrationsbänderhorizont im Liegenden bildet. In basaltischem Substrat (Basaltgelisolifluktionsdecken) treten die Merkmale der Tonverlagerung zurück, wahrscheinlich wegen des sehr hohen Tongehalts des Basaltverwitterungslehms (Phase I, Subtypen b1 u. d3 ohne Umlagerung). Das Ende des Interglazials ist angezeigt durch eine erste, noch wenig wirksame Phase des Bodenfließens. Es werden meist nur die oberen Dezimeter der Bodendecke laminar verschleppt. Die Bewegungsweiten können über wenige Meter kaum hinausgegangen sein, da makroskopische Gefügemerkmale der Böden häufig noch gut erkennbar sind. Im Dünnschliff macht sich dies allerdings schon als nachhaltige Zerstörung des Feingefüges bemerkbar. Häufig von der vorhergehenden Parabraunerdebildung kaum zu trennen (und wohl in solchen Fällen auch als Parabraunerde-Weiterentwicklung aufzufassen), manchmal aber auch durch das beschriebene Gelisolifluktionseignis deutlich getrennt, macht sich nachfolgend eine Phase kräftiger Pseudovergleyung bemerkbar. Ein neuer Gelisolifluktionsschub überprägt auch diese Bodenbildung (Phase IIa). Anschließend kommt es wieder zu einer sehr kräftigen Pseudovergleyung (Phase IIb, Subtyp b2). Ob der im Hangenden meist ausgebildete kräftige Bleichhorizont genetisch mit dem Pseudogley zusammenhängt, kann zunächst nur vermutet werden; denn das Substrat des Bleichhorizonts erweist sich als neues Sediment, und zwar aufgrund eines häufig sehr hohen Anteils an Basaltgrus, der als fluviales Sediment geringer Transportweite anzusehen ist. Charakteristisch sind Holzkohlestückchen und die Anreicherung von Eisen-Mangan-Konkretionen. Vor allem der letzte Befund legt nahe, dieses Sediment als fluvial umgelagerten oberen Teil des liegenden Pseudogleys zu deuten (Phase IIc, Subtyp a2). Andererseits ist in einigen Fällen auch dieser Pseudogley bereits (teilweise) in einem neuen Schwemmsediment entwickelt (Abb. 6, Variante B links). Einzelne kleine eiskeilähnliche Formen im Bleichhorizont (ebenso wie die basale, schwache Gelisolifluktion) belegen bereits zu dieser frühen Zeit das kurzfristige Auftreten kaltzeitlicher Umweltbedingungen. Noch deutlicher wird dies durch das Auftreten von Gelisolifluktionsdecken größerer Wanderweite (Abb. 6, Variante B); durch die Gelisolifluktion wurde zum Teil — wenn auch nur lokal begrenzt — bereits die gesamte interglaziale Bodendecke abgeräumt, in Kuppenlagen bis auf den anstehenden Basalt, wie die Basaltschuttbeimengung beweist (Phase II d1, Variante B, Subtyp d2). In der folgenden Phase kommt es zur Ablagerung fluvialer Sedimente (mit Holzkohle), deren teilweise

Tafel III

- Fig. 1: Subtyp d1: Übersichtsbild; grusig-sandiger Basaltzersatz in verschiedenen Phasen der Zersetzung, z. T. in fast farblosen Ton eingehüllt (grau); 5 : 1.
- Fig. 2: Subtyp d1: Vergrößerter Ausschnitt aus Fig. 1 — deutlich die hellen ungeschichteten Tonpartien zwischen verwitterten Basaltbröckchen (schwarz); im Bild links ein geschichteter, kräftig gefärbter pedogener Tonbelag; 32 : 1.
- Fig. 3: Subtyp d2: Übersichtsbild, Basaltgrus (hell) mit humosen Lößbröckeln (dunkler); 5 : 1.
- Fig. 4: Subtyp d3: Übersichtsbild; stark verwitterte, rundliche Basaltstücke (grau), in eine tonige Masse eingeschlossen (Basaltverwitterungslehm ?); 5 : 1.



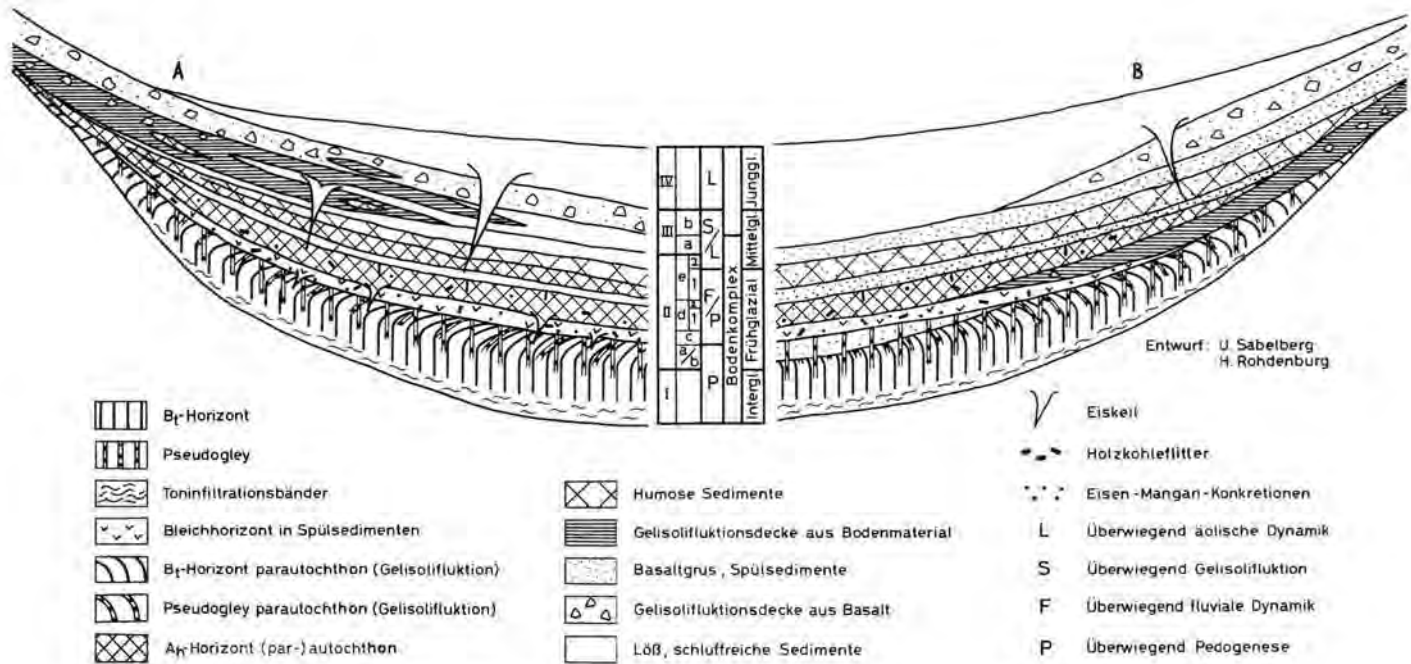


Abb. 6: Idealfolge eines quartären Warmzeit-Kaltzeit-Zyklus (nach Befunden im Profil Dreihausen).

- I. Interglaziale Parabraunerde in Löß oder Basaltsolifluktionsdecken.
- II. a) Schwache Gelisolifluktion, später Tonverlagerung und Pseudovergleyung;
 b) Erneut gelisolifluidale Verlagerung und Pseudovergleyung;
 c) Verspülung und Akkumulation, Bleichhorizontbildung, Gelisolifluktionsdecke aus I, siehe aber auch Variante A;
 d) Schwemmsedimente, teilweise schon Löß, darin Humusanreicherung und schwache Tonverlagerung;
 e) Stärkere Umlagerung (gelisolifluidal, fluvial) mehr Löß, humos, häufig Basaltgrus.
- III. a) Gelisolifluktionsdecke aus I + II, siehe aber Variante B;
 b) Gelisolifluktionsdecke aus Basaltgrus, Löß und frischem Basalt.
- IV. Überwiegend Lößsedimente, teilweise mit höherem Basaltgrusanteil.

hoher Schluffgehalt auf Anwehung von Lößstaub schließen läßt. In diesem neuen Sediment entwickelt sich ein sehr kräftiger Humusboden, in dem stellenweise ein kurzzeitiges Aufleben der Tonverlagerungsdynamik erkennbar wird (Phase II d1, Subtypen a1, a3 u. a4). Ob die kleinen Eiskeile, die aus dem Sedimentkörper in das Liegende hineinreichen vor oder nach der Bodenbildung entstanden sind, kann nicht eindeutig gesagt werden. Eine nachträgliche Bildung dürfte aber die größere Wahrscheinlichkeit besitzen. Nach der Bodenbildung II d1 kommt es erstmals verbreitet zu fast reiner Lößablagerung, allerdings überwiegend wohl in Form von Schwemmlöß, denn in Bereichen mit anstehendem Basalt im Einzugsgebiet ist der Basaltgrus-Anteil beträchtlich (Phase II d2). In der darüber folgenden Humuszone, die nochmals gegliedert sein kann, ist der Humusgehalt meist deutlich geringer, er nimmt nach oben ab. Tonverlagerung ist nicht mehr feststellbar. Hinweise auf Umlagerung gewinnen an Bedeutung (Phase II e1). Eine nicht sehr mächtige Lößakkumulation (Phase II e2) schließt die Serie ab.

Zusammenfassend betrachtet ist die Hauptphase II sehr deutlich durch mehrere Bodenbildungen gekennzeichnet, zunächst in feuchterer Variante (Pseudogleye), dann mit zunehmend trockeneren Formen (Schwarzerdeartige Böden, schwächere Humusböden). Gelisolifluktion spielt als Umlagerungsprozeß, außer während kurzer Phasen am Anfang, nur eine untergeordnete Rolle; die dazu notwendigen Temperaturerniedrigungen wurden wohl zunächst nur kurzzeitig erreicht. Dafür spricht auch, daß bis in die Humuszonenzzeit noch Gehölzpflanzen verbreitet gewesen sein müssen (Holzkohle!). Wo Gelisolifluktion wirksam wurde, trat sie, insbesondere während der Humuszonenzzeit, in Form sehr langsamen laminaren „Fließens“ auf, das so gleichmäßig verlief, daß ganze Bodenhorizont- und Sedimentabfolgen unter Beibehaltung ihrer gegenseitigen Orientierung gleichmäßig ausgedünnt wurden (Phase II d, Variante A ganz links).

Der vorherrschende Umlagerungsprozeß ist im übrigen die Verspülung, sie erweist sich aber insgesamt auch nur als bedingt leistungsfähig. Verspült wird vergruster Basalt, wo er zur Verfügung steht (Variante B), kaum jedoch B-Horizont-Material, wohl wegen der zu hohen Kohäsion. Überwiegend wird Löß von den Spülprozessen erfaßt, der zur Zeit der Humuszonenzzeit, aber zum Teil auch schon früher (vor der Gelisolifluktionsdecke II d1, Variante B) bereits angeweht wurde.

In einleuchtender Analogie zu den Verhältnissen in der Würmkaltzeit bezeichnen wir die geschilderte Hauptphase II als „Frühglazial“. Mit der folgenden Hauptphase III treten keine erkennbaren Bodenbildungen mehr auf. Dieser Abschnitt der Zyklen ist eindeutig durch Gelisolifluktionsdecken mit wechselnden Mengen an eingewehtem Material gekennzeichnet. Die ersten Gelisolifluktionsereignisse räumen — wo noch vorhanden — mit den Resten interglazialer Bodendecken radikal auf. Die resultierende Gelisolifluktionsdecke (Phase IIIa, Variante A, Subtyp b1) enthält eine Mischung von B-Horizontresten, Humusbodenfetzen und Basaltschutt. Häufig tritt sie auch in geteilter Form mit wenig mächtiger Lößeinschaltung auf.

Die stratigraphische Position dieser Decke war zunächst hypothetisch rekonstruiert worden, basierend auf der Analyse ihrer makroskopisch und mikromorphologisch faßbaren Sedimentanteile. Nirgends im Profil war sie etwa auf einer Humuszone angetroffen worden, sondern stets nur (etwa entsprechend Variante A, ganz links) ohne interpretierbare Basisfolge. Erst später fand sich außerhalb des Hauptprofils eine Stelle, wo der Abschnitt eines eemzeitlichen, gefüllten Tälchens eine zweifelsfreie Ansprache erlaubte: In Hangposition fand sich in gewohnter Weise Solifluktionsmaterial aus dem Eem-B₁-Horizont unter Löß und gelisolifluidal verlagertes Humuszone (vgl. Phase II). In Muldenposition des gleichen Tälchens überlagerte eine Gelisolifluktionsdecke (entsprechend Phase IIIa, Variante A Mitte) aus Eem-Bodenmaterial die dort nur wenig verlagerte Humuszone.

Die Decken oberhalb IIIa (Phase IIIb) sind frei von Bodenmaterial, da dieses inzwischen völlig ausgeräumt war. In Bereichen, in denen die Böden bereits früher beseitigt wurden (Variante B), setzt entsprechend auch die Gelisolifluktion sogleich mit Basaltschutt ein. Eine Zuordnung zu Phase IIIa oder IIIb ist daher nicht immer eindeutig möglich. Wechselnd, von fast fehlend bis weitaus dominierend, ist der Lößanteil, besonders in der oberen Basaltgelisolifluktionsdecke.

Die skizzierte Hauptphase III mit Vorherrschen der Gelisolifluktionsdecken bezeichnen wir als „Mittelglazial“. Bemerkenswert ist, daß bei der von uns zunächst allein vorgenommenen Ausgliederung von „Bodenkomplexen“ selbst Teile dieser Phase III in Form von Gelisolifluktionsdecken mit hohem Bodenmaterialanteil noch miterfaßt, ja, in den mehrfach auftretenden Fällen stärkerer Profilreduktion allein erfaßt wurden und dann unter den vorläufigen Arbeitsbegriff „Interglazial-Äquivalente“ fielen. Es ist jetzt sicher, daß diese Ansprache nicht zutreffend war und Mißverständnisse hervorrufen mußte. Andererseits ist hervorzuheben, daß das Auftreten solcher Decken die Existenz einer unmittelbar vorausgehenden Interglazialzeit sehr wohl anzeigt. Die Annahme, das Material verschiedener solcher Decken könne trotz deren unterschiedlicher stratigraphischen Position von ein und demselben Boden abstammen, würde es notwendig machen, die Erhaltung solcher Böden auch in steileren Relieflagen zu fordern, obwohl zwischenzeitlich Phasen mit voller geomorphodynamischer Aktivierung im gesamten Relief mit Sicherheit eingetreten waren. Das erscheint aber wenig einleuchtend.

Der von uns als „Jungglazial“ bezeichnete Abschnitt IV ist generell durch fast reine Lößakkumulation (Typ c1, c2) ausgezeichnet. Nicht überall — entsprechend den Relief- und Expositionsverhältnissen zur Ablagerungszeit — ist diese meist homogen wirkende Lößdecke in größerer Mächtigkeit entwickelt, verschiedentlich kann sie auch völlig fehlen, ob wegen nachfolgender Abtragung oder aus Mangel an Akkumulation, ist nicht zu entscheiden. Im Bereich dieser Lößdecke setzen die meisten und die größten Eiskeile an. Aufgrund dieser Beobachtungen ist wohl die Deutung zulässig, den jeweiligen Jungglazialabschnitt generell als die kälteste und trockenste Phase der Zyklen anzusehen. Die jungglazialen Lößdecken — zumal wenn sie nicht mächtig entwickelt sind — wurden häufig vollständig von der nachfolgenden interglazialen Bodenbildung überprägt. Dadurch wurden sie zunächst leicht übersehen. Gerade hier aber erwies sich wieder der Wert der Dünn- schliffanalyse, die auch bei starker pedogener Überprägung eine Sedimentsprache ermöglicht.

Der hier vorgestellte Idealzyklus ist zunächst aus den Befunden des Profils Dreihäusen in der Weise abgeleitet worden, daß er alle auftretenden Einzelbefunde in ein widerspruchsfreies, kausal befriedigendes „Minimalsystem“ einordnet, d. h. daß die Zahl der Einzelereignisse innerhalb des Systems so lange nicht erhöht wird, bis dies durch neue Beobachtungen erzwungen wird. Der Wert eines solchen Systems als brauchbare Hypothese erweist sich im vorliegenden Fall allerdings erst dadurch, daß es eine kausale Interpretation aller auftretenden realen Zyklen erlaubt — also insbesondere auch der Zyklen mit stark reduzierter Abfolge. Diese „Rückanwendung“ des gewonnenen Idealzyklus soll im folgenden Abschnitt erläutert werden.

4. Interglazial-Glazial-Zyklen

Die sich aus dem Vergleich mit der Idealfolge ergebenden stratigraphischen Bezüge der im Profil Dreihäusen ausgegliederten Klimazyklen sind in Abb. 7 zusammengefaßt. Diese bildet mit den Angaben zum mikromorphologischen Typ in Abb. 4 die Grundlage für die folgende Übersicht.

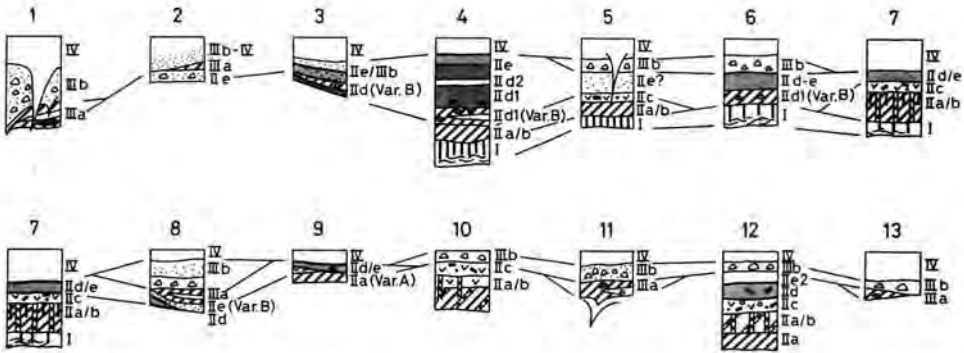


Abb. 7: Stratigraphischer Vergleich der Interglazial-Glazial-Zyklen im Profil Dreihausen (Signaturen vgl. Abb. 2). Entwurf: U. SABELBERG.

Der holozäne Boden

An der Oberfläche der gesamten Serie ist eine kräftige holozäne Parabraunerde-Fahlerde von ein bis eineinhalb Meter Mächtigkeit entwickelt, die nicht oder nur geringfügig anthropogen gekappt ist.

Die holozäne Parabraunerde-Fahlerde (BK 0) ist, da sie als einzige vollständig autochthon ist, ein wichtiger Vergleichsstandort für die Bewertung der älteren, umgelagerten Bodenreste. Allerdings trifft das insofern nur mit Einschränkung zu, als die Parabraunerde-Fahlerde als einziger Boden des gesamten Profils vollständig in fast reinem Löss entwickelt ist, während das Substrat der älteren Böden überwiegend starken Basalteinfluss aufweist. Über die mikromorphologischen Gefügeeigenschaften von basaltisch beeinflussten Böden liegen bisher praktisch keine Untersuchungen vor. Pedogenetisch von besonderer Bedeutung ist insbesondere die große Menge des durch die Basaltverwitterung freigesetzten Tones, der sich im Dünnschliff durch fehlende Orientierung charakteristisch vom pedogenetisch verlagerten Ton abhebt.

1. Zyklus

Der Löss, das Ausgangssubstrat des holozänen Bodens, kann stratigraphisch wohl dem Jungwürm zugeordnet werden. Infolge der fast vollständigen holozänen Entkalkung gibt es keine direkten stratigraphischen Befunde, die diese Zuordnung bestätigen könnten. Allerdings setzen mehrere große Eiskeile innerhalb dieses Lösspaketes an. In einem dieser Eiskeile ist, da er unter die holozäne Entkalkungsgrenze hinabreicht, die einzige kalkhaltige Lösspartie des gesamten Profils erhalten. Interessant ist die am Dünnschliff gemachte Beobachtung, daß die holozäne Tonverlagerung in Grobporen sogar in das kalkhaltige Substrat hinabreicht und der Ton die mit Sekundärkalk ausgekleideten Poren überzieht, sicherlich ein Effekt, der an schnell dränende Poren gebunden ist.

Es fällt auf, daß das jungwürmzeitliche Lösspaket fast frei von Basaltmaterial ist, d. h. es besteht vor allem im oberen Abschnitt fast nur aus ferntransportiertem äolischem Material.

Zum Liegenden hin macht sich zunehmend eingespülter bzw. gelisolifluidal transportierter Basaltgrus bemerkbar. Weiterhin fällt die im Vergleich zu den älteren Lösssedimenten überdurchschnittliche Mächtigkeit der jungwürmzeitlichen Lössdecke auf. Es könnte nun gefolgert werden, daß sie tatsächlich im Vergleich zu älteren Lössablagerungen eine

überdurchschnittliche Ablagerungsmächtigkeit besessen hat. Genausogut aber ist denkbar — und die nähere Profilanalyse bekräftigt eine solche Lösung in mehreren Fällen —, daß die älteren Lößdecken in nachfolgenden Erosionsphasen ihren oberen „rein“ äolischen Abschnitt eingebüßt haben. Dafür spricht zum Beispiel, daß die älteren fossilen Böden auch nur in ihrem tiefsten Abschnitt des B_1 -Horizonts noch autochthon erhalten sind.

Im Liegenden der Jungwürm-Lößdecke folgt eine mächtige Basaltgelisolifluktionsdecke mit teils sehr großen unverwitterten Basaltblöcken. Diese schwimmen in einer Matrix aus Lößmaterial und Basaltgrus, der — wie im Dünnschliff zu sehen ist — teilweise starke Verwitterungsmerkmale aufweist. Diese sind zweifellos auf eine tiefgreifende Desintegration des anstehenden Basalts vor der Abtragung zurückzuführen, wie sie — abhängig wohl von der Mineralzusammensetzung der jeweiligen Basaltvarietät — verschiedentlich zu beobachten ist. Die festen Blöcke der Gelisolifluktionsdecke entstammen dann vermutlich größtenteils den noch frischen Kernen, die der vom Kluftnetz ausgehenden Vergrusung noch nicht zum Opfer gefallen waren.

Unterhalb der Basaltschuttdecke folgt — nur lokal im rechten Profilteil vertreten — eine kräftig braune Gelisolifluktionslage aus überwiegend tonig-schluffigem Material, die in sich sehr heterogen ist; so enthält sie neben der dunkelschokoladenbraunen Grundmasse humose Schlieren, aber auch hellere, schon makroskopisch als lößbürtig zu klassifizierende Partien. Die Dünnschliffauswertung zeigt neben lößartig-schluffigen Bereichen — teilweise mit Einzelkorngefüge — solche, in denen große Mengen von basaltbürtigem Ton und verwittertem Basaltgrus auftreten. Daneben kommen zerstörte und abgerollte Tonbeläge einer kräftig entwickelten Parabraunerde in großer Zahl vor. Die makroskopisch humosen Bereiche enthalten Holzkohlefritter und abgerollte Eisen-Mangan-Konkretionen. Die Körner sind frei von Eisenhüllen. Im Liegenden dieses sehr komplexen Sedimentkörpers konnten keine autochthonen Bodenreste gefunden werden. Dennoch scheint die folgende Interpretation, die mit früheren Beobachtungen ROHDENBURGS (1968) übereinstimmt, gerechtfertigt: In einer Bodenbildungszeit, die mit dem Eem-Interglazial korreliert wird, entwickelten sich verbreitet kräftige Oberflächenböden, teils Parabraunerden, teils — entsprechend dem Substrat — tonreiche Basaltverwitterungsböden. Im Frühglazial sind diese Böden und auch ein Teil der liegenden Sedimente in steileren Hangpartien einer kräftigen fluvialen Abtragungsphase zum Opfer gefallen. In flacheren Hangbereichen und auf den Basaltoberflächen müssen diese aber wenigstens zum Teil erhalten geblieben sein. Darauf erfolgte wahrscheinlich die Anwehung äolischen Materials, in dem sich nachfolgend humose Böden entwickelten. Schließlich kam es zu verstärkter Gelisolifluktion, die auch die flacheren Reliefteile und damit die dort noch erhaltenen warmzeitlichen Bodenreste erfaßte und gemeinsam mit Basaltgrus der Kuppenlagen und Lößsedimenten sowie den Humusböden verlagerte. Auch während der Phase(n) der Humusbodenbildung ist fluviale Abtragung nicht auszuschließen. Die Zone des BK 1 umfaßt gemäß dieser Deutung sowohl das echte Eem-Interglazial als auch das Frühwürm. Die Basaltgelisolifluktionsdecke im Hangenden wird entsprechend ins mittlere Würm gestellt. Zu dieser Zeit müssen mindestens die Oberhänge bzw. Kuppen sedimentfrei gewesen sein, so daß die Gelisolifluktion den zwar (warmzeitlich) vergrusteten, aber anstehenden Basalt angriff. Gegen das jüngere Würm — ohne daß hier eine präzise Eingrenzung möglich wäre — erlahmte infolge wachsender Aridität die Gelisolifluktion und die Lößanwehung dominierte schließlich vollkommen.

Ob der etwas erhöhte Basaltgrusanteil im allerobersten Abschnitt auf schwache jungtundrenzeitliche Reaktivierung der Gelisolifluktion oder auf holozäne Überlagerungsprozesse zurückgeht, kann mangels weiterer Befunde für diese Stelle nicht entschieden werden.

Kurze Charakterisierung des 1. Zyklus:

Interglazialer und frühglazialer Abschnitt (Eem-Altwürm) fehlen vollständig. Das Material des interglazialen B-Horizonts sowie der Altwürm-Humuszonen ist in die durch Lößbänder gegliederte Gelisolifluktsdecke IIIa eingearbeitet (Subtypen a3 und d3). Mittelglaziale Basaltgelisolifluktion (Subtyp d1) und jungglaziale Lössanwehung (Subtyp c2) sind durch sehr mächtige Akkumulate vertreten.

2. Zyklus

Eine extrem stark reduzierte Serie ist die des BK 2 und seiner hangenden Sedimente. Im aufgeschlossenen Profilbereich ist offenbar nur die äußerste Zunge einer Gelisolifluktsdecke aus Bodenmaterial entsprechend BK 1 zu erkennen. Sie lagert einer sehr geringmächtigen, aber stratigraphisch durchhaltenden Schicht auf, die aus fluvial verlagertem Basaltgrus besteht. Im Dünnschliff sind auch zahlreiche Trümmer von Tonbelägen festzustellen. Es liegt daher die Vermutung nahe, in ihr ein Zeugnis einer frühkaltzeitlichen Bodenausräumungsphase zu sehen — entsprechend den Verhältnissen im Frühwürm. Während BK 2 in seinem Habitus trotz der nur gering vorhandenen Reste deutlich die Verwandtschaft mit BK 1 erkennen läßt — z. B. lassen sich auch hier humose Partien mit verkohlten Pflanzenresten nachweisen — sind die hangenden lößbürtigen Sedimente nicht ohne weiteres zu parallelisieren. Im Dünnschliff zeigen sie gewisse Verwandtschaft mit den humosen Bereichen im BK 1. Man könnte deshalb daran denken, sie einem frühkaltzeitlichen, vielleicht auch einem mittelkaltzeitlichen Abschnitt zuzuordnen. Von allen jüngeren Sedimenten dieser Kaltzeit müßte dann angenommen werden, daß sie der frühwürmzeitlichen Abtragung zum Opfer fielen oder daß es sie nie gegeben hat. Vieles spricht durchaus für die erste Annahme, wenn man die Interpretation der geomorphologischen Entwicklung im Frühwürm akzeptiert. Diese Interpretation ist auch die Grundlage für die Zuordnung der Bodensedimente BK 1 und BK 2 zu zwei verschiedenen Warmzeiten. Die Existenz so kräftiger Ausräumungsphasen schließt die Abkunft der Gelisolifluktsdecken BK 1/BK 2 von einem Interglazialboden praktisch aus; zudem sind sie ja deutlich durch ein lößartiges Sediment getrennt.

Kurze Charakterisierung des 2. Zyklus:

Der Zyklus ist nur in extremer Reduktion erhalten. Die Dünnschliffe lassen einen humosen Horizont (Subtyp a3) und hangende Lösssedimente (Subtyp c1) erkennen. Das Material IIIa konnte wegen inzwischen verschlechterter Aufschlußverhältnisse für die Dünnschliffanalyse nicht mehr gewonnen werden.

3. Zyklus

Der Profilabschnitt des BK 3 sowie der überlagernden Sedimente ähnelt in seinem Aufbau recht stark dem Abschnitt des BK 2 im Hangenden. Im einzelnen ist er aber etwas vollständiger entwickelt und damit auch besser zu interpretieren. Die geringmächtige Gelisolifluktsdecke BK 3 enthält neben (fluvial transportiertem?) Basaltgrus viele Trümmer von Tonbelägen, die aus einem kräftigen B₁-Horizont stammen müssen. Sie entspricht damit genetisch völlig den tonigen Partien des BK 1, gehört also — in entsprechender Interpretation — einer frühglazialen Phase mit fluvialer/gelisolifluidaler Geomorphodynamik an. Im entkalkten Löß unterhalb BK 3 konnten im Dünnschliff feine Toninfiltrationslamellen aus hellgelbem Ton festgestellt werden. Es ist allerdings nicht zu entscheiden, ob diese Lamellen letzte Reste des autochthonen Bodens BK 3 oder Neubildungen einer späteren Phase darstellen, wobei prinzipiell auch das Holozän eingeschlossen sein muß. Tonlamellenbildung kann in sehr unterschiedlicher Tiefe unter der Oberfläche

einsetzen, sofern nur genügend Sickerwasser die Stelle erreicht, der pH-Wert im günstigen Bereich liegt und eine geeignete Tonquelle vorhanden ist. Die Interpretation der Toninfiltrationslamellen muß deshalb stets mit großer Vorsicht erfolgen. Die humosen Sedimente des oberen Abschnitts von BK 3 sind deutlich fluvial umgelagert. Ihr stark sandig-gruiger Charakter mit abgerollten Tonbelägen und Eisen-Mangan-Konkretionen zeigen dies an. Das entspricht dem Geländebefund, der Ähnlichkeiten mit einem Lehmbröckelsand vermuten ließ. Humusgehalt und verkohlte Pflanzenreste zeigen die Äquivalenz zu den frühwürmzeitlichen Humuszonen an. Insgesamt weist dieses Sediment auf einen noch frühkaltzeitlichen Abschnitt hin, in dem kurzzeitig wohl auch Parabraunerde-Dynamik nochmals aufgelebt sein kann, wie aus den frischen Tonbelägen auf Gefügekörpern des oberen Abschnitts hervorgeht. Frühkaltzeitliche Parabraunerde-Dynamik — meist allerdings wohl in bereits entkalkten Sedimenten — ist ja bereits mehrfach festgestellt worden.

Interessant ist das nach oben zunehmend stärkere Hervortreten der Lößkomponente, das wohl den Wandel zur äolischen Dominanz anzeigt. Allerdings ist festzustellen, daß die Lößsedimente oberhalb BK 3 insgesamt gelisolifluidal verlagert und mit feinem Basaltmaterial vermischt sind. Im eigentlichen Sinne „echte“ Lössе, die vielleicht mit dem Jungwürmabschnitt zu parallelisieren wären, gibt es auch in diesem Bereich nicht; sie mögen der Abtragsphase von BK 2 zum Opfer gefallen sein.

Kurze Charakterisierung des 3. Zyklus:

Trotz geringer Schichtmächtigkeit liegt eine gut rekonstruierbare Folge vor. Die Dünnschliffe zeigen über einem Basaltverwitterungslehm (Subtyp d3) humose Bänder (Subtyp a2 und a1). Die hangenden Sedimente mit starker Schluffdominanz sind dem Mittel-Jungglazialabschnitt zuzuordnen.

4. Zyklus

Der BK 4 gehört zu den am besten gliederbaren Bodenkomplexen des Profils. Der eigentlich vollkaltzeitliche Abschnitt darüber ist allerdings nur schwach vertreten, und zwar in Form eines geringmächtigen Lößpaketes, dessen gelisolifluidale Verlagerung durch Basaltgruseinmischung belegt ist. Ein voll äolischer Abschnitt fehlt ebenso wie über BK 3 und BK 2, wahrscheinlich aus den gleichen Gründen.

Die Basis des Pedokomplexes ist gekennzeichnet durch nur wenig von Gelisolifluktion beeinflusste Toninfiltrationslamellen und quasi-intakte Tonbeläge in Grobporen: es sind dies Hinweise auf den tiefsten (par-) autochthonen Teil eines B_T-Horizonts in Löß. Darüber folgt ein braunes Bodensedimentpaket, das offenbar aus mehreren Gelisolifluktionsdecken besteht, die durch ihren teils stärkeren, teils weniger ausgeprägten Gehalt an Basaltschutt unterschieden werden können. Entsprechend ändert sich auch das Bild der Tonsubstanz, die im oberen Teil in ungeschichteter Form dominiert (Basaltverwitterung), unten aber häufig deutlich geschichtete Tonrümmel aufweist (Reste einer Lößparabraunerde). Die oberste der braunen Gelisolifluktionsdecken enthält bereits die für den Abschnitt der frühglazialen Humuszonen charakteristischen Holzkohleflitter. Insgesamt erweist sich diese Decke als sehr stark gelisolifluidal-fluvial verlagert. Das Material allerdings muß, wie auch das der liegenden Gelisolifluktionsschichten von einem interglazialen Boden (Lößparabraunerde, Basaltverwitterungsboden) abstammen.

Im Hangenden folgen mehrere humose Schichten, teilweise mit Staunässeerscheinungen über dem tonigen liegenden Gelisolifluktionsmaterial (Eisen-Mangan-Konkretionen). Streifen mit gröberer Kornsortierung lassen auf fluviale Umlagerung schließen. Holzkohle und Humusgehalt sind Beweise für die Verwandtschaft mit den Altwürm-Humuszonen. Bemerkenswert ist — wie bereits in BK 3 — die deutlich nachweisbare frühkaltzeitliche

Tonverlagerungs-Dynamik, die durch die Existenz intakter Tonhumusbeläge nachweisbar ist. Ebenso beachtenswert ist die Einschaltung ziemlich reiner Lößzwischen-schichten in die humose Serie. Das beweist erneut das Auftreten von echt kaltzeitlichen, durch äolische Dynamik geprägten Klimaphasen bereits in den frühen Abschnitten der Kaltzeiten.

Kurze Charakterisierung des 4. Zyklus:

Ein vor allem im frühglazialen Abschnitt sehr gut überlieferter Zyklus. Der interglaziale B-Horizont ist in Resten noch nachweisbar. Darüber folgt gelisolifluidal verlagterter B-Horizont (Subtyp b1). Durch dünne Lößbänder ist eine Unterbrechung markiert, nach der eine Gelisolifluktuationsdecke aus Basaltverwitterungslehm (Subtyp d3) folgt. Darauf folgen die humosen Horizonte des Frühglazialabschnitts, teilweise durch dünne Löß-einschaltungen getrennt. Der untere (Subtyp a3) zeigt noch Tonverlagerung, die oberen (Subtyp a1 und a2) dagegen nicht mehr. Die hangenden Lößsedimente dürften dem Jungglazialabschnitt angehören. Es fällt auf, daß der gesamte Zyklus gegenüber anderen sehr stark durch Lößakkumulation geprägt ist.

5. und 6. Zyklus

Bei den Sedimenten zwischen BK 4 und BK 5/BK 6 handelt es sich um lößartige Umlagerungsprodukte. Ein teilweise höherer Tongehalt zeigt die Einmischung von Basaltboden-B-Horizontmaterial an. Die Gelisolifluktion scheint bei der Umlagerung entscheidend gewesen zu sein. Im oberen Teil nimmt der Anteil an basaltischem Grobmaterial in den Gelisolifluktuationsdecken stark zu. Aufgrund dieser Beobachtungen ist zu vermuten, daß dieser Sedimentkomplex noch in die früheren bis mittleren Abschnitte der fünften im Profil vertretenen Kaltzeit gehört. Oberhalb des Basaltschuttes, also in dem von der Bodenbildung BK 4 überprägten Bereich, dominieren eindeutig lößartige Sedimente. In Analogie zur Würmkaltzeit könnten sie als Korrelat des kalttrockenen Milieus des jüngeren Abschnittes der Kaltzeit angesehen werden. Trotz der kräftigen pedogenen Überprägung durch BK 4 bleibt der Rückgang des Gelisolifluktionseinflusses an der Abnahme des basaltischen Materials erkennbar. Eine Serie großer Eiskeile im basalen Teil der beschriebenen Serie belegt vollkaltzeitliche Bedingungen schon während recht früher Phasen des Zyklus.

Weniger problematisch als nach den Geländebefunden zu befürchten war, ist die genetisch-stratigraphische Ansprache der B-Horizonte (besser: B-Horizontreste und ihrer Umlagerungsprodukte) BK 5 und BK 6. Der pedogenetische Befund des Geländes findet im Dünnschliff Bestätigung: Es handelt sich um eine Zone, in der mehrere Bodenbildungen einander durchdringen, mit zwischengeschalteten Verlagerungsphasen. Daß es sich dabei im engeren Sinne um warmzeitliche Bildungen handelt, kann nach den mikromorphologischen Merkmalen nicht in Zweifel gezogen werden, denn im Dünnschliff sind dicke Pakete von Tonbelägen und typische Tonanhäufungen basaltischer Verwitterungsböden dafür eindeutige Zeugnisse, sogar bei stärkeren Umlagerungserscheinungen. Auch die Mehrphasigkeit der Abfolge ist belegt. Das eigentliche Problem dieser Serie — die Zuordnung zu einem oder zu zwei Warmzeit-Kaltzeit-Zyklen — kann durch die mikromorphologischen Beobachtungen nicht gelöst werden. Autochthones Bodenmaterial bzw. B-(BC)-Horizontreste von BK 6 sind aber in den liegenden Lößsedimenten nachweisbar. Die Hauptmasse von BK 6 besteht allerdings ganz überwiegend aus durch Gelisolifluktion stark verlagertem B-Horizontmaterial mit wechselnden Basalteinmischungen. Die Lößkomponente tritt auffallend stark zurück. An der Grenze zu BK 5 tritt ein plötzlicher Substratwechsel ein: BK 5 ist in seinem Hauptteil in eindeutig lößartigem Substrat entwickelt. Daraus ist zu schließen (vgl. die Sedimentabfolge in den jüngeren Zyklen), daß zwischen BK 6 und BK 5 eine echte Kaltzeit mit einer Phase dominierender Lößanwehung im kalt-ariden Milieu entsprechend dem Jungwürm existiert haben muß. Das enge räumliche Zusammen-

gehen von BK 5 und BK 6 ist demnach als lokale Besonderheit aufzufassen, bedingt dadurch, daß im Bereich des Aufschlusses während der sechsten Kaltzeit (bzw. an ihrem Ende) nur sehr wenig Sediment abgelagert wurde, aber andererseits während der gleichen Kaltzeit zwischen BK 6 und BK 5 auch sehr wenig abgetragen wurde (was ja für mehrere Zyklen im Bereich des Profils zutrifft). Es sei noch hinzugefügt, daß oberhalb des B-Horizonts von BK 5 eine typische frühkaltzeitliche Humuszone mit allen charakteristischen Merkmalen (Humus, Holzkohle, Kornsecheidung etc.) entwickelt ist. Über BK 6 kann eine solche Zone wegen der starken pedogenen Überprägung durch BK 5 nicht erwartet werden.

Kurze Charakterisierung des 5. und 6. Zyklus:

Wegen der sehr starken Durchdringung der Bodenkomplexe 5 und 6, die sowohl die Geländeaufnahme als auch die Dünnschliffanalyse vor große Probleme stellt, sind die Zyklen hier zusammen behandelt worden. Die Interpretation der Sedimente oberhalb des BK 5 bereitet keine Schwierigkeiten. Dieser Bodenkomplex ist als gelisolifluidal-äolischer (überwiegend Subtyp c1) Abschnitt dem Mittel- und Jungglazial eines Klimazyklus zuzuordnen. Im Bodenabschnitt 5 lassen sich humose Teilabschnitte (Subtyp a2) und teilweise solche mit Tonverlagerung (Subtyp a3) feststellen. Nach einer Lössschicht (Subtyp c1) im Liegenden wiederholt sich die gleiche Abfolge (Subtyp a3 u. a2) im BK 6. Als zusätzliche Geländebefunde müssen hier noch eine Basaltsolifluktlage oberhalb des Bodenkomplexes 6 und Reste des (par-) autochthonen B-Horizonts (Subtyp b1 und Typ b) in seinem untersten Abschnitt erwähnt werden.

7. Zyklus

Der generelle Aufbau von BK 7 entspricht überraschend gut dem der jüngeren Zyklen, auch wenn kaum autochthone B-Horizontmerkmale erhalten sind. Der hangende Abschnitt besteht überwiegend aus Lößmaterial, das durch BK 6 pedogen überprägt, mindestens aber entkalkt ist. Der untere Teil des Lößpakets ist deutlich stärker mit Basaltgrus vermischt, so daß die Deutung als Gelisolifluktlage für diesen Abschnitt voll zutrifft. Im liegenden Bereich — oberster Teil des BK 7 — findet sich der frühkaltzeitliche Abschnitt der Humuszonen in gewohnter Ausprägung wieder: Über einem gebleichten sandigen Horizont mit Holzkohle, Eisenkonkretionen und Anzeichen fluvialer Umlagerung folgt ein stärker humoser Bereich, der eine geomorphodynamisch etwas ruhigere Phase zu repräsentieren scheint. Im Dünnschliff sind die Umlagerungen deutlich nachzuweisen. Vor allem im basalen Teil ist die Zahl der aus dem Liegenden aufgenommenen B₁-Horizontreste (Bruchstücke von Tonbelägen) beträchtlich. Der untere Abschnitt des BK 7 besteht aus durch Gelisolifluktion stark vermischten Resten eines Basaltverwitterungsbodens, der nach der Verlagerung durch Pseudovergleyung überprägt wurde. Eine stärkere Verlagerung ist dann offenbar nicht mehr erfolgt. In dem liegenden Lösssediment sind Ton-schmitzen enthalten, die (durch Gelisolifluktion verändert) den tiefsten Abschnitten des ehemaligen warmzeitlichen Bodens entstammen dürften. Insgesamt stellt BK 7 einschließlich seiner hangenden Sedimente einen recht vollständig erhaltenen Klimazyklus dar, der sich sehr gut gliedern und bis in Einzelheiten mit dem Eem-Würm-Zyklus parallelisieren läßt.

Kurze Charakterisierung des 7. Zyklus:

Der Aufbau entspricht weitgehend dem des 4. Zyklus, die Aufgliederung des frühglazialen Abschnitts ist allerdings weniger detailliert. Entsprechend zu BK 4 ist auch die starke Lößdominanz. Der interglaziale Boden ist durch einen parautochthonen B₁-Horizontrest (Subtyp b1) vertreten. Der hangende stärker verlagerte Abschnitt zeigt beträchtlichen Basalteinfluß (Subtyp d3). Bleichhorizont und Humuszonen entsprechen im Dünnschliff beide dem Subtyp a2.

8. Zyklus

Der BK 8 ist einer der am unvollständigsten erhaltenen Komplexe. Dennoch ist seine stratigraphische Ansprache logisch befriedigend möglich. Pedogenes Material befindet sich nur in einer geringmächtigen, teils zweilagigen Gelsolifluktionsdecke. Sie enthält neben Basaltgrus und stärker verwitterten Basaltpartikeln große Mengen abgerollter und durch Gelsolifluktion zerstörter Tonbeläge, die eindeutig aus einem warmzeitlichen Boden stammen. Äquivalente zu einer Humuszone bzw. ihren Umlagerungsprodukten fehlen vollständig. Allerdings läßt die Sedimentfolge im Hangenden (zunächst Basalt-Lößgelsolifluktionsdecke mit sehr groben Basaltbrocken, dann Übergang zu reiner Lößakkumulation) keinen Zweifel darüber aufkommen, daß BK 7 und BK 8 durch eine echte, vollständige Kaltzeit getrennt sind. Es ist zu vermuten, daß das braune Bodenmaterial des BK 8 einen letzten Abtragungsrest des ehemaligen interglazialen Bodens zum Ende des frühglazialen Abschnittes darstellt, entsprechend etwa den Verhältnissen des BK 2 oder auch BK 1. Die zugehörige Humuszone wäre dann entsprechend unter BK 8 oder in ihm eingemischt zu suchen. Für eine solche Deutung kann noch angeführt werden, daß im BK 8 ein deutlich fluvial geprägtes, reichlich Basaltgrus, aber auch Bodenreste enthaltendes Sediment auftritt, das versuchsweise als Lehmbröckelsand angesprochen wurde. Bei der gegebenen Interpretation befände sich dieses Sediment in einer stratigraphisch zu erwartenden Position, wäre also konsequent dem BK 8 zuzurechnen, während es sonst einer geomorphodynamisch einsichtigen Zuordnung unzugänglich bliebe.

Kurze Charakterisierung des 8. Zyklus:

Im Bodenkomplex extrem rudimentär. Die dünne, braune (teilweise zweilagige) Gelsolifluktionsschicht enthält überwiegend Basaltmaterial; sie entspricht der Gelsolifluktion zu Beginn des Mittelglazials. Neuerdings konnten im Liegenden gelsolifluidal verlagerte Humuszonenreste festgestellt werden. Die mittel- und jungglaziale Abfolge zeigt den normalen Aufbau mit Basaltgelsolifluktionsdecke und Lößüberlagerung.

9. Zyklus

Trotz seiner nur geringen Mächtigkeit hat BK 9 alle Merkmale, die man von vollständiger entwickelten jüngeren Bodenkomplexen kennt. Über einer dünnen Gelsolifluktionslage aus Bodenmaterial in normaler Ausprägung folgt ein sandig-humoser Horizont mit Eisenkonkretionen und Resten von Tonbelägen, die aus dem Liegenden aufgenommen wurden. Darüber folgt eine Lößdecke, die nicht weiter differenziert werden kann. So unergiebig an Einzelheiten der Befund auch ist, so eindeutig muß seine stratigraphische Valenz beurteilt werden: BK 9, einschließlich der hangenden Sedimente, muß als Warmzeit-Kaltzeit-Zyklus gerechnet werden, wobei allerdings, wie so häufig, die Phase des echten Interglazials nur indirekt, aber über widerspruchsfreie Indikatoren erschlossen werden kann.

Kurze Charakterisierung des 9. Zyklus:

Durch laminares Bodenfließen extrem ausgedünnt, aber in der ursprünglichen Schicht- und Horizontabfolge erhalten. Das Dünnschliffbild zeigt zwar starke Zerstörung der Bodenmerkmale, läßt aber deutlich den ehemaligen B-Horizontbereich (Subtyp a3) und darüber den Humuszonenbereich (Subtyp a1) erkennen. Mittel- und Jungglazial sind durch lößbürtige Sedimente vertreten. Neuerdings konnten zwischen B-Horizontrest und Humushorizontrest Fetzen vom ehemaligen Bleichhorizont festgestellt werden.

10. Zyklus

Die zu BK 10 gehörige kaltzeitliche Serie erscheint noch stärker reduziert. Über der allerdings sehr deutlich und zweifelsfrei ausgebildeten Humuszone, die eine Mächtigkeit von annähernd einem Meter erreicht, tritt lediglich noch eine dünne Basalt-Löß-Gelisolifluktionsdecke auf. Ähnliche Verhältnisse, wenn auch nicht mit so geringen Mächtigkeiten, waren ja bereits für jüngere Zyklen (BK 3, BK 2) festgestellt worden. Interessant ist dagegen die Ausbildung des basalen, warmzeitlichen Teiles von BK 10 in einen gelisolifluidal leicht verlagerten Pseudogley mit Vorgeschichte als Basaltverwitterungsboden, der — nach leichter Überlagerung mit sandigerem Material — erneut von einer Pseudovergleyung betroffen wurde. Interessant ist die Beobachtung, daß dieser Boden in einem Bereich, wo er in einer Lage aus feinen tertiären Quarzschottern entwickelt ist (Gelisolifluktion?), keine Pseudovergleyung mehr aufweist und eine leuchtend braunrote Färbung annimmt. Obwohl dieser Boden durch Verlagerung in seinem Gefüge gestört ist, kann er wohl zum Parabraunerdetypus gerechnet werden.

Kurze Charakterisierung des 10. Zyklus:

Bodenkomplex gut erhalten. Der parautochthone interglaziale Bodenrest (Subtyp b2) deutet auf eine pseudovergleyte Parabraunerde hin. Im Hangenden sind zwei Humuszonen unterscheidbar (Subtyp a3 und a2), die beide im Gelände Bleichungserscheinungen erkennen lassen.

11. Zyklus

Für den Bodenrest BK 11 gelten in gleicher Weise die zu BK 8, BK 2 und BK 1 gemachten Ausführungen. Mit scharfer Erosionsdiskordanz zum Liegenden treten die warmzeitlichen Bodensedimente in Form einer lebhaft schokoladenbraun gefärbten Gelisolifluktionsdecke auf, die nach oben in direktem Kontakt (und teilweise mit ihr durchdrungen) mit einer grobblockigen Basaltolifluktionslage steht. Diese wird im Hangenden von einer fast basaltfreien Lößschicht abgelöst. Ein ehemals vorhandener Humushorizont könnte höchstens in BK 11 eingearbeitet sein. Bei der gegebenen sehr innigen Durchmischung des Gelisolifluktionsmaterials wäre er aber nur durch einen Zufallsfund, etwa von verkohlten Pflanzenresten, identifizierbar.

Bemerkenswert ist die in der Gelisolifluktionsdecke über BK 11 besonders ausgeprägte vollständige Vergrusung der Basaltblöcke. Diese kann erst nach Abschluß des Transports eingetreten sein, da die Blöcke sonst durch die Gelisolifluktionsbewegung ausgewalzt worden wären, wie dies gelegentlich schon beobachtet wurde. Welche Faktoren schließlich die Vergrusung hervorriefen, erscheint noch unklar, zumal die jüngste Basaltblockdecke des Mittelwürms aus frischem, unverwittertem Basalt besteht, die Verwitterung im Holozän also offensichtlich nicht zur Vergrusung ausreichte.

Kurze Charakterisierung des 11. Zyklus:

Es ist praktisch nur der mittel- und jungglaziale Abschnitt erhalten (vgl. Zyklus 8, aber auch 1). Im Dünnschliff läßt die Gelisolifluktionsdecke IIIa kaum Bodenmaterialanteile erkennen (ähnlich BK 8), obwohl sie im Gelände tief schokoladenbraun erscheint (Subtyp d2). Im Hangenden ist eine grobblockige Basaltgelisolifluktionsdecke entwickelt, die von fast reinem Löß überlagert wird.

12. Zyklus

BK 12 weist, wie alle vollständig erhaltenen, d. h. weniger durch Gelisolifluktion verlagerten Bodenkomplexe (BK 7, BK 10), deutliche Merkmale einer mehrphasigen Ent-

wicklung auf. Wenigstens zwei Pseudogleyphasen, durch schwach umgelagertes Material getrennt, überprägen eine vorher entstandene und umgelagerte Parabraunerde. Diese schon makroskopisch festgestellte Entwicklung findet in der Dünnschliffanalyse ihre Bestätigung. Es ist einleuchtend, daß als Interglazialäquivalent im engeren Sinne nur die initiale Parabraunerde gewertet werden kann, da sich in den nachfolgenden Verlagerungsphasen bereits kaltzeitliche Bedingungen — wenn vielleicht auch nur kurzfristig — widerspiegeln. Der erste nachhaltiger wirksame Klimaeinschnitt dürfte sich allerdings erst im Übergang zum sandig-kiesigen (Tertiärgerölle?) Sediment abzeichnen, in dem sich später ein Bleichhorizont mit Eisen-Mangan-Konkretionen ausbildete, vielleicht mit einer vorangehenden Humusbodenphase. Dieses Sediment, dessen Äquivalente ja in verschiedenen Klimazyklen durchaus flächige Verbreitung zu besitzen scheinen, ist eindeutig fluvialen Ursprungs. Es ist vielleicht nicht falsch, in der Zeit seiner Ablagerung oder kurz vorher anderenorts flächige Ausräumung der Oberflächenböden bzw. oberflächennahen Sedimente zu vermuten, wie sie ja in anderen Zyklen des Profils zu fordern ist. Es fällt auf, daß kräftige Bleichhorizonte nur für gut erhaltene Bodenkomplexe typisch sind (BK 5, BK 7, BK 12), d. h. für solche, die sich im Frühglazial in Bereichen geringer Abtragung bis Akkumulation befanden, denn sicherlich ist die Ausbildung stark entwickelter Bleichhorizonte substratspezifisch. Wo sandige Sedimente abgelagert wurden, war ihre Entwicklung bevorzugt. Oberhalb des Bleichhorizonts folgt, wie auch schon in BK 7 beschrieben, eine humose Zone, die ebenfalls aus stärker sandigen (fluvialen!) Sedimenten besteht, aber insgesamt eher schon ein Ausklingen der starken fluvialen Prozesse signalisiert. Die oberhalb BK 12 folgenden Basalt-Löß-Gelisolifluktionsdecke ist sicher, wie bereits erwähnt, nur als Abtragungsrest (Phase III) einer ehemals mächtigeren kaltzeitlichen Serie anzusehen.

Kurze Charakterisierung des 12. Zyklus:

Der fast fehlende Basalteinfluß fällt ins Auge. Stattdessen ist vor allem im fluvialen Abschnitt ein hoher Sandanteil (Tertiärsande der Umgebung) zu vermerken (Subtypen a4 und b3). Im übrigen starke Ähnlichkeit im Aufbau mit Zyklus 10. Besonders die kräftige Pseudovergleyung am Beginn des Frühglazials ist beiden gemeinsam. Mittel- und Jungglazialabschnitt sind in üblicher Form vertreten.

13. Zyklus

Der letzte im Profil stratigraphisch klar greifbare Bodenrest BK 13 stellt wieder nur ein rudimentäres Umlagerungsprodukt dar, wie es auch in BK 11, 8, 3, 2 und 1 auftritt. Dennoch bestehen über seine Eigenart keine Zweifel. Das Auftreten von Holzkohleflittern und zerstörten Tonbelägen erlaubt eine klare Ansprache. Zudem ist BK 13 in charakteristischer, bereits bekannter Weise mit groben Basaltisolifluktionsschutt vergesellschaftet, der im Hangenden von lößartigen Sedimenten bedeckt wird, die allerdings im Gegensatz zu jüngeren Bildungen sehr sandreich sind. Unterhalb BK 13 folgen Sande, feine Schotter und Tone tertiärer Herkunft, unter denen im klüftigen, teils zersetzten Basalt Reste eines weiteren Bodens gefunden werden können, für den aber eindeutige Zuordnungen nicht mehr möglich sind.

Kurze Charakterisierung des 13. Zyklus:

Im Bodenkomplex sehr unvollständig (Subtyp b3). Die Verzahnung mit einer Basaltgelisolifluktionsdecke legt die Einstufung in die Phase III a nahe. Der Aufbau entspricht somit den Zyklen 11 und 8. Die (jungglazialen) hangenden Lößsedimente sind sehr stark mit Sand vermischt.

4. Schlußbetrachtungen

In allen Zyklen treten — bei generalisierender Betrachtung — im wesentlichen nur 5 Sedimenttypen auf:

1. Schwach solifluidal umgelagerte Reste warmzeitlicher Böden;
2. überwiegend fluviale Sedimente mit nachfolgender Bleichung, oder humos;
3. sehr stark gelisolifluidal verlagertes Bodenmaterial;
4. Basalt-Löß-Gelisolifluktsdecken;
5. Lößsedimente mit relativ geringem Basaltanteil.

Diese Sedimenttypen treten nicht in regelloser Folge auf, sondern — wo sie nicht fehlen — stets in der angegebenen Reihung. Das läßt es gerechtfertigt erscheinen, ihr Fehlen zunächst als lokale Besonderheit aufzufassen, in ihrer Reihung aber regelhafte Prozeßabläufe zu vermuten, die für alle oder doch viele Klimazyklen des Quartärs in gleicher Weise charakteristisch sind. Zu ähnlichen Schlüssen ist schon KUKLA (1969) aufgrund der Analyse tschechischer Lößprofile gekommen, wobei ihm der hohe Detaillierungsgrad dieser Profile weitgehende Schlußfolgerungen erlaubte. Doch auch für das im Detail weniger differenzierte Profil Dreihausen kann das Modell eines idealen Klimazyklus entworfen werden, dessen überregionale Bedeutung sicherlich im einzelnen zu überprüfen ist.

Nach den vorliegenden Befunden hätte man im Verlauf eines Warmzeit-Kaltzeit-Zyklus mit folgender generellen Entwicklung zu rechnen:

Im Interglazial intensive Bodenentwicklung (Parabraunerde aus Löß, tonreiche Verwitterungsböden aus Basaltzersatz).

Im Übergang zum Frühglazial kommt es kurzfristig zu gelisolifluidalen Bodenbewegungen. Insgesamt aber überwiegt weiterhin die Pedogenese. Je nach Standort kommt es zur Tonverlagerung oder zur Pseudovergleyung. Es können mehrere kurzzeitige Unterbrechungen der Pedogenese, verknüpft mit relativ schwachen Bodenbewegungen, auftreten.

Eintritt einer ersten kräftigen, vorwiegend fluvialen Abtragsphase. Diese Phase muß mit einem erheblichen Umbruch in der Vegetation verknüpft gewesen sein. Oberflächenböden werden zumindest teilweise abgeräumt. Gegen Ende dieser Phase stellenweise Akkumulation eines sandigen Sediments und Bildung eines Bleichhorizonts mit Eisen-Manganausfällungen. Nach erneuter Abtragung und Sedimentation bilden sich humose Böden, oder es werden vorher gebildete humose Sedimente verlagert und akkumuliert. Kurzzeitig tritt in kalkfreien Substraten noch Tonverlagerung auf, in nachfolgenden Unterbrechungsphasen der Bildung humoser Böden kommt es bereits kurzzeitig zu kräftigerer Gelisolifluktion und auch geringer Lößanwehung (Lößbeimengung in oberen Partien der humosen Zonen).

Im Übergang zum mittleren Glazialabschnitt tritt kräftige Gelisolifluktion ein, die zunächst bevorzugt tonigere Substrate (also noch vorhandene Bodenreste) betrifft; schließlich wird aber auch grobes Basaltmaterial und Löß transportiert. Im jüngeren Glazialabschnitt tritt die Gelisolifluktion zurück und die Ablagerung lößbürtiger Sedimente dominiert, aus denen sich mit Beginn des folgenden Interglazials eine neue Parabraunerde entwickelt.

Die Prüfung, ob dieses einfache Modell weitere Bedeutung hat, kann für den Eem-Würm-Zyklus sehr schnell getroffen werden, da unsere Kenntnisse hinreichend detailliert sind (ROHDENBURG 1972: 299). Auch für die vorangehende Kaltzeit hat BIBUS (1974) ein entsprechendes Gliederungsschema vorgelegt. Für alle älteren Zyklen gibt es aber so gut wie keine Vergleichsmöglichkeiten zur Überprüfung (s. aber KUKLA 1969). Es bleibt die Frage, ob tatsächlich alle Klimazyklen so gleichartig waren, wie es in dem entwickelten

Modell als Arbeitshypothese vorgeschlagen wird. Dazu kann im Augenblick nur wiederholt werden, was wir bereits früher feststellten: alle im Profil Dreihausen auftretende Zyklen weisen herkömmlich als vollkaltzeitlich gewertete Abschnitte auf (starke Gelisolifluktion, Lössanwehung, z. T. Eiskeile). In den Bodenresten dagegen könnte sich von den jüngeren zu den älteren eine Differenzierung widerspiegeln, denn in den älteren treten vermehrt rote Eisenausscheidungsformen auf, die als charakteristisch für wärmere Klimate gelten. Selbstverständlich könnte sich auch die Gewichtung einzelner Phasen innerhalb der Klimazyklen geändert haben, ohne daß dies in den Profilen sichtbar würde.

Der Grund für die sehr ausführliche Bearbeitung des Profils Dreihausen liegt in seiner prinzipiellen Bedeutung für unsere Vorstellung über die Gliederung des Quartärs. Profile mit ähnlich hoher Zahl quartärer Klimazyklen sind bisher nur sehr wenige bekannt geworden, nur in einem Fall (KUKLA 1969) wurde eine ins Detail gehende Analyse der stratigraphischen Befunde versucht. Ein Hauptproblem liegt in dem Mangel an Korrelierbarkeit mit unvollständigeren Serien. Dieser Mangel kann nur durch geeignete Zeitmarken behoben werden. Als solche bieten sich derzeit insbesondere paläomagnetische Daten an. Die am Profil Dreihausen von Herrn Dipl.-Phys. FROMM begonnenen paläomagnetischen Untersuchungen haben leider bisher noch nicht zu verwertbaren Ergebnissen geführt. Der schon anfangs als besonders problematisch bezeichnete starke Einfluß der Gelisolifluktion im Profil Dreihausen mit der Konsequenz einer starken Durchmischung der Sedimente mit Basalt hat gerade für die paläomagnetischen Messungen große Nachteile, denn die Proben müssen sehr stark abmagnetisiert werden und der für die Messung verbleibende Magnetismus wird dadurch sehr schwach. Da paläomagnetische Daten zur Zeit wohl die einzigen allgemein anerkannten Überprüfungskriterien für die am Quartärprofil Dreihausen aufgestellten Hypothesen über den Verlauf der quartären Klimaschwankungen darstellen, ist nur zu hoffen, daß die im Gange befindlichen Untersuchungen noch zu klärenden Ergebnissen führen.

Die Deutsche Forschungsgemeinschaft stellte von 1974 bis 1975 für ergänzende Profiluntersuchungen, die Entnahme zahlreicher Proben und für deren mikromorphologische Analyse Personal- und Sachmittel zur Verfügung. Für die großzügige Förderung der Untersuchungen sprechen die Autoren der DFG ihren aufrichtigen Dank aus.

Die Fa. Nickel unterstützte die Geländearbeiten tatkräftig und ermöglichte während vieler Monate die ungestörte Untersuchung des Profils, weil sie den Abbau an dieser Stelle ruhen ließ. Für dieses Entgegenkommen und die vielfältige Hilfe sei herzlich gedankt.

Den Technischen Angestellten Hugo Althen, Adam Lapp, Walter Will und Reinhold Will danken wir für die schwierige Entnahme von Bodenmonolithen und Rahmenproben.

Schriftenverzeichnis

- BIBUS, E. (1974): Abtragungs- und Bodenbildungsphasen im Rißlöß. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **25**: 166—182; Öhringen/Württ.
- BOENIGK, W., HEYE, D., SCHIRMER, W. & BRUNNACKER, K. (1974): Paläomagnetische Messungen an vielgliedrigen Quartärprofilen. — *Mz. naturwiss. Arch.*, **12**: 159—168; Mainz.
- FRENZEL, B. (1973): 3. On the Pleistocene Vegetation History. — In: SCHÖNHALS, E. & HUCKRIEDE, R. (eds.): *State of Research on the Quaternary of the Federal Republic of Germany: C. Area between the Scandinavian and the Alpine Glaciation*. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **23/24**: 321—332; Öhringen/Württ.
- KOČI, A., SCHIRMER, W. & BRUNNACKER, K. (1973): Paläomagnetische Daten aus dem mittleren Pleistozän des Rhein-Main-Raumes. — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **9**: 545—554; Stuttgart.
- KUKLA, J. (1969): Die Zyklische Entwicklung und absolute Datierung der Lössserien. — In: DEMEK, J. & KUKLA, J. (eds.): *Periglazialzone, Löß und Paläolithikum der Tschechoslowakei*: 75—95; Brno.

- LOŽEK, V. (1966): Die quartäre Klimaentwicklung in der Tschechoslowakei. *Quartär*, **17**: 1—19; Bonn.
- MENKE, B. & BEHRE, K.-E. (1973): History of Vegetation and Biostratigraphy. — In: SCHÖNHALS, E. & HUCKRIEDE, R. (eds.): State of Research on the Quaternary of the Federal Republic of Germany: A. Area of the Scandinavian Glaciation. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **23/24**: 251—267; Öhringen/Württ.
- ROHDENBURG, H. (1968): Jungpleistozäne Hangformung in Mitteleuropa. Beiträge zur Kenntnis, Deutung und Bedeutung ihrer räumlichen und zeitlichen Differenzierung. — *Göttinger Bodenkdl. Ber.*, **6**: 3—107; Göttingen.
- (1971): Einführung in die klimagenetische Geomorphologie. — 350 S., 39 Abb., 2 Bilder, 2 Tab.; Gießen.
- & SABELBERG, U. (1973): Quartäre Klimazyklen im Westlichen Mediterrangebiet und ihre Auswirkungen auf die Relief- und Bodenentwicklung. — *Catena*, **1**: 71—180; Gießen.
- SABELBERG, U., ROHDENBURG, H. & HAVELBERG, G. (1974): Bodenstratigraphische und geomorphologische Untersuchungen an den Lößprofilen Ostheim (Kreis Hanau) und Dreihausen (Kreis Marburg) und ihre Bedeutung für die Gliederung des Quartärs in Mitteleuropa. — *Rhein-Main-Forsch.*, **18**: 101—120; Frankfurt a. M.
- & ROHDENBURG, H. (1975): Stratigraphische Stellung und klimatisch-geologischer Aussagewert der Kalkkrusten in Spanien und Marokko. — In: VOGT, T. (Hrsg.): *Comptes-rendus du Colloque „Types de croûtes calcaires et leur répartition régionale“*: 120—127, Strasbourg.
- SEMMEI, A. (1967 a): Über Prä-Würm-Lösse in Hessen. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **95**: 239—241; Wiesbaden (1967 b): Das Lößprofil der Ziegelei Grün in Reinheim: *Nachr. naturwiss. Ver. Aschaffenburg*, **74**: 108—112; Aschaffenburg.
- (1972): Fragen der Quartärstratigraphie im Mittel- und Oberrheingebiet. — *Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, **54**: 61—71; Stuttgart.
- (1973): Periglacial Sediments and their Stratigraphy. — In: SCHÖNHALS, E. & HUCKRIEDE, R. (eds.): State of Research on the Quaternary of the Federal Republic of Germany: C. Area between the Scandinavian and the Alpine Glaciation. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **23/24**: 293—305; Öhringen/Württ.
- (1974): Der Stand der Eiszeitforschung im Rhein-Main-Gebiet. — *Rhein-Main. Forsch.*, **78**: 9—56; Frankfurt a. M.

Manuskript eingeg. 19. 8. 1976.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	27	121—133 2 Abb., 3 Tab.	<i>Öhringen/Württ. 1976</i>
----------------------------------	----	---------------------------	-----------------------------

Die regionale Unterscheidung von Lössen des Jungwürms durch Körnung und Tonmineraleigenschaften unter Anwendung multivariater Methoden

ERNST-AUGUST NIEDERBUDE *)

Würm loess, clay mineral properties, K-fixation, K-Ca exchange properties, discriminant analysis

Kurzfassung: Mit Hilfe der multiplen Regressionsanalyse wurde festgestellt, daß mit chemischen Meßwerten, wie K-Fixierungsarten und Pufferkapazitäten für K bei K-Ca-Gleichgewicht, Tonmineralbestände von Lössen und Lößböden (Σ Illit, Smektit, Vermiculit $> 80-90\%$ der Fraktion $< 2 \mu\text{m}$) bestimmt werden können. Eine Trennung mitteleuropäischer Lössen wurde mit diesen und anderen Eigenschaften versucht, die Aussagen über die Tonmineralbestände in den Lössen des Jungwürms wegen Interkorrelationen zwischen diesen Eigenschaften und Tonmineralmengen gestatten.

Die südbayerischen Lössen können durch Tonmineraleigenschaften und Körnung mit der Diskriminanzanalyse in eine Lößkern- und Lößrandlandschaft (1 km-Zone an den Terrassenkanten) unterschieden werden. Die Lössen der Mittelgebirgsvorlandzone sowie der niedersächsischen und hessischen Beckenlandschaften sind auf Grund der gemessenen Eigenschaften (Körnung, K-Fixierung, K-Ca-Austauschkurvenwerte) so homogen, daß eine regionale und vertikale Auftrennung in mehrere Gruppen statistisch nicht abgesichert werden kann.

Für die Trennung der Lössen des Jungwürms in drei Gruppen (1. Mittelgebirgsvorlandzone, niedersächsische und hessische Beckenlandschaften, 2. südbayerische Kernlandschaften, 3. südbayerische Randlandschaften) erweisen sich die nasse K-Fixierung am Ton $< 2 \mu\text{m}$ und die Fraktion $20-60 \mu\text{m}$ als Eigenschaften mit großer Trenngüte. BCKG Ton ist eine Eigenschaft der Lössen, die als sehr empfindlicher Meßwert die Streuung der Werte um die Gruppenmittelwerte gut erklären kann. Die Mittelwerte von K fix Ton und BCKG Ton geben zu erkennen, daß die Lössen der südbayerischen Kernlandschaften smektitreicher und illitärmer als die Randlandschaften und die oben genannten Lößlandschaften außerhalb Bayerns sind. Es kann vorausgesagt werden, daß bei gleicher Tonmineralumwandlungsrate im Holozän pedogene Änderungen von Dreischichttonmineralen in den Lößgebieten außerhalb Bayerns als gesetzmäßige Entwicklung leichter ermittelt werden können als in den südbayerischen Lößgebieten.

[The Regional Distinction of Young Wurm Loess by Texture and Clay Mineral Properties Using Multivariate Methods]

Abstract: Clay mineral contents, clay mineral properties and texture permit a distinction of young Würm loess. Working with samples of the loess-zone in the forelands of the Central German hills, the basin landscapes of Lower Saxony and Hesse as well as the loess landscapes of Southern Bavaria it has been found out by using constructive multiple regression analysis with linear start, that smectites can be determined very well with K-fixation and buffering capacity for K at ARO ($\text{ARO} = \text{K}/\sqrt{\text{Ca-activity ratio at equilibrium with sorbed K of the clay fraction } < 2 \mu\text{m}}$) called BCKG.

The dependent variable 18Å (smectite) has been determined with a multiple B of 70% through wet potassium fixation. Taking the wet potassium fixation as dependent variable smectites and BCKG have a very high position as independent variables (multiples B amount to 85%).

The loess of Lower Bavaria could be separated into a loess core landscape (1 km zone at the edges of the terraces) through clay mineral properties and texture by using multivariate discriminant analysis. The loess sediments of the zone in the forelands of the Central German hills and

*) Anschrift des Verfassers: Dr. E. A. Niederbude, Institut für Bodenkunde der TU München, 8050 Freising-Weihenstephan.

the basin landscapes according to the measured properties (texture, K-fixation and K-Ca exchange curve values) are very homogeneous. Therefore the regional and vertical separation into several groups was statistically not significant.

Separating the young wülm losses into the following three groups (1. Zone in the forelands of Central German hills, the basin landscapes of Lower Saxony and Hesse, 2. Southern Bavarian core landscapes, 3. Southern Bavarian edge landscapes), the wet K-fixation at clay fraction $< 2 \mu\text{m}$ and the fraction $20\text{--}60 \mu\text{m}$ prove to be the properties of high separation quality. BCKG is a very sensitive measurement, which is able to explain the dispersion around the means of the groups. The means of K fix clay and BCKG clay signify (s. regression analysis), that the loess materials of the Southern Bavarian core landscape contain more smectite and less illite than the edge landscape and the above listed loess landscapes outside Bavaria. Assuming an equal rate of clay mineral transformation in Holocene period it can be predicted, that the pedogenic alteration of three layer clay minerals can be determined easier in the German loess districts outside Bavaria than in the Southern Bavarian loess districts.

I. Einleitung

Löse können als gut sortierte Sedimente von anderen durch Körnungsanalysen unterschieden werden. Schon früh wurde das Körnungsmaximum innerhalb der Schluff-Fractionen benutzt, um Windrichtungen und Auswehungsgebiete zu bestimmen (SCHÖNHALS 1952, 1953). Auch wurden Carbonatgehalte zur Stratigraphie und regionalen Aufgliederung verwendet (SCHÖNHALS 1952, BRUNNACKER 1957 a). Zur stratigraphischen Deutung von Lößprofilen wurden verschiedene bodenkundliche Methoden ausgewertet (u. a. von LIEBEROTH 1963, ROHDENBURG & MEYER 1966, HÄDRICH 1970, 1975).

Inwieweit die Tonmineralogie Beiträge zur regionalgeographischen und stratigraphischen Homogenität bzw. Heterogenität liefern kann, ist bisher nicht bekannt. Montmorillonite, die im folgenden zusammen mit den Beidelliten zur Gruppe der Smektiten gezählt werden, sollen in mitteleuropäischen Lössen im Gegensatz zu nordamerikanischen nur in kleinen Mengen vorkommen (FÜCHTBAUER & MÜLLER 1970). In mitteleuropäischen Lössen sollen die Illite dominieren (GUENTHER 1961). Nach der verschiedenartigen Herkunft der Lössen in Mitteleuropa wäre es sehr überraschend, wenn die Tonfraktion ($< 2 \mu\text{m}$) nach Tonmineralbestand und Tonmineraleigenschaften keine Unterschiede aufweisen würde. Es ist möglich, daß es an der Methodik und der Probenauswahl liegt, wenn der Eindruck einer großen Homogenität erweckt wird.

Es gibt mehrere Gründe, regionalbezogene Tonmineralarbeiten an Lössen zu unterlassen. Mehr als 50 % der Tonfraktion von ferntransportierten Lössen besteht aus Feinton der Fraktion $< 0,1 \mu\text{m}$. Diese Fraktion ist zu etwa 90 % ein Mehrkomponentensystem, in dem Illit-Beidellit-Montmorillonit-(Chlorit)-Schichten zufällig in Schichtpaketstapeln wechseln, die der quantitativen Röntgenbeugungsanalyse nur mit sehr hohem Arbeitsaufwand zugänglich sind (WEIR & RAYNER 1974).

Ein mehrfaches Fraktionieren, das ohnehin bei Mehrkomponentensystemen notwendig ist, wirft weitere Probleme bei der Auswertung der Röntgendiagramme auf (z. B. Bewertung der Röntgenzacken innerhalb einer Fraktion und zwischen den Fraktionen).

Weiter fehlte es Tonmineralogen an sinnvollen Fragestellungen bei Regionalvergleichen. Umgekehrt können gezielte Fragestellungen die Anwendungen tonmineralogischer Methoden modifizieren.

Unterstellt man, daß die Kenntnis von Tonmineraleigenschaften des jüngsten Lösses für die Deutung von Tonmineralumwandlungen in rezenten Böden wichtig sind, dann müßte die Beantwortung folgender Fragen besonders interessieren:

1. Inwieweit sind die Lössen, die nach „Stillfried B“ (FINK 1956) und „Paudorf“ (SCHÖNHALS et al. 1964) (= Jungwürm) angeweht wurden, im Hinblick auf Tonmineraleigenschaften homogen?

2. Ermöglicht bei gegebener Heterogenität eine regionale Unterscheidung einer Grundgesamtheit in Teilgesamtheiten eine bessere Aufgliederung als eine zeitliche (weitere detaillierte Unterscheidung von Jungwürmlössen)?
3. Können Lössе von Profilen mit Zeitmarken („Paudorf-Boden“, Eltviller bzw. Kärlicher Tuffband) solchen ohne Zeitmarken innerhalb einer Landschaft einer Lößgruppe zugeordnet werden?

Die Tonmineraleigenschaften dieser Lössе insgesamt könnten darüber hinaus mit denen von Lössen älterer Kaltzeiten verglichen werden. Trotz der zuvor genannten Bedenken soll in dieser Arbeit der Versuch einer Auftrennung von Lössen in mehrere Gruppen unternommen werden. Unter bestimmten Voraussetzungen (Interkorrelation von sorptionschemischen Eigenschaften mit Tonmineraltypen, s. NIEDERBUDE 1973 und kurze Hinweise im methodischen Teil), die in den Schichtsilikatgemischen der Tonfraktion von Lössen besonders günstig sind, können die Probleme der Röntgenbeugungsanalyse durch die Anwendung anderer Methoden vermieden aber dennoch Aussagen über Tonmineralhomogenität bzw. -heterogenität gemacht werden. Zu den chemischen Messungen, mit denen man tonmineralspezifische Eigenschaften bestimmen kann, gehören die K-Fixierung, K-Intensitätswerte der Bodenlösung (oder Sedimentlösung), die sich im Gleichgewicht mit den sorbierten K-Ionen der Tonmineraloberflächen befinden, und Pufferwerte, d. h. Werte, die der Veränderung der genannten Intensitätswerte Widerstand entgegensetzen. Fügt man nun noch die Werte der Körnung hinzu, dann läßt sich unter Anwendung moderner Prozeßrechner prüfen, ob das Untersuchungsmaterial zuvor aufgegliederter Regionen im statistischen Sinne unterscheidbar ist oder nicht, oder ob sich gesetzmäßige Veränderungen ergeben. Letztere wurden mit Hilfe der Diskriminanzanalyse an holozänen Lößböden bestimmt, wobei mehrere der oben genannten Werte die Sedimente von den Solumhorizonten und die Solumhorizonte untereinander statistisch gesichert getrennt haben (NIEDERBUDE 1975). Hier wird versucht, die Lössе mehrerer Regionen voneinander zu trennen.

II. Beziehungen zwischen chemischen Toneigenschaften und Ergebnissen der Röntgenbeugungsanalyse in Lössen und Lößböden

Mit Hilfe der Korrelationsstatistik konnten bisher an Lössen und Lößböden Beziehungen zwischen K-Fixierungsarten und Röntgendaten ermittelt werden (NIEDERBUDE 1973). Durch Errechnung partieller Korrelationskoeffizienten wurde festgestellt, daß in den Tonmineral-Mehrkomponentensystemen der Lössе und Lößboden bei großen Smektitwerten viel Kalium und bei großen Illitwerten wenig Kalium fixiert wird. Dagegen konnten zwischen den Vermiculitwerten und der K-Fixierung keine gesicherten Beziehungen gefunden werden. Da bei dem untersuchten Material und der genannten Versuchsanstellung dominierend der Feinton K fixiert, muß tonmineraligisch genauer formuliert werden: K wird von den Beidellit-Montmorillonit-Illitwechsellagerungen fixiert, deren Interferenzmaximum nach Glycerinbehandlung bei ca. 18 Å liegt, deren Interferenzbasis von 13 bis 23 Å variiert, Illit bei 10 Å fixiert wenig Kalium und Vermiculit-Illitwechsellagerungen sind so selten, daß sie die oben genannten Beziehungen nicht stören.

Ausgehend von diesen Befunden wird versucht, durch die Einführung weiterer chemischer Eigenschaften das Bestimmtheitsmaß der Beziehungen zu erhöhen, um die die Regression bestimmenden Einflußgrößen als Merkmale bei der Diskriminanzanalyse zu verwenden. Die aufbauende multiple Regressionsanalyse mit linearem Ansatz, die hier der Diskriminanzanalyse vorgeschaltet wird, ermittelt die Abhängigkeit einer Zielgröße von mehreren Einflußgrößen. Dabei werden die Merkmale, die die Zielgröße bestimmen (z. B. Tonmineraltyp) gleichzeitig aufgenommen. Diejenige Einflußgröße, die die Zielgröße am besten erklärt, wird als 1. Merkmal eingeführt, die weiteren werden nach der Größe der

partiellen Korrelationskoeffizienten ausgewählt. Es sollte mit diesem System herausgefunden werden, mit welchen Merkmalen (insgesamt 14–17 Tonmineraleigenschaften, die wichtigsten sind unter III. genannt) man die Tonminerale als Zielgröße mit hoher Bestimmtheit ermitteln kann. Die Ergebnisse, die hier im Detail nicht dargestellt werden, lassen sich im Hinblick auf die weitere Auswertung folgendermaßen zusammenfassen: Auch nach Einführung von 14 Einflußgrößen behält die nasse K-Fixierung die bevorzugte Stellung zur Bestimmung der Zielgröße Smektit. Sie wird mit einem multiplen B von 68,2 % in die Regressionsgleichung eingeführt. Wichtige Merkmale sind weiter Tonmineraleigenschaften, die aus K-Ca-Austauschkurven (NIEDERBUDE 1975) ermittelt werden können, z. B. der ARO-Wert (= activity ratio, d. h. das Aktivitätsverhältnis der Bodenlösung, das sich im Gleichgewicht mit den sorbierten K-Ionen des Bodens befindet, BECKETT 1964, 1972), die BCKG (= die Pufferkapazität des Sediments bei ARO), die AKx (= Sorptionsstellen mit hoher K-Affinität). Mit Ausnahme von ARO sind sämtliche Regressionskoeffizienten der genannten Eigenschaften in der multiplen Regressionsgleichung positiv, d. h. je größer diese Werte sind, um so größer sind die Smektitmengen im Löß. Wählt man den Illit und den Vermiculit als Zielgröße, so erreicht keiner der beiden Minerale auch nur annähernd das Bestimmtheitsmaß von Smektit ($B = 73,4\%$). Günstig für die Verwendung der sorptionschemischen Meßwerte im Hinblick auf die Interpretation der späteren Ergebnisse ist die Tatsache, daß mit Ausnahme der BCKG, die beim Vermiculit ein multiples B von 5 % erreicht, kein weiteres oben genanntes Merkmal nennenswert zur Bestimmung von Illit und Vermiculit beiträgt. Daraus kann geschlossen werden, daß die Smekтите in mitteleuropäischen Lössen am besten durch nicht-röntgenographische Methoden bestimmt werden können. Bei kleinen Vermiculit- und Kaolinitwerten bedeutet dies auch, daß Rückschlüsse auf die Illitmengen (im reziproken Verhältnis zum Smektit) gezogen werden können.

III. Methodische Hinweise und Auswertung der Ergebnisse

Nach diesen Ergebnissen, die an Tonmineralen guter Kristallinität (symmetrisch ausgebildete Röntgenzacken) der niedersächsischen, hessischen und südbayerischen Landschaften ermittelt wurden, soll nun die Homogenität bzw. Heterogenität der Lössen mit folgenden Meßwerten geprüft werden (Analytik und Auswertung s. Hinweise auf die Literatur):

Nasse K-Fixierung, zwei Werte je nach der K-Vorlage 100 mg K/100 g Sediment, 1000 mg K/100 g Ton (NIEDERBUDE & MARCKWORDT 1964, NIEDERBUDE 1973). Die Fixierungswerte werden angegeben in mg K/100 g Sediment bzw. 100 g Ton. BCKG (NIEDERBUDE 1975), zwei Werte angegeben in mval K/100 g Sediment/ $M^{1/2}$ und mval K/100 g Ton/ $M^{1/2}$. ARO ($aK/vCa M^{1/2}$). Weitere Werte, die nach der Regressionsanalyse beim Löß nicht bedeutsam sind, dennoch mitbestimmt worden sind: Ka gegenüber NH_4 -acetat austauschbares K in mg K/100 g Sediment bzw. mg K/100 g Ton und K_l in mval K/100 g Sediment bzw. 100 g Ton = labiles Kalium, das bei gegebenem ARO nach Extrapolation auf AR = 0 momentan austauschbar ist (NIEDERBUDE 1975). Diese Werte sind im Hinblick auf Tonminerale nicht interpretierbar. Hinzu kommen fünf Königsfraktionen (< 2, 2–20, 20–60, 60–200, 200–2000 μm). Von diesen insgesamt 14 Eigenschaften wurden 10 in die Diskriminanzfunktion aufgenommen. Nach den Ergebnissen (s. u.) war es zweckmäßig, die Variablenaufnahme hier abzubrechen. Die Bestimmung der AKx schien wegen des beträchtlich erhöhten Arbeitsaufwandes nicht vertretbar, da bei einer engen Beziehung zur BCKG ($r = 0,85$) keine zusätzlichen Informationen erwartet werden konnten.

Bei Anwendung der multivariaten Diskriminanzanalyse werden von allen Merkmalen Mittelwerte und Standardabweichungen berechnet. Nach einem spezifischen Auswahlverfahren werden nur diejenigen Merkmale in die Diskriminanzfunktion aufgenommen, die eine große Trenngüte haben (abhängig von Mittelwert und Standardabweichung). Durch die Umwandlung der ursprünglichen Eigenschaften (hier jeweils 10) in orthogonale kanonische Variable wird eine schärfere Trennung der Gruppen erreicht, als wenn jede Eigen-

schaft einzeln varianzanalytisch ausgewertet worden wäre. Diese Auswertungstechnik ist beim Lösen von Zuordnungsproblemen zu empfehlen. Die Grundlagen der Methodik können der Literatur entnommen werden (RAO 1952, COOLEY & LOHNES 1962, SEBESTYEN 1962). Dieses Verfahren wurde vereinzelt beim Lösen von bodenkundlichen Problemen angewendet (NORRIS 1970, WEBSTER & BURROUGH 1974, NIEDERBUDE & REINER 1975).

IV. Untersuchungsobjekte

Regional werden die Lössen an dieser Stelle durch die begrenzenden Profilorte bezeichnet. Das gesamte Probenmaterial wird in folgende Gebiete untergliedert: Die Mittelgebirgsvorlandzone mit den begrenzenden Orten Helmstedt und Rocklum im Osten sowie Sarstedt und Schliekum (südl. Hannover) im Westen; das Lößgebiet des Leinegrabens von Einbeck bis Rosdorf (südwestlich Göttingen); das Lößgebiet Nordhessen von Lohne b. Fritzlar bis Süd-Westfalen (Daseburg b. Warburg); Lößgebiete südlich von Gießen mit den Orten Lützellinden, Butzbach, Hungen. Die bayerischen Lößgebiete werden begrenzt durch die Profilorte Gundelfingen (nordöstlich von Ulm) bis Neuburg a. d. Donau, Landsberg/Lech, Schwaig b. Erding in Südwesten und Alburg b. Straubing und Koefering b. Regensburg im Nordosten. Nach den Ergebnissen der Diskriminanzanalyse wird auf spezielle Probenentnahmestelle gesondert eingegangen. Mehrere Profile sind in früheren Arbeiten beschrieben worden, z. B. Lohne, Niedervellmar, Hofgeismar (ROHDENBURG & MEYER 1966) Butzbach, Rockenberg, Lützellinden, Hungen mit Tuffband (SCHÖNHALS 1973), Ried b. Neuburg a. d. Donau (GUENTHER 1961) sowie mehrere Lößaufschlüsse (s. o.) in Südbayern (BRUNNACKER 1957 b).

V. Unterscheidung der Lössen nach Auswertung von 14 Eigenschaften mit Hilfe der Diskriminanzanalyse

Die ersten Trennversuche verfolgten das Ziel, die Lössen der vier außerhalb Bayerns liegenden Landschaften zu unterscheiden. Die Ergebnisse, die durch Streuungsdiagramme der kanonischen Variablen anschaulich dargestellt werden können (z. B. Abb. 1 u. 2), waren bei den genannten Landschaften negativ, wenn man die Signifikanzschranke zur Trennung der Gruppenmittelwerte mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 0,5 % ansetzt. Daher wird die Lage der Lößproben in den Diagrammen im einzelnen nicht dargestellt. Umgekehrt bedeutet dieser Befund, daß die Lössen nach Körnung und Tonmineraleigenschaften (und damit Tonmineralbeständen, s. Ausführungen in Kapitel II) nicht sehr stark variieren. Es können also mit diesen Lößseigenschaften keine Hinweise auf die Ausbläsungsgebiete gegeben werden. Als gemeinsames Merkmal ist wohl der im Vergleich zu den bayerischen Lössen weite Transportweg zu nennen. Dadurch wurde das Material gut gemischt. Da anzunehmen ist, daß das Lößmaterial, das sich über den heutigen C-Horizonten abgelagert hat und durch rezente Bodenbildung verändert wurde, ähnlich homogen war, sind die Voraussetzungen zum Studium von Tonmineralumwandlungen im Holozän in diesen Landschaften sehr günstig.

Alle diese Lössen wurden bei den weiteren Auswertungen zu einer Gruppe (N) zusammengefaßt und mit drei weiteren Gruppen aus Bayern gemeinsam ausgewertet (Abb. 1).

In dieser Abbildung wurden zehn von insgesamt vierzehn Lößseigenschaften mit der jeweils besseren Trennqualität in kanonische Variable umgewandelt. Die erste kanonische Variable erklärt 62 %, die zweite 32 % der Gesamtvariabilität. Von der Gesamtinformation der zehn Lößseigenschaften werden nur 6 % in der Abb. 1 nicht wiedergegeben. Die Signifikanz für die Abstandsmaße der Gruppenmittelwerte (Abb. 1) in Tab. 1 lassen erkennen, daß die ausgegliederten Lößgruppen mit Ausnahme von R zu S sehr hoch- bzw. hochsignifikant gesichert sind.

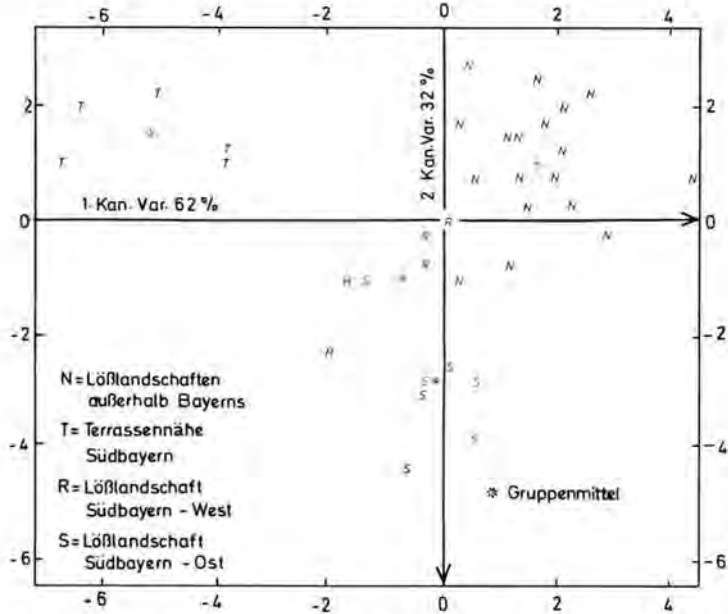


Abb. 1: Streuungsdiagramm der kanonischen Variablen nach Einteilung der Proben in 4 Lößgruppen. (N = Mittelgebirgsvorlandzone, niedersächsische und hessische Beckenlandschaften, R = Löss im Gebiet des Lechs und der Donau bis Neuburg, S = zentrale Lößlandschaft der Regensburger und Straubinger Gäu, T = Löss Südbayerns, die innerhalb der 1-km-Zone von der Terrassenkante entfernt liegen.

Tab. 1:

F-Werte für die Abstandsmaße der Gruppenmittelwerte von Lössen mehrerer Landschaften

a) Vier Gruppen

N = Löss außerhalb Bayerns
 R = Löss Donau-Lechgebiet
 S = Löss östliches Südbayern
 T = Löss Südbayerns, Terrassenkante

$$V_1 = 10, V_2 = 22$$

	N	R	S
R	3,65*		
S	6,79**	1,96	
T	12,71**	4,97**	9,00**

b) Drei Gruppen

N = Löss außerhalb Bayerns
 R = Löss Südbayerns, Kernlandschaft
 T = Löss Südbayerns, Terrassenkante

$$V_1 = 10, V_2 = 23$$

	N	R
R	8,42**	
T	10,55**	7,69**

** sehr hochsignifikant 99,9 %

* hochsignifikant 99,5 %

Es ist eine Ermensfrage, wie die Signifikanzschranken der F-Verteilung zu setzen sind. Es ist hier ratsam, die Gruppenmittelwerte mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 0,1 bis 0,5 % zu trennen, damit die Zuordnung des Probenmaterials zu den zuvor bestimmten Gruppen einwandfrei vollzogen worden ist. Bei der Aufnahme der einzelnen Eigenschaften kann der Mindest-F-Wert herabgesetzt werden (Tab. 2). Die zuletzt in die Diskriminanzfunktion aufgenommenen Eigenschaften tragen zwar unbedeutend zum Trennergebnis bei, der Leser wird aber über weitere Mittelwerte und Standardabweichungen informiert (über Grenzen der Variablenaufnahme s. NIEDERBUDDE & REINER 1975).

Aus dem Streuungsdiagramm der kanonischen Variablen in Abb. 1 ist ersichtlich, daß die Lössen im Donau-Lechbereich eine Mittelstellung zwischen den außerbayerischen und den Lössen im östlichen Südbayern einnehmen. Dies ist wohl im wesentlichen darin begründet, daß die K-Fixierung der Tonfraktion ($< 2 \mu\text{m}$), die die Eigenschaft mit der besten Trenngüte bei den Lössen darstellt, in ähnlicher Reihenfolge geordnet ist (\bar{x} in mg/100 g Ton: N 283, R 388, S 453). Die BCKG verhält sich entsprechend: \bar{x} in mval/100 g Ton/M^{1/2}: N 969, R 2866, S 3494. Von den Ergebnissen der multiplen Regressionsanalyse ist abzuleiten, daß die Lössen im östlichen Südbayern außerhalb der Terrassenrandzone smektitreicher als die im Donau-Lechgebiet sind. Diese wiederum enthalten mehr Smektit als die Lössen außerhalb Bayerns.

Wegen der geographischen Nachbarschaft von R und S und der deutlichen Abstufung zu N wurden die südbayerischen Lößgebiete R und S zu einer Gruppe (südbayerische Lößkernlandschaften) vereinigt (Abb. 2).

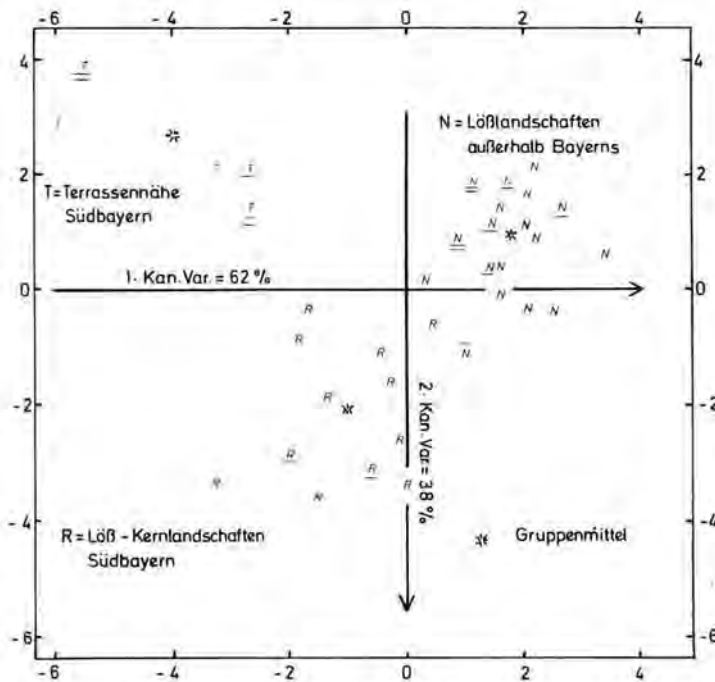


Abb. 2: Trennergebnis von Lössen aus drei Landschaften durch Diskriminanzanalyse. Erläuterungen s. Abb. 1, R. u. S sind hier zu einer Lößkernlandschaft vereinigt worden (= R).

Bei der relativ großen Streuung der Einzelwerte von R und T um den jeweiligen Mittelwert ist die Trennung zwischen Randlandschaften in der Nähe der Terrassenkante und Kernlandschaften Südbayerns sowie den Lössen außerhalb Bayerns statistisch sehr hoch signifikant gesichert (Tab. 1 b). Im Streuungsdiagramm sind nun 100% der Trennungsinformation von 10 Lößereigenschaften (1. kanonische Variable 62%, 2. kanonische Variable 38%) wiedergegeben worden.

Die Lößereigenschaften mit Mittelwerten, Standardabweichungen und Signifikanzen der F-Werte sind in Tab. 2 geordnet nach der Bedeutsamkeit, die diese Eigenschaften für die Trennung der Lössen haben, zusammengestellt worden.

Tab. 2:

Reihenfolge der in die Diskriminanzfunktion aufgenommenen Lößeigenschaften zur Unterscheidung der drei Lößgruppen Mittelgebirgsvorlandzone + niedersächsische + hessische Beckenlandschaften (N), südbayerische Kernlandschaften (R) und Randlandschaften (T) mit Mittelwerten, Standardabweichungen und F-Werten.

Schritt-Nr.	Löß- eigenschaft	N		R		T		F-Werte	Signifikanz in % (p x 100)
		\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s		
1	Kfix Ton	283	65	447	112	288	60	14,92	0,1
2	20- 60 μm	49,3	5,9	43,3	11,1	28,7	7,5	21,09	0,1
3	200-2000 μm	0,6	1,1	1,1	1,5	5,2	4,6	6,03	1,0
4	Kfix Sed.	35,1	7,8	50,7	19,5	31,9	16,0	4,30	2,5
5	Ka Sed.	4,9	1,3	3,8	2,0	5,1	3,7	5,31	2,5
6	< 2 μm	15,2	3,9	20,6	4,6	19,8	11,8	0,90	—
7	Ka Ton	32,8	10,0	22,3	10,8	31,8	29,7	6,23	1,0
8	Kl Ton	1,42	0,7	2,22	1,4	1,48	0,5	1,22	—
9	Kl Sed.	0,21	0,1	0,46	0,2	0,25	0,1	1,45	—
10	BCKG Ton	969	492	2988	2238	812	239	0,43	—

Danach erweisen sich die K-Fixierung der Tonfraktion (< 2 μm) und der Grobschluff als die Lößeigenschaften mit großer Trenngüte. Die Trennung der südbayerischen Lößkernlandschaften von den Randlandschaften an den Terrassenkanten und den außerbayerischen Lößlandschaften ist wesentlich durch die hohen Fixierungswerte in den Lössen der Kernlandschaften bedingt. Nach den Ergebnissen der multiplen Regressionsanalyse kann vorausgesagt werden, daß diese Lössen größere Smektitmengen enthalten als die Lössen der beiden übrigen Landschaften. Die südbayerischen Lössen in der Nähe der Terrassenkante der großen Flüsse (ca. 1 km Randzone) und die Lössen außerhalb Bayerns werden ungefähr gleich große Smektitmengen enthalten und damit illitreicher sein als die der südbayerischen Kernlandschaften.

Die Trennung der Lößgruppe Mittelgebirgsvorlandzone, niedersächsische und hessische Beckenlandschaften von den südbayerischen Lößrandlandschaften ist körnungsspezifisch und nicht tonmineralogisch zu erklären. Die mit dem 2. Schritt in die Diskriminanzfunktion eingeführten Körnungswerte geben dies ebenso zu erkennen, wie die nicht eingeführte Feinsandfraktion (Gruppe N $\bar{x} = 11,9\%$; Gruppe T $\bar{x} = 20,7\%$). Die Lössen der Randlandschaften sind bei relativ hohen Tongehalten (allerdings mit großer Standardabweichung, s. Schritt 6) grobschluffärmer und sandreicher als die der übrigen Landschaften. Die anderen in die Diskriminanzfunktion eingeführten Werte stützen die zu Kfix Ton gegebenen tonmineralogischen Erläuterungen. Dies trifft insbesondere für die BCKG Ton zu. Der Wert für die Lößgruppe R mit \bar{x} von rund 3000 mvalK/100 g Ton/M^{1/2} spricht ebenfalls für relativ viel Smektit, wenn man die Parallelwerte der übrigen Landschaften betrachtet. Die großen Standardabweichungen bei BCKG und abgeschwächt bei Kfix Ton sind wohl eine Ursache für die Streuung der Einzelwerte um die Gruppenmittelwerte in Abb. 2. Die besonders große Standardabweichung von BCKG Ton innerhalb der südbayerischen Kernlandschaft (R) von ca. 75 % gibt zu erkennen, daß die sorptionschemischen Eigenschaften der Smekтите sehr stark variieren. Vermutlich wechseln die K-Ca-Puffer-eigenschaften der Silikatschichten montmorillonitischen Typs (kleine Werte) mit denen des beidellitischen Typs (große Werte) in den Lössen dieser Landschaft je nach Ausblasungsgebiet sehr stark. Bei Tonmineralen, die aus Molasse ausgeblasen wurden, dürfte der zuerst genannte Typ, bei denen, die aus Schotterflächen ausgeblasen wurden, der zuletztgenannte Typ dominieren.

VI. Diskussion

Die Unterscheidung von Lössen zwischen mehreren Landschaften und innerhalb einer Landschaft kann unter verschiedenen Aspekten bedeutsam sein.

1. Vergleich von Paläoklimaprovinzen mit rezenten (BRUNNACKER 1956, FINK 1956, 1964; SCHÖNHALS 1959). Hierbei ist zu beachten, daß die Profilmorphologie fossiler Böden erst dann gesicherte Auskunft über das Klima geben kann, wenn die Eigenschaften der Lössen, die während der verschiedenen Kaltzeiten angeweht wurden, konstant sind, da Tongehalte, Tonmineraleigenschaften und Mineralbestände der Lössen ebenfalls Art, Ausmaß und Geschwindigkeiten der Bodenentwicklung bestimmen. Wenn das nicht möglich ist, sollten Rekonstruktionen von Paläoklimaten pollenanalytischen Methoden überlassen werden (FRENZEL 1964, 1967).

2. Bestimmung der ökologisch wirksamen Eigenschaften in Landschaften, in denen holozäne Böden und ehemals fossile Böden, die als Reliktböden im Holozän überprägt worden sind, heute als Oberflächenböden nebeneinander auftreten. So müssen Unterschiede in Lößbodeneigenschaften zwischen Landschaften mit einer weitgehend geschlossenen Jungwürmlößdecke (Parabraunerde-, Schwarzerde-Parabraunerde-, Parabraunerde-Pseudogley- und Schwarzerde-Pseudogley-Bodenlandschaften) im östlichen Südbayern und Lößlehmhügellandschaften im westlichen Südbayern erklärt werden. In diesen durch Solifluktion geprägten Hügellandschaften kann zwischen einer geringmächtigen (entkalkten?) Bodendecke evtl. aus Jungwürmlöß und den älteren Lößlehm mit Feldstudien kaum unterschieden werden. Hier könnte die Tonmineralogie zusammen mit der Diskriminanzanalyse eine Antwort auf die Frage geben, ob Oberflächenböden ohne C-Horizonte aus Jungwürmlössen entstanden oder ob es im Holozän veränderte Reliktböden sind. Dies wäre dann möglich, wenn die pedogene Tonmineralumwandlung im Holozän anders verlaufen wäre als in den pleistozänen Warmzeiten. Aus praktischen Gründen liegt es nahe, die Gesetzmäßigkeiten der Tonmineralumwandlungen in holozänen Böden zunächst zu bestimmen. Nach den bisherigen Ergebnissen sind in gleichen Klimagebieten die sorptionschemischen Eigenschaften der Sedimente entscheidend für das Ausmaß der Tonmineralumwandlungen in holozänen Böden (NIEDERBUDE 1975, 1976). Daher ist es besonders wichtig, die Tonmineraleigenschaften der Lössen zu bestimmen. Es stellt sich somit die Frage nach der Variabilität der Tonmineraleigenschaften der Jungwürmlössen.

3. Vertikale und regionalgeographische Tonmineralhomogenität bzw. -heterogenität der Jungwürmlössen. Die Wahrscheinlichkeit, Änderungen von Tonmineralbeständen als gesetzmäßige Tonmineralumwandlungen in holozänen Lößböden zu bestimmen, ist um so größer, je homogener die Eigenschaften der Tonminerale in den Lössen des Jungwürms sind. Die Ergebnisse von Abb. 1 u. 2 geben zu erkennen, daß die Lössen der Mittelgebirgs-vorlandzone, der niedersächsischen und hessischen Beckenlandschaften dem wünschenswerten Anspruch auf Homogenität im Hinblick auf die gemessenen Eigenschaften genügen. Es ist also zu erwarten, daß hier relativ kleine Differenzen zwischen Solum und Sediment bei den Tonmineraleigenschaften statistisch gesichert werden können (NIEDERBUDE 1975).

Die Jungwürmlössen derjenigen Profile, die einen „Paudorf-Boden“ (SCHÖNHALS et al. 1964) als Zeitmarke enthielten (N), ordnen sich mit 100% Wahrscheinlichkeit um den Gruppenmittelwert. Eine weitere Unterscheidung von Lössen des Jungwürms dieser Landschaften, die bei alternierender Materialzufuhr denkbar wäre, scheint nach den 14 gemessenen Lößseigenschaften und daher (s. Regressionsanalyse) nach den Tonmineraleigenschaften nicht notwendig. Die durch das Eltviller (Kärlicher) Tuffband getrennten Lössen (N) lassen sich ebenso der Gruppe zuordnen wie die meisten anderen Lössen dieser Landschaften, die keine Leithorizonte besaßen. Dieser Befund ist für Sediment-Solumvergleiche besonders bedeutsam, denn es kann außer der regionalen Homogenität auch eine vertikale mit

praktisch 100 % Wahrscheinlichkeit vorausgesagt werden, d. h., die vom Sediment vererbten und pedogen z. T. umgebildeten Tonminerale der holozänen Böden werden zu Beginn der Bodenentwicklung praktisch die gleichen Eigenschaften wie die der heutigen C-Horizonte gehabt haben.

Von dieser für die Lössе der genannten Landschaften (N) gültigen Regel gibt es nur zwei Ausnahmen (Tab. 3). Hierzu gehört der Löß des bekannten Feuchtschwarzerde-Standardprofils Asel (\bar{N}), der mit einer Wahrscheinlichkeit von 39 % der südbayerischen Lößkernlandschaft zugeordnet wurde. Dieser Löß ist also smektitreicher als dem Mittel der Gruppe entspricht. Bemerkenswert ist außerdem die Tatsache, daß mit den durch die Koordinaten 1,487/0,344; 2,040/-0,298 und 2,522/-0,334 (x jeweils zuerst genannt) festgelegten Punkte (N) Lössе von Feuchtschwarzerden der Mittelgebirgsvorlandzone sind. Aus den Koordinaten ist zu ersehen, daß diese Lößherkünfte den smektitreichen Lössen der südbayerischen Kernlandschaft am nächsten liegen.

Tab. 3:

Lößproben mit einer Zuordnungswahrscheinlichkeit von <99,5 % zu ihren Gruppenmittelwerten*)

Gruppe		N		R	
lfd. Nr.	Ort	Zuordnung	lfd. Nr.	Ort	Zuordnung
1	Asel	61 % zu N 39 % zu R	3	Ried C 1/ Donau	99 % zu R 1 % zu N
2	Butzbach	89 % zu N 11 % zu R	4	Ried C 2/ Donau	60 % zu N 40 % zu R
			5	Holzkirchen b. Rain	98 % zu R 2 % zu N
			6	Adlkofen b. Landshut	98 % zu R 1 % zu N 1 % zu T

Koordinaten der laufenden Nr. (lfd. Nr.) im Streuungsdiagramm von Abb. 2

lfd. Nr.	1	2	3	4	5	6
x	1,004	0,369	-0,249	0,480	-0,454	-1,626
y	-1,158	0,060	-1,713	-0,645	-1,194	-0,334

*) Alle übrigen Proben wurden mit einer Wahrscheinlichkeit von 100 % den eigenen Gruppenmitteln zugeordnet.

Bei der Lößgruppe südbayerische Kernlandschaft sind mehr Proben (8 von 12) mit praktisch 100 % Wahrscheinlichkeit der eigenen Gruppe nicht zugeordnet worden als bei der zuvor besprochenen Gruppe N (2 von insgesamt 18). Mit Ausnahme von Ried, C₂-Horizont, ist der Prozentsatz des nicht zugeordneten Anteils aber sehr gering (Tab. 3). Die nicht mit 100 % Wahrscheinlichkeit zugeordneten Proben, die in Abb. 2 in der Nähe des Koordinatenschnittpunktes liegen, sind durch die in Tab. 3 genannten Koordinatenpunkte festgelegt worden.

Problematischer als die nicht mit 100 % Wahrscheinlichkeit vollzogene Trennung der vier in Tab. 3 genannten Lössе ist die große Streuung innerhalb der zur Kernlandschaft zusammengefaßten Lößgruppe (R). Inwieweit kleinere Lößbezirke zur Lösung weiterer Probleme (z. B. Tonmineralumwandlung im Holozän) abgegrenzt werden müßten, hängt auch vom Ausmaß der Tonmineralumwandlungen ab. Ist es relativ groß, dann könnte

eine Variabilität der Tonmineraleigenschaften, wie sie in der südbayerischen Kernlandschaft ermittelt wurde, konzediert werden, anderenfalls müßten bei Vergrößerung des Probenmaterials weitere Gruppierungskriterien gefunden werden.

Nach unseren bisherigen Ergebnissen ist die Illitisierung der Smekтите, die als dominierender Tonmineralumwandlungsprozeß in holozänen Lößböden bei pH-Werten zwischen 5 und 7 zu gelten hat (NIEDERBUDE 1975), in den südbayerischen Lößgebieten wegen der K-spezifischen Eigenschaften der Smekтите weiter fortgeschritten als im mitteldeutschen Lößgebiet. Dennoch traten bei den südbayerischen Landschaften große Schwierigkeiten auf, um diese Mineralumwandlung als gesetzmäßigen Prozeß zu bestimmen. Es wurde dabei nicht zwischen Kern- und Randlandschaften unterschieden. Es bleibt zu überprüfen, ob die hier vorgenommene Aufgliederung der Lössе zur Erzielung einer größeren Sicherheit ausreicht. Wenn auch die Grenze bei 1 km von der Terrassenkante etwas willkürlich erscheint, so gibt die statistisch gesicherte Trennung bei sämtlichen Trennversuchen zu erkennen, daß tonmineralogische Befunde Hinweise auf Auswehungsflächen und -entfernungen zu geben vermögen; denn die Trennung zwischen Rand- und Kernlandschaft wird entscheidend durch die Höhe der K-Fixierung bestimmt (Tab. 2). Dies ist dadurch zu erklären, daß die Fraktion $< 2 \mu\text{m}$ in der Nähe der Ausblasungsgebiete mehr Grobton enthält als die Tonfraktion in weiter entfernt liegenden Gebieten. Der Grobton von Lössen (auch Geschiebemergel, NIEDERBUDE et al. 1969, Terrassenschotter, WILKE 1975) ist illitreicher und smektitärmer als der Feinton, so daß die weiter entfernt vom Ausblasungsgebiet deponierten Lössе mehr Feinton und daher mehr Smekтите (= höhere K-Fixierung/100 g Ton) enthalten. Diese Korn- und damit Mineralselektion ist vermutlich so typisch, daß sie auch innerhalb der 1-km-Zone zur Unterscheidung dienen kann. Als Hinweis mag die Lage der Punkte T im Streudiagramm (Abb. 2) dienen. Beide Lössе sind von der gleichen Terrassenkante (bei Erding) entnommen. Der durch die Koordinaten (xy) -5,566/3,819 festgelegte Löß liegt unmittelbar an der Terrassenkante, der durch -2,633/1,377 festgelegte Löß 400 m von der Terrassenkante entfernt.

Hieraus und aus der statistisch gesicherten Trennung zwischen Rand- und Kernlandschaft ist zu schließen, daß die geographische Lage des Lösses zum Ausblasungsgebiet für die Tonmineralhomogenität entscheidend ist. Die für die Bestimmung von Tonmineralumwandlungen besonders wichtig erscheinende vertikale Homogenität der Lößprofile ist im südbayerischen Lößgebiet wohl bedeutend größer als die regionale. Z. B. ist der in Tab. 3 genannte Löß Ried C₂ dem C₁ des gleichen Profils im Streudiagramm (Abb. 2) unmittelbar benachbart. Die Lössе in Profilen mit fossilen Leithorizonten (T bzw. R, also Würm II nach BRUNNACKER 1957b) sind entsprechend ihrer Lage auf beide Gruppen verteilt.

Die multivariate Diskriminanzanalyse besitzt gegenüber der konventionellen Mittelwertberechnung den Vorteil, daß die bestimmten Eigenschaften nach der Bedeutung eingereiht werden, die sie für die Unterscheidung der zuvor bestimmten Gruppen haben. Sie sollte bevorzugt dann angewendet werden, wenn Geländeerfahrungen und nicht exakt definierbare Ansichten zwar methodisch gestützt werden können, einzelne Eigenschaften isoliert aber nicht interpretierbar sind. So ist dieses Auswertungsverfahren von NORRIS & LOVEDAY (1971) unter dem Gesichtspunkt von Entscheidungshilfen für Bodenkartierer abgehandelt worden. WEBSTER & BURROUGH (1974) überprüften dessen Nützlichkeit in mehreren Landschaften, deren Böden unterschiedlich erforscht waren. Die Diskriminanzanalyse sollte insbesondere auch dann angewendet werden, wenn es gilt, landschaftsrepräsentative Proben herauszufinden. Dies ist, wenn die Beziehungen zwischen einfachen, aber mineralspezifischen Methoden und Tonmineralbeständen bekannt sind, durch die Bestimmung einfacher Merkmale (z. B. K-Fixierung, Pufferkapazitäten) möglich. Die Minerale

sind dann in dem Probenmaterial zu bestimmen, dessen Lage im Streudiagramm in der Nähe des landschaftsspezifischen Gruppenmittelwertes festgelegt ist.

D a n k : Mehrere Lößprofile habe ich auf Exkursionen mit Prof. Dr. B. Meyer, Göttingen, Prof. Dr. H. R o h d e n b u r g, Gießen, und Prof. Dr. E. S c h ö n h a l s, Gießen, kennengelernt. Mein Dank gilt allen für die Information und die zusätzlichen Erläuterungen. Herrn Dipl.-Ing. agr. M. S c h ö n und Herrn J. S t a n d h a f t danke ich für die Hilfe bei der Analyse und EDV.

Schriftenverzeichnis

- BECKETT, P. H. T. (1964): The immediate Q/I-Relations of labile potassium in the soil. — *J. Soil Sci.*, **15**: 9—23; London.
- (1972): Critical cation activity ratios. — *Advances in Agronomy*, **24**: 379—412; New York.
- BRUNNACKER, K. (1956): Regionale Bodendifferenzierung während der Würmeiszeit. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **7**: 43—48; Öhringen/Württ.
- (1957a): Bemerkungen zur Feinstgliederung und zum Kalkgehalt des Lösses. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **8**: 107—115; Öhringen/Württ.
- (1957b): Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern. — *Geologica Bavarica*, **34**: 1—95; München.
- COOLEY, W. W. & LOHNES, P. R. (1962): *Multivariate procedures for the behavioural sciences.* — John Wiley, New York.
- FINK, J. (1956): Zur Korrelation der Terrassen und Lössen in Österreich. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **7**: 49—77; Öhringen/Württ.
- (1964): Die Subkommission für Lößstratigraphie der Internationalen Quartärvereinigung. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **15**: 229—235, Öhringen/Württ.
- FRENZEL, B. (1964): Zur Pollenanalyse von Lössen. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **15**: 5—39; Öhringen/Württ.
- (1967): *Klimaschwankungen des Eiszeitalters.* — Vieweg u. Sohn, Braunschweig.
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. (1970): *Sedimente und Sedimentgesteine.* — Schweizerbart'sche Verlagsb.: 141 ff.; Stuttgart.
- GUENTHER, E. W. (1961): *Sedimentpetrographische Untersuchung von Lössen.* — *Fundamenta B*, **1**: 1—91; Köln u. Graz.
- HÄDRICH, F. (1970): Zur Anwendbarkeit einiger bodenkundlicher Untersuchungsmethoden in der paläopedologischen und quartär-geologischen Forschung unter besonderer Berücksichtigung der Untersuchung von Proben aus Lößaufschlüssen. — *Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. B.*, **60**: 103—137; Freiburg.
- (1975): Zur Methodik der Lößdifferenzierung auf der Grundlage der Carbonatverteilung. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **26**: 95—117; Öhringen/Württ.
- LIEBEROTH, I. (1963): Lößsedimentation und Bodenbildung während des Pleistozäns in Sachsen. — *Geol.*, **12**: 149—187; Berlin.
- NIEDERBUDDE, E. A. (1972): Changes in K/Ca exchange properties of clay in loess-derived soils in soil formation. — 9th IPI Colloquium Landshut: 103—107; Inter. Kali-Institut, Bern.
- (1973): Beziehungen zwischen K-Fixierungsvermögen und Dreischicht-Tonmineralen in Bodenprofilen aus Löß. — *Z. Pflanzenern. u. Bodenkd.*, **135**: 196—208; Weinheim/Bergstr.
- (1975): Veränderungen von Dreischicht-Tonmineralen durch natives K in holozänen Lößböden Mitteldeutschlands und Niederbayerns. — *Z. Pflanzenern. u. Bodenkd.*: 217—234; Weinheim/Bergstr.
- (1976): Umwandlung von Dreischichtsilikaten unter K-Abgabe und K-Aufnahme. — *Z. Pflanzenern. u. Bodenkd.*: 57—71; Weinheim/Bergstr.
- & MARCKWORDT, U. (1964): Versuche zur Abgrenzung von fixiertem gegen austauschbares Kalium mit Hilfe von ^{86}Rb und K. — *Scheffer-Festschrift*: 41—58; Institut für Bodenkunde, Göttingen.
- , SCHWARZMANN, A. & SCHWERTMANN, U. (1969): Tonmineralbedingter K-Haushalt einer gedüngten Parabraunerde aus Würm-Geschiebemergel. — *Z. Pflanzenern. u. Bodenkd.*, **124**: 212—224; Weinheim/Bergstraße.
- & REINER, L. (1975): Diskriminanzanalytische Trennung von Löß-Parabraunerden nach Bodenhorizonten und Herkunftsorten mittels Tonmineraleigenschaften. — *Z. Acker- und Pflanzenbau*, **141**: 85—101; Berlin.

- NORRIS, J. M. (1970): Multivariate methods in the study of soils. — *Soils and Fertilizers*, **33**: 313—318; Harpenden.
- & LOVEDAY, J. (1971): The application of multivariate analyses to soil studies. — *J. Soil Sci.*, **22**: 395—400; London.
- RAO, C. R. (1952): *Advanced statistical methods in biometric research*. — John Wiley, New York.
- ROHDENBURG, H. & MEYER, B. (1966): Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. — *Mitt. dt. bodenkdl. Ges.*, **5**: 1—135; Göttingen.
- SEBESTYEN, G. S. (1962): *Decision making processes in pattern recognition*. — Macmillan, New York.
- SCHÖNHALS, E. (1952): Gesetzmäßige Beziehungen zwischen Körnung und Kalkgehalt des Lösses und die Erkennung von Verwitterungszonen mit Hilfe der typischen Streubereiche. — *Geol. Jb.*, **66**: 291—304; Hannover.
- (1953): Gesetzmäßigkeiten im Feinaufbau von Talrandlössen mit Bemerkungen über die Entstehung des Lösses. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **3**: 19—36; Öhringen/Württ.
- (1959): Klima, äolische Sedimentation und Bodenbildung während der Würmeiszeit in Hessen. — *Z. dt. geol. Ges.*, **111**: 251—253, Stuttgart.
- , ROHDENBURG, H. & SEMMEL, A. (1964): Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlößgliederung in Hessen. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **15**: 199—206; Öhringen/Württ.
- (1973): Exkursionsführer der Jahrestagung 1973 in Gießen. — *Mitt. dt. bodenkdl. Ges.*, **17**: 1—257; Göttingen.
- WEBSTER, R. & BURROUGH, P. A. (1974): Multiple discriminant analysis in soil survey. — *J. Soil Sci.*, **25**: 120—134; London.
- WEIR, A. H. & RAYNER, J. H. (1974): An interstratified illite-smectite from Denchworth series soil in weathered Oxford clay. — *Clay Minerals*, **10**: 173—187; Oxford-London.
- WILKE, B. M. (1975): Bodenchronosequenzen aus Lockersedimenten der Lechterrassen. — *Z. Pflanzenern. u. Bodenkd.*: 153—171; Weinheim/Bergstr.

Manuskript eingeg. 16. 12. 1976.

Eiszeitalter u. Gegenwart	27	134—142 4 Abb., 3 Tab., 1 Taf.	Öbringen/Württ. 1976
---------------------------	----	-----------------------------------	----------------------

Körnung und Schwermineralbestand als Kriterien für eine Deckschicht in der Umgebung von Seefeld und Leutasch (Tirol)

ERNST SCHÖNHALS & THOMAS J. POETSCH *)

Cover layer, limestone gravels, grain size distribution, weathering, heavy minerals, eolian transport
Tyrol

Kurzfassung: Mit Hilfe der Korngrößenverteilung und der Schwermineralanalyse wurde nachgewiesen, daß der auf Kalkschottern entwickelte Boden nicht *in situ*, sondern aus einem überwiegend äolischen Substrat (Deckschicht) entstanden ist. Es handelt sich infolgedessen um ein zweischichtiges Profil.

[Granulation and Heavy Mineral Content as Criteria for a Cover Layer in the Area of Seefeld and Leutasch (Tyrol)]

Abstract: With the help of the grain size distribution and the heavy mineral analysis it was proved that the soil lying on top of the limestone gravels did not develop there but was formed by an eolian deposit (cover layer) instead. It is therefore a profile consisting of two layers.

1. Einleitung

Quartärgeologische, geomorphologische und bodenkundliche Untersuchungen der letzten beiden Jahrzehnte haben ergeben, daß während der Jüngeren Tundrenzeit geologisch-pedologische Vorgänge zur Entstehung einer meist nur wenige dm (3—6) mächtigen Deckschicht (SCHÖNHALS 1957a) geführt haben. Sie wird u. a. auch als Deckschutt, Decksediment (SEMMELE 1964, PLASS 1966) und periglaziäre Deckzone (KOPP 1965) bezeichnet; kürzlich schlug SEMMELE (1973) den Begriff „Umlagerungszone“ vor.

Das unter periglazialen Klimabedingungen gebildete Substrat ist in den Mittelgebirgen und Beckenlandschaften flächenhaft verbreitet. Aber auch im norddeutschen Vereisungsgebiet sind schon in den 50er Jahren (LEMBKE 1954; LIEDTKE 1958) und Mitte der 60er Jahre (KOPP 1965) sowie neuerdings von KLEWIE & SCHULTZ (1970) Erscheinungen beschrieben worden, die sehr wahrscheinlich auf geopedologische Prozesse während der Jüngeren Tundrenzeit zurückzuführen sind. Zu dem gleichen Ergebnis führten auch Untersuchungen im Gebiet der Würmmoränen und -schotterterrassen des nördlichen Alpenvorlands (JERZ 1970, SEMMELE 1973).

2. Charakteristische Eigenschaften der jungtundrenzeitlichen Deckschicht

Die Deckschicht hat je nach den geologischen und orographischen Verhältnissen eine sehr unterschiedliche Körnung und petrographische Zusammensetzung. Kennzeichnend ist jedoch der immer vorhandene Schluffgehalt, wobei Grob- und Mittelschluff, also die typischen Fraktionen äolisch entstandener periglazialer Sedimente (z. B. Löß und Sandlöß) überwiegen. Der Schluffgehalt erreicht in Mittelgebirgslagen 40—60 %; in Lößgebieten ist der Schluffgehalt noch höher.

*) Anschriften der Verfasser: Prof. Dr. E. SchönhalS, Institut für Bodenkunde und Bodenerhaltung der Justus-Liebig-Universität Gießen, Ludwigstraße 23, 6300 Lahn-Gießen; Dr. Th. J. Poetsch, Institut für Geographie und Wirtschaftsgeographie der Universität, Bundesstr. 55, 2000 Hamburg 13.

Auf den hohen Anteil der äolisch bedingten Komponente in der jungtundrenzeitlichen Deckschicht hessischer Mittelgebirge wurde von SCHÖNHALS (1957a) hingewiesen und deren boden- und standortkundliche Bedeutung hervorgehoben (SCHÖNHALS 1972, 1973, 1974). Mit der petrographischen Zusammensetzung der jungen Deckschicht und der Herkunft des Schluffs hat sich u. a. auch POETSCH (1975) eingehend beschäftigt.

3. Die Deckschicht in den Nördlichen Kalkalpen (Seefeld-Leutasch)

Die bisherigen Untersuchungen über die Entstehung der Deckschicht haben ergeben, daß neben frostdynamischen Prozessen, vor allem Solifluktion und Kryoturbaion i.w.S., äolische Vorgänge in einem \pm großen Umfang beteiligt waren, und zwar nicht nur in den einleitend erwähnten Gebieten, sondern auch in den Tiroler Kalkalpen (SCHÖNHALS 1957b). So wurde in der Umgebung von Seefeld und Leutasch beobachtet, daß auf carbonatischen Fest- und Lockergesteinen eine braune Deckschicht liegt, die meist 3—6 dm erreicht, aber auch bis zu einem Meter mächtig werden kann. Sie wurde nach Ansicht von SCHÖNHALS (1957b) während der Jüngeren Tundrenzeit auf einer durch frostdynamische Vorgänge entstandenen, kleinwellig-buckeligen Oberfläche (Primärrelief) in unterschiedlicher Mächtigkeit abgelagert, in den Kleindellen mächtiger als auf den Buckeln, wo die Deckschicht auch häufig fehlt. Dadurch war eine wichtige Voraussetzung für die Entstehung und den kleinräumigen Wechsel von Rendzinen, Braunerden und Podsolen gegeben.

Diese Ergebnisse werden von ZECH & WÖLFEL (1974) und ZECH & NEUWINGER (1974) abgelehnt und erneut die schon von anderen Autoren geäußerte Auffassung vertreten, daß das braune Substrat durch chemische Verwitterung *in situ* entstanden sei. Die Hauptursache der Carbonatauswaschung ist nach ZECH & NEUWINGER (1974) „die Akkumulation mächtiger, stark saurer (pH des O_F in KCl um 2,8) organischer Auflagen, welche die Carbonatlösung entlang bevorzugter Sickerwasserbahnen in hohem Maße beschleunigen“.

4. Neue Untersuchungen

Die zuletzt zitierten beiden Arbeiten waren der Anlaß für neue genauere Untersuchungen im Gebiet von Seefeld und Leutasch; die Ergebnisse werden im folgenden mitgeteilt: Die Proben wurden in der früher schon untersuchten, jetzt aufgelassenen Schottergrube an der Straße Seefeld—Leutasch entnommen (Abb. 1), und zwar aus dem unverwitterten Schottermaterial an der Profilbasis und dem schluffigen Sand im Hangenden. Das erwähnte Schottermaterial besteht zu 69,4 % (Gew. %) aus Skelett ($\phi > 2$ mm) und zu 30,6 % aus Feinerde (Abb. 2a). Skelett und Feinerde wurden getrennt und unter zeitweiliger Erwärmung auf ca. 60° so lange mit etwa 10 %iger HCl behandelt, bis alle Carbonate zerstört waren¹⁾. Vom Skelettanteil waren 91,3 % und von der Feinerde 83,1 % in verd. HCl löslich (Abb. 2a). In der Gesamtprobe des Kalkschotters (Feinerde und Skelett) sind demnach 88,8 % in verd. HCl löslich. Es kann angenommen werden, daß dieser Anteil an Carbonaten auch während einer entsprechend langen Zeit gelöst wird. Es würden dann 11,2 % unlösliche Bestandteile zurückbleiben, vorwiegend Quarz und Silikate.

Legt man diese beiden Kennwerte zugrunde, dann kann man die Substratvolumina berechnen, die zur Entstehung einer Volumeneinheit Boden erforderlich wären. Hierbei muß jedoch das unterschiedliche Porenvolumen des Schotters und des Bodens berücksichtigt werden. Unter der Annahme, daß das Porenvolumen des Schotters 40 % und des

¹⁾ Hierbei können auch nichtcarbonatische Bestandteile, vor allem die feinsten Körner, angegriffen worden sein; manche Komponenten, z. B. Apatit und Eisenoxide, wurden vielleicht sogar vollständig gelöst. Durch diese möglichen Vorgänge werden jedoch die dargestellten Ergebnisse nur unwesentlich beeinflusst.

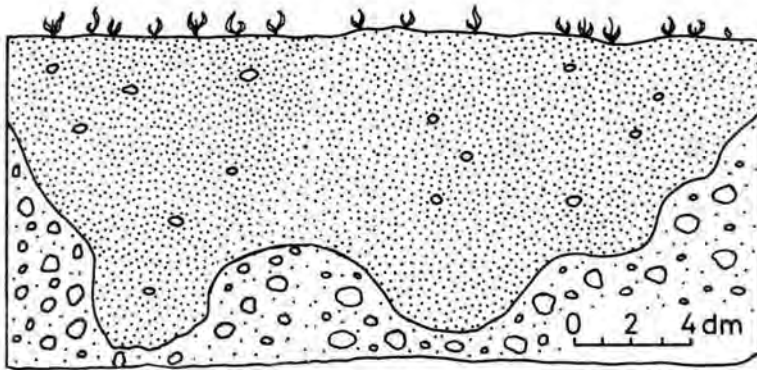


Abb. 1: Die Überlagerung des Kalkschotters durch braunen schluffigen Sand in der aufgelassenen Kiesgrube an der Straße von Seefeld nach Leutasch.

Bodens 60 % beträgt, muß der Wert für den unlöslichen Rückstand des Schotters, also 11,2 %, mit dem Faktor 1,5 (6 : 4) multipliziert werden. Für 16,8 Volumeneinheiten Boden wären demnach 100 Volumeneinheiten des Ausgangsgesteins notwendig. Nimmt man an, daß 1 m³ Boden 16,8 % des Volumens des Ausgangsgesteins darstellt, dann würde dieses Volumen 5,95 m³ betragen. Für die Entstehung eines carbonatfreien Solums von 1 m Mächtigkeit müßten also Kalkschotter in einer Mächtigkeit von 5,95 m entcarbonatisiert werden. Auch wenn man von einem geringmächtigeren Solum ausgeht, erscheint in Anbetracht der Profilmorphologie und der Geländesituation eine Entcarbonatisierung *in situ* von solchen Gesteinsmassen als sehr unwahrscheinlich.

Weitere Anhaltspunkte über das Vorkommen einer Deckschicht sind aus dem Vergleich der Körnung der carbonatfreien Feinerde des Kalkschotters und des Solums zu gewinnen (Tab. 1). Die Bestimmung der Körnung erfolgt nach SCHLICHTING & BLUME (1966).

Tab. 1: Korngrößenverteilung in der carbonatfreien Feinerde des Schotters und des Solums

	Fraktion Korndurchmesser in μm	Feinerde des Schotters	Feinerde des Solums
Grobsand	630—2000	32,4 %	11,0 %
Mittelsand	200—630	18,8 %	15,5 %
Feinsand	63—200	17,4 %	26,3 %
Grobschluff	20—63	14,7 %	20,4 %
Mittelschluff	6,3—20	10,9 %	20,2 %
Feinschluff	2—6,3	4,3 %	3,0 %
Ton	<2	1,5 %	3,6 %

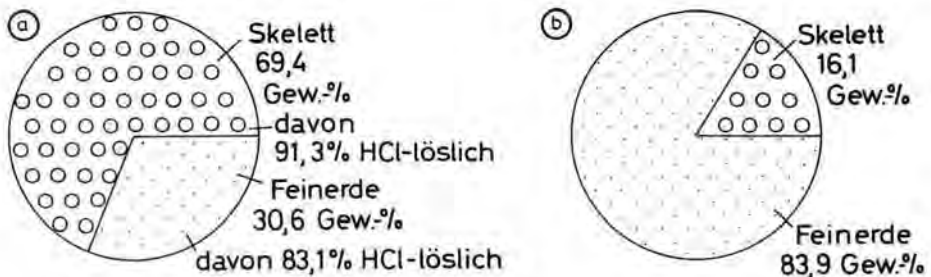


Abb. 2: Der Skelett- und Feinerdeanteil des Kalkschotters (a) und des Solums (b).

Wie aus den Kennwerten der Tab. 1 und den Abb. 3 a u. b zu ersehen ist, bestehen in der Korngrößenverteilung der carbonatfreien Feinerde des Kalkschotters und der des Feinmaterials in seinem Hangenden wesentliche Unterschiede: Die Feinerde des Kalkschotters hat ein Maximum im Grobsand, die des Solums im Feinsand; im Kalkschotter ist der Schluffgehalt gering, im Boden dagegen sehr hoch. Hervorzuheben ist noch, daß im Solum der Mittel- und Grobschluff nach dem Feinsand die Hauptanteile ausmachen. Die Körnung dieses Materials hat damit eine große Ähnlichkeit mit der des Sandlösses.

Zusätzlich ist aufschlußreich zu untersuchen, welche Körnung die nichtcarbonatischen, d. h. HCl-unlöslichen Bestandteile des Skeletts im Schotter aufweisen. Vor allem das carbonatische Skelett könnte doch durch seinen starken Anteil im Schotter der potentielle Lieferant der Feinerde im Solum sein. Wenn man allerdings, wie oben dargestellt, diesen Skelettanteil mit HCl behandelt, besteht der unlösliche Rückstand wieder zu 92 % aus Skelettbestandteilen, der Feinerdeanteil macht also nur 8 % aus.

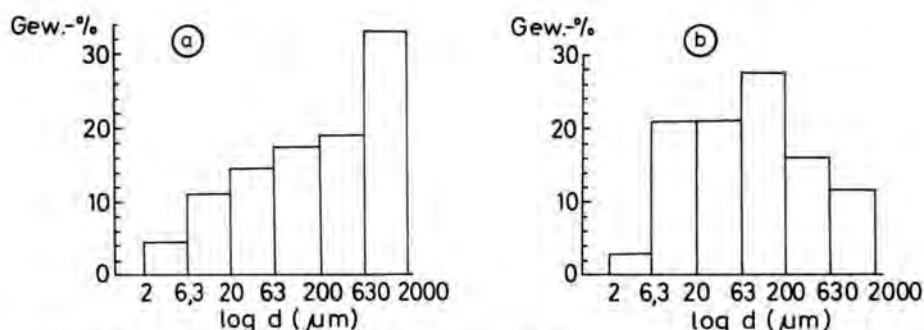


Abb. 3: Die Korngrößenverteilung in der carbonatfreien Feinerde des Schotters (a) und des Solums (b).

Tab. 2: Körnung des carbonatfreien Lösungsrückstandes nach der HCl-Behandlung der Skelettfraktion des Schotters

	Fraktion Korndurchmesser in µm	Feinerde des Lösungsrückstandes
Grobsand	630—2000	48,1 %
Mittelsand	200—630	39,8 %
Feinsand	63—200	11,0 %
Schluff und Ton	<63	1,1 %

Sowohl der hohe Anteil der Partikel von $\phi > 2$ mm im Lösungsrückstand als auch die Körnung seines Feinerde-Anteiles (Tab. 2) sprechen gegen die Annahme, daß das Solum aus dem Schotter hervorgegangen ist.

Außer der Körnung der carbonatfreien Feinerde des schluffig-sandigen Schotters und des Bodens wurde für die Untersuchung auch die Schwermineralanalyse herangezogen. Die unmittelbare Messung anhand von Mikroaufnahmen erfaßte Korngrößen von 36—360 µm. Gemessen wurde dabei der sogenannte größte Durchmesser ρ_p des jeweiligen Kornes, d. h. die Entfernung seiner zwei am weitesten voneinander entfernten Punkte (HÖRNSTEN 1959, zitiert in MÜLLER 1964). Die Ergebnisse sind in den Abb. 4 a und 4 b dargestellt. Sie lassen die deutlichen Unterschiede erkennen, die zwischen der Körnung der Schwerminerale des Schotters und des Solums bestehen: In beiden Fällen zeigt zwar die Kornverteilung ein Maximum im Bereich zwischen 110—150 µm, die Fraktion 63—110 µm ist aber im Solum ungleich stärker vertreten (47,5 Korn-%) als im Schotter

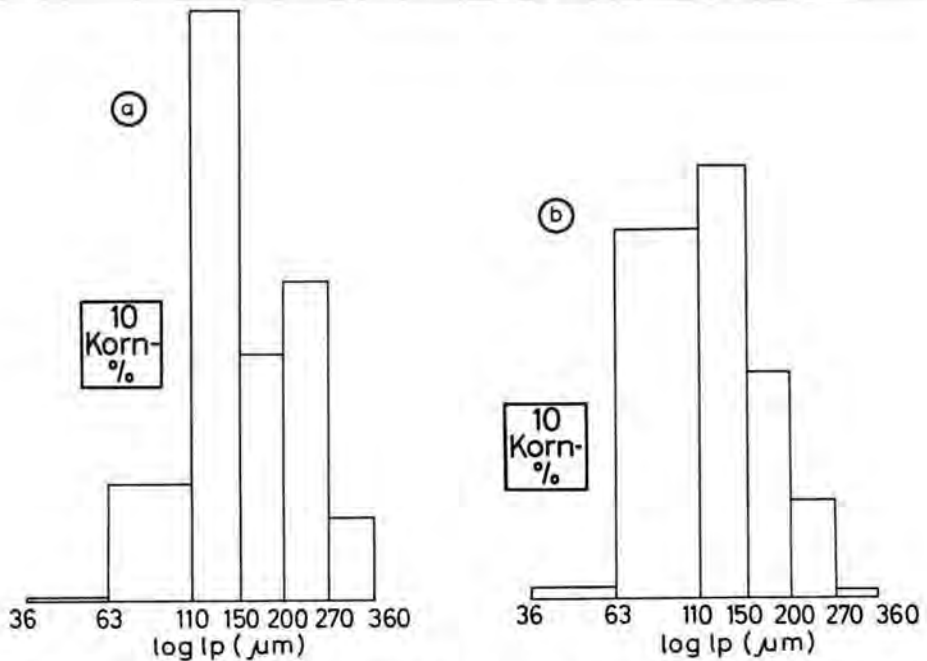


Abb. 4: Die Körnung der Schwerminerale in der Feinerde des Schotters (a) und des Solums b).

(15,0 Korn-%). Dabei ist hervorzuheben, daß nur ein Teil der Schwerminerale in den feineren Fraktionen auf mögliche pedogenetische Verwitterung und damit Zerkleinerung größerer Mineralindividuen an Ort und Stelle zurückgeführt werden kann. Viele Schwerminerale zeigen auch noch in den feineren Fraktionen ihre ursprüngliche Kristallform (Taf. I). Dies trifft vor allem für viele Zirkone, Rutile, Disthene und einige Granate zu.

Einen weiteren Hinweis auf schwache Verwitterung liefert auch die Feststellung, daß der Granat-Gehalt im Solum deutlich höher ist als im Kalkschotter (Tab. 3). Granat ist bekanntlich ein gegen die Verwitterung wenig stabiles Schwermineral; der relativ hohe Gehalt an frischen Granaten im Substrat muß daher andere Ursachen haben.

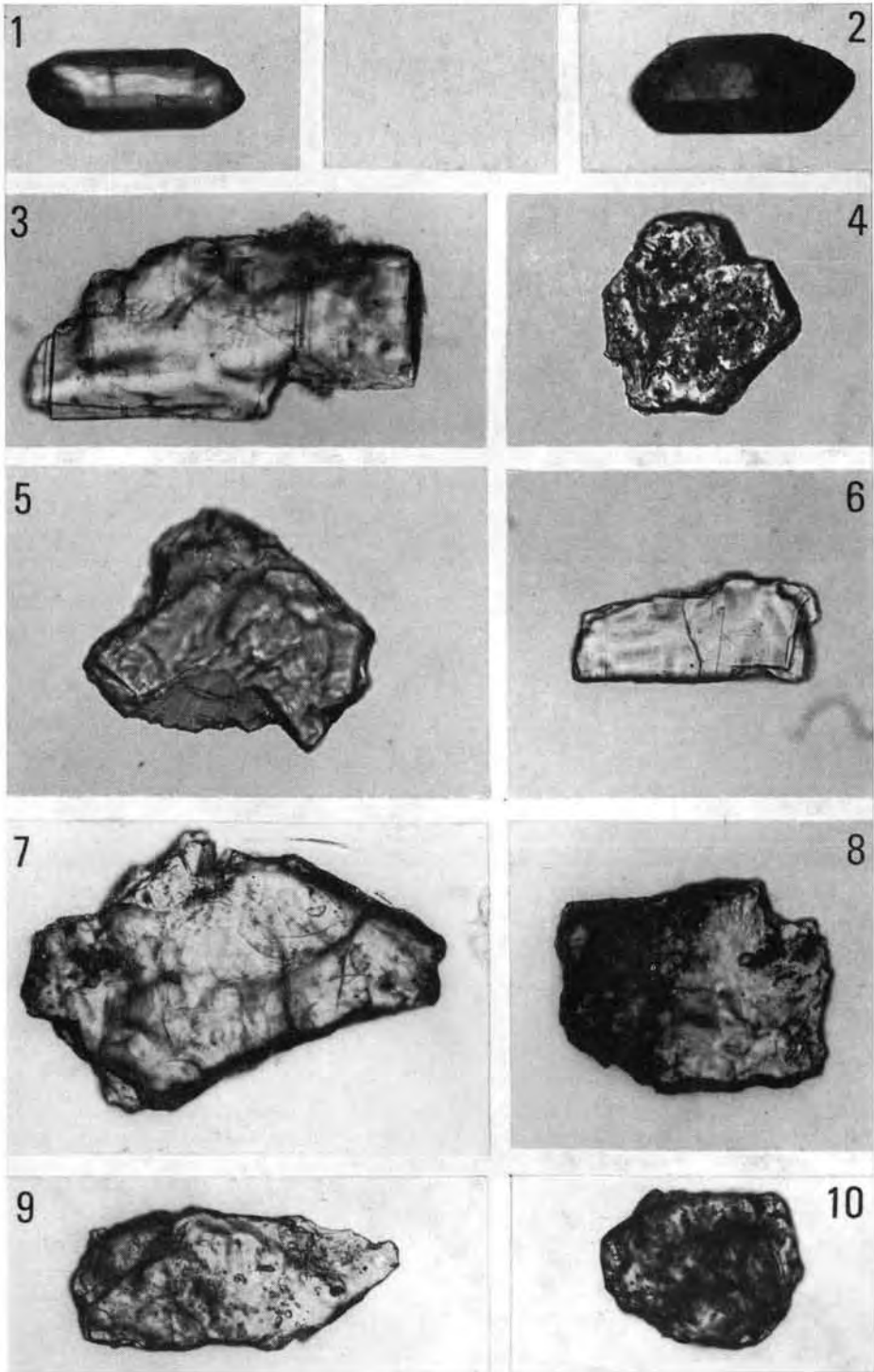
Tafel I

Schwerminerale aus der Feinerde der Deckschicht (Solum) und des Kalkschotters.

Deckschicht: Fig. 1: Zirkon; Fig. 2: Rutil; Fig. 3: Disthen; Fig. 4: Granat.

Kalkschotter: Fig. 5: Staurolith; Fig. 6: Disthen; Fig. 7—10: Granat.

Zirkon und Rutil aus der Deckschicht (Fig. 1 u. 2) weisen noch pyramidale und prismatische Kristallflächen auf. Der Disthen (Fig. 3) ist wegen seiner ausgeprägten Spaltbarkeit (3 Spaltsysteme) bei der Umlagerung möglicherweise mechanisch zerkleinert worden. Beim Granat aus der Deckschicht (Fig. 4) und dem Kalkschotter, bes. Fig. 8 und 10, sind die Kristallflächen (110?) noch deutlich zu erkennen. Für den Disthen aus dem Kalkschotter (Fig. 6) gilt das gleiche wie für den Disthen aus der Deckschicht (Fig. 3). Abbildungsmaßstab: Fig. 1, 2 u. 4 = 250 : 1; Fig. 3 = 200 : 1; Fig. 5—10 = 160 : 1.



Tab. 3: Mineralogische Zusammensetzung der Schwerminerale im Korngrößenbereich 36—200 μm . Summe der transparenten Schwerminerale 100 ‰. Anteil der opaken Körner ist bezogen auf die gesamten Schwerminerale. Angaben jeweils in Korn-‰.

	Boden (n = 600)		Kalkschotter (n = 553)
Opak-Minerale		23,3	18,1
Granat	50,2		34,2
Zirkon	0,4		—
Rutil	2,6		2,2
Turmalin	0,4		0,4
Epidot-Reihe	12,4		7,9
Titanit	0,2		0,4
Pyroxen	—		0,4
Grüne gemeine Hornblende	12,2		17,8
Staurolith	10,7		9,9
Disthen	2,3		2,6
Sillimanit	—		0,2
Aggregate	4,6		20,0
Unbekannt	4,0		3,5
	100,0		99,5

5. Diskussion der Ergebnisse

Für das Vorhandensein einer Deckschicht im Untersuchungsgebiet und gegen die Möglichkeit einer Feinmaterial-Anhäufung *in situ* als Residuum einer Schotter-Entcarbonatisierung sprechen mehrere Gründe:

- Für die zu beobachtenden Solum-Mächtigkeiten müßten sehr große Mengen von Carbonat-Schottern als Ausgangsgestein aufgelöst worden sein. Wäre dieses Solum in der Tat hauptsächlich ein Verwitterungsresiduum der Kalkschotter, hätte sich bei der so vorausgesetzten intensiven chemischen Verwitterung aus den Silikaten auch wesentlich mehr Ton bilden müssen als die Deckschicht enthält.
- Nach der Behandlung des Schottermaterials mit verdünnter Salzsäure zeigt das Residuum eine stark einseitige Korngrößenverteilung mit ausgeprägtem Maximum im Grobsandbereich. Im Gegensatz dazu verschiebt sich die Korngrößenverteilung im Boden zugunsten der feineren Fraktionen mit einem Modus im Feinsand / Grobschluff-Bereich.
- Die Korngrößenverteilung innerhalb der Schwermineralfraktion zeigt deutliche Unterschiede zwischen der Deckschicht und dem Schotter; die Deckschicht enthält viel mehr kleinere Schwerminerale als ihr Untergrund.
- Dieser Effekt ist jedoch nicht dominant auf die pedogenetisch bedingte ortsständige Schwermineral-Zerkleinerung (Verwitterung) zurückzuführen. Vielmehr sind die feinkörnigen Schwerminerale in der Deckschicht als Anzeiger und Bestandteile eines von vornherein feinkörnigeren Sediments anzusehen. Das beweisen mehrere idiomorphe Kristalle und gleichzeitig die Tatsache, daß die als wenig stabil geltenden Granate in der Deckschicht (Solum) viel stärker vertreten sind als im Schotter. Außerdem weist die Körnung der Deckschicht und ihrer Schwermineralfraktion auf eine äolische Genese hin. Dies geht vor allem aus dem hohen Gehalt an Grobschluff und Feinsand sowie aus dem höheren Anteil feinerer Granate und anderer Schwerminerale hervor.

Aufgrund dieser Ergebnisse und nach Beobachtungen an zahlreichen Profilen kommt für die Bildung der Deckschicht ein äolischer Materialtransport als dominanter Vorgang in Betracht. Dabei handelte es sich u. E. nicht um die Anwehung von Feinmaterial aus größerer Entfernung, sondern um kleinräumigen Transport, wie dies auch von anderen Sedimenten der Jüngerer Tundrenzeit bekannt ist. Es überrascht daher nicht, daß zwischen Deckschicht und Kalkschotter eine mineralogische Verwandtschaft zu erkennen ist.

Um keine Mißverständnisse aufkommen zu lassen, sei noch erwähnt, daß unter den jeweils herrschenden Klima- und Vegetationsbedingungen selbstverständlich auch die chemische Verwitterung wirksam war und ist. So beobachtet man an der Grenze Deckschicht/Schotter angewitterte carbonatische Skelettbestandteile. Im übrigen ist die Grenze zwischen Deckschicht bzw. Boden und Untergrund sehr scharf ausgebildet; ein Übergangshorizont $B_v C_v$ oder C_v fehlt fast immer. Auch dies ist ein Hinweis auf eine relativ geringe chemische Verwitterung. Schließlich sei noch erwähnt, daß das pH (KCl) im B_v -Horizont von etwa 3 dm mächtigen Braunerden Werte um 6 erreicht, was auch aus den Untersuchungen von ZECH & NEUWINGER (1974) hervorgeht. Die von ZECH & NEUWINGER als Ursache der starken Carbonatlösung genannten sauren Humusaufgaben haben demnach schon in einer Tiefe von wenigen dm nur noch einen schwachen Einfluß, der bei mächtigeren Deckschichten i. a. noch weiter abnimmt. Wo die Deckschicht in primär angelegten tieferen Kleindellen eine größere Mächtigkeit erreichte, waren die ökologischen Voraussetzungen für eine erhöhte Produktion und Anreicherung organischer Stoffe und damit für die Podsolierung gegeben (vgl. SCHÖNHALS 1957; Abb. 6 u. 7). An feuchteren Schatthängen sind unter moos- und vacciniumreichen Fichtenmischwäldern die Bedingungen für die Entstehung von Rohhumusaufgaben und damit für die Podsolierung besonders günstig. An solchen Stellen ist dann auch ein C_v -Horizont ausgebildet, aber fast immer nur unter den primär angelegten tieferen Kleindellen (vgl. auch ZECH & NEUWINGER 1974; Abb. 2).

Die Untersuchungen erbrachten den Nachweis, daß in der Umgebung von Seefeld und Leutasch über carbonatischen Gesteinen eine Deckschicht liegt, die nicht durch chemische Verwitterung, sondern unter periglazialen Klimabedingungen entstanden ist. Sie besteht überwiegend aus Schluff sowie Fein- und Mittelsand. Bei der Bildung der Deckschicht waren äolische Umlagerungen dominant. Nach den vorliegenden Ergebnissen über Untersuchungen an spätglazialen Deckschichten kann angenommen werden, daß auch das aus Tirol beschriebene Substrat während der Jüngerer Tundrenzeit gebildet worden ist.

Schriftenverzeichnis

- HÖRNSTEN, A. (1959): A method and a set of apparatus for mineralogic — granulometric analysis with a microscope. — Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, **38**: 105—137; Uppsala.
- KLIEWE, H. & SCHULTZ, H.-J. (1970): Die periglaziäre Fazies im Jungmoränengebiet nördlich der pommerschen Eisrandlage. — Pet. geogr. Mitt., Erg. H., **274**: 255—263; Gotha.
- KOPP, D. (1965): Die periglaziäre Deckzone (Geschiebedecksand) im nordostdeutschen Tiefland und ihre bodenkundliche Bedeutung. — Ber. geol. Ges. DDR, **10**: 739—771; Berlin.
- LEMBKE, H. (1954): Die Periglazialerscheinungen im Jungmoränengebiet westlich des Oderbruchs bei Freienwalde. — Gött. geogr. Abh., **16**: 55—95; Göttingen.
- LIEDTKE, H. (1958): Frostbodenstrukturen aus dem norddeutschen Jungmoränengebiet. — Wiss. Z. Univ. Berlin, math. nat. R., **7**: 359—376; Berlin.
- MÜLLER, G. (1964): Methoden der Sediment-Untersuchung. — Stuttgart (Schweizerbart).
- PLASS, W. (1966): Braunerden und Parabraunerden in Nordhessen. — Z. Pflanzenernähr. Düng., Bodenkde., **114**, 1: 12—26; Weinheim.
- POETSCH, T. J. (1975): Untersuchungen von bodenbildenden Deckschichten unter besonderer Berücksichtigung ihrer vulkanischen Komponente. — Gießener geol. Schr., **4**: 180 S., 29 Abb., Tab. Anhang; Gießen (Lenz).

- SCHLICHTING, E. & BLUME, H.-P. (1966): Bodenkundliches Praktikum. — Hamburg u. Berlin (Parey).
- SCHÖNHALS, E. (1957a): Spätglaziale äolische Ablagerungen in einigen Mittelgebirgen Hessens. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **8**: 5—17; Öhringen (Rau).
- (1957b): Späteiszeitliche Wind-Ablagerungen in den Nördlichen Kalkalpen und die Entstehung der Buckelwiesen. — *Natur und Volk*, **87**: 317—328; Frankfurt a. M.
- (1972): Die bodenkundliche und standortkundliche Bedeutung der geologischen Vorgänge während des Spätglazials. — Vortr.-Tag. d. Arbeitsgem. f. Forstl. Vegetationskde., 33—49; Bonn.
- (1973): Zur Landesnatur Mittelhessens. — *Mitt. dt. bodenk. Ges.*, **17**: 11—62; Göttingen.
- (1974): Die Bedeutung geologischer, insbesondere quartärgeologischer Vorgänge für die Bodenbildung in Hessen. — *Mitt. dt. bodenk. Ges.*, **18**: 11—17; Göttingen.
- SEMMEL, A. (1964): Junge Schuttdecken in hessischen Mittelgebirgen. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **92**: 275—285; Wiesbaden.
- (1973): Periglaziale Umlagerungszonen auf Moränen und Schotterterrassen der letzten Eiszeit im deutschen Alpenvorland. — *Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd.*, **17**: 118—137; Berlin u. Stuttgart (Borntraeger).
- ZECH, W. & NEUWINGER, I. (1974): Podsolbildung aus kalkreichen Substraten. Beobachtungen in den Tiroler Kalkalpen bei Seefeld. — *Forstwiss. Centralbl.*, **93**: 179—191; Hamburg u. Berlin (Parey).
- & WÖLFEL, U.: Untersuchungen zur Genese der Buckelwiesen im Klooschautal. — *Forstwiss. Centralbl.*, **93**: 137—155; Hamburg u. Berlin (Parey).

Manuskript eingeg.: 12. 1. 1977.

Eiszeitalter u. Gegenwart	27	143—158 10 Abb.	Öbringen/Württ. 1976
---------------------------	----	--------------------	----------------------

Geomorphologische Untersuchungen im östlichen Kroumirbergland (Nordtunesien, Gebiet östlich von Tabarka)

KARL-ULRICH BROSCHE, HANS-GEORG MOLLE & GEORG SCHULZ^{*)}

Geomorphological development, phases of landscape evolution, radiocarbon-datings, sequences of sedimentation, soil erosion, Holocene, Upper Pleistocene, North Tunisia

Kurzfassung: Im nordtunesischen Untersuchungsgebiet (östliches Kroumirbergland) lassen sich verschiedene Ablagerungen voneinander trennen. Am jüngsten ist eine Feinmaterialakkumulation, die eine maximale Höhe von 5—6 m über Niedrigwasserbett und ein Erosionsniveau bei 2—2,5 m aufweist. Diese Akkumulation entspricht den Feinsedimentkörpern („Auelehme“) FREGIENS (1971). Nach zwei ¹⁴C-Daten (Holzkohle) wurden die Sedimente etwa seit 5000 B. P. abgelagert. Ungefähr in den gleichen Zeitraum fällt nach ¹⁴C-Daten die Ablagerung einer 6—12 m mächtigen „Dünensandterrasse“ im Oued Malah.

Die nächst ältere Ablagerung besteht aus einem Schotterkörper, der vor allem im Talgrund unter den oben genannten Akkumulationen anzutreffen ist. Nach Vergleichen mit Untersuchungsergebnissen in Zentraltunesien scheint ein würmzeitliches Alter der Schotter wahrscheinlich zu sein. Zeitlich nicht einstuft lassen sich kalkzementierte Dünen mit Terra rossa-Schlotten in Meeresnähe bei 12,5—13,5 m ü. M., eine oder mehrere Schotterterrassen mit Felssockeln bei 25—50 m über Niedrigwasserbett und kalkzementierte Dünen mit roten Bodensedimenten und einzelnen Sandsteinschottern bei 70—90 m, stellenweise sogar bei 130 m relativer Höhe über Niedrigwasserbett.

[Geomorphological Investigations in the Eastern Part of the Kroumir Mountains (North Tunisia, Region East of Tabarka)]

Abstract: In the study area in northern Tunisia (eastern Kroumir mountains) various deposits may be distinguished. The youngest is a fine material accumulation, with a maximum height of 5—6 m above low-water level and an erosion level of 2—2,5 m. This deposit corresponds to the fine sediments („Auelehme“) described by FREGIEN (1971). 2 ¹⁴C-datings (charcoal) show that sedimentation began about 5000 B.P. 2 other ¹⁴C-datings show that a 6—12 m thick „dune sand terrace“ was deposited in the Oued Malah at about the same time.

The deposit next in age consists of gravel, found mainly on the valley-floor beneath the deposits described above. A comparison with results from Central Tunisia indicates a probable Würm age. A chronological classification proved impossible in the case of calcified dunes with terra rossa filled pipes, situated near the sea at 12,5—13,5 m above sea-level, one or more gravel terraces on rock foundations at 25—50 m above low-water level, and calcified dunes with red soil sediments and isolated sandstone gravel at 70—90 m, in places even at 130 m relative height above low-water level.

Résumé: Dans la région de recherches, en Tunisie septentrionale (la partie orientale des montagnes de Kroumirie), on peut distinguer des accumulations différentes. Le sédiment le plus jeune est représenté par une accumulation de matière fine qui se trouve à une hauteur maximale de 5—6 m au-dessus du niveau des basses eaux et qui est caractérisée par un niveau d'érosion à 2—2,5 m. Cette accumulation correspond aux sédiments fins („Auelehme“) de FREGIEN (1971). Selon deux datations au radiocarbone (des échantillons de charbon de bois), la sédimentation a commencé vers 5.000 ans B. P. Deux autres datations, dont les échantillons étaient prises d'une „terrasse de sable de dune“ à 6—12 m, dans l'Oued Malah, prouvent que cette terrasse avait été accumulée pendant la même période.

^{*)} Anschriften der Verfasser: Priv.-Dozent Dr. K.-U. Brosche, 1000 Berlin 41, Grunewaldstr. 35, Institut f. Phys. Geographie der FU Berlin; Dr. H.-G. Mollé und Dr. G. Schulz, Geomorphologisches Laboratorium des Inst. f. Phys. Geographie der FU Berlin, 1000 Berlin 33, Altensteinstraße 19.

L'accumulation antérieure aux sédiments fins consiste en pierrailles qu'on trouve surtout au fond de vallée sous les accumulations mentionnées. Après avoir comparé les résultats avec ceux de la Tunisie Centrale, l'âge wurmien des pierrailles semble être semblable. On ne pouvait fixer l'âge ni de dunes calcifiées non loin de la mer à une hauteur de 12,5–13,5 m, contenant des puits remplis de terra rossa, ni d'une ou de plusieurs terrasses de pierrailles avec des socles en roche massive à 25–50 m au-dessus du niveau des basses eaux, ni de dunes calcifiées avec des sédiments de sol rouges et des pierrailles de grès isolées qui se trouvent à 70–90 m, parfois même à 130 m de hauteur relative au-dessus du niveau des basses eaux.

1. Einleitung, Problemstellung und Literaturüberblick

Mit den folgenden geomorphologischen Untersuchungen wird das Ziel verfolgt, die Grundzüge der Formen- und Sedimentfolge in einem küstennahen Gebiet Nordtunisiens herauszuarbeiten und die hierbei erzielten Ergebnisse mit den Befunden von Bos (1971) aus der Umgebung von Ain Draham und von FREGIEN (1971) im gleichen Untersuchungsraum zu vergleichen. Darüber hinaus erscheint uns auch ein überregionaler Vergleich mit unseren Arbeitsergebnissen in Zentral- und Südtunisien (MOLLE & BROSCHÉ 1976; BROSCHÉ & MOLLE 1975, 1976) sinnvoll zu sein.

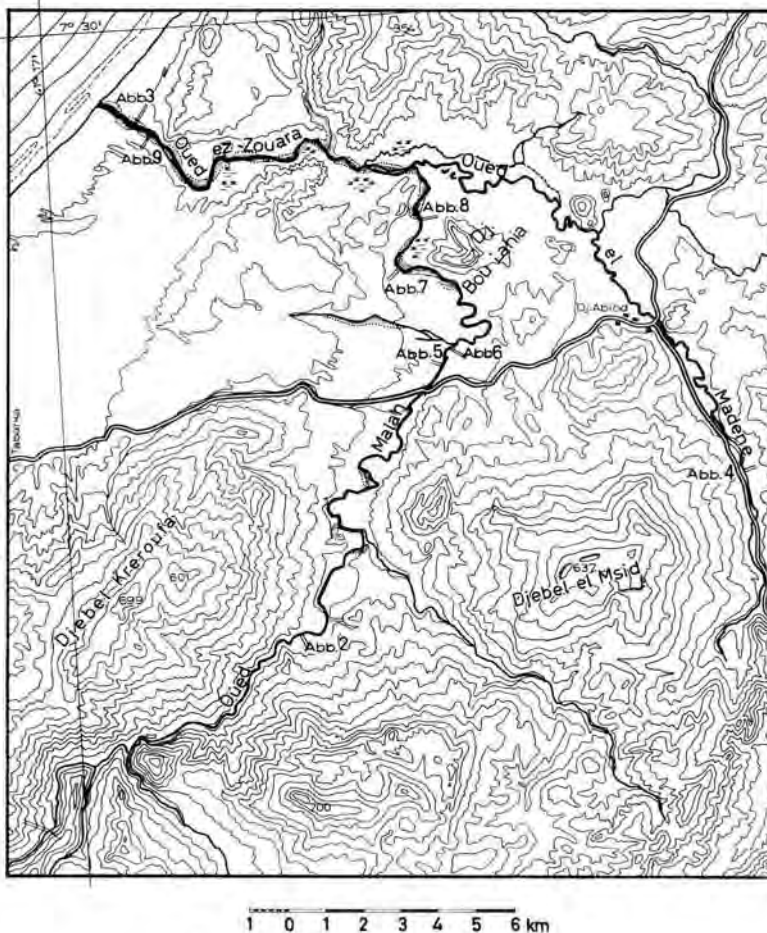


Abb. 1: Übersichtskarte des Arbeitsgebiets.

Das nordtunesische Arbeitsgebiet liegt östlich Tabarka und umfaßt die Täler des Oued Malah und des Oued el Madene, die sich ca. 8 km südöstlich der nordtunesischen Küste zum Oued ez Zouara vereinigen (Abb. 1, vgl. auch Karten Nefza, Flle. No. X, 1 : 50 000 und Zaouiert Madien, Flle. No. XVII, 1 : 50 000).

Im Raum östlich Tabarka dominieren Kalkmergel, Kalke und Sandsteine des Oligozän, Eozän und der oberen Kreide sowie quartäre, oft durch Kalk zementierte Dünen- und Sande. Während im nordöstlichen Matmata-Vorland in Südtunesien und am Djebel Mrhila und am Djebel Chambi in Zentraltunesien markante Schichtstufen- und Schichtkamm-landschaften mit weiten Vorlandflächen (z. T. Glacis) die beherrschenden Formenelemente darstellen (MENSCHING 1958, 1963), bilden die quarzreichen Gesteine im östlichen Kroumirbergland längliche, stark zertalte Schichttafelländer oder schichtkammähnliche, längliche Höhenrücken. Vorlandflächen und Glacis fehlen hier weitgehend.

Auch in klimatischer Hinsicht besteht ein deutlicher Unterschied zwischen dem nordtunesischen Arbeitsgebiet einerseits und den zentral- und südtunesischen Untersuchungsgebieten andererseits. Die Jahresmitteltemperaturen betragen in Tabarka $17,9^{\circ}$, in Zentraltunesien ca. $14,5$ — 19° (Kairouan $19,1^{\circ}$, Maktar $14,6^{\circ}$) und liegen in Südtunesien bei $20,5^{\circ}$ (Medenine) bzw. $19,2^{\circ}$ (Gabes). In Tabarka fallen bei einer etwa dreimonatigen Sommertrockenheit 1047 mm Niederschlag, in Zentraltunesien dagegen nur 400—800 mm im Gebirge und 200—400 mm im Gebirgsvorland. Im Matmatabergland und seinem nordöstlichen Vorland fehlen humide Monate. Hier fallen 250 mm (Matmata) bzw. 178 mm Niederschlag (Gabes). Den Niederschlagshöhen und der Verteilung der Niederschläge entsprechend bestehen auch hydrogeographische Unterschiede. In Nordtunesien perennieren die Bäche und Flüsse trotz der etwa dreimonatigen sommerlichen Trockenheit im Unterschied zu den erwähnten Gebieten in Zentral- und Südtunesien.

Vor einer Darstellung der Geländebefunde soll kurz auf die Arbeitsergebnisse von FREGIEN (1971) im gleichen Untersuchungsgebiet eingegangen werden. FREGIEN (1971: 145—148) fand als jüngste Akkumulation in den Tälern des Kroumir- und Mogodberglandes einen Feinsedimentkörper, der dem jüngsten Schotterkörper („unterste Flußterrasse“) aufliegt und von ihm als „Auelehm“ gedeutet wird, der „während der vergangenen rund 3000 Jahre“ in den Ebenen und Tälern gebildet worden sein muß. Bezüglich der zeitlichen Einstufung dieses Sediments stützt sich FREGIEN nicht auf eigene Datierungen, sondern erwähnt, daß JAUZEIN (1959: 31) in ähnlichen Alluvialkörpern zentraltunesischer Oueds in drei bis vier Meter Tiefe mehrfach römische Töpferwaren gefunden hat. Daneben unterscheidet FREGIEN (1971: 147) in den Unterläufen aller Oueds zwei, in einigen Oueds (Oued Sedjenane und Oued Malah) drei weitere Terrassen aus groben, gut gerundeten Schottern. Mit dem Begriff „Terrasse“ meint FREGIEN bei der 1. (untersten) Terrasse nur den Schotterkörper, bei der 2. und 3. Terrasse morphologische Form und Sediment. Der bereits erwähnte Feinsedimentkörper liegt auf der untersten Terrasse, d. h. auf dem untersten Schotterkörper, der seinerseits von den rezenten Oueds mindestens 1,5 m zerschnitten ist. Flächenmäßig weiter verbreitet als die unterste Terrasse ist die zweite Terrasse. Am Oued Malah und am Oued el Madene beträgt der Höhenabstand zwischen der untersten und der zweiten Terrasse kurz vor Eintritt in die Nefza-Ebene 3 m. Die beiden Terrassen zeigen in allen Tälern flußabwärts eine Tendenz zur Konvergenz, ohne aber zu konvergieren, flußaufwärts divergieren sie. Die zweite Terrasse dient wegen ihrer flächenmäßigen Ausprägung als bevorzugte Siedlungs- und Kulturlandfläche. Das Terrassenmaterial der zweiten Terrasse unterscheidet sich nach Geröllgröße und Rundungsgrad kaum von dem der tieferen Terrasse. Es ist aber stärker verbacken (FREGIEN 1971: 148). „Noch höhere Terrassenreste reichen wieder mehrere Meter über das zweite Terrassen-niveau hinauf“ (FREGIEN: 148).

2. Die Geländebefunde am Oued ez Zouara, am Oued Malah, am Oued el Madene und in benachbarten Gebieten

a. Die Feinmaterialakkumulation

Neben dem Niedrig- und Hochwasserbett¹⁾ läßt sich im Gebiet östlich Tabarka eine jüngere *Feinmaterialakkumulation* erkennen. Bei diesem graubraunen bzw. braunen Feinsediment handelt es sich meistens um sandige und lehmige Ablagerungen, die z. T. im unteren Abschnitt von Kieslagen durchsetzt sind. Die Feinmaterialakkumulation ist eine eigenständige Akkumulation und ist mit Sicherheit mit dem Auelehm bzw. Auesand, den FREGIEN (1971: 144—146) aus dem Kroumir- und Mogodbergland beschreibt, identisch. Die Feinmaterialakkumulation liegt meistens mit einem abrupten Wechsel locker gelagerten, älteren Sandsteinschottern auf (FREGIEN 1971: 145), bzw. sie legt sich seitlich an diese an (Abb. 2). Der Übergang zu den älteren Schottern an der Basis erfolgt manchmal in einer mehrfachen Wechsellagerung von Schottern und Feinmaterial oder einem zunehmenden Vorherrschen von Schottern gegenüber dem Feinmaterial. Stellenweise liegt die Feinmaterialakkumulation der rinnenförmig modellierten Oberfläche der älteren Schotter auf. Die Feinmaterialakkumulation läßt sich am Oued Malah vom Beginn des Mittellaufs²⁾ an ca. 6 km südlich der Straße Tabarka—Djebel Abiod durchgehend bis ans Meer morphologisch verfolgen (Abb. 3). Im Oued el Madene ist sie gleichfalls vom Oberlauf bis zum Unterlauf verfolgbar. In den Talabschnitten südlich des Ortes Djebel Abiod (Nefza) ist die Feinmaterialakkumulation allerdings nur in Gestalt einer 0,8—1,0 m mächtigen Auelehmdecke entwickelt, die ältere, locker gelagerte Schotter überdeckt (Abb. 4).

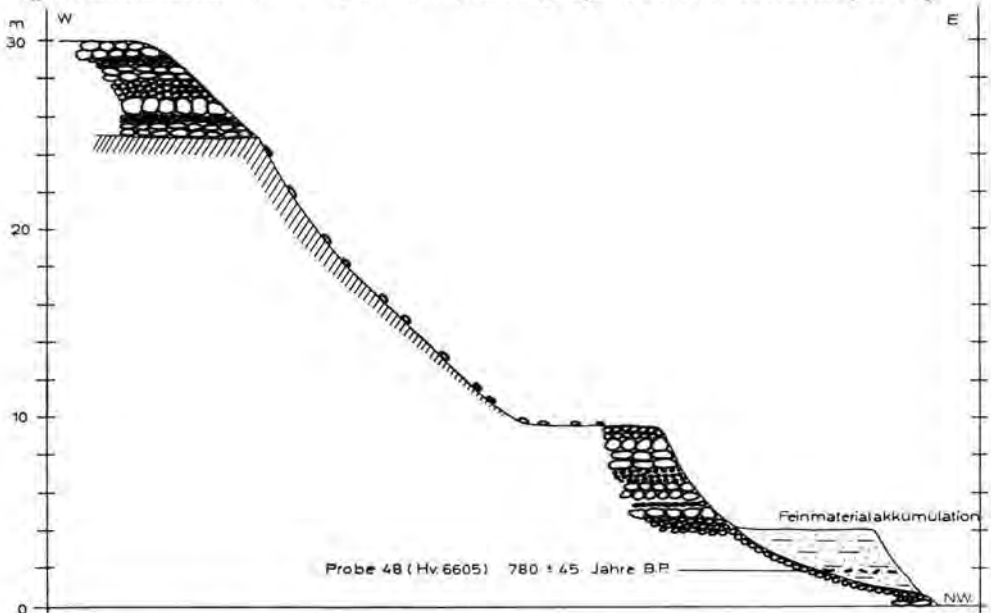


Abb. 2: Anlagerung der Feinmaterialakkumulation an die jüngere Schotterakkumulation am Beginn des Mittellaufes des Oued Malah. Auf einem ca. 25 m über Niedrigwasserbett gelegenen Felssockel befindet sich eine ältere Schotterakkumulation.

1) Niedrigwasserbett und Hochwasserbett werden in den Abbildungen mit NW und HW abgekürzt.

2) Als Unterlauf wird der Talabschnitt des Oued ez Zouara, als Mittellauf der Talabschnitt des Oued el Madene und des Oued Malah von ihrer Vereinigung zum Oued ez Zouara bis zur Engtalstrecke im Gebirge bezeichnet. Als Oberlauf werden die Engtalabschnitte im Gebirge aufgefaßt.

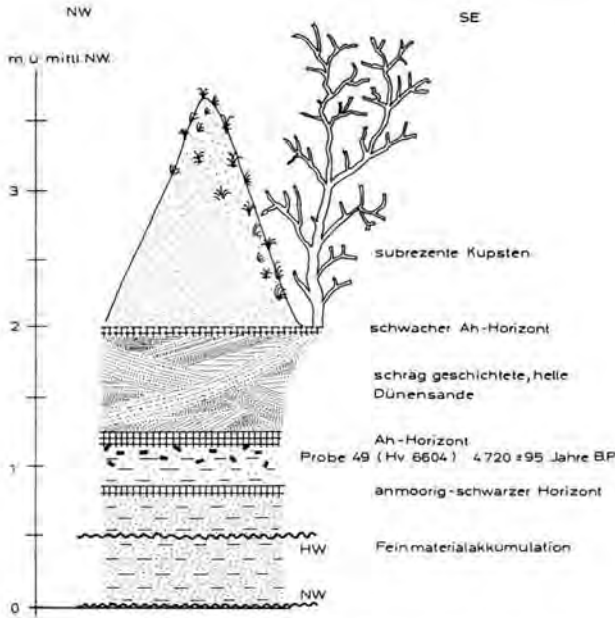


Abb. 3: Sediment- und Bodenabfolge im Bereich der Feinmaterialakkumulation im Unterlauf des Oued ez Zouara.

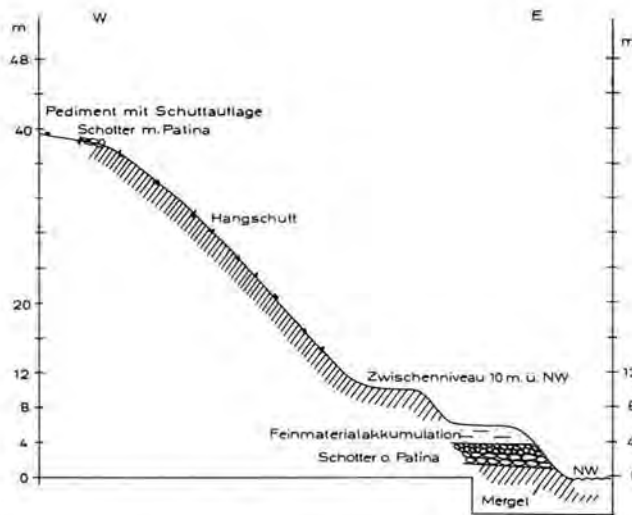


Abb. 4: Die Feinmaterialakkumulation liegt im Mittellauf des Oued el Madene in Gestalt einer Auelehmdecke auf der jüngeren Schotterakkumulation 4 m über dem Niedrigwasserbett. Links in der Abb. der kurze Rest eines ausgedehnten Pediments mit Resten einer älteren Schotterdecke.

Die Feinmaterialakkumulation erreicht ihre größte Verbreitung und Mächtigkeit von 4—5 Metern im Talabschnitt nördlich der Straße Tabarka—Djebel Abiod (Abb. 5 u. 6). Bereits am Beginn des Mittellaufes ca. 6 km südlich der genannten Straße kommen Mächtigkeiten von 3,0—3,5 m vor. In Meeresnähe, wo die Feinmaterialakkumulation ca. 0,8 km südöstlich der Küste endet, ist sie wenigstens 1,3—1,5 m mächtig. Wie tief sie hier noch unter das Flußbett des Oued ez Zouara hinabgeht, konnte nicht festgestellt werden.

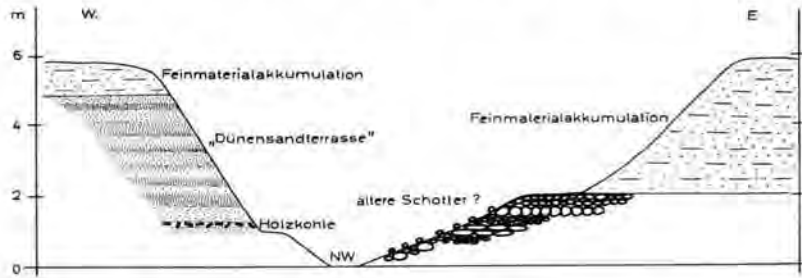


Abb. 5: Feinmaterialakkumulation auf der jüngeren Schotterakkumulation bzw. auf der mit Holzkohlebändern durchsetzten „Dünensandterrasse“ im mittleren Mittellauf des Oued Malah.

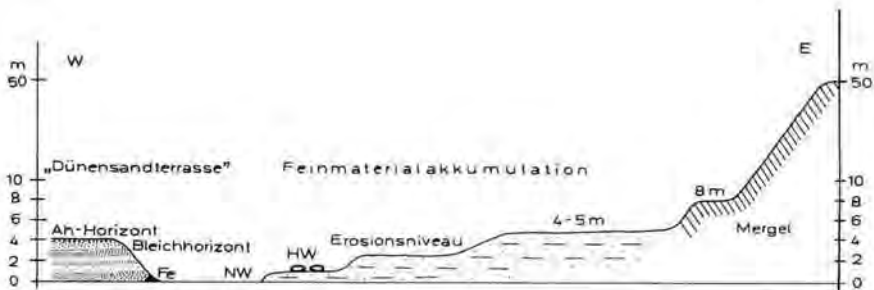


Abb. 6: Feinmaterialakkumulation mit heute nicht mehr überschottertem Erosionsniveau oberhalb des Hoch- und Niedrigwasserbettes des Oued Malah. „Dünensandterrasse“ etwa im gleichen Niveau wie Feinmaterialterrasse.

Charakteristisch für die Feinmaterialakkumulation, die — wie in Zentraltunesien — die eigentliche landwirtschaftliche Nutzfläche in diesem Gebiet darstellt, ist ihre *Zweigliedrigkeit* (Abb. 6). Oberhalb des Hochwasserbettes ist die Feinmaterialakkumulation oft in zwei Niveaus ausgebildet. Das untere ist als 2—2,5 m über Niedrigwasserbett gelegenes Erosionsniveau entwickelt, das obere liegt 4—6 m über Niedrigwasserbett und stellt wahrscheinlich die Oberfläche der Akkumulation dar.

Nach FREGIEN (1971: 146) sollen die Feinsedimentkörper z. T. noch jetzt bei Hochwasser überschwemmt und überdeckt werden. Daraus schließt er, daß es sich bei ihnen „im ganzen um einen rezenten Akkumulationskörper handelt“. An einer anderen Stelle (s. o.) äußert FREGIEN (1971: 145—146), daß die Feinsedimentkörper in den vergangenen rund 3000 Jahren aufgeschüttet worden sein müssen. — Ob FREGIEN allerdings mit einer rezenten Überschwemmung der von uns festgestellten 5—6 m über Niedrigwasserbett gelegenen Feinsedimente (Abb. 5 u. 6) rechnet, erscheint uns zweifelhaft zu sein, denn nach FREGIEN (1971: 147) ist das 5—6 m über Niedrigwasserbett gelegene Niveau, das nach seinen und unseren Beobachtungen die Haupt-Siedlungs- und Landwirtschaftsfläche darstellt, die zweite Schotterterrasse. Das allerdings widerspricht völlig unseren Beobachtungen (s. S. 152).

Im Unterlauf des Oued ez Zouara liegt das untere Niveau in der Feinmaterialakkumulation bei 1,0—1,5 m, das obere bei 3 m über dem Niedrigwasserbett. Diese Beobachtung entspricht völlig den Beschreibungen FREGIENS (1971: 147), nach denen flußabwärts eine Tendenz des Konvergierens der verschiedenen Terrassen festzustellen ist. Freilich spricht FREGIEN (1971: 147) das obere Niveau in der Feinmaterialakkumulation unserer Meinung nach fälschlicherweise als zweite Schotterterrasse an.

Auf dem 4—6 m hohen Niveau der Feinmaterialakkumulation beginnen kleine, 1—1,5 m tiefe Tälchen mit muldenförmigem Querprofil und zerschneiden es leicht. Sie laufen auf der unteren 2—2,5 m ü. NW gelegenen Erosionsterrasse in der Feinmaterialterrasse aus. Mit rückschreitender Erosion greifen stellenweise Kerben in diese Muldentäler ein, die vom rezenten Bach ausgehen. Es gibt auch Tälchen, die auf den höheren Hängen beginnen und auf der 4—6-m-Terrasse auslaufen.

Die Feinmaterialakkumulation läßt sich als eine Ablagerung deuten, deren Hauptteil aus Abtragungsprodukten holozäner Bodenbildung entstanden sein könnte. Dafür sprechen die dominierenden Korngrößen (Schluffe, Tone, Sande, vgl. dazu die Korngrößenanalysen von FREGIEN 1971: 145) und die graubraune bzw. braune Farbe der Sedimente.

Dieser Schluß läßt sich auch durch die Untersuchungsergebnisse von Bos (1971: 83—84 u. 124—125) stützen, der aufgrund seiner Studien in der Umgebung von Ain Draham zu einer Zweiteilung des Holozäns kommt: In dem älteren Abschnitt des Holozäns hat sich hier ein Boden mit braunem B₁-Horizont entwickelt, der im jüngeren Abschnitt des Holozäns einer intensiven Abtragung unterlag. In diesem Zeitraum wurde er degradiert und als Kolluvium an den Hangfüßen und auf flachen Fußflächen abgelagert. Im älteren Abschnitt des Holozäns herrschte nach Bos (1971) eine dichtere Vegetation mit Erlen vor, die heute in diesem Gebiet nicht mehr vorkommt, wie sich aus pollenanalytischen Untersuchungen schließen läßt. Der ältere Abschnitt des Holozäns wird von Bos (1971) u. a. auch aufgrund des Dominierens lehmig-toniger Sedimente als eine wärmere Zeit angesehen, in der die chemische Verwitterung stärker wirksam war als im jüngeren Abschnitt des Holozäns. ¹⁴C-Daten der Verfasser (s. u.) werden zeigen, daß sich die von Bos (1971) abgeleiteten Ergebnisse absichern lassen.

Eine ¹⁴C-Datierung von Holzkohle aus einem ca. 5 cm mächtigen Holzkohleband, das etwa 0,5 m über der Basis der Feinmaterialakkumulation am oberen Ende des Mittellaufes des Oued Malah gefunden wurde (Abb. 2), ergab ein radiometrisches Alter von 780 ± 45 B.P. (Hv 6605). Mit diesem Datum dürfte etwa der Beginn der Feinmaterialakkumulation an dieser Stelle erfaßt sein, der allerdings noch etwas weiter zurückliegen muß, da das Probenmaterial 0,5 m über der Basis der Feinmaterialakkumulation gesammelt wurde.

Ein weiteres ¹⁴C-Datum, das am meernahen unteren Ende der Feinmaterialakkumulation gewonnen wurde (Abb. 3), ergab ein radiometrisches Alter von 4720 ± 95 B.P. (Hv 6604). Bei dieser Holzkohlenprobe, die im A_{h1}- und in einem schwach entwickelten A_n-Horizont eines subrezentens Bodens gefunden wurde, handelt es sich um einzelne, recht große Holzkohlestückchen, die vom Fluß verschwemmt wurden. Bei beiden ¹⁴C-Daten ist allerdings die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, daß die Holzkohlestückchen älter sind als die Akkumulation, in der sie gefunden wurden.

Ob die 0,8—1 m mächtigen Feinmaterialdecken, die 4—5 m über den Niedrigwasserbetten über älteren Schottern liegen (Abb. 4), zeitlich mit den maximal 4—5 m mächtigen Feinmaterialdecken in den weiter talab gelegenen Talstrecken gleichzusetzen sind, läßt sich aufgrund der beiden ¹⁴C-Daten nicht belegen.

Die zeitlich recht weit auseinander liegenden ¹⁴C-Alter der beiden datierten Holzkohleproben in Küstennähe und im oberen Mittellauf des Oued Malah können dafür sprechen, daß entweder die Ablagerung der Feinmaterialakkumulation über einen langen Zeitraum — vielleicht in einem Vorgang rückschreitender Akkumulation — erfolgte oder daß im Zeitraum zwischen ca. 5000 B.P. und nach 800 B.P. eine mehrfache Ablagerung von Feinmaterialsedimenten stattfand.

Nach ihrer Ablagerung wurde die Feinmaterialakkumulation nicht nur linienhaft durch die Tiefenerosion der Flüsse zerschnitten, sondern es kam in Küstennähe zu einer Überformung (Abb. 3), die hier möglicherweise zu einer flächenhaften Erniedrigung der Feinmaterialakkumulation führte. Danach muß eine kräftige Bodenbildung stattgefunden haben, die von einer Phase der Ablagerung von Dünen sand abgelöst wurde (vgl. auch die Ausführungen über die „Dünensandterrasse“ im folgenden Kapitel). Diese Phase fand ihren Abschluß mit der Bildung eines schwachen A_h -Horizonts und einer Besiedlung des Flugsandes durch Baumvegetation. Eine rezente Flugsandverwehung und Dünenbildung folgte, die das Absterben der Bäume verursachte.

Eine ähnliche, allerdings kräftigere Bodenbildung in Dünen sanden läßt sich auch östlich Tabarka in der Meknas-Ebene in Küstennähe beobachten. Wir vermuten, daß es sich dabei um die von FREGIEN (1971: 150) erwähnte fossile Waldbodenbildung handelt, die er als bodenkundliches Zeugnis eines jüngeren „Subpluvials“ deutet. Diese nach FREGIEN auch in der Nefza-Ebene auftretende Bodenbildung soll eine ältere, trockenere Dünenperiode von der jüngeren, noch andauernden Dünenbildung trennen.

b. Die „Dünensandterrasse“

Nur über eine Strecke von ca. 4 km ist auf der W-Seite des Oued Malah eine meistens aus feinem Flugsand aufgebaute, 6–12 m hohe Terrasse entwickelt, die wir „Dünensandterrasse“ nennen (Abb. 5, 7 u. 8). Diese Terrasse hat ihr Verbreitungsgebiet im Talabschnitt nördlich der Straße Tabarka—Djebel Abiod. Hier konnten zwischen den beiden Höhenzügen Djebel Kreroufa (699 m ü.M.) und Rhoumd er Roumel (215 m ü.M.) von Westen, von der Küste her, mächtige Sandmassen nach E landeinwärts geweht werden (es ist zu vermuten, daß das Oued Malah früher einmal zwischen den beiden genannten Höhenzügen seinen Lauf nach WNW nahm).

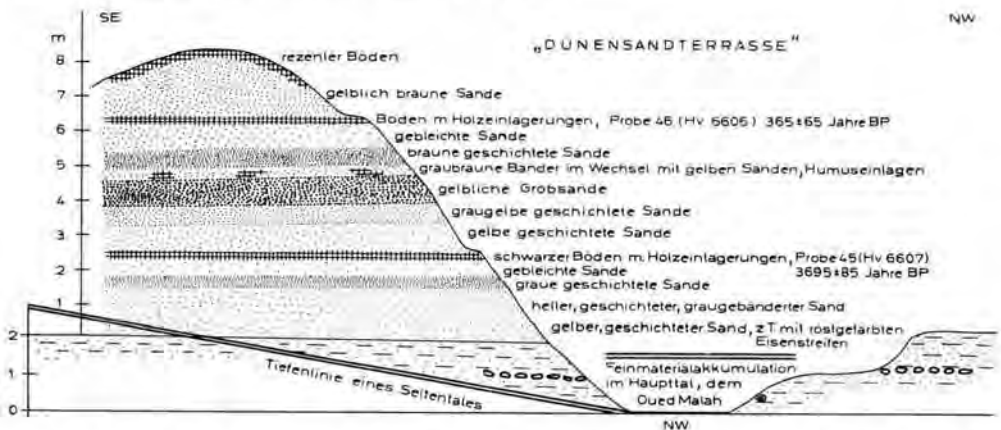


Abb. 7: Polyzyklisch aufgebaute Sedimente der „Dünensandterrasse“ in einem kleinen Nebental des Oued Malah auf Feinmaterialsedimenten. Zwei fossile A_h -Horizonte mit ^{14}C -datierten Holzresten in den Dünen sanden.

Die „Dünensandterrasse“ besteht, wie oben bereits erwähnt wurde, ganz überwiegend aus feinen, schräg- und kreuzgeschichteten Flugsanden. Nur stellenweise sind einige Kies- und Schotterbänder eingelagert (Abb. 8), die wahrscheinlich fluvial³⁾ transportiert wur-

³⁾ Eine ähnliche fluviale Verspülung von Schottern und Kies in flachen Tälern auf verkalkten Dünen sanden läßt sich heute in Nordtunesien in Küstennähe häufig feststellen (z. B. am Cap Serrat).

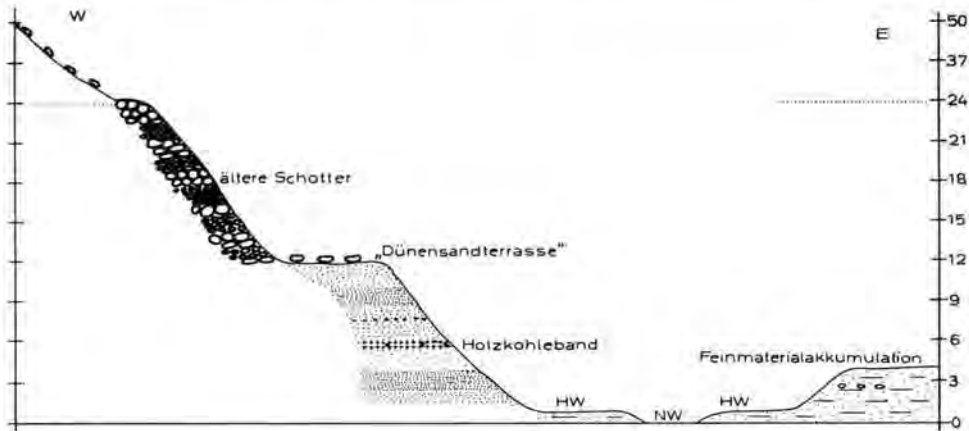


Abb. 8: Feinmaterialakkumulation sowie „Dünensandterrasse“ mit Holzkohleband, die an ältere Schotterakkumulation angelagert ist.

den. Sie stammen — wie einige Schotter und Kiese an der Oberfläche der Dünensandterrasse — wahrscheinlich aus dem älteren, höher hinaufreichenden Schotterkörper.

An einer Lokalität war zu erkennen, daß sich die „Dünensandterrasse“ auf eine ältere Akkumulation legt. Bei dieser älteren Akkumulation handelt es sich um graue Feinsedimente, in die einzelne Kies- und Schotterbänder eingelagert sind. Es liegen hier wahrscheinlich die unteren Teile der Feinmaterialakkumulation vor. Diese morphologische Einstufung stimmt auch mit den ^{14}C -Daten überein, die an Holzproben der „Dünensandterrasse“ (Abb. 7) und an Holzkohle aus der Feinmaterialakkumulation in Küstennähe (Abb. 3) gewonnen wurden.

Die „Dünensandterrasse“ liegt tiefer als eine Schotterakkumulation (Abb. 8), an die sie seitlich angelagert ist, und ist daher jünger als diese Schotterakkumulation.

Charakteristisch für die „Dünensandterrasse“ ist die Einschaltung eines (oder mehrere) Holzkohlebänder; in einem Falle streicht ein solches Band in ca. 4 m (Abb. 8), in zwei anderen Fällen dagegen in nur 2 m bzw. ca. 1 m Höhe über dem Niedrigwasserbett aus (Abb. 5). Die Frage, ob es sich um das gleiche Holzkohleband handelt, könnte nur über ^{14}C -Datierungen beantwortet werden, da die Fundpunkte zu weit auseinander liegen und die Holzkohlebänder sich im Gelände nicht verbinden lassen. Auf die Datierung der Holzkohlebänder wurde einstweilen verzichtet, da wir die „Dünensandterrasse“ an einer anderen Stelle besser datieren konnten.

In einem kleinen, von W kommenden Nebental des Oued Malah auf der Höhe der Ortschaft Al. el Hammam ist besser als bei den bereits angesprochenen Lokalitäten zu beobachten, daß die „Dünensandterrasse“ in mehreren Phasen aufgeweht wurde (Abb. 7). Sie ist nämlich durch mehrere Bodenhorizonte (A_n - und B_v -Horizonte), Torf- und Holzeinlagerungen gegliedert. Zwei hier entnommene Holzproben (Hv 6606 und Hv 6607) ermöglichen eine zeitliche Einstufung dieser „Dünensandterrasse“. Ihre Aufwehung durch W-Winde begann bereits vor 3695 ± 85 B.P. (Hv 6607), also nach der Ablagerung der Feinmaterialakkumulation im Unterlauf des Oued ez Zouara und setzte sich bis in die jüngste Zeit fort (Hv 6606; 365 ± 65 B.P.). Nach Ablagerung des jüngsten datierten Holzes wurde noch eine 1,3 m mächtige Flugsanddecke aufgeweht, auf der sich der rezente Boden entwickelte.

Die oberen Partien der „Dünensandterrasse“ könnten bei Berücksichtigung aller Befunde etwa zu einer Zeit akkumuliert worden sein, als in Küstennähe die Feinmaterialterrasse von der älteren Flugsanddecke eingehüllt wurde (Abb. 3).

An einer Stelle, ca. 200 m nördlich der Nationalstraße Tabarka—Djebel Abiod (Nefza), wurde beobachtet, daß auf der hier ca. 5 m hohen, flächenhaft entwickelten „Dünensandterrasse“ eine ca. 1 m mächtige braune Feinmaterialdecke ausgebreitet ist (Abb. 5). Diese dürfte nach ihrem gesamten Habitus und ihrer Höhenlage 5—6 m über Niedrigwasserbett den obersten Teil der Feinmaterialakkumulation darstellen. Die weite flächenhafte Ausdehnung der „Dünensandterrasse“ in diesem Gebiet spricht dafür, daß die Dünenande nach ihrer wohl vorwiegend äolischen Ablagerung flächenhaft fluvial überformt wurden. Im Zuge dieser Überformung wurden sie dann von dem Deck-Feinmaterial überlagert.

Die beschriebenen Aufschlüsse der Abb. 2, 5 u. 7 zeigen, daß die Ablagerung der Sedimente der Feinmaterialakkumulation und die Bildung der „Dünensandterrasse“ ungefähr im gleichen Zeitraum (zwischen ca. 5000 B.P. und 300 B.P.) erfolgt sein kann. Nicht auszuschließen ist, daß die Ablagerung der Feinmaterialakkumulation, wie schon in Kapitel 2 a. erwähnt, in zwei Phasen stattfand: in einer ersten vor Ablagerung der ältesten Teile der „Dünensandterrasse“ und in einer zweiten im Schlußabschnitt der Aufwehung der „Dünensandterrasse“.

Mit der genaueren Untersuchung der Feinmaterialakkumulationen in den von uns besuchten Oueds ist die von FREGIEN (1971: 145) vermutete Altersstellung der „Auelehme“, die nach ihm in den letzten 3000 Jahren gebildet worden sein müssen, modifiziert und abgesichert worden. Nach unseren Ergebnissen muß ihre Bildung zwischen etwa 5000 B.P. und der jüngeren Neuzeit erfolgt sein. Diese Befunde passen zu den Ergebnissen von GOBERT & VAUFREY (1932), die in den Dünen von Ouchtata (also westlich unseres Untersuchungsgebietes bzw. in unserem Arbeitsgebiet) bedeutende prähistorische Wohnanlagen gefunden haben. Zwischen Tabarka und dem Cap Serrat fand GOTTIS (1953) ebenfalls zerstreut liegende, prähistorische Wohnanlagen, was auf eine frühe Besiedlung dieses Gebietes hindeutet. Vielleicht erklären sich hierdurch die recht häufigen Funde von Holzkohlestückchen in den Feinmaterialakkumulationen einerseits und von 3—5 cm dicken Holzkohlebändern in der „Dünensandterrasse“ andererseits. DEBAZAC (1969: 31) fand Spuren einer Mikro-Feuerstein-Industrie nahe Babouch (nördlich Ain Draham) am Majen Khangout. Über die Siedlungstätigkeit in der historischen Epoche berichten GSELL (1921) und MENSCHING (1974) ausführlich.

c. Ältere Schotterakkumulationen und Schotterterrassen

An vielen Stellen der untersuchten Täler liegt die Feinmaterialakkumulation bzw. das braune auelehmartige Feinsediment locker gelagerten, gut geschichteten älteren Sandsteinschottern auf, die in eine braune, sandig-lehmige Matrix eingebettet sind. Im Niedrigwasserbett konnten diese Schotter allerdings unterhalb des mittleren Mittellaufes nirgends angetroffen werden; hier dominiert im Niedrigwasserbett rezenter Schwemmsand. Die Schotter unter dem auelehmartigen Feinsediment entsprechen ohne Zweifel FREGIENS (1971: 147) unterster Terrasse (womit er den untersten Schotterkörper meint, der allerdings für sich allein keine morphologische Terrasse bildet).

Die Auflagerungsfläche der flußbettnahen Sandsteinschotter liegt manchmal nur etwas über der Niedrigwasserbetthöhe auf Anstehendem (Abb. 4), manchmal bis 4—5 m über dem Niedrigwasserbett. Zusätzlich zu den dargelegten Befunden bot in einem Falle ein Brunnen, der auf der 5—6 m über Niedrigwasserbett entwickelten Oberfläche der Feinmaterialakkumulation am Fuß des Djebel Bou Lahia nahe der Lokalität St. Salem (unte-

rer Mittellauf des Oued Malah) angelegt war, Einblick in den Aufbau der jüngeren Akkumulationen: Hier stand der locker gelagerte grobe Sandsteinschotter ca. 2,5 m unter der Oberfläche an, wurde also von ca. 2,5 m mächtigen Feinsedimenten überlagert. An anderer Stelle (oberer Mittellauf des Oued Malah) liegt Sandsteinschotter 10 m über Niedrigwasserbett auf einem Mergel-Felssockel, an mehreren anderen Stellen konnten Schotter erst 25 m über dem Niedrigwasserbett auf einem Felssockel (Abb. 2), an drei anderen Stellen erst ab ca. 40 m über Niedrigwasserbett angetroffen werden (Abb. 4). Lagert der Sandsteinschotter auf 25—40 m hohen Felssockeln, so läßt er sich bis in 45—50 m über Niedrigwasserbett hinauf verfolgen.

Im Madene-Tal laufen pedimentartige Formen in ca. 40 m Höhe über Niedrigwasserbett (Abb. 4) bzw. in 10—12 m über Niedrigwasserbett aus. In 6—8 m über Niedrigwasserbett findet sich im Oued Malah (oberer Mittellauf) im Sandsteinschotter ein Erosions-Zwischenniveau.

Bisher ist es nicht gelungen, mit Hilfe von Aufschlüssen nachzuweisen, daß es sich bei den in verschiedenen Höhen angetroffenen Sandsteinschottern um mehrere, voneinander trennbare Akkumulationskörper handelt.

Allerdings scheinen uns doch einige Befunde dafür zu sprechen, daß es zwei, vielleicht auch drei Akkumulationsphasen von Schottern gegeben hat:

1. Für eine Mehrphasigkeit der Aufschotterung könnte vor allem der Umstand sprechen, daß mehrfach, wie erwähnt, unter Schotterkörpern Felssockel in Höhen um 40 m, 25 m, 9—10 m, 4 m und etwa in Höhe des heutigen Niedrigwasserbettes gefunden wurden. Die z. T. recht ebenen, unterschiedlich hohen Felssockel wurden mehrfach direkt übereinander gefunden (z. B. Abb. 4). Hieraus ist zumindest zu schließen, daß es mehrere Eintiefungsphasen der Flüsse gegeben hat, die mit der Entstehung von im Fels ausgebildeten Talböden verbunden waren. Da das Untersuchungsgebiet in Meeresnähe liegt und hier aus verschiedenen Befunden mehrere Meeresspiegelschwankungen nachweisbar sind (Kap. 2. d.), ist die Vorstellung mehrerer zeitlich voneinander zu trennender Akkumulationsphasen nicht unwahrscheinlich.

2. Eine recht junge Aufschotterung ist im Bereich des Oberlaufs des Oued Malah zu beobachten. Hier hat ein Nebental vor nicht allzu langer Zeit einen ca. 8 m mächtigen, locker gelagerten Schotter-Schwemmfächer gegen das Haupttal vorgeschüttet, der etwa in Höhe des heutigen Niedrigwasserbettes beginnt. Diese Beobachtungen scheinen dafür zu sprechen, daß sich zumindest ein jüngerer, locker gelagerter Schotterkörper mit brauner, lehmiger Matrix, der an die Taltiefenlinien gebunden ist, von einem oder mehreren älteren Schotterkörpern auf hoch über den Tälern gelegenen Felssockeln unterscheiden läßt.

Die Schotter-Akkumulationen des untersuchten Talsystems lassen sich in diesem Arbeitsgebiet allerdings nicht mit im Anstehenden entwickelten Abrasionsterrassen in Verbindung bringen, da in Meeresnähe verkalkte quartäre Dünen dominieren, die ihrerseits von rezentem Dünensand überweht und überlagert werden.

Für eine absolute Datierung der Sandstein-Schotter ergaben sich keine Anhaltspunkte. Neben den beschriebenen Niveaus fielen noch Verflachungen bei 70—75 m, bei 140—145 m (Djebel Bou Lahia) und bei 255 m ü.M. (Djebel bou Lahia) auf, die nicht näher untersucht wurden.

d. Kalkzementierte Dünen, alte Meeresspiegelniveaus und Abrasionsterrassen am Unterlauf des Oued ez Zouara, am Cap Negro und am Cap Serrat

Im Mündungsgebiet des Oued ez Zouara ist südöstlich der eigentlichen Küste eine ca. 0,8 km lange, seichte Lagune entwickelt, die vom Oued ez Zouara durchflossen wird. Bei Ebbe fallen weite Teile dieser Lagune trocken. Das Oued ez Zouara gelangt über einen schmalen Kanal in das Meer, der infolge von Strandversetzung und durch die bei Flut

vom Meer herantransportierten Sandmassen zeitweilig vom Meer durch einen kleinen Sandwall abgetrennt wird. Eine von rezenten Flugsanden und Kupsten bedeckte Strandplatte erhebt sich nördlich und südlich der Lagune etwa 1 m über Niedrigwasserstand des Meeres. Nur geringfügig (0,5—1,0 m) höher liegt die Oberfläche der in Abb. 3 dargestellten Feinmaterialakkumulation am SE-Rand der Lagune. Sie wird vom Hochwasser nicht mehr erreicht. Da die Feinmaterialakkumulation mit ihrer Oberfläche vermutlich einmal auf einen etwas höheren (?) Meeresspiegel eingestellt gewesen war, ist sie mit ihrem NE-Ende als fossiles, niedriges Kliff zu deuten, das später im Zuge einer äolischen Tätigkeit durch Flugsande fossilisiert wurde.

Am Cap Serrat bei Sedjenane wurden bei 2,0—2,5 m ü. M. in durch Kalk verkitteten Dünen-sanden kleinräumige Abrasionsflächen gefunden, die ebenfalls als fossil anzusehen sind. Bis 0,5 m ü. M. reichen in diesen kalkzementierten Dünen mit Terra rossa-Material ausgefüllte Verwitterungs-Schlotten herab. Außerdem gibt es hier im nördlichen Teil einen 2 m ü. M. gelegenen Abrasions-Felssockel mit 1 m mächtigen Brandungsgeröllen unter fossilen kalkzementierten Küstendünen, die an der Oberfläche von mit Terra rossa-Material gefüllten Orgeln besetzt sind. Hier ist nicht die ganze Düne durch Kalk verkittet, sondern nur die 4—5 m dicke Außenhaut, wie durch frische Aufschlüsse ersichtlich ist.

Im küstennahen Teil des Oued ez Zouara sind durch Kalk verkittete fossile Dünen — wie am Cap Serrat — die beherrschenden Formen. Wie am Cap Serrat haben sich nach oder während der Zementierung der Dünen durch Kalk auch hier 1,5—2 m tiefe Schlotten ausgebildet, die mit einem tief rot gefärbten Terra rossa-Material gefüllt sind. Rötliche Bodensedimente, die dem Terra rossa-Material in den Schlotten ähneln, wurden auf den kalkverkitteten Dünen bis in Höhen von 70—90 m ü. M. gefunden (Abb. 9). Hier konnten auch stellenweise Osteokolle in dem roten Verwitterungsmaterial angetroffen werden.

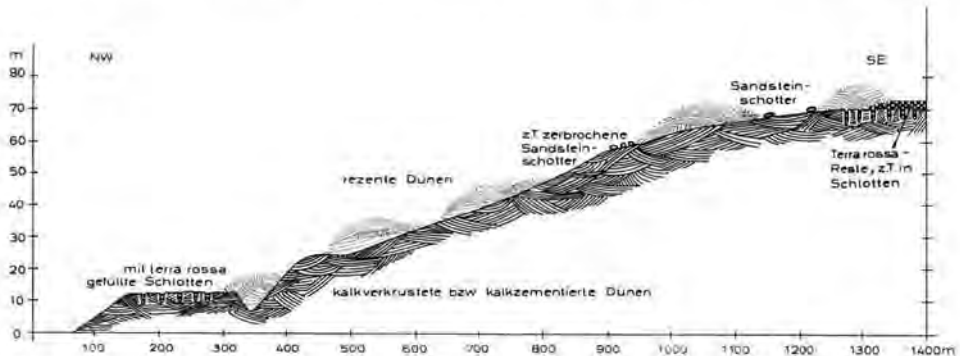


Abb. 9: Von rezenten Dünen überwehte, kalkzementierte ältere Dünen mit Terra rossa-Resten in 1—2 m tiefen Schlotten. In Küstennähe ist ein 12,5—13,5 m hohes Erosionsniveau (Abrasionsniveau?) entwickelt.

Da die kalkverkitteten Dünen stellenweise bis unter den Meeresspiegel verfolgbar sind (Cap Serrat), ist der Schluß zulässig, daß die Dünen zu einer Zeit aufgeweht wurden, als der Meeresspiegel tiefer lag als heute (vgl. die Befunde von MOSELEY 1965: 181 in Li-byen)⁴⁾. Das kann in erster Linie während des Maximums einer Kaltzeit oder auch während der Übergangsphasen von einer Kaltzeit zu einer Warmzeit (oder umgekehrt) geschehen sein (vgl. auch ROHDENBURG & SABELBERG 1973). In einem solchen Zeitabschnitt

⁴⁾ In einer solchen Zeit können auch steil abtauchende, 4—5 m dicke Sandstein-Hangschuttdecken entstanden sein, die ca. 1,5 km südöstlich der Küste auf der E-Seite des Oued ez Zouara gefunden wurden. Diese reichen hier auch bis mindestens ans Niedrigwasserbett hinab.

lagen weite Strandflächen trocken, die als bevorzugtes Ausblasungsgebiet für Dünenande in Frage kommen.

Die kalkzementierten Dünen im Mündungsgebiet nördlich und südlich des Oued ez Zouara weisen einige Verflachungen und Hangknicke auf (Abb. 9); diese dürften aber keine überregionale Bedeutung haben. Das 12,5—13,5 m hohe Niveau in Küstennähe ist als deutliches Erosionsniveau (Abrasionsterrasse?) entwickelt, wie sich aus der Kappung der kalkzementierten Dünenandlagen entnehmen läßt. Dieses Niveau könnte bei einem gegenüber heute höheren Meeresspiegel etwa zur selben Zeit entstanden sein, als weiter landeinwärts Sandsteinschotter auf hohen Felssockeln aufgeschüttet wurden. In einigen Fällen wurden auch Felsterrassen in ca. 8—10 m Höhe über dem Niedrigwasserbett gefunden.

Die gleiche Beziehung zu einem höheren Meeresspiegelstand kann auch bei den höheren, in Küstennähe entwickelten Niveaus und den im Inland dominierenden Niveaus (Felssockelhöhen und Schotterakkumulationshöhen) bestanden haben. Allerdings scheinen uns die sporadisch entwickelten Verflachungen auf den kalkverkitteten Dünen nicht ausreichend aussagekräftig für die Ableitung höherer, über längere Zeiträume konstanter Meeresspiegelstände in ganz bestimmten absoluten Höhen zu sein.

Die höchsten kalkverkitteten Dünen im Zouara-Gebiet wurden bei 125—130 m ü.M. angetroffen. Sandsteinschotter über den fossilen Dünen, auf die heute junge lockere Flugsande und Dünen aufgeweht werden, konnten bei 125 m, bei 110 m, bei 95—100 m und bei 60—70 m ü.M. gefunden werden. Es ist nicht auszuschließen, daß die Sandsteinschotter vom direkt benachbarten Bergland über lokale Gerinne herantransportiert worden sind.

Vergleicht man die Niveaus am Oued ez Zouara mit den Abrasionsniveaus über kalkzementierten Dünen am Cap Serrat, so zeigt sich, daß in beiden Gebieten ein 11,5—12,0 m hohes, bzw. 12,5—13,5 m hohes Niveau auftritt. Weitere Übereinstimmungen wurden zwar zwischen diesen beiden Gebieten nicht festgestellt, jedoch ergaben sich Übereinstimmungen zwischen dem Formenschatz am Cap Serrat und am Cap Negro. In beiden Fällen

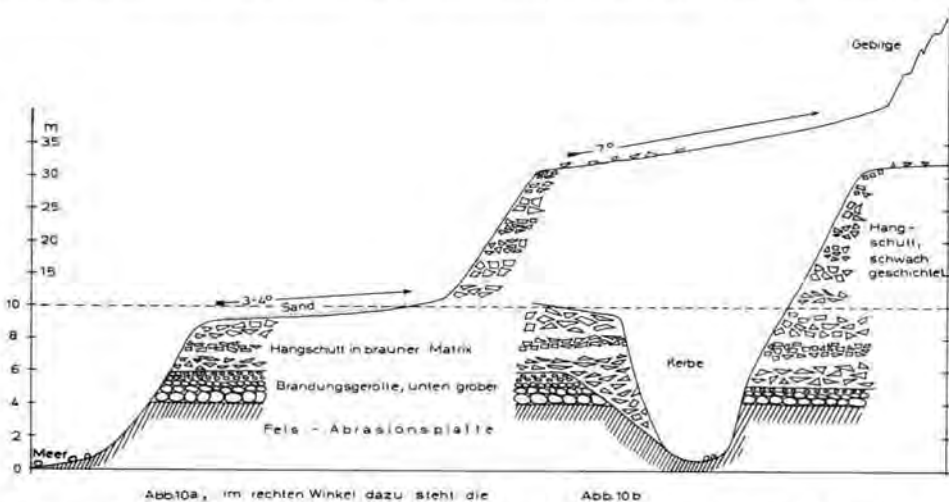


Abb. 10 a u. b: Abrasionsniveau mit ca. 2 m mächtigen Brandungsgeröllen am Cap Negro (nördl. Nefza). Die Brandungsgerölle werden von schwach geschichteten Schuttmassen überlagert, die sich glazialartig vor dem Gebirge ausdehnen. In 9—10 m ü.M. Erosionsniveau im Schuttglacis, rezente Kerbe auf Meeresniveau eingestellt.

finden sich Abrasions-Felssockel in 2 bzw. 4 m ü.M. mit Brandungsgeröll-Auflagen (CASTANY 1953). Diese werden am Cap Serrat von fossilen kalkzementierten Dünen sanden mit eingelassenen Terra rossa-Schlotten und am Cap Negro von fossilen schwach geschichteten, >20 m mächtigen Schwemmschuttmassen überlagert (Abb. 10 a u. b). Wir vermuten, daß die bei 2 bzw. 4 m ü.M. gelegenen Abrasionsplatten mit ihren Brandungsgeröllen möglicherweise einem interstadialen oder dem letzten interglazialen Meereshochstand zugeordnet werden können. Die jüngeren auflagernden Schwemmschutt-Sedimente könnten danach am Cap Negro in einer Zeit kräftiger mechanischer Verwitterung, vermutlich in der Würm-Kaltzeit, entstanden sein.

3. Ergebnisse

Im nordtunesischen Untersuchungsgebiet lassen sich unterscheiden:

- eine Feinmaterialakkumulation bis zu einer Höhe von 5—6 m über Niedrigwasserbett mit einem Erosionsniveau bei 2—2,5 m;
- eine 6—12 m mächtige „Dünensandterrasse“;
- ein Schotterkörper, der bis zu einer Höhe von 6—10 m über dem Niedrigwasserbett hinaufreicht;
- kalkzementierte Dünen mit Terra rossa-Schlotten bei 12,5—13,5 m ü.M. in Meeresnähe;
- eine oder mehrere Schotterterrassen mit Felssockeln zwischen 25—40 m über Niedrigwasserbett;
- kalkzementierte Dünen mit roten Bodensedimenten und einzelnen Sandsteinschottern bei 70—90 m, stellenweise sogar bei 130 m relativer Höhe über Niedrigwasserbett.

Ein Vergleich mit den Untersuchungsergebnissen von FREGIEN (1971) zeigt, daß der von ihm als „Auelehm“ gedeutete Feinsedimentkörper unserer Feinmaterialakkumulation bis in Höhe des Erosionsniveaus bei 2—2,5 m über Niedrigwasserbett entsprechen dürfte. Die Schotterkörper seiner 1. und 2. Schotterterrasse sind wahrscheinlich mit unserem jüngsten Schotterkörper zu parallelisieren. Das von ihm beschriebene Niveau der 2. Schotterterrasse stellt nach unseren Untersuchungen das obere Niveau unserer Feinmaterialakkumulation dar. Eine unserer älteren Schotterterrassen könnte mit der 3. Schotterterrasse von FREGIEN korrelieren.

Wie zwei ¹⁴C-Datierungen ergaben, wurden die Feinmaterialsedimente im jüngeren Holozän und vermutlich auch noch in historischer Zeit abgelagert: in einem Zeitraum um etwa 5000 B.P. bis nach 700 B.P. Es ließ sich bisher nicht eindeutig klären, ob dieses Sediment während eines kontinuierlichen Akkumulationsvorganges, z. B. während einer anhaltenden Phase rückschreitender Akkumulation vom Meer zum Landesinneren, entstand, oder ob dieses Sediment in mehreren Phasen abgelagert wurde. Die Untersuchungen von BOS (1971), der für den älteren Abschnitt des Holozäns eine Phase intensiver Bodenbildung wahrscheinlich macht, und der Aufbau der Feinmaterialakkumulation aus graubraunen bis braunen, feinkörnigen Sedimenten lassen ihre Herkunft aus Abtragungsprodukten älterer Böden wahrscheinlich werden.

Ein Vergleich mit Untersuchungsergebnissen aus Zentraltunesien (MOLLE & BROSCHE 1976), wo wir für vergleichbare Sedimente zwei ¹⁴C-Daten (Hv. 5399: 1955 ± 45 B.P. und Hv. 5394: 1100 ± 65 B.P.) erhielten, zeigt, daß sich die in den mittleren Abschnitten der Flußläufe in Nordtunesien abgelagerten Sedimente und die Feinmaterialakkumulation in Zentraltunesien zeitlich überschneiden können. Die Feinmaterialsedimente direkt an der Küste im nordtunesischen Untersuchungsgebiet scheinen dagegen ein höheres Alter als die Feinmaterialakkumulation in Zentraltunesien zu besitzen.

Jüngere als frühholozäne Bodenbildungsphasen (Bos 1971) sind in unserem nordtunesischen Arbeitsgebiet durch mehrere Bodenhorizonte in der „Dünensandterrasse“ belegt, die im küstennahen Bereich des Untersuchungsgebietes nach zwei ^{14}C -Daten seit etwa 4000 B.P. entstanden ist. Die Sedimente dieser Terrasse deuten außerdem auf eine seit dem jüngeren Holozän bis heute zeitweilig auftretende, starke äolische Aktivität in Küstennähe hin. Die teilweise zeitliche Überschneidung der Ablagerung dieser äolischen Sedimente mit derjenigen der Feinmaterialakkumulation läßt eine Gleichzeitigkeit fluviatiler und äolischer Ablagerungsprozesse, möglicherweise aber auch ein Nacheinander dieser Vorgänge in mehrfachem Wechsel im Untersuchungsgebiet vermuten, da die Feinmaterialakkumulation auch in mehreren, zeitlich voneinander zu trennenden Phasen entstanden sein kann. Das häufige Vorkommen von Holzkohlebändern in den Sedimenten der „Dünensandterrasse“ und Feinmaterialterrasse deutet auf eine starke Siedlungstätigkeit im jüngeren Holozän hin, die auch durch archäologische Untersuchungen belegt ist (GOBERT & VAUFREY 1932; GOTTIS 1953).

Eine Datierung des jüngsten Schotterkörpers ist in Nordtunesien im Unterschied zu Zentraltunesien, wo mehrere ^{14}C -Daten vorliegen (MOLLE & BROSCHE 1976), bisher nicht möglich. Eine Korrelation des jüngsten Schotterkörpers in Nordtunesien mit der Hauptakkumulation in Zentraltunesien (MOLLE & BROSCHE 1976) scheint uns möglich zu sein, da es sich in beiden Untersuchungsgebieten um die jüngste, überall verbreitete Schotterakkumulation handelt. Zur Zeit der Bildung des Schotterkörpers ist eine Phase starker mechanischer Gesteinsaufbereitung im Untersuchungsgebiet anzunehmen, worauf auch mächtige Hangschutt- und Schwemmschuttmassen an verschiedenen Stellen hinweisen. Die Lage des Schotterkörpers zu den datierten jüngeren Sedimenten läßt ein würemzeitliches Alter der Schotter in Nordtunesien vermuten. In Zentraltunesien ist diese zeitliche Einstufung durch ^{14}C -Alter zwischen ca. 10 000—30 000 B.P. belegt. Wie die Untersuchungen von DRESCH, RONDEAU & EL AOUANI (1960), GUILLIEN & RONDEAU (1966), BOS (1971) und unsere Untersuchungen in Zentraltunesien (MOLLE & BROSCHE 1976) zeigen, ist in den Gebirgen Tunesiens in der letzten Kaltzeit mit Prozessen der Solifluktion, Nivation und Aufbereitung des Gesteins durch Frostwirkung zu rechnen.

Bisher ließ sich nicht feststellen, in welcher Beziehung die kalkzementierten Dünen in unmittelbarer Küstennähe bei 12,5—13,5 m über Niedrigwasserbett zu dem genannten jüngsten Schotterkörper stehen. Ungeklärt bleibt auch, ob die Reste einer roten Bodenbildung auf diesen Dünen möglicherweise einer Phase rötlicher Bodenbildung in Zentral- bzw. Südtunesien (GIESSNER 1964: 146; MENSCHING 1974; BROSCHE & MOLLE 1975; MOLLE & BROSCHE 1976) entsprechen könnte. Hinweise auf Korrelationsmöglichkeiten der Schotterlagen auf Felssockeln bei 25—40 m und der Verebnungsflächen mit einzelnen Sandsteinschottern auf kalkzementierten Dünen bis in Höhen um 130 m über Niedrigwasserbett in Nordtunesien einerseits mit Schotterniveaus oberhalb der Hauptakkumulation in Zentraltunesien andererseits ließen sich bisher nicht finden.

Anmerkung: Die vorgelegte Arbeit ging aus Geländestudien hervor, die auf einer Reise nach Tunesien im Sommer 1974 durchgeführt wurden. Für die Finanzierung dieser Reise sind wir dem Fachbereich 24, Geowissenschaften, der FU Berlin zu Dank verpflichtet. Herrn Prof. Dr. M. A. Geyh, Hannover, und seinen Mitarbeitern danken wir für die Datierung einer Reihe von ^{14}C -Proben.

Schriftenverzeichnis

- Bos, R. H. G. (1971): Quaternary Evolution of a mountainous area in N. W. Tunisia. A geomorphological and pedological analysis. — Publicaties van het Fysisch-Geografisch en Bodemkundig Laboratorium van de Universiteit van Amsterdam, Nr. 19: 176 S.; Amsterdam.

- BROSCHÉ, K.-Ü. & MOLLE, H.-G. (1975): Morphologische Untersuchungen im nördlichen Matmata-Vorland (nördliche Djeffara, Südtunesien). — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **26**: 218—240; Öhringen.
- (1976): Geomorphologische und klimageschichtliche Studien in Süd- und Zentraltunesien. — *Z. Geomorph., N. F., Suppl. Bd. 24*: 149—159; Berlin - Stuttgart.
- CASTANY, G. (1953): Le Tyrrhénien de la Région de Bizerte. — *Bull. Soc. des Sci. natur. de Tunisie*, **4**, 1—4: 169—175; Tunis.
- DEBAZAC, E.-F. (1959): La végétation forestière de la Kroumirie. — *Ann. de l'école nat. des eaux et forêts et de la station de Rech. et expériences*, **16** (2): 1—113; Nancy.
- DRESCH, J., RONDEAU, A. & EL AOUANI, M. (1960): Observations sur les dépôts de versants et les terrasses climatiques en Tunisie. — *C. R. Soc. Géol. France*, **6**: 137—139; Paris.
- FREGIEN, W. (1971): Das Kroumir- und Mogodbergland im Nordtunesischen Küstentell. Grundlagen und Wirksamkeit der Morphodynamik in einer mediterran-humiden Landschaftsregion des Maghreb. — *Jb. d. geogr. Ges. zu Hannover, Sonderh.*, **5**; Hannover.
- GIESSNER, K. (1964): Naturgeographische Landschaftsanalyse der tunesischen Dorsale (Gebirgsrücken). — *Jb. d. geogr. Ges. Hannover f. 1964*; Hannover.
- GOBERT, E.-G. & VAUFREY, R. (1932): Deux gisements extrêmes d'Ibéromaurisien. — *L'Anthrop.*, **42**; Paris.
- GOTTIS, Ch. (1953): Sur l'âge des dunes de la région d'Ouchtata (Nefza, Tunisie Septentrionale). — *Bull. Soc. natur. de Tunisie*, **6** (1—4): 223—226; Tunis.
- GSELL, S. (1921): Histoire ancienne de l'Afrique du Nord. I: Les conditions du développement historique; Paris.
- GULLIEN, Y. & RONDEAU, A. (1966): Le modelé cryonival de la Tunisie centrale et septentrionale. — *Ann. de Géogr.*, **409**: 257—267; Paris.
- JAUZEIN, A. (1959): Les terrasses alluviales en Tunisie septentrionale. — *C. R. som. et Bull. Soc. Géol. France*, **2**: 31—32; Paris.
- MENSCHING, H. (1958): Glacis — Fußfläche — Pediment. — *Z. Geomorph., N. F.*, **2**: 165—186; Berlin - Stuttgart.
- (1963): Morphologie des südtunesischen Schichtstufenlandes. — *Bull. Soc. hellén. Géogr.*, 152—161; Athen.
- (1974): Tunesien, eine geographische Landeskunde. — *Wiss. Länderkunden*, **1**, 2. Aufl.: 281 S., 18 Fig., 9 Ktn., 14 Bildtaf.; Wiss. Buchgesellschaft Darmstadt; Darmstadt.
- MOLLE, H.-G. & BROSCHÉ, K.-U. (1976): Morphologische und klimageschichtliche Untersuchungen im südöstlichen Vorland des Djebel Chambi und des Djebel Mrhila in Zentraltunesien. — *Die Erde*, **107**, H. 2/3: 81—145; Berlin.
- MOSELEY, F. (1965): Plateau calcrete, calcreted gravels, cemented dunes and related deposits of the Maalegh-Bomba region of Libya. — *Z. Geomorph., N. F.*, **9**: 166—189; Berlin - Stuttgart.
- ROHDENBURG, H. & SABELBERG, U. (1973): Quartäre Klimazyklen im westlichen Mediterrangebiet und ihre Auswirkungen auf die Relief- und Bodenentwicklung. — *Catena*, **1**: 71—180; Gießen.

Manuskript eingeg. 19. 11. 1976.

Das Jungholozän im Reichenhaller Becken

KARL BRUNNACKER, JÜRGEN FREUNDLICH, MANFRED MENKE & HANS SCHMEIDL *)

Late glacial terrace, meanders, erosion, fluvial sediments, peat, Bronze Age,
fluvial fan, lake, saline springs

Kurzfassung: Für das jüngere Holozän des Reichenhaller Beckens und der Saalach wird eine Gliederung entwickelt, die sich sowohl hinsichtlich der Generaltendenzen als auch der zwischen-
geschobenen Aktivierungsphasen in das Bild der allgemeinen Flußentwicklung Mitteleuropas ein-
fügt:

1. Froschhamer Terrasse (spätglaziale Rückzugsterrasse)
2. Saalach-Mäander auf der Froschhamer Terrasse
3. Tiefe Saalach-Einschneidung = entsprechend der Aktivierungsphase „Pulling Stufe“ rd. 4300 a BP
4. Feinsedimente mit Torf im Becken (bronzezeitlich)
5. Spätbronzezeitlicher Schwemmkegel = rd. 3000 Jahre vor heute sowie Lokalschotter randlicher Schwemmfächer (anthropogen ausgelöst, z. T. etwas älter)
6. Bereichsweise minerogene Feinsedimente mit Torf im Becken
7. Saalach-Schwemmkegel, randlich am Becken Auelehm = Aktivierungsphase „Lerchenfeld-Stufe“ (ab 2. Jh. n. Chr.)
8. Ehemaliger Saalach-See sowie mittelalterliche bis neuzeitliche Saalach-Schotter im Auebereich.
Damit ist es im Becken nicht möglich, im Unterschied zu seinen Randhöhen, eine prähistorische Besiedlung zu fassen.

Die Sole-Quellen sind auf den bronzezeitlichen Talboden eingestellt. Die spätere Auffüllung des Beckens hatte auf das Niveau dieser Austritte, etwa über einen Rückstau, keinen Einfluß.

[The Young Holocene in the Reichenhall Basin]

Abstract: In the Reichenhall basin a late glacial terrace is locally developed, which is related to the ice retreat. This terrace is carved by meanders of the early holocene Saalach. The late holocene starts with a phase of strong erosion. Afterwards the basin was filled up with fluvial fine-grained sediments and peat during the Bronze Age. Above, gravels of a late Bronze age fluvial fan are deposited. They are again superposed by fine-grained sediments and peat. Beginning with the 2nd century A. D. a Saalach fluvial fan and marginal loam follow. In the Middle Ages a lake forms the youngest deposits of the basin.

Such an organization of holocene fluvial deposits is comparable as well concerning the general trend as intercalated, short-termed phases of activity with findings in other parts of Middle Europe.

Contrary to the surrounding hills prehistoric settlements are not known inside the basin, due to the sediments which are partially more than 15 m thick.

The valley floor of the Bronze Age is the level surface of the saline springs of Reichenhall. The subsequent sedimentation didn't influence that level surface.

*) Anschrift der Verfasser: Prof. Dr. K. Brunnacker, Geol. Inst., Zülpicher Str. 49, 5000 Köln 1, Dr. J. Freundlich, Inst. f. Ur- u. Frühgesch., Weyertal 125, 5000 Köln 41, Doz. Dr. M. Menke, Inst. f. Vor- u. Frühgesch., Meiserstr. 6, 8000 München 2, Dr. H. Schmeidl, Bayer. Landesanst. f. Bodenkultur u. Pflanzenbau, Moorforschungsstelle, 8214 Bernau/Chiemsee.

Die Nacheiszeit war zwischen Alpen und Nordsee keineswegs die ereignislose Zeit, als die sie bislang angesehen werden durfte. Neben den bekannten Eingriffen des Menschen ab dem Neolithikum deuten neuere Forschungen auf Entwicklungstendenzen wie denselben aufgesetzte, relativ kurzfristige Ereignisse (BRUNNACKER 1974). Ein Beispiel dafür bietet das Reichenhaller Becken. Über seine Sole-Quellen war es seit langem ein wirtschaftlich und siedlungsmäßig bedeutsamer Raum. Doch kann seine heutige Topographie nicht unbegrenzt auf frühere Zeiten übertragen werden.

Abgeschlossen wurden die Untersuchungen im Jahr 1974. Herr F. HOEFMANN, Bad Reichenhall, hat sie in vielerlei Hinsicht, durch Vermittlung von Bohrdaten, Torfproben (REI 4) sowie eigene Beobachtungen, unterstützt. Dafür danken wir. Der geobotanische Anteil wurde von H. SCHMEIDL, der archäologische von M. MENKE, die absolute Datierung von J. FREUNDLICH und der geologische Anteil von K. BRUNNACKER bearbeitet.

1. Geologie und Geomorphologie

Im Umkreis des Reichenhaller Beckens stehen vorzugsweise Karbonatgesteine mit Höhen bis 1700 m NN im Norden und Süden an. Die Reliefdepression dazwischen liegt heute bei 470 m NN. Im Osten und Westen bilden bis 800 m NN hohe Riegel die Begrenzung (KRAUSS 1913, v. HILLEBRANDT 1962, HERM 1962). Die Form des Beckens ist vorzugsweise durch Gletscherexaration bedingt, die bis über 100 m unter den heutigen Talboden hinabgegriffen hat. Seeton, Seekreide und Schotter, insbesondere der Saalach, bilden die seitherige Verfüllung. Eingeleitet wurde die Verfüllung durch den Eisabbau, der schon vor dem Alleröd eingesetzt hat (SCHMEIDL 1971, HEUBERGER 1972).

2. Oberflächennahe Ablagerungen des Beckens

Verschiedenalterige Saalach-Schüttungen liegen bei Reichenhall etwa niveaugleich, so daß sie sich nur grob gliedern lassen (Abb. 1). Aber immerhin ist es möglich, sie mittels Pollenanalyse, Archäologie und C¹⁴-Datierung in ein Zeit-Schema einzufügen (Abb. 2).

Vorbemerkung zur Geobotanik:

Da die Altersdatierung des Holozäns im Bereich des Beckens auf Grund der Ablagerungen allein nicht möglich war, wurde versucht, dieselbe u. a. mit Hilfe der Pollenanalyse zu lösen. Wir gingen davon aus, daß der Polleninhalt der in Kieseln, Sanden und Tonen eingelagerten organischen Substanz — sei es Torf oder toniger Dy — Angaben liefert, die für eine Datierung Hinweise geben. Es war uns aber auch klar, daß die Zuordnung von Einzelproben mit Unsicherheiten behaftet ist und dies im besonderen Maße, solange kein Standard-Diagramm aus dem Reichenhaller Becken vorliegt. Postglaziale paläobotanische Untersuchungen liegen vor: aus dem Leopoldskroner Moor (FIRBAS 1923), aus dem Ainringer Moor (PAUL & RUOFF 1927), aus der Pedschnait bei Traunstein (SCHMEIDL unveröff.), vom Frillensee (Nordseite des Staufens aus 900 m — SCHMEIDL 1973), aus dem Berchtesgadner Land (MAYER 1966) und aus dem nördl. Salzburger Land (LÜRZER 1956). Diese Arbeiten ergaben Anhaltspunkte für die Einordnung der einzelnen Proben in die Waldgeschichte, die in großen Zügen wohl auch für das Reichenhaller Becken Gültigkeit hat. Es werden daher die mit Hilfe der pollenanalytischen Untersuchungen gezogenen geologischen Folgerungen mit großer Wahrscheinlichkeit zutreffend sein.

Die Aufbereitung der Proben erfolgte teils mit Schwerelösung (ZnCl₂) — nach BEUG (schriftlich) — und einer nach FRENZEL abgeänderten Methode.

2.1. Froschhamer Terrasse und deren Deckschichten

Die Oberfläche dieser am Ausgang des Beckens erfaßten Terrasse liegt in 470 bis 460 m NN. Aufgebaut wird sie aus schlecht sortiertem grobem Geröll mit etwas Zentralalpin und sandigem grauem Zwischenmittel. Anscheinend handelt es sich um einen Terrassenrest aus der Zeit des Eisrückzuges, der zwischen Eisrand und östlichem Rand des

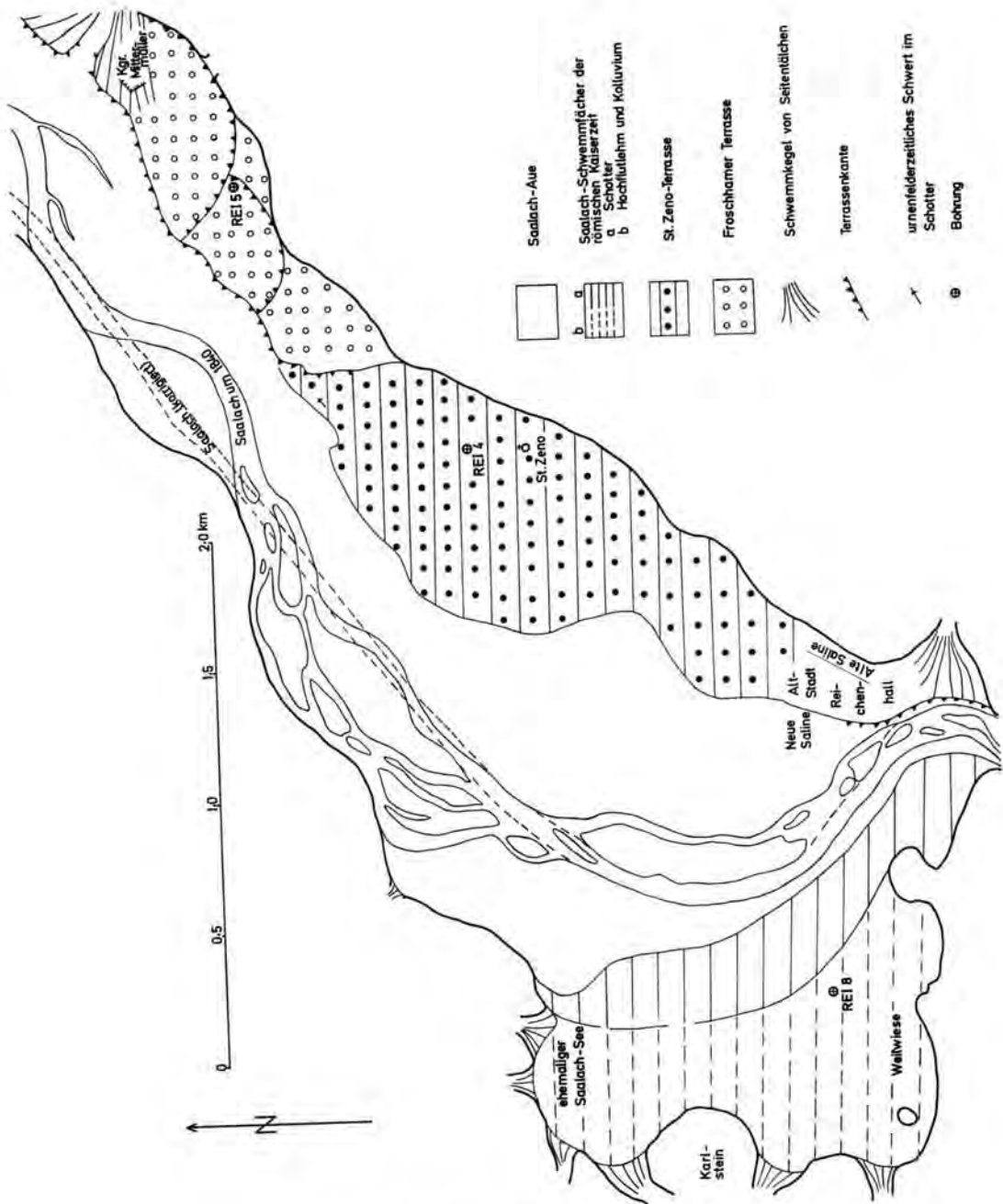


Abb. 1: Das Holozän im Reichenhaller Becken.

Beckens aufgeschottert wurde. Talabwärts kann die Terrasse bis Marzoll verfolgt werden. Ihre Oberfläche ist durch Mäanderbögen der Saalach gegliedert. Doch haben jüngere Schotterdecken geringer Mächtigkeit (oft nur 1 m) diese Formen verwischt. Möglicherweise entsprechen den auflagernden Schwemmfächern auch andernorts junge Ablagerungen in Tälchen, die in das Becken hinausmünden.

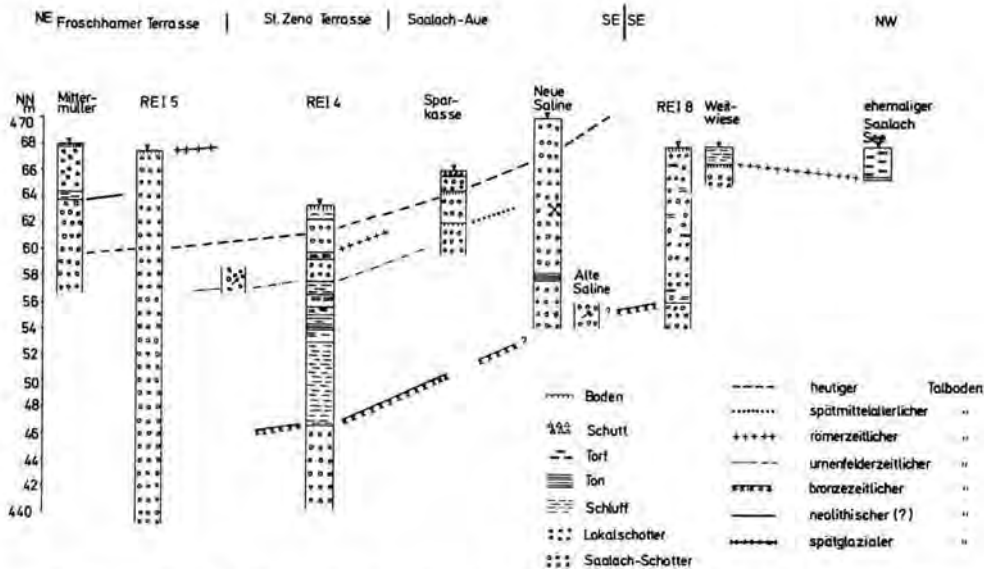


Abb. 2: Aufbau des Holozäns im Reichenhaller Becken nach Bohrungen und Aufschlüssen.

Profil Kiesgrube „Mittermüller“ nördlich Bad Reichenhall (462 m NN, Abb. 3):

Probe-Nr.	Mächtigkeit cm	
1	30	Humushaltiger, dunkelgrauer, schwach toniger, sandiger Lehm, bröckelig; seitlich mit B _v -Horizont an der Untergrenze
2	20	gelbgrauer, sandiger Kleinkies
3	bis 10	schwach humushaltiger, braungrauer, schwach kiesiger, sandiger Lehm
4	bis 20	graugelber, schwach sandiger Mittelkies, stark rostfleckig
5	100	gelbgrauer, schwach sandiger Kies
6	bis 10	blaugrauer, sehr schwach kiesiger, toniger, sandiger Lehm
7	150	gelbgrauer, schwach sandiger Klein- bis Mittelkies
8	10	schwach humushaltiger, braungrauer, sandiger Lehm
9	5	grauer, lehmiger Sand
	2	torfiger, lehmiger Sand, dunkelgrau
10	10	humushaltiger, dunkelgrauer, lehmiger Sand und sandiger Lehm, mm-dick gebändert
11	3	dunkelgrauer, torfiger, lehmiger Sand
12+13	15	schwach humushaltiger, braungrauer, sandiger Lehm
14	10	dunkelgraubrauner, schwach torfiger, sandiger Lehm
15	12	graubrauner, toniger, sandiger Lehm
	1	dunkelgrauer, toniger, sandiger Lehm
16	10	grauer, toniger, sandiger Lehm, rostfleckig
17	20 700	Geröllkondensat (bis 15 cm Stück- ϕ) grauer, sandiger Grobkies (bis 20 cm ϕ), mit Kristallin

In Nr. 17 ist die Froschhamer Terrasse erfaßt. Die Mäanderbildung wird darüber durch ein Kondensat aus grobem Geröll angezeigt. In Nr. 16 bis 8 folgt eine z. T. humose, sandig-lehmige Füllung mit Torf-Schmitzen. Darauf lagert der Lokalschotter.

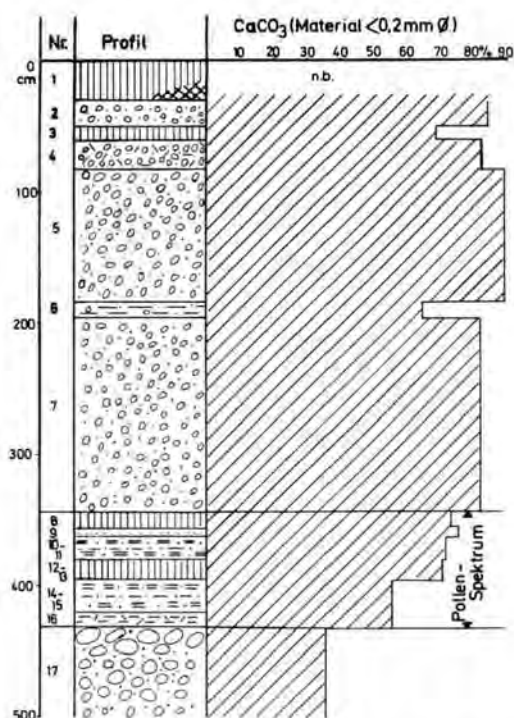


Abb. 3: Profil „Mittermüller“, geologischer Aufbau.

Geobotanik Profil „Mittermüller“ (Abb. 4):

Der Erhaltungszustand der Pollen war vereinzelt gut. In Nr. 8, 11 und 13, z. T. waren sie z. B. aber auch stark korrodiert. Das Spektrum in Nr. 15 ist pollenarm.

Die Spektren lassen sich zu einem Diagramm zusammenfassen, in dem die Buche z. T. dominiert. Über das genaue Alter läßt sich keine Aussage machen. Vermutlich gehört aber die unterste Probe noch dem Atlantikum an und das *Fagus*-Maximum in das Subboreal. Auffallend ist der nur spärlich vertretene Eichenmischwald (EMW). Daß die Spektren mit höheren Buchenwerten gegen das Ende des Subboreal, wenn nicht sogar in das Subatlantikum zu stellen sind, lassen die kulturanzeigenden Pollen vermuten, die im Spektrum 12 schon anwesend sind.

Gemäß diesem Aufschluß hat die Saalach gegen Ausgang des Atlantikum die Tendenz zur Mäanderierung aufgegeben und sich stärker eingeschnitten. Ob bis dahin im Becken ein größerer See bestanden hat, ist anhand der vorerst verfügbaren Daten nicht zu entscheiden. Andernorts lassen die Beckenfüllungen ebenfalls einen komplizierten und wechselvollen Ablag erkennen (z. B. JANIK 1969, BRUNNACKER 1967).

Die Mäanderinnen wurden seit dem Subboreal mit minerogenem und auch organogenem Material gefüllt. Ein Lokalschotter, der in dem besprochenen Profil bereits in das

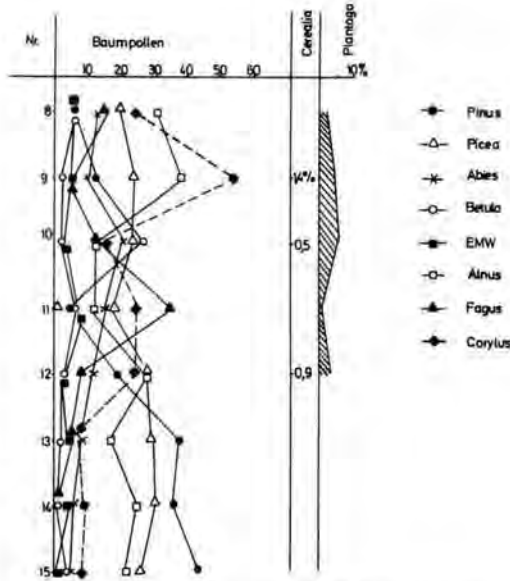


Abb. 4: Profil „Mittermüller“, Pollendiagramm.

Subatlantikum hinüberleitet, deckt flächig darüber hinausgreifend weite Bereiche am Rand der damaligen Saalach-Aue ein. Ausgelöst wurde die Überlagerung wahrscheinlich durch Störung der Vegetationsdecke infolge Betätigung des Menschen. Demgemäß ist die Abfolge mit vorgeschichtlichen Funden verknüpft. So sind z. B. bei Marzoll (12 km nordöstlich des Kartenausschnittes Abb. 1) aus einem solchen Bereich bronzezeitliche Siedlungsspuren und ein urnenfelderzeitliches Gräberfeld, also 3000 bis 3500 Jahre zurück, bekannt geworden.

2.2. St. Zeno-Terrasse

Die St. Zeno-Terrasse wurde zwischen heutiger Saalach-Aue und E-Rand des Beckens mit Oberfläche rd. 5 m unter dem Niveau der Froschhamer Terrasse ausgeschieden. Auf ihrem südlichen Bereich liegt die Altstadt von Reichenhall. Der Aufbau der Terrasse und der in ihr eingeschlossenen archäologischen Funde liefert zur jüngeren Geschichte des Beckens wesentliche Befunde.

Bohrung „REI 4 (St. Zeno)“:

In der Bohrung REI 4 (Abb. 2) wurden den Schottern zwischengeschobene feinkörnige bis torfige Bildungen durchfahren. Torf liegt in einer Teufe von 3,5–4,2 m. Darunter folgen in 6 m bis rd. 17 m Teufe weitere Schluffe und Tone, die mit Torf durchsetzt sind. Das Liegende bildet im wesentlichen bis zur Teufe rd. 50 m wiederum Schotter. Die zwischengeschalteten, torfigen Tone und Schluffe weisen auf Altwasser- und Hochflutabsätze, also auf eine Zeit erheblich geminderter fluvialer Aktivität hin.

Geobotanik Profil „REI 4“ (Tab. 1):

Probe 1: Torfige Lage bei 7 m Teufe
Kalkhaltiges, blättriges Material, mit vielen humosen Einschlüssen: Laubblatt-Fragment von cf. *Alnus*, Holzreste von cf. Coniferen, Reste von Braunmoos, Laubbaum-

rinden und Kräutern. Pollenerhaltung war gut. Der EMW ist ganz schwach vertreten, dafür erreicht *Fagus* 24 ‰, *Alnus* ist sehr stark vertreten (vermutlich lokal). Von Kulturanzeigern wurden gefunden: *Plantago lanc.* 2 ‰, Chenopodiaceen 0,5 ‰, Cruciferen 2 ‰, Compositen 1 ‰, außerdem varia und indeterminata 11 ‰.

- Probe 2: Torfige Lage bei 16 m Teufe
Kalkhaltiges, blättriges Material: Radizellentorf mit *Scorpidium*. Rinden- und Laubblattreste cf. *Alnus*.
Aus dem vorhandenen Stück wurden 2 Proben entnommen. Da die Probe nicht orientiert war, kann nicht gesagt werden, welche oben bzw. unten war:
- Probe 2a: Die Probe beinhaltet hohe Coniferenwerte, sehr niedrige EMW- und Buchenwerte von 16 ‰. Kulturanzeiger: *Plantago* 2 ‰, Chenopodiaceen 1 ‰, Compositen 5 ‰.
- Probe 2b: In dieser Probe liegt *Abies* etwas niedriger als in 2a. Der EMW ist ebenfalls mit niedrigen Werten vertreten. Die Buche liegt mit 24 ‰ höher als in der anderen Probe. Als Kulturanzeiger wurden gefunden: *Plantago*: 1 ‰, Compositen 2 ‰, Cruciferen 1 ‰.

Tab. 1: Pollenspektren in der Bohrung „REI 4“
(Pollenzahl in ‰)

	1 (7 m Tiefe)	2a (16 m Tiefe)	2b
<i>Pinus</i>	6	14	11
<i>Picea</i>	18	18	21
<i>Abies</i>	11	15	5
<i>Betula</i>	9	15	12
<i>Quercus</i>	5	3	4
<i>Tilia</i>	—	1	1
<i>Ulmus</i>	2	—	1
<i>Fraxinus</i>	1	—	1
EMW	8	4	7
<i>Alnus</i>	24	18	20
<i>Fagus</i>	24	16	24
<i>Carpinus</i>	0,5	—	—
<i>Salix</i>	—	1	—
<i>Corylus</i>	38	29	28
Gramineen	20	5	12
Cyperaceen	15	10	3
<i>Plantago</i>	2	2	1
Compositen	1	5	2
Chenopodiaceen	0,5	1	—

Die Ablagerung des torfigen Materials in 16 m Teufe erfolgte in der Buchenzeit, und zwar nach dem Abfall der EMW-Kurve. Auf Grund von C^{14} -Datierungen liegt der Schnittpunkt von EMW zu *Fagus* im oberbayerischen Raum bei rd. 2500 v. Chr. In den südlichen Chiemsee-Mooren wurde das Alter dieses Diagramm-Abschnittes mit 4750 ± 50 a BP und im Gebiet des Starnberger Sees mit 4440 ± 70 a BP (SCHMEIDL, unveröffentlicht) bestimmt, was dem oben genannten Alter entspricht. Damit wäre die Ablagerung in 16 m Tiefe jünger.

Bohrung „REI 8“ und „Pfahlgründung Neue Saline“:

In das sich herauschälende Bild über das jüngere Holozän fügen sich frühere Beobachtungen beim Kanalbau nördlich des Elektrizitäts-Werkes (KRAUSS 1913) und Angaben über die Bohrung REI 8 ein. Demnach sind dort die obersten Bereiche des Schotter mit Torf und z. T. mit Seekreide durchsetzt. In REI 8 geht diese Fazies bis 12 m Teufe hinab.

Hinzu kommt ein Pferdeknochen im neuen Salinengelände in 7 m Teufe. In 12 m Teufe tritt hier etwas Seeton auf.

2.3. Archäologische Befunde

Hinweise auf prähistorische Besiedelung sind von der Oberfläche des Beckens im Unterschied zu seinen Randgebieten nicht vorhanden. Jedoch wurde ein urnenfelderzeitliches Schwert einige Meter unter Saalach-Schotter in der St. Zeno-Terrasse, etwa 460 oder 455 m NN bei Froschham gefunden. Ein bronzezeitlicher Dolch wurde unterhalb Piding (6 km nordöstlich des Kartenausschnittes) in 6 m Tiefe aus Saalach-Schottern geborgen und damit in rd. 445 m NN. Außerdem wurden im Saalach-Schotter und südlich St. Zeno römische Münzen geborgen (MENKE 1971).

Zur Einstufung der obersten Schotter von REI 4 bringen die Gründung der Kirche St. Zeno im 8. Jh. n. Chr. Hinweise, ferner in Kirchnähe im Schotter in etwa 3 m Tiefe gefundene Gräber, die möglicherweise etwas älter als die Kirche sein können.

2.4. Der bronzezeitliche Talboden

Die voran gebrachten Angaben zeigen über die in REI 4 erfaßten feinkörnigen bis organogenen Sedimente, für die auch an anderen Stellen des Beckens Hinweise vorliegen, daß die Basis des bronzezeitlichen Talbodens etwa bei 450 m NN gelegen hat und daß im Bereich dieses Talbodens vorzugsweise feinkörnige bis organogene Sedimente abgesetzt wurden. Interessanterweise haben sich auch die Sole-Quellen auf dieses Niveau eingestellt. Damit zeigt sich ein beim Salinenbau gefundenes Bronzebeil (MENKE 1971), dessen Holzschaft von der Sole konserviert wurde und infolgedessen noch erhalten ist, in neuem Licht. Allerdings ist nicht mehr bekannt, in welcher Tiefe das Fundstück angetroffen wurde. Da jedoch die Sole in späteren Zeiten niemals obertägig austrat, sondern der Quellhorizont immer bei etwa 15 m unter dem heutigen Niveau gelegen haben muß, kann das Beil, das etwa ins 18. oder 17. Jh. v. Chr. zu datieren ist, nur aus dem Niveau des Quellhorizontes stammen.

Gegen Ausgang dieses Abschnittes hat die Schotterführung wieder zugenommen. So lagert in REI 4 ein Schotter bis in 4 m Tiefe auf. Ein weiterer Torf folgt darüber. Da der hangende Schotter ab 4 m Tiefe bis zur Oberfläche auf Grund seiner Einschlüsse nur römisch bis frühmittelalterlich sein kann, sollte der Torf in 4 m Tiefe, von dem keine Proben überliefert sind, etwa in die Eisenzeit bis Beginn der römischen Kaiserzeit gehören. Ein weiterer, höherer Talboden zeigt sich darin an.

Die unerwartet tiefe Lage des bronzezeitlichen Talbodens im Reichenhaller Becken kann nicht mit der Auslaugung des das Salz liefernden Haselgebirges in Zusammenhang gebracht werden. Abgesehen vom Niveau und der Richtung der Sole-Zulieferung sprechen auch die bronzezeitlichen Funde im Schotter unterhalb des Beckens gegen eine solche Möglichkeit. Bemerkenswert ist weiter, daß sich die heutigen Sole-Quellen im Bereich der Alten Saline von Bad Reichenhall an dieses bronzezeitliche Niveau des Talbodens halten und dies trotz erheblicher seitheriger Überschotterung.

2.5. Oberflächennahe Bildungen westlich der Saalach

Im Baugelände „Weitwiese“ war das folgende Profil vor Beginn der geologischen Untersuchung erschlossen.

Profil „Baugrube Weitwiese“:

Nr.		Karbonatgehalt
1	Gelbe, lehmige Schicht (unterhalb vom rezenten Hang)	16,2 ‰
2	hellgraue, sandige Schicht in rd. 120 cm Tiefe	24,3 ‰
3	hellgraue, schluffige Schicht in 130 cm Tiefe	24,4 ‰

4	schluffig-torfige Schicht in 140—145 cm Tiefe	7,0 ‰
5	Schluff mit Torfbändchen in 145—155 cm Tiefe	9,5 ‰
6	schluffig-torfige Schicht in 155—160 cm Tiefe	38,0 ‰
7	Kleinkies, ± zersetzt, mit grauem Schluff	n. b.
8	sandiger Kleinkies (Kalkschotter) in 160—180 cm Tiefe	n. b.

In den oberen Proben (1 bis 3) ist das Feinmaterial leicht dolomitisch ausgebildet. In Probe Nr. 6 scheint die Beteiligung von Seekreide für den etwas höheren Karbonatgehalt verantwortlich zu sein.

Geobotanik Profil „Baugrube Weitwiese“ (Tab. 2):

Die makrobotanische Untersuchung und die Pollenanalyse erbrachten die folgenden Ergebnisse:

- Nr. 1: Ohne organische Beimengungen, nur mikroskopisch kleine, unfigurierte Humusteilchen.
 Nr. 2: Ebenfalls ohne größere organische Beimengungen. Nach Kochen mit KOH zeigte sich eine schwache braune Färbung, die auf geringen Humusanteil schließen ließ.
 Nr. 3: 130—140 cm schluffige Schicht mit Radizellen und Cyperaceenblattresten, einzelne Fragmente von Braunmoosen.
 Nr. 4: 140—145 cm: schluffig-torfige Schicht mit Radizellen, Braunmoosresten (cf. *Drepanocladus*), 1 Same von *Scirpus tabernaemontani*.
 Nr. 5: Schluff mit Torfbänder: zwischen 145—155 cm: Radizellentorf mit einzelnen Carex-Nüßchen.
 Nr. 6: Schluffig-torfige Schicht bei 155—160 cm: Radizellentorf mit unbestimmbaren Holzresten. Rindenepidermis von *Pinus*.
 Nr. 7: Ohne Inhalt.
 Nr. 8: Ohne Inhalt.

Zur Pollenanalyse:

- Nr. 2: Auf 3 cm²: 1 Pollen von *Picea*, 1 cf. *Salix*, 1 *Alnus*, 2 Cyperaceen.
 Nr. 3: Wenig Pollen, vermutlich selektiert. Auf 3 cm² wurden gefunden: 7 *Pinus*, 24 *Picea*, 4 *Alnus*, 4 *Betula*, 2 *Quercus*, 5 *Fagus*, 6 *Corylus*, 14 Gramineen, 5 Cyperaceen und 7 indeterminata.
 Nr. 4: Sehr hohe *Picea*-Werte, *Fagus* vertreten. Die Cyperaceenwerte deuten auf größere Cyperaceenbestände in der Nähe.
 Nr. 5: Ähnlich wie Nr. 4.
 Nr. 6: Koniferenwerte ähnlich wie Nr. 4, *Fagus* gleich hoch, EMW sehr niedrig. Getreide mit 0,6 ‰ vertreten, Chenopodiaceen als Kulturanzeiger.

Eine Aussage über das Alter der Proben zu machen, ist schwer möglich. Da die Buche vorhanden ist und in Nr. 6 Getreide erscheint, sind die untersten Proben nicht älter als jüngstes Subboreal, vermutlich subatlantisch. Die Spektren scheinen sehr stark lokal beeinflusst zu sein.

Dieser Befund wird durch die C¹⁴-Datierung eines Holzes aus einem benachbarten Kanalgraben präzisiert. An dieser zweiten Stelle blieb die geobotanische Untersuchung unergiebig.

Probe „Karlstein“ — Kn 1928: 1900 ± 50 a BP
 (TK 25 8243/44, R 45/63310, H 52/87150)

Tab. 2: Pollenspektren im Profil „Baugrube
 Weitwiese“ (Pollenzahl in ‰)

	4	5	6
<i>Pinus</i>	19	27	28
<i>Picea</i>	52	50	44
<i>Abies</i>	12	10	10
<i>Betula</i>	3	1	0,6
<i>Quercus</i>	2	3	2
<i>Tilia</i>	—	—	—
<i>Ulmus</i>	3	1	—
EMW	5	4	2
<i>Alnus</i>	6	2	5
<i>Fagus</i>	3	5	5
<i>Corylus</i>	2	1	7
Gramineen	13	5	10
Getreide	—	—	0,6
Cyperaceen	84	67	35
<i>Plantago</i>	1	3	—
Compositen	4	2	5
Chenopodiaceen	—	—	0,6

Demnach gehört der hangende Lehm zeitlich etwa zu dem Schwemmfächer, der die obersten, römische Reste führenden Schotter der St. Zeno-Terrasse stellt. Vermutlich ist der unterlagernde Schotter etwa in den gleichen Zeitraum zu stellen; denn ein stärker ausgeprägter Boden ist nicht zwischengeschoben. Das schluffig-torfige Material scheint zusammengeschwemmt und die Anwitterung des liegenden Schotters kann viel jüngeren Datums, selbst nach Eindeckung mit Hochflut- oder Auelehm, erfolgt sein.

2.6. Der römische Talboden

Damit zeichnet sich ein jüngerer, römischer Saalach-Schwemmfächer ab. Seine Hauptschüttung lag westlich der Saalach. Sie greift aber auch nach Osten über und bildet dort das oberste Lager der St. Zeno-Terrasse. In der westlichen Randzone wird die grobe Schüttung von feinkörnigen Ablagerungen teils abgelöst, teils überdeckt. Es ist sogar denkbar, daß gemäß den geringen Kalkgehalten des Lehms — Profil Weitwiese — die Zulieferung nicht überall durch die Saalach erfolgt ist, sondern beispielsweise als lokales Abspülmateriale dieser Zeit gedeutet werden muß.

2.7. Jüngste Bildungen

Jüngste Bildungen sind im Becken durch Seeablagerungen und durch Schotter in der Saalach-Aue vertreten.

Saalach-See bei Karlstein:

Die obersten Ablagerungen des ehemaligen Sees bestehen, soweit eine Aussage auf Grund einzelner, nicht tief reichender Bohrproben möglich ist, aus mehr oder weniger kalkhaltigem Ton, dem in verschiedenen Tiefen humose Schichten eingelagert sind (Profil Ka I/70 50—170 cm, Profil Ka WW/70 50—220 cm, beide Profile liegen in der Nähe der Grabungsstelle 1970). Die Bohrkerne zeigen die folgende Stratigraphie.

Profil Ka I/70:

50— 55 cm	Radzellentorf mit Braunmoos (<i>Scorpidium</i>)
56— 58 cm	Übergang in humosen, kalkhaltigen Feinstsand, in dem einzelne stark humose Lagen eingebettet sind
bei 65 cm	Übergang in kalkhaltigen, feinstsandigen Ton, Farbe graugrün mit einzelnen gelben Flecken

70— 90 cm	graugrüner, kalkhaltiger gelbfleckiger Ton
100—120 cm	stark humoser, stark kalkhaltiger, braungrauer Ton
120—140 cm	120—135 cm wie vorige Probe, zwischen 130—135 cm weniger kalkhaltig. 135—140 cm: stark toniger Humus, dunkelbraun
150—160 cm	humoser Schluff, hellbraungrau
160—170 cm	fast kalkfreier, sandiger, toniger Humus, dunkelbraun bis schwarz

Profil Ka WW/70:

50— 55 cm	gelbgrüner, kalkhaltiger Schluff
55— 68 cm	stark kalkhaltiger Torf mit Kalkknöllchen
68— 70 cm	schwach kalkhaltiger, gelber Schluff
100—112 cm	stark humoser Ton, dunkelgraugrün
112—116 cm	tonige humose Schicht, dunkelbraun
150—155 cm	fast kalkfreier, humoser sandiger Ton, braun
155—165 cm	kalkhaltiger, stark humoser sandiger Ton, dunkelbraun
165—170 cm	brauner Schluff
200—210 cm	<i>Scorpidium</i> -Torf (Braunmoostorf) mit Radizellen, mehr oder weniger tonig, kalkhaltig
210—218 cm	gelbbrauner, humoser, fleckiger Ton bis Schluff
218—220 cm	graugrüner, schwach kalkhaltiger Ton

Tab. 3: Pollendiagramm im „Ehemaligen Saalach-See bei Karlstein“ (Pollenzahl in ‰)

Spektrum: I/70	55 cm	120 cm	135 cm	160 cm	WW/70	205 cm Tiefe
<i>Pinus</i>	42	11	17	11		28
<i>Picea</i>	27	6	5	2		28
<i>Abies</i>	7	6	1	5		7
<i>Betula</i>	1	6	10	11		2
<i>Quercus</i>	1	20	12	12		5
<i>Tilia</i>	—	1	—	1		3
<i>Ulmus</i>	—	—	1	—		4
<i>Fraxinus</i>	—	1	—	2		1
EMW	1	22	13	15		13
<i>Alnus</i>	6	19	31	24		7
<i>Fagus</i>	7	21	20	30		13
<i>Carpinus</i>	—	3	3	1		—
<i>Salix</i>	—	1	4	2		5
<i>Corylus</i>	3	12	32	20		28
<i>Juglans</i>	—	2	—	—		—
<i>Juniperus</i>	—	2	—	2		—
<i>Populus</i>	3	1	—	—		2
Gramineen (Wildgras)typ)	4	27	38	18		20
Getreide <i>Secale</i> (Roggen)	2	2	2	6		3
Getreide <i>Triticum</i> (Weizen)	3	2	1	2		1
<i>Plantago lanc.</i>	1	6	3	3		3
<i>Rumex</i>	—	1	—	2		1
Chenopodiaceen	—	—	1	—		—
Compositen	4	6	2	2		9
Umbelliferen	—	1	1	—		—
Ericaceen	—	2	3	1		—
Charyophyllaceae	2	—	2	—		3
varia u. indeterminata	4	18	26	17		26
Cyperaceen	20	3	17	7		11
Flugasche	x	xx	x	x		x

Die pollenanalytische Untersuchung (Tab. 3) einzelner Proben aus verschiedenen Tiefen zeigte, daß bis zu einer Tiefe von 205 cm die Buchenpollen anzutreffen sind und z. T. sogar sehr hohe Werte aufweisen können. Eine genaue zeitliche Angabe erlauben die einzelnen Spektren leider nicht. In der Probe aus dem *Scorpidium*-Torf in 205 cm (Profil Ka WW/70) ist die Buche mit 13 % vertreten, wobei nicht feststeht, ob es sich um den Buchenanstieg oder nur um eine Depression der Buchenkurve handelt. Kulturspektren sind in allen Proben angetroffen worden. Sowohl *Triticum*-(Weizen) als auch *Secale*-(Roggen) Pollen wurden gefunden. Da *Secale* nördlich der Alpen erst durch die Römer eingeführt wurde (RAUSCH 1973, S. 65), sind die Ablagerungen in 205 cm Tiefe erst nach dem genannten Zeitpunkt erfolgt. Fast in allen Proben wurde Flugasche gefunden. Da sich *Scorpidium*-Torf, wie er in 205 cm Tiefe angetroffen wurde, nur im ganz seichten Wasser bilden kann, muß der Seespiegel z. Z. der Torfbildung ca. 200 cm tiefer gelegen haben als die heutige Oberfläche des ehemaligen Seebereiches.

Außer den Getreidepollen sind als Kulturanzeiger in den einzelnen Spektren noch vertreten: *Plantago lanceolata* (Spitzwegerich), *Rumex* (Sauerampfer), Chenopodiaceae (Beifußgewächse) und bei 120 und 135 cm *Juglans* (Walnuß). Dieser Pollen tritt frühestens in römischen, meist aber in frühmittelalterlichen Spektren auf.

Wieweit dieser ehemalige Saalach-See Bezug zu den limnischen Beckenablagerungen des älteren Holozäns (und eventuell auch des jüngeren Spätglazials) hatte, deren Obergrenze in rd. 35 m Tiefe liegt, ist noch unbekannt.

2.8. Junge Saalach-Schotter

Im Auenbereich der Saalach, in welchen sich die Stadt Reichenhall inzwischen vorgeschoben hat, liegen jüngste Schotter, von denen nachfolgend ein Beispiel gebracht wird.

Neubau „Sparkasse“ gegenüber der Spielbank:

Mächtigkeit
cm

50	Kulturschicht (rezent)
25	humushaltiger, dunkelgraubrauner, feinsandiger Lehm, kalkhaltig, schwach rostfleckig
110	braungrauer, sandig-lehmiger Kies (bis 5 cm ϕ); nach W ausdünnend; dort lagert dem Schotter graubrauner, rostfleckiger Hochflutlehm mit bis 100 cm auf
25	humushaltiger, dunkelgrauer, sandiger Lehm, schwach bröckelig, rostfleckig, an der Basis Röhrenknochen
bis 15	Brandschicht mit spätmittelalterlicher bis neuzeitlicher Keramik, seitlich auskeilend
200	braungrauer Kies (5 cm ϕ), mit dm-dicken grauen Bändern aus sandigem Lehm, sehr stark rost- und auch mangangebändert, im Schotter Fragment eines Säugerkiefers
bis 10	schwach humushaltiger, toniger Schluff, dunkelblaugrau
200	Grobkies (bis 20 cm ϕ), grau

3. Entwicklungsgeschichte

Im jüngeren Atlantikum floß die mäandrierende Saalach auf der Froschhamer Terrasse. Ihre etwa niveaugleichen Mäander deuten auf eine nicht sehr große Wasserführung (Abb. 1).

Gegen Ende des Atlantikums hat sich hier der Fluß um bald 20 m eingeschnitten. Dieser extreme Wert muß allerdings als Ergebnis der besonderen Gefällsverhältnisse im Innenraum des einstigen Saalach-Gletschers bewertet werden. Aufgegebene Mäanderbögen am Ausgang des Beckens füllen sich jetzt mit feinkörnigen bis torfigen Ablagerungen (Profil „Mittermüller“). Auch im Becken kam es im Subboreal zumindest abseits vom Flußlauf zur Sedimentation von Schluffen und zur Torfbildung.

Abschließend wurde, wie das bei Froschham in Kies eingebettete urnenfelderzeitliche Schwert zeigt, die Saalach-Aue um einige Meter aufgeschottert. Dafür kann die Zeit 3000 bis 3300 vor heute angesetzt werden.

In Zusammenhang mit in der Bronzezeit einsetzenden weitflächigen Rodungen wurden Materialverlagerungen in der Umgebung des Beckens (in diesem niederschlagsreichen Gebiet können sie nicht klimatisch bedingt sein) ausgelöst. Schwemmfächer legten sich damit auf trockengelegte Randbereiche des Beckens und des Saalach-Tales (z. B. „Mittermüller“, bis Marzoll zu verfolgen).

Ein breiter Schwemmfächer, der von der Saalach in das Becken hineingeschüttet wurde, läßt sich etwa in den Anfang unserer Zeitrechnung und in die anschließende Zeit einstuft. Auch in diesem Fall deuten sich Zusammenhänge mit der Besiedelung des Beckenrandes an. So lagern sich z. B. Auelehme als Abspülsedimente umgebender Böden ab.

Im Zusammenhang mit dieser weiteren Verfüllung des Beckens wurde der Fuß zuvor gebildeter in das Becken hineinlaufender lokaler Schwemmfächer überdeckt. Deswegen scheinen diese Schwemmfächer am Beckenrand geradezu abgeschnitten zu sein (Abb. 1).

Die spätmittelalterliche bis neuzeitliche Entwicklung ist durch weitere, nicht sehr wirkungsvolle Umlagerungen im Auebereich gekennzeichnet, wie beispielsweise ein im Museum von Bad Reichenhall gezeigtes Gemälde (frühe Neuzeit?) andeutet.

4. Regionale Beziehungen

Im Ablauf des Holozäns ist hinsichtlich der Wasserführung unserer Flüsse in Mitteleuropa eine Generaltendenz erkennbar: Bis in die Bronzezeit hinein nimmt sie ab. Danach steigert sie sich wieder. Entsprechende Befunde liegen vom Eisernen Tor, aus dem Schweizer Mittelland und — wie neuerdings festgestellt — auch vom Niederrhein vor (BRUNNACKER 1971, 1974, z. T. unveröffentlicht). Die subborealen Feinsedimente im Reichenhaller Becken fügen sich ebenfalls in diesen Befund.

Jedoch wird diese Grundentwicklung durch fluviatile Aktivierungsphasen, die sich zumindest im jüngeren Holozän größenordnungsmäßig alle tausend Jahre wiederholen (BRUNNACKER 1960, 1974), überlagert. In diesen Abschnitten, die nach dendrochronologischen Befunden jeweils einige hundert Jahre anzudauern scheinen (BECKER 1971), arbeiten die Flüsse bereichsweise ihre Aue auf und schütten das aufgearbeitete Material schwemmelartiger talabwärts vor.

Im Alpenvorland, z. B. an der Isar, aber auch andernorts sind folgende, generell als „Stufen“ bezeichnete Phasen erfaßt (BRUNNACKER 1960):

Pulling-Stufe: Beginn rd. 4300 a BP

Lerchenfeld-Stufe: Beginn etwa 2. Jh. n. Chr.

Dazu kommt eine spätmittelalterliche bis frühneuzeitliche Stufe, die sich bislang präzisierter Datierung entzogen hat.

Mit der Pulling-Stufe läßt sich zwanglos die erhebliche Eintiefung der Saalach am Ausgang des Beckens von Reichenhall als zeitlich entsprechender Ausräumungsbereich in Zusammenhang bringen.

Bemerkenswert ist eine weitere Aktivierungsphase, die rd. 3000 bis 3500 Jahre zurückliegt. Sie zeigt sich über begrabene Baumstämme in den Tälern mancher Flußsysteme an. Im Alpenvorland war sie aber bislang kaum zu fassen. Erst neuerdings gibt es dafür einen Befund bei Weitwörth an der Salzach (HELL 1968), im Raum südlich von München einen ebensolchen bei Hechendorf am Pilsensee (MENKE unveröff.), so daß neben dem beschriebenen Reichenhaller Becken sich jetzt auch hier die Funde zu mehren beginnen. Wenn das Reichenhaller Becken als Modell herangezogen wird, dann ist es denkbar, daß diese Phase deshalb nicht oder nur schwer über Oberflächenkartierungen zu fassen ist, weil damals die Talböden besonders tief gelegen haben und deswegen unter jüngeren Talböden begraben liegen. Erst neuerdings war es beispielsweise möglich, entsprechend alte Bildungen im Einflußbereich des Aare-Schwemmkegels und am Niederrhein zu fassen.

Die Lerchenfeld-Stufe ist im Becken durch den Schwemmfächer vertreten, der die obersten 4 m der St. Zeno-Terrasse aufbaut. Auch bei Epfach am Lech ist diese Stufe in das 2. Jh. n. Chr. zu stellen (BRUNNACKER 1964), was nachfolgend wieder in Vergessenheit geraten ist (DIEZ 1968). Zu ihr gehört ferner ein durch Holz mit 1505 ± 65 a BP datierter Isar-Schotter bei Landshut (HOFMANN 1973). Dazu kommen neuerdings weitere Hinweise an der Aare und am Niederrhein, die an anderer Stelle behandelt werden sollen.

Zwanglos ist damit die Entwicklung des Reichenhaller Beckens in die Gesamtentwicklung der Flüsse am Alpenrand und darüber hinaus in Mitteleuropa eingefügt. Doch sind die Ursachen sowohl für die generelle wie die spezielle Entwicklung noch nicht bekannt. Neben klimatischen Gegebenheiten, die übrigens gar nicht sonderlich ausgeprägt gewesen sein müssen, spielen zumindest an der Saalach wesentliche anthropogene Eingriffe eine gewisse Rolle, wenigstens hinsichtlich der Auslösung von Bodenerosion in der Umgebung.

Wie diese Vorgänge ineinander gewirkt haben, ist ebenfalls offen. Bemerkenswert ist aber immerhin, daß bereits in der späten Bronzezeit die *Zebrina detrita* (MÜLLER) aus dem mediterranen Bereich eingewandert ist (M. BRUNNACKER in K. BRUNNACKER 1970). Sie benötigt in offenem Gelände warme und lichte Standorte mit nicht zu tonigen Böden (M. & K. BRUNNACKER 1959). Unbekannt ist, ob allein die Rodungen ausgereicht haben für das Einwandern dieser Schnecke. Schließlich folgen erst in der Eisenzeit die Helicellen als Mollusken mit ähnlichen, letzten Endes aber doch nicht ganz so ausgeprägten Ansprüchen.

5. Schriftenverzeichnis

- BECKER, B. (1971): Zwischenbericht über die dendrochronologische Bearbeitung subfossiler Eichen aus Flußterrassenschottern des südlichen Mitteleuropa. — Jb. Akad. Wiss. u. Lit. f.d.J. 1971: 140—145, 2 Abb.; Mainz.
- BRUNNACKER, K. (1960): Zur Kenntnis des Spät- und Postglazials in Bayern. — Geol. Bavarica **43**: 74—150, 13 Abb., 16 Tab.; München.
- (1964): Die geologisch-bodenkundlichen Verhältnisse in Epfach. — Studien zu Abodiacum-Epfach: 140—156, 3 Abb., 1 Tab., Tafel 56—57 sowie 1 Textbeilage; München.
- (1967): Geologisch-bodenkundliche Beobachtungen in der neolithischen Station von Burgäschisee-Süd. — Acta Bernensia **II**: Seeberg — Burgäschisee-Süd, Teil 4 (Chronologie und Umwelt): 141—143; Bern.
- (1970): Spät- bis postglaziale Höhlensedimente in der Schwäbischen Alb. — Manuskript (erscheint in der Monographie von TAUTE über das Mesolithikum Süddeutschlands).
- (1971): Geologisch-pedologische Untersuchungen in Lepenski Vir am Eisernen Tor. — Fundamenta A **3**: 20—32, 6 Abb.; Köln/Wien.
- (1974): Bemerkungen zur holozänen Flußentwicklung. — Heidelberger Geogr. Arb. **40**: 239—248, 3 Abb.; Heidelberg.
- BRUNNACKER, M. & BRUNNACKER, K. (1959): Gehäuseschneckenfauna und Boden. — Zoolog. Anz. **163**: 128—134, 4 Tab.; Leipzig.
- DIEZ, Th. (1968): Die wülm- und postglazialen Terrassen des Lech und ihre Bodenbildungen. — Eiszeitalter u. Gegenwart **19**: 102—128, 6 Abb., 6 Tab.; Öhringen (Rau).

- FIRBAS, F. (1923): Pollenanalytische Untersuchungen einiger Moore der Ostalpen. — *Lotus* **71**: 187—242; Prag.
- HELL, M. (1968): Steinkeule und Ringbarren als Flußfunde aus der Salzach. — *Archaeologia Austriaca* **43**: 121—124; Wien.
- HERM, D. (1962): Die Schichten der Oberkreide (Untere, Mittlere und Obere Gosau) im Becken von Reichenhall (Bayerische/Salzbürger Alpen). — *Z. dt. geol. Ges.* **113**: 320—338, 4 Abb.; München.
- HILLEBRANDT, A. VON (1962): Das Alttertiär im Becken von Reichenhall und Salzburg (Nördliche Kalkalpen). — *Z. dt. geol. Ges.* **113**: 339—358, 7 Abb.; Hannover.
- HEUBERGER, H. (1972): Die Salzburger „Friedhofterrasse“ — Eine Schlernterrasse? — *Z. Gletscherkde. u. Glazialgeol.* **8**: 237—251, 3 Abb.; Innsbruck.
- HOFMANN, B. C. (1973): Geolog. Karte von Bayern 1 : 25 000 Nr. 7439 Landshut Ost mit Erläut., 113 S., 7 Abb., 12 Tab., 7 Taf. u. 2 Beil.; München.
- JANIK, Ch. V. (1969): Die Pfahlbausiedlung See/Mondsee im Blickfeld landschaftlicher Forschung. — *Jb. Oberösterreich. Musealver.* **114**: 181—200, 3 Karten, 2 Schnitte, Taf. XIII u. XIV; Linz.
- KRAUSS, H. (1913): Geologische Aufnahme des Gebietes zwischen Reichenhall und Melleck. — *Geognost. Jh.* **26**: 105—154, 2 Taf., 1 geol. Karte; München.
- LÜRZER, E. (1956): Die postglaziale Waldgeschichte des Salzburger Vorlandes. — *Mitt. Ges. f. Salzburger Landeskd.* **96**: 223—234; Salzburg.
- MAYER, H. (1966): Waldgeschichte des Berchtesgadner Landes (Salzburger Kalkalpen). — *Forstwiss. Forsch. Beih. z. Forstwiss. Cbl.* **22**: 1—42; Hamburg/Berlin.
- MENKE, M. (1968): Schrötlingsformen für keltisches Silbergeld aus Karlstein, Ldkr. Berchtesgaden (Oberbayern). — *Germania*, **46**: 27—35, 1 Beil.; Frankfurt a. M.
- (1971): Vor- und frühgeschichtliche Topographie in Karlstein und Bad Reichenhall. — *Führer vor- u. frühgesch. Denkmäler*, **19**: 140—160; Kallmünz.
- (1973): Eine gallische Potin-Münze aus Karlstein bei Bad Reichenhall. — *Jb. Numismatik u. Geldgesch.* **23**: 89—91, 1 Abb., 7 Taf.; Kallmünz.
- PAUL, H. & RUOFF, S. (1927): Pollenstatistische und stratigraphische Mooruntersuchungen im südlichen Bayern. I. — *Ber. Bayer. Bot. Ges.* **19**: 1—84; München.
- RAUSCH, K. A. (1973): Untersuchungen zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte im Gebiet des ehemaligen Inn/Chiemseegletschers. — *Diss. Univ. Göttingen*.
- SCHIRMER, W. (1973): The Holocene of the Former Periglacial Areas. — *Eiszeitalter u. Gegenwart* **23/24**: 306—320; Öhringen (Rau).
- SCHMEIDL, H. (1971): Ein Beitrag zur spätglazialen Vegetations- und Waldentwicklung im westlichen Salzachgletschergebiet. — *Eiszeitalter u. Gegenwart* **22**: 110—126, 5 Abb.; Öhringen (Rau).
- (1973): Zur Vegetations- und Waldentwicklung im Frillenseegebiet. — *Erl. Geol. Kt. von Bayern* 1 : 25 000, Nr. 8242 Inzell: 74—80, 2 Abb.; München.

Manusk. eingeg. 10. 11. 1975.

Eiszeitalter u. Gegenwart	27	174—188 7 Abb., 2 Taf., 1 Tab.	Öhringen/Württ. 1976
---------------------------	----	--------------------------------------	----------------------

Rezente Periglazialerscheinungen im Gebiet des Daisetsu San in Nordjapan

LUDWIG ELLENBERG^{*)}

[Periglacial Phenomena of the Daisetsu San, Northern Japan]

Kurzfassung: In Japan gibt es nur eine einzige Gebirgsregion, in der rezente Periglazialformen weitverbreitet auftreten. Es ist die Vulkan-Gruppe des Daisetsu San im zentralen Teil der Insel Hokkaido, der nördlichsten großen Insel Japans.

Unter Mitverwendung der Beobachtungen japanischer Autoren wird die Regelmäßigkeit des Auftretens von rezenten Periglazialformen und ihrer Vergesellschaftung in Tab. 1 aufgezeigt.

[Periglacial phenomena of the Daisetsu San, northern Japan]

Abstract: In Japan exists only one mountain region, where periglacial phenomena are widely spread. This is the volcanic group of the Daisetsu San in the central part of Hokkaido, the northern island of Japan.

Table 1 shows the local distribution and the various qualities of the periglacial forms.

1. Einleitung

In den Gebirgen Japans nehmen rezente Periglazialformen eine verschwindend kleine Fläche ein. Sie ist wesentlich geringer als in vielen anderen Gebirgen der humiden gemäßigten Breiten oder gar in der subnivalen Stufe innertropischer Gebirge. Für das spärliche Auftreten von Formen, die durch Frostwechsel entstehen oder durch ihn mitgestaltet werden, sind mehrere Gründe zu nennen:

1. Warme und feuchte Sommer ermöglichen geschlossenen Waldwuchs bis in relativ große Höhen. Die klimatische Höhengrenze des Waldes, oberhalb der die meisten Periglazialformen entstehen, liegt in Zentral-Honshu zwischen 2400 und 2600 m. Sie sinkt zwar gegen Nord-Honshu abrupt ab und zwar im nördlichsten Japan auf ca. 1200 m. Gleichsinnig mit ihr verringern sich jedoch auch die Maximalhöhen der Bergketten und Vulkane. Über die Waldgrenze ragen daher in ganz Japan nur sehr kleine voneinander isolierte Bereiche auf. Die alpine Stufe steht zu der der europäischen Alpen ungefähr im Größenverhältnis 1 : 10 (Weltforstatlas 1973).

2. Die relativ kleinen Areale über der Waldgrenze sind arm an Ebenheiten und flachen Hängen, welche für die Ausprägung von Periglazialformen günstig sind. Steile Hänge und scharfe Grate herrschen vor; drei Viertel der Fläche Japans sind stärker als 15° gebösch (SCHWIND 1967). Die Steilheit der Hänge erklärt sich bei vielen Bergen aus ihrem Ursprung als Stratovulkane von der Form des Fuji San. Außerdem sind glaziale Formen nur kleinräumig ausgeprägt. Beispielsweise fehlen Karformen an der W-Abdachung der Japanischen Alpen fast völlig. Zahlreiche Vulkane sind erst postpleistozän entstanden oder erfuhren nach den Kaltzeiten neue vulkanische Akkumulationen. Einer der wesentlichsten Gründe für die Steilheit der Hänge ist fast überall die intensive Prägung des Reliefs durch fluviatile Abtragungsprozesse, besonders im Bereich starker Hebungen und auf den Inseln südlich von Hokkaido, wo im Zuge herbstlicher Taifune intensive Regen niedergehen.

^{*)} Anschrift des Verfassers: Dr. L. Ellenberg, Institut für Geographie der Techn. Universität Berlin, Straße des 17. Juni 135, D 1000 Berlin 12.

3. Andesitisches Lockermaterial an den Hängen, grobblockiger Schutt und durch Denudation bis aufs Anstehende entblößte Partien sind in der alpinen Stufe häufig ausgebildet. In den Lockermassen versickert zugeführte Feuchtigkeit leicht bis in Tiefen, wo der Grund ganzjährig nicht gefriert. Die oberflächennahen Frostwechsel sind deshalb bezüglich periglazialer Formung nur wenig wirksam. Eine edaphische Ungunst zeigt sich überdies in dem spärlichen Auftreten von Moränen, wo Lockermaterial verschiedener Größenfraktionen gemischt vorliegen.

4. Die Wälder der oberen subalpinen Stufe wurden in Japan nicht, wie in vielen anderen Gebirgen der Erde, durch Weidewirtschaft zerstört und zu Grasland oder ähnlichen Vegetationstypen degradiert. Eine Almwirtschaft im europäischen Sinne gab es nirgends, schon weil das Relief dafür zu ungünstig ist. Offene, die Solifluktion nicht stark behindernde Pflanzenformationen fehlen daher auch unterhalb der klimatischen Waldgrenze fast ganz.

5. Auf der westlichen Seite von Honshu und Hokkaido, die der Japan Sea zugewandt ist, erfolgt der Einbruch des Winters meist nicht durch Fröste, sondern durch starke Schneefälle. Die Schneedecke wird rasch sehr mächtig, am Shirouma Dake z. B. mehr als 4 m; sie mindert das Eindringen des Frostes und verhindert häufige Frostwechsel im Boden (s. z. B. HARRIS 1974). Die Schneemassen werden im Frühling trotz intensiver Schmelzvorgänge nur allmählich aufgezehrt. Daher dauert die geschlossene Schneedecke lange an, am Shirouma Dake z. B. weit länger als 140 Tage. In großen Teilen der oben erwähnten Regionen bleibt infolgedessen die frostwechselintensive Zeit des Spätfrühlings ohne Wirkung auf den Boden.

Von dem spärlichen Auftreten periglazialer Formen gibt es in Japan eine einzige Ausnahme, das Berggebiet der Vulkangruppe des Daisetsu San in Nordjapan. Es ist reich an Periglazialformen und sie sind hier großflächig verbreitet (Abb. 1).

Daher geriet es in den Brennpunkt der japanischen periglazialmorphologischen Forschung, die z. B. durch Arbeiten von KOAZE (1958, 1965), SAKO et al. (1958), TAKAKURA

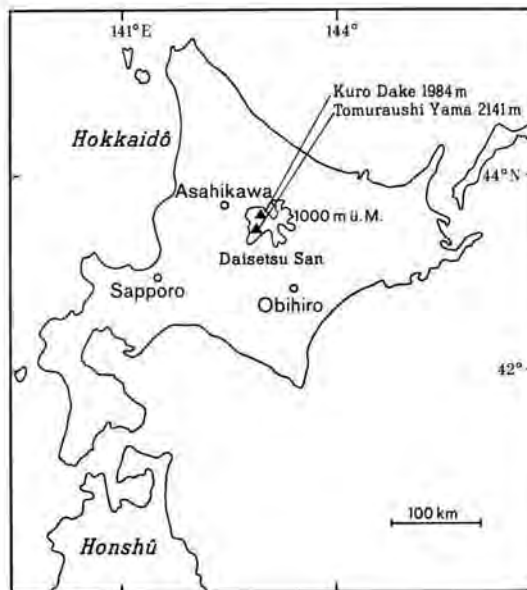


Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes.

(1972 und z. T. unveröff. OMOTO (1973) und IWATA (unveröff.) dokumentiert wird. Deren Befunde sollen hier durch eigene Untersuchungen ergänzt werden, die im Sommer 1973 durchgeführt wurden. Nach Beschreibung einiger Fundgebiete wird eine Aussage über die Regelmäßigkeit des Auftretens und der Vergesellschaftung von Periglazialformen im Gebiet des Daisetsu San angestrebt.

2. Der Daisetsu San als bedeutendste Periglazialregion Japans

Die Vulkangruppe des Daisetsu San liegt im Innern von Hokkaido zwischen 43°20' und 43°50' NB und umfaßt ein ca. 1000 km² großes Hochland mit weiten, nur wenig geneigten Flächen. Steilabstürzte in den Randgebieten und aufgesetzte Vulkankegel, von denen der höchste, der Asahi Dake, 2290 m erreicht, sind flächenmäßig unbedeutende Akzente. Das Gebiet des Daisetsu San bildet das Ende der Chishima-Vulkanreihe und stellt zugleich ihr mächtigstes Glied dar. Petrographisch bietet es ein reiches vulkanisches Spektrum: Laven und Basalte verschiedenen quartären Alters, Andesite, Aschen, z. T. mit Bomben und stark verfestigte Tuffe. Ausbrüche wurden in historischer Zeit nicht verzeichnet, doch ist die vulkanische Aktivität noch nicht ganz abgeklungen, wie Fumarolen und Onzen (heiße Quellen) im weiteren Umkreis des Daisetsu San anzeigen.

Warum sind im Gebiet des Daisetsu San Periglazialformen wesentlich häufiger und auf größerer Fläche anzutreffen als in den übrigen Berggebieten Japans? — Die Waldgrenze verläuft hier unterhalb von sanft geneigten Hochflächen und erreicht maximal 1850 m (NUMUTA 1972). Die alpine Stufe ist verhältnismäßig ausgedehnt und hat nur eine geringe Reliefenergie. Zwar ist auch in ihr keine starke anthropogene Degradierung der Strauchvegetation nachzuweisen. *Pinus pumila* bedeckt als Legföhre größere schneearme Areale und stabilisiert die oberste Bodenschicht. Doch bleiben weite Flächen übrig, die kaum oder nur spärlich bewachsen sind und in denen die Pflanzendecke Solifluktionsbewegungen nur wenig hemmen kann. Andesittrümmer, eingebettet in Tephra, treten neben Tuffen häufig auf und bilden günstige edaphische Voraussetzungen für Frostsortierungen, da Feuchtigkeit oberflächennah gespeichert werden kann und trennbare Korngrößengruppen vorhanden sind. Die mittleren winterlichen Schneeverhältnisse würden der Ausbildung von Periglazialformen zwar eher entgegen wirken, wird doch die Schneedecke im Hochwinter mächtiger als 150 cm und dauert länger als 160 Tage an. Die Verteilung des Schnees ist jedoch sehr unterschiedlich. Der Akkumulation an Leehängen und Mulden steht das Abblasen an windexponierten Luvhängen und Sattelflächen gegenüber, die ganzjährig schneearm bleiben.

3. Beschreibung einzelner Gebiete¹⁾

In Zusammenarbeit mit S. IWATA und K. HIRAKAWA konnte ich im Juli 1973 Beobachtungen im Gebiet des Daisetsu San anstellen. Beiden sei auch an dieser Stelle herzlich gedankt. Wir folgten einer Traverse von N nach S, ausgehend von Sounkyô (ca. 600 m) über die Gipfel Kuro Dake (1984 m), Hokkai Dake (2140 m), Hakuun Dake (2230 m), Chûbetsu Dake (1963 m), Goshiki Dake (1968 m), Kaun Dake (1954 m) zum Tomuraushi Yama (2141 m), von wo nach Tomuraushi Onzen abgestiegen wurde (Abb. 2).

1) Bedeutung einiger Namen:

dai setsu	= viel Schnee (Ainu-Sprache)
Asahi	= Morgensonne, Sonnenaufgang
kuroi	= schwarz
Hokkai	= Nordmeer
Hakuun	= weiße Wolke
Tomuraushi	= Gegend (Tal), wo Schwefelkristalle wachsen (Ainu)
Dake, San, Yama	= Berg

Die übrigen Namen sind in ihrer Bedeutung nicht eindeutig geklärt.



Abb. 2: Geographische Situation.

Gebiet 1: Kuro Dake

Die Hänge der 1984 m hohen andesitischen Kuppe fallen gegen N und E steil, gegen S und W flach ab. An den Steilhängen, besonders in E-Exposition, ist die Pflanzendecke bis fast zum Gipfel hin dicht geschlossen. Unterhalb 1700 m sind es Waldbestände mit aufrecht wachsenden *Picea*- und *Abies*-Arten sowie Laubbäume wie *Betula*, *Alnus* und *Sorbus*, die mehr oder minder stark durch Schneedruck und Schneerutschungen verformt sind.

Auch die Zwergbambus-Heiden (*Sasa kurilensis* und andere *Sasa*-Arten) im Unterwuchs zeigen Schneedruckformung. Über der Waldgrenze, wo sie geschlossene Bestände bilden, ist diese ebenfalls deutlich zu beobachten. Im Juli 1973 waren hier vielerorts Schneesreste erhalten geblieben, auch außerhalb von Rinnen. Solifluktsbewegungen werden durch den *Sasa*-Bewuchs erschwert, und Periglazialformen sind kaum ausgebildet.

Anders ist es an den flachen, etwa 10—20° geneigten Hängen: stellenweise wachsen zwar Gruppen von *Pinus pumila*, aber der Hauptteil ist mit krautigem *Carex*-reichem Rasen überzogen. Hier sind an vielen Orten Treppenböden ausgebildet. Ihre Terrassenflächen (FT) sind vegetationsfrei; scherbiger Schutt ist in den obersten 5 cm angereichert, darunter findet man ausschließlich feines verwittertes Tephra-Material. Die Terrassenhänge (TH) sind selten höher als 30 cm, wirken stabil und sind dicht bewachsen. Schneesreste fehlten im Juli 1973. Die Treppenböden gehen in Solifluktsloben oder in ganz überwachsene Treppenböden über, wenn die Neigung geringer wird. Diese wiederum bilden auf größeren Ebenheiten Übergänge zu Feldern mit unregelmäßig angeordneten Bülden, die maximal bis 40 cm aufgewölbt sind.

Gebiet 2: Schneemulden zwischen Kuro Dake und Hokkai Dake

Die zwischen 1800 und 1900 m hoch gelegenen Mulden haben großenteils S-Exposition. Im Winter werden hier im Lee des NW-Monsuns große Schneemassen akkumuliert. Im Juli waren die tiefen Stellen aller Senken noch schneegefüllt — mit Mächtigkeiten bis über 3 m. An den Rändern der Schneesreste in äußerst feuchtem Milieu und bei fast ebener Lage gab die Schneesmelze Büldenfelder frei. Die bis 50 cm aufragenden Höcker sind meist ganz mit Pflanzen bedeckt und relativ eng geschart, d. h. die Rinnen zwischen den Aufwölbungen sind markant und steilwandig eingelassen. In ihnen verfangerten sich Schneesreste (Taf. I, Fig. 1). Wird das Schmelzwasser bei leichter Hangneigung durch diese Rinnen gespült, kann es an ihrer Ausgestaltung mitwirken, wie mehrere Unterscheidungen von Bülden zeigen. Dies ist eine Beobachtung, die von mir auch auf anderen Bergen, z. B. dem Yôtei San in S-Hokkaido, gemacht wurde und von FUJIKI (Mitt.) bestätigt wird. Frostbedingte Aufwölbung und erosive Rinnenausgestaltung gehen hier Hand in Hand. Die Kerne der einzelnen Buckel waren noch gefroren (Abb. 3), sie tauen allerdings bis Ende September auf. Die Bülden sind im Gebiet des Daisetsu San fast alle an Standorte gebunden, die im Juni ausapern. Zu dieser Zeit vollziehen sich auch die letzten Frostwechsel des Spätfrühlings im Boden, dessen oberste Schichten gut durchfeuchtet sind. Das wird durch eine Typisierung der Standorte von Bülden am Daisetsu San durch TAKAKURA (unveröff.) verdeutlicht (Abb. 4).

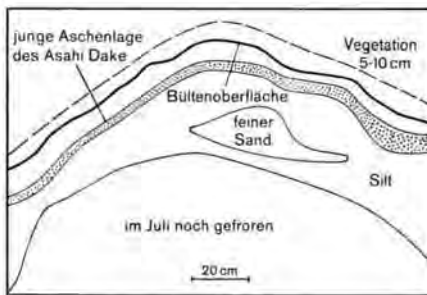


Abb. 3: Querschnitt durch Bülte in Gebiet 2.

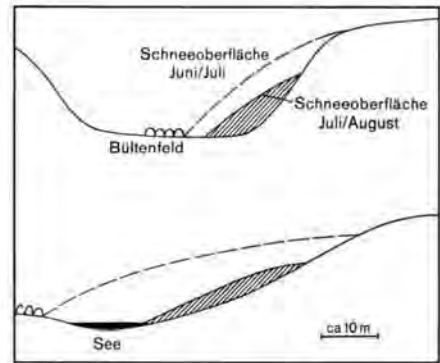


Abb. 4: Typische Standorte von Büldenfeldern nach Y. TAKAKURA (unveröff.).

Steigt das Gelände an, so werden die Bülden weniger regelmäßig. Bei über 5° Neigung erheben sich überwachsene Stufen, deren Stirnen mehrere Meter höhenlinienparallel zu verfolgen sind. Bei mehr als 10° bleiben die TH der Stufen in ähnlicher Weise erhalten, die TF aber sind nur selten noch mit kümmerlichen Pflanzenresten an ihren Rändern ausgestattet. Der größte Teil ist frei von jedem Bewuchs, und der Schutt wird in der gleichen Weise sortiert, wie es für Gebiet 1 erwähnt wurde. Bei mehr als 20° bedecken Treppentböden nicht mehr den ganzen Hang; sie sind nur noch als einzelne Kanzeln ausgeprägt (wie auch am Halla San in S-Korea, ELLENBERG 1976), dazwischen wachsen Bestände von *Pinus pumila*. Die Abfolge Bülden — bewachsene Treppentböden — Treppentböden mit vegetationsfreier TF — kanzelartige Treppentböden mit *Pinus pumila* kann als regelhaft für solche Schneemulden betrachtet werden (Abb. 5). Bei ähnlichen oder gleichen periglazialen Prozessen sind hier zwei Faktoren für die Formausprägung verantwortlich, nämlich die Neigung des Hanges und die Grunddurchfeuchtung.

Gebiet 3: Hokkai Dake

Vom 2140 m hoch aufragenden Gipfel dachen sich ungleich geformte Hänge ab. Gegen N und NW sind Steilabstürze vorhanden, die keine Periglazialformen aufweisen. Die anderen Hänge, besonders der in E-Exposition gelegene, sind flach und kaum bewachsen. *Pinus pumila* fehlt ganz. 90 % des Areals sind hier mit Treppentböden bedeckt. Die TF sind mit scherbigem Schutt gepflastert. In 3—6 cm Tiefe findet man Grobkomponenten nur noch vereinzelt; sie sind in der relativ jungen Asche des Asahi Dake eingebettet. Die Stirnhöhen der Stufen variieren je nach Hangneigung. Die Stufen zwischen den Flächen mit frostbedingter Sortierung sind dicht bewachsen und zeigen eine mehr oder minder starke Beanspruchung durch Fließbewegungen des Bodens. Zungenartige Girlanden mit Ausbuchtungen bis zu 120 cm können auftreten. An einigen Stellen hat oberflächlich abfließendes Wasser Breschen durch die Vegetationskanten angelegt und den Schutt der TF durch sie weiter hangabwärts transportiert, so daß auf der ebenen Fläche nur noch randlich größere Steine übrig bleiben, der Rest aber Asche als Oberflächenbedeckung zeigt. Ob solche Stufen völlig aufgefressen werden oder sich regenerieren, ließ sich an dieser Stelle nicht entscheiden. Am SE-Fuß des Hokkai Dake, wo der Hang in eine Verflachung übergeht, findet sich die gleiche Abfolge von Treppentböden über bewachsene Stufen zu Bülden wie sie weiter oben beschrieben wurde. Westlich des Hokkai Dake liegt das Arbeitsgebiet von OMOTO (1973).

Gebiet 4: Sattel zwischen Hokkai Dake und Hakuun Dake

Die 1 km lange und 200—600 m breite, 2060 m hohe Sattelfläche weist nur ganz geringe Reliefakzente auf. Sie stellt eine der schönsten Periglazialregionen Japans dar. *Pinus pumila* ist auf wenige, etwas windgeschützte Mulden beschränkt; der Sattel trägt große Barflächen. Die Schneebedeckung im Winter bleibt infolge heftiger Winde gering oder fehlt ganz (S. IWATA, Mitt.). In dem 2—10 cm hohen Pflanzenteppich sind unregelmäßige Netze von Frostrissen angelegt. Sie spannen drei- bis achteckige Flächen mit Durchmesser bis zu 10 cm auf, die durch schwächer ausgebildete Risse feiner untergliedert werden. Die Flächen zwischen den Rissen können frei von Vegetation sein und Schuttinseln bilden. Die Risse selbst jedoch sind immer Lebensadern und Leitlinien für den Pflanzenwuchs. Sie klaffen an der Oberfläche 0,5—2 cm, in Extremfällen 5 cm auseinander und verengen sich erst in einer Tiefe von 20 cm. Als Scheideflächen sind sie bis 30 cm und tiefer verfolgbar. Gegenüber der Umgebung sind die Vegetationsbänder immer leicht abgesenkt, und gröberes Material wird von den Rändern in die Risse hineinverfrachtet. Ob dies durch Frostbewegungen oder Spülprozesse geschieht, spielt keine Rolle. Interessant ist es, daß sich ein einmal gebildeter Frostriß gegenüber den Akkumulationen zu behaupten weiß. Lediglich

sich stärker entfaltende Pflanzen können die Risse oberflächlich unkenntlich machen. Die Schuttpartien in den Innenflächen setzen sich durch 3—5 cm hohe Kanten von der Vegetation ab. Diese Ränder zeigen durchweg eine Windbeanspruchung. Das Phänomen des Rasenschälens kann hier genau wie an Treppenböden auftreten.

In 1—2 m großen, rißumgrenzten Flächen, die nahezu ganz von einem schüttereren Pflanzenteppich überkleidet sind, findet man verschiedene Stadien der Aufwölbung. Der Niveauunterschied zwischen der Oberkante der Risse und dem Innenflächen-Mittelpunkt kann 3—20 cm betragen. Dieser Befund, ergänzt durch Beobachtungen an anderen Stellen, läßt eine genetische Erklärung für die Entstehung von Bülden in feinkörnigen und homogenem Substrat zu. Zuerst wird das Rißmuster im Großen angelegt, dann feiner gegliedert. Die an Rissen am besten ausgebildete Pflanzendecke überkleidet dabei die ganze Fläche. Das Tauen des Bodeneises eilt längs der Risse dem übrigen Gebiet voraus; die dadurch entstandene Einmuldung der Stränge verstärkt sich mehr und mehr. Unter den polygonalen Flächen entstehen durch Frostaufwölbungen die Initialformen von Bülden. Freilich müssen nicht alle Bülden durch vorherige Anlage von Rißmustern erklärt werden. Aber hier scheint diese Art der Deutung der Wirklichkeit zu entsprechen.

Bei nicht homogenen und z. T. grobem Substrat und nur lückenhafter Vegetationsbedeckung führt nach KOAZE (1965) der gleiche Vorgang zur Anlage von Steinpolygonen. Beim Tauen verlagern sich besonders die größeren Steine von der Aufwölbung zu den Rissen hin. Diese werden aber nur saisonal gefüllt und klaffen in jedem Jahr weiter auf. Bei jedem Auffriervorgang wird der nach und nach feinkörniger gewordene und somit feuchtere Innenteil stärker betroffen. Bei jedem Tauen kann sich eine weitere Scheidung der verschiedenen Komponenten ergeben.

Im Gebiet 4 können Formen der verschiedensten Entwicklungsstadien dieser Steinpolygone gefunden werden. Einige mit Durchmesser zwischen 50 und 180 cm sind dabei vollkommen entwickelt; d. h. weitere Frost-Tau-Zyklen können die Trennung der Komponenten nicht mehr verstärken (Taf. I, Fig. 2). Die Innenflächen der Polygone wirken feucht; die verwitterte Asche wird nur dünn von Bruchstücken bedeckt, die nicht größer als 1—2 cm sind. Der bis 30 cm breite Rahmen enthält alle größeren Fraktionen zwischen 1 und 15 cm. Die Tiefe der Sortierung im Rahmen überschreitet 20 cm nicht. Bei kaum merkbarer Neigung verzerren sich die Polygone in Fallinie. Schon bei 5° sind Steinstrei-

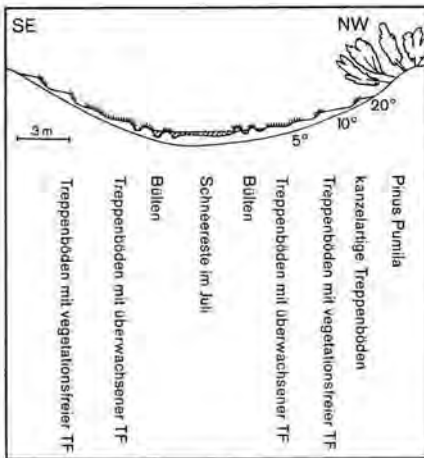


Abb. 5: Schematischer Querschnitt durch eine Schneemulde.

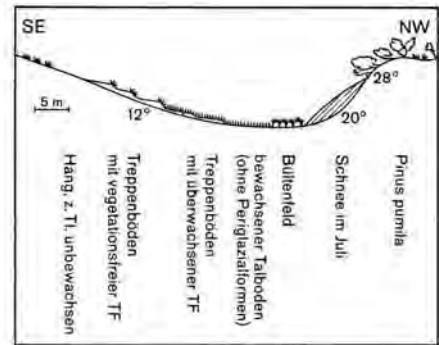


Abb. 6: Schematischer Querschnitt durch ein asymmetrisches Tal.

fen deutlich ausgebildet. Sie liegen nicht streng parallel, sondern laufen auseinander und vereinigen sich, indem sie kleine Vegetationsinseln umfließen.

Vom Sattel gehen einige Talmulden aus. Ihre Anfänge sind durch eine deutliche Ausprägung primärer Hangasymmetrie gekennzeichnet (Taf. I, Fig. 3). Als Beispiel dafür mag eine gegen SW abfallende Talmulde gelten (Abb. 6). Ihr rechter, nach SE ausgerichteter Hang ist zwischen 20 und 30° steil; angewehter Schnee bleibt dort bis in den Juli hinein liegen. Am Hangfuß sind Bülden ausgebildet. Die gegenüberliegende, meist auch im Winter aperere Seite wird nicht steiler als 15°. Auf ihr erscheinen Treppenböden, die im flacheren Bereich ganz, im steileren nur am TH bewachsen sind. Der Boden der Talmulde ist bewachsen und frei von Periglazialformen.

Am S-Ende des Sattels, am 20—30° steilen Abhang des Hakuun Dake, sind Halden mit Blöcken bis zu 2 m Durchmesser ausgebildet. Einige formen Blockströme mit mächtigen Zungen. Rezente Bewegungen sind festzustellen. An zwei Zungen wurden Stauchwülste bis zu 80 cm aufgeschoben (Taf. I, Fig. 4). Im Innern der Blockströme müssen Eisfüllungen vorhanden sein, denn an vielen Stellen drang Wasser hervor, obwohl der Schnee bereits geschmolzen war.

Gebiet 5: Hakuun Dake und Umgebung

Der Hakuun Dake (2230 m) ist die höchste Erhebung eines Kraters, der einen flachen, mit feinem Material angereicherten Kratergrund in 2170 m Höhe umschließt. Frostwechselbedingte Sortierungen konnten dort nur an den Rändern entstehen, wo größeres Material eingespült wurde. Einige schlecht entwickelte Steinpolygone sind auf vegetationsfreien Flächen zu finden. Der Großteil des Grundes ist ein Büldenfeld von ca. 250 m Durchmesser. Die bis 60 cm hohen Aufwölbungen sind fast alle bewachsen (Taf. II, Fig. 1). Stellenweise ist in den Rinnen zwischen den Bülden ein polygonales Reißnetz zu erkennen, was T. KOAZE (Mitt.) veranlaßte, die Entstehung dieser Bülden als aufgepreßte Mittelteile der Innenflächen in einem Frostriß-Muster zu erklären.

An der E-Abdachung des Kraters liegen einige sanft geböschte vegetationsarme Hangpartien und Verflachungen. Hier sind Steinpolygone mit vollständiger Sortierung ausgebildet; ihre Durchmesser betragen bis zu 150 cm. Grobmaterial über 5 cm Durchmesser ist auf den Innenflächen nicht zu finden. In den Rahmen wurde Grobmaterial bis in 12 cm Tiefe angereichert. An den Hängen gehen die Polygone in weitständige Steinstreifen über. Bei diesen Formen ist das Grobmaterial oberflächlich mit Flechten überzogen; eine allwintertliche Bewegung dieser Komponenten ist deshalb als unwahrscheinlich anzusehen.

Interessant ist eine 2160 m hohe Kuppe im NE des Hakuun Dake. Allseitig dacht sie sich flach ab; die Hänge sind durch 3—10 m tiefe Talmulden gegliedert. Diese waren z. T. noch schneegefüllt und gaben an ihren Rändern Büldenfelder frei, die bei stärkerer Neigung in Treppenböden übergehen. Girlanden besetzen die Hangfläche überall, oft mit schütter bewachsenen Stufenstirnen, oft als gänzlich vegetationsfreie Schutt-Treppen (Taf. II, Fig. 2). In horizontaler Lage haben sich bis 50 cm große Feinmaterial-Inseln gebildet, die an vergrößerte Erdknospen erinnern (z. B. FURRER & FREUND 1973). Im September 1971 brachte M. FUKUDA (Mitt.) einige Handbohrungen an und stieß auf Permafrost. Der frost-table lag durchschnittlich in 160 cm Tiefe. Auf die Periglazialformen hat der dauernd gefrorene Untergrund keinen Einfluß, da das frei werdende Wasser seitlich abfließen kann. Ein Beweis für das Perennieren von Bodeneis wurde in Japan davor nur am Hauptkrater des Fuji San erbracht (HIGUCHI & FUJII 1971).

Gebiet 6: Hakuun Dake bis Chûbetsu Dake

Zwischen Hakuun Dake und Tomuraushi Yama sind Periglazialformen seltener. Zwar herrschen flache Hangneigungen weiterhin vor, doch gewinnt die Vegetation mehr an Bedeutung. Sasa, allein oder im Verband mit *Pinus pumila*, nimmt große Bereiche ein. Die Latschen zeigen häufig eine vom sommerlichen Wind aus SW deformierte Wuchsform. Schneedrucksuren können nur lokal festgestellt werden. Stellenweise finden sich Muster, die an Treppenböden erinnern. Es sind 30—70 cm breite Schuttstreifen, die durch 20—40 cm breite Vegetationsbänder getrennt sind. Doch fehlen Höhenunterschiede zwischen nackten und bewachsenen Flächen. Die Musterung verläuft von SW nach NE, entsprechend der vorherrschenden Sommer-Windrichtung. Rasenschalen, bedingt durch Wind unter Mithilfe von Kammeis beansprucht die Vegetationsränder. Unter den nackten und bewachsenen Flächen weisen die Komponentengrößen des Materials keine signifikanten Unterschiede auf. Dünne Feinmaterial-Anreicherungen in den Vegetationsstreifen sind wohl eher auf Pflanzenwuchs als auf eine frostbedingte Sortierung zurückzuführen. Abstufungen zwischen diesen Vegetationsstreifen und den Treppenböden sind zahlreich ausgebildet.

Treppenböden großen Ausmaßes, d. h. mit bis zu 150 cm breiten Flächen, die am Hangfuß in bewachsene Stufen und Büten übergehen, konnte ich lediglich am W-Hang über einem kleinen Bergsee feststellen. Nördlich von ihm liegen am Fuß einer 60 m hohen Wand in E-Exposition bei 1750 m Blöcke, die von Schneeflecken umgeben sind und sich etwas von der Schuttsehlepe des Hangfußes absetzen. Die Blöcke haben etwa 30 cm bis 2 m Durchmesser und sind so angeordnet, daß 3—6 m messende Innenflächen blockarm bleiben. Von T. KOAZE (Mitt.) wird dieser Befund als fossiles Steinnetzwerk gedeutet. TAKAKURA (1972) beschreibt die Formen und vergleicht sie mit kleinen rezenten Steinpolygonen am Ontake und Norikura Dake. Meines Erachtens ist es spekulativ, in diesen undeutlich sortierten Blockringen Reste eines fossilen Periglazial-Formenschatzes zu sehen. Ich halte sie eher für zufällige Bildungen.

Beim Chûbetsu Dake (1963 m) sind in E-Exposition an Hängen bis zu 20° Neigung große Treppenböden ausgebildet. Auf der Kuppe initiieren kleine Rißmuster mit einer Netzweite von 10—20 cm Sortierungserscheinungen. Die Risse sind mit Bruchstücken bis 15 mm Größe gefüllt; auf den Innenflächen liegen kleinere Komponenten und herrscht verwitterte Asche vor.

Gebiet 7: Bergsee 2 km südöstlich des Kaun Dake

Am flachen E-Ufer des Bergsees, wo der Grund erst im Spätsommer trocken fällt, sind Steinnetze mit Maschenweiten zwischen 1 und 2 m ausgebildet. Ende Juli lagen sie noch 40 cm unter Wasser.

Tafe I

Fig. 1: Gebiet 2, 1780 m, Schneemulde mit Bütenfeld, an flacheren Partien des südl. exponierten Hanges stellenweise Treppenböden, an steileren dichter Bewuchs mit *Pinus pumila*. Aufnahme Ende Juli 1973. — Fig. 2: Gebiet 4, 2060 m, gut sortierte Steinpolygone mit feuchter Innenfläche. — Fig. 3: Gebiet 4, Standort bei 2060 m, Blick gegen SW. Ausbildung primärer Hangasymmetrie in Talmulde. — Fig. 4: Gebiet 4, 2080 m, Stauwulst unter Blockhalte.



Gebiet 8: Tomuraushi Yama

Der bis 2141 m aufragende Gipfelstock ist mit Trümmern überkleidet; Periglazialformen sind nicht ausgebildet.

Auf feuchten Verflachungen im N des Gipfels finden sich Bültfelder. Hier sind auch die angeblich schönsten Periglazialformen Japans zu finden: 1–2 m große Steinpolygonnetze mit vollkommener Sortierung. Sie bleiben ähnlich wie in Gebiet 7 bis in den August hinein wasserbedeckt (SAKO et al., zitiert nach OMOYO 1973).

Südlich des Tomuraushi Yamas sind an windgefügten Gratlagen Treppenböden zu finden. Unterhalb 1620 m wachsen schneegedrückte *Betula*-Bestände, und die Vegetation der alpinen Stufe klingt aus. In den geschützten Tallagen werden nahezu alle Hänge von Wald und Gebüsch eingenommen.

4. Zur Regelmäßigkeit des Auftretens und der Vergesellschaftung von Periglazialformen

Es wurden hier ausschließlich Periglazialformen beschrieben, die über der Waldgrenze liegen. Dort finden sich die meisten, aber nicht alle (ELLENBERG 1974). Von 91 Arealen mit Periglazialfunden in Zentral-Hokkaido liegen nach Angaben von KOAZE (1958, 1965)

über 2150 m	9 %
zwischen 2050 und 2150 m	18 %
zwischen 1950 und 2050 m	27 %
zwischen 1850 und 1950 m	31 %
unter 1850 m	15 %

Das häufige Auftreten der Formen zwischen 1850 und 2050 m (58 %) bedeutet kein klimatisch zu erklärendes Optimum. In dieser Höhe sind lediglich große Gebiete mit flachen Neigungen und schütterer Pflanzendecke vorhanden. Die Areale darüber sind genauso gut geeignet; nur sind sie flächenmäßig weniger stark vertreten und häufig steiler gebösch. Die Areale darunter sind im Gebiet des Daisetsu San meist steil und mit dichter Vegetation überkleidet. Kälteperioden mit genügend häufigen Frostwechseln kommen aber auch dort vor. Wo die Vegetation der Solifluktion kein zu großes Hindernis entgegengesetzt, sind Periglazialformen auch weit unterhalb der klimatischen Waldgrenze ausgebildet, und zwar nicht nur Bültfelder, die im Tiefland von Konzen in NE-Hokkaido rezente Aktivität anzeigen (S. IWATA, Mitt.), sondern auch Terrassenböden, Steinstreifen und -polygone.

Schlüsse über die untere Begrenzung der Periglazialstufe werden mit den skizzierten Beobachtungen im Gebiet des Daisetsu San nicht angestrebt. Hingegen lassen sich Aussagen über die Regelmäßigkeit des Auftretens von Periglazialformen und ihrer Vergesellschaftung machen.

Tafel II

Fig. 1: Gebiet 5, Bültfeld, großenteils bewachsen. Rasenkliffs im Mittelgrund durch sommerlichen Windeinfluß aus S und SW bedingt. — Fig. 2: Gebiet 5, Standort 2150 m, östl. Hakuun Dake. Girlandenförmig ausgebildete Treppenböden, hier über Permafrost.



Fig. 1



Fig. 2

Die meisten Fundareale liegen im Bereich breiter, sanft abfallender Grate. Der Vertikalabstand zu den Graten beträgt bei

- 82 0/0 der Fundareale weniger als 25 m
- 4 0/0 der Fundareale zwischen 25 und 60 m
- 5 0/0 der Fundareale zwischen 60 und 100 m
- 8 0/0 der Fundareale mehr als 100 m.

Der Klassifikation von WASHBURN (1956) folgend, entfallen von den Funden auf

- | | | |
|--------------------|--------|---|
| nonsorted steps | 32 0/0 | |
| sorted stripes | 23 0/0 | (die Hälfte davon mit weitem Abstand) |
| sorted polygons | 20 0/0 | (davon zwei Drittel Großformen) |
| nonsorted polygons | 12 0/0 | (alles Großformen) |
| sorted steps | 7 0/0 | |
| andere | 6 0/0 | (nons. stripes, sorted und nons. circles) |

Keines der Fundareale ist im Sommer ein trockener Standort. Nach dem Grad der Bodenfeuchte wurden die Areale wie folgt gruppiert:

- | | |
|-----------------|--------|
| dry | 0 0/0 |
| moderate wet | 63 0/0 |
| wet | 23 0/0 |
| water stagnated | 14 0/0 |

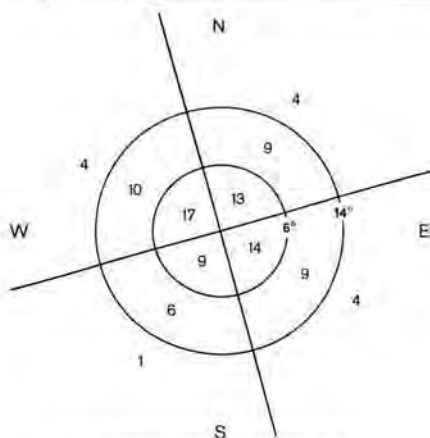
Die Periglazialformen sind mithin zu 53 0/0 an Standorte gebunden, die weniger als 6° geböschet sind. Nur 13 0/0 sind an Hängen mit mehr als 14° Neigung ausgebildet. Im Gegensatz zu den Japanischen Alpen, wo vor allem die W-Seite Periglazialformen aufweist und die E-Seite fast frei davon ist, spielt die Exposition beim Daisetsu San eine sehr untergeordnete Rolle, wie aus Abb. 7 ersichtlich ist. Nach KOAZE (1965) waren 80 0/0 seiner Funde windexponiert. Daneben lagen 15 0/0 in Schneemulden oder Kraterlöchern und nur 5 0/0 an anderen Stellen. Seine Untersuchungen und meine ergänzenden Beobachtungen erlauben es, für das Gebiet des Daisetsu San ein Schema aufzustellen, das die Ausbildung von Periglazialformen über der Waldgrenze in Abhängigkeit von Relief, Windeinfluß, Schneeverhältnissen und Pflanzendecke verdeutlicht (Tab. 1).

5. Zusammenfassung

Da in Japan nur kleine Areale über die Waldgrenze aufragen und diese arm sind an Ebenheiten und flachen Hängen, gibt es nur sehr eng umgrenzte Bereiche mit aktiver periglazialer Formung. Die Ungunst für die Ausprägung solcher Formen wird durch das Vorherrschen vulkanischen Lockermaterials und gebietsweise durch lang dauernde und hohe Schneebedeckung verstärkt.

Die Vulkangruppe des Daisetsu San stellt demgegenüber eine Ausnahme dar. In diesem, in Zentral-Hokkaido gelegenen Berggebiet ist ein vielfältiger periglazialer Formenschatz auf großen Flächen zu studieren. Treppenböden verschiedener Art, Bülfelder, Steinpolygone und -streifen meist großen Ausmaßes herrschen vor. Diese Formen sind nicht an Permafrost gebunden, wohl aber an geeignetes Bodenmaterial (andesitischer Schutt in verwitterter Asche), flache Hangneigung, Vegetationsarmut und — außer bei Bülfeldern — geringe Schneebedeckung.

Zusammen mit den Beobachtungen japanischer Autoren läßt sich ein Schema aufstellen, das die Regelmäßigkeit des Auftretens von Periglazialformen und ihrer Vergesellschaftung zeigt (Tab. 1).



53% der Funde an Hängen flacher als 6°
 34% der Funde an Hängen mit 6-14° Neigung
 13% der Funde an Hängen steiler als 14°

Abb. 7: Gliederung der Funde nach Exposition und Hangneigung.

Tab. 1: Die Regelmäßigkeit des Auftretens von Periglazialformen und ihrer Vergesellschaftung im Gebiet des Daisetsu San

Relief	Windverhältnisse, Schneebedeckung, Vegetation	Ausbildung von Periglazialformen
Kuppen wie Gebiet 1	außer im winterlichen Lee (E-Seite) kaum mit Vegetation bedeckt. Im allg. stark durch Wind beeinflusst und keine große Akkumulation von Schnee. Pinus pumila zurücktretend	Sortierungserscheinungen auf ebenen und leicht geböschten Partien häufig flächenhaftes Auftreten von Treppenböden im Kuppengebiet und an allen leicht geböschten Hängen, Auf Verflachungen Übergang zu Bülden
Breite Grate und flache Hänge wie Gebiet 3	bei (sommerlichem) Windeinfluß fast kein Aufkommen von deckender Vegetation, Schneedecke meist nur dünn	flächenhaftes Auftreten von Treppenböden und Streifen
	bei fehlendem Windeinfluß oft deckend mit Pinus pumila bestanden	kaum Periglazialformen
Sattelflächen wie Gebiet 4	größtenteils stark windexponiert, deshalb vegetationsarm und im Winter kaum schneebedeckt	Frostrisse, Steinpolygone, Vegetationsbänder, stellenweise Büldenfelder
	in windgeschützten Lagen stellenweise mit Pinus pumila bestanden	keine Periglazialformen außer Frostrissen
Schneemulden wie Gebiet 2	reduzierte Vegetationsbedeckung wegen starker Schneeakkumulation	Büldenfelder im engeren Bereich der Schneemulden, Terrassetten an den flachen Hängen
Kraterlöcher wie im Gebiet 5	meist reduzierte Vegetation wegen langer Dauer der Schneebedeckung	Büldenfelder im Kratergrund, Streifen und Treppenböden an den Übergängen zur Kraterwand
Asymmetrische Talmulden wie im Gebiet 4	im winterlichen Lee lange Schnee, ebenso im Talgrund. Am Luvhang keine Schneeakkumulation, Vegetation reduziert, Pinus pumila nur stellenweise am Steilhang	Bülden am Hangfuß, sofern er lange schneebedeckt bleibt. Keine Periglazialformen im Talgrund, Treppenböden am wenig bewachsenen flachen Hang
Steilabstürze	extrem vegetationsarm und dauernd schneefrei	intensive Frostsprengung und Bildung von Blockhalden am Fuß der Abstürze
Felsburgen wie im Gebiet 8	vegetationsarm, an winterlich windexponierten Seiten dauernd schneefrei	keine Periglazialformen, weil zu steil und Material zu grobblockig, Produktion von Frostschtutt, evtl. Bildung von Blockströmen.

Schriftenverzeichnis

- ELLENBERG, L. (1974): The periglacial stage in Europe (especially the Alps and Japan — a comparison. — *Geogr. Rep. of Tokyo Metropolitan University*, **9**: 53—65; Tokyo.
- (1976): *Rezente Periglazialerscheinungen auf Cheju-Do, Südkorea.* — *Geogr. Helv.*, **2**: 69-74; Bern.
- FURRER, G. & FREUND, R. (1973): *Beobachtungen zum subnivalen Formenschatz am Kilimandjaro.* — *Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd.* **16**: 180—203; Berlin.
- HARRIS, C. (1974): Autumn, winter and spring soil temperatures in Okstindan, Norway. — *J. of Glaciology*, **13/69**: 521—533; Cambridge.
- HIGUCHI, K. & FUJII, Y. (1971): Permafrost at the summit of Mount Fuji, Japan. — *Nature*, **230/5295**: 521 only; London.
- KOAZE, T. (1958): *Verbreitung rezenter und fossiler Periglazialerscheinungen in Japan* (übersetzter Titel, japanisch, Manuskript). — Meiji Univ.; Tokyo.
- (1965): *The patterned grounds on the Daisetsu Volcanic Group, Central Hokkaido.* — *The Geogr. Rev. of Japan*, **38/3**: 179—199; Tokyo.
- NUMATA, M. (1972): *Ecological interpretations of vegetational zonation of high mountains, particularly in Japan and Taiwan.* — *Erdwiss. Forsch.*, **4**: 288—299; Wiesbaden.
- OMOTO, K. (1973): *Recent polygons in Daisetsu-zan National Park, Hokkaido.* — *The Sci. Rep. of Tohoku Univ.*, 7th Ser., **23/1**: 29—38.
- SCHWIND, M. (1967): *Das Japanische Inselreich, Bd. 1, Die Naturlandschaft.* — Berlin.
- TAKAKURA, Y. (unveröff.): *Bülten im Gebiet des Daisetsu San* (übersetzter Titel, japanisch, Manuskript); Obihiro, Japan.
- (1972): *Debris Islands of Daisetsu San.* — *Chikyû Kogatsu (Earth Sci.)*, **26/3**: 134—135 (japanisch); Tokyo.
- WASHBURN, A. L. (1956): *Classification of patterned grounds and review of suggested origins.* — *Bull. Geol. Soc. America*, **67/7**: 823—865; Baltimore.
- Weltforstatlas* — *Bundesforschungsanstalt für Forst- und Holzwirtschaft, Reinbek b. Hamburg* [Hrsg.]; Berlin 1973.

Manuskript eingeg. 22. 10. 1976.

Eiszeitalter u. Gegenwart	27	189—192 2 Abb.	Öhringen/Württ. 1976
---------------------------	----	-------------------	----------------------

Aktive Frostmusterung in Augsburg

MARIANNE ROLSHOVEN^{*)}

Patterned ground (macrotype), middle latitude climate of the high mountains, Augsburg (South Germany).

Kurzfassung: Aus Augsburg wird eine quasi-natürliche Bodenmusterung beschrieben, die sich nach Größe und Deutlichkeit der Ausprägung von den bis jetzt im temporär rezent-periglazialen Bereich bekannten Miniaturaufpressungsformen unterscheidet und sich den arktisch-alpinen Bildungen nähert. Ihre Genese hängt von dem spezifischen Standortmilieu der Fundstelle ab.

[Active Patterned Ground at Augsburg]

Abstract: Patterned ground of macrotype has been found at Augsburg (South Germany). By dimension and distinctiveness of shape these structures differ from those microforms which, since now, seemed to represent the only type of frost phenomena in the region off the recent (climatic) periglacial area.

Aktive Strukturbodenbildung ist in der Vergangenheit häufiger aus Gebieten außerhalb des rezent-periglazialen Bereichs beschrieben worden (WASHBURN et al. 1963, ROHDENBURG & WALTHER 1968, STINGL 1971, Bild 7 aus dem Jahr 1964), und jeder aufmerksame Beobachter wird zumindest Ansätze zur Bodenmusterung bei lückenhafter oder fehlender Pflanzendecke bereits nach kurzperiodischen Frostwechseln gerade in den Übergangsjahreszeiten finden können. Bisher sind ausschließlich Miniaturformen, Erdknospen und Steinringe, die sich teilweise zu Miniatursteinnetzen zusammenschließen, bekannt geworden.

Entgegen dem bisherigen Kenntnisstand beschränkt sich das aktuelle Musterformeninventar außerhalb des rezent-periglazialen Bereichs nicht allein auf Miniatursteinringe. Dies zeigte sich in Augsburg, wo seit Herbst 1974 Großformen auf dem Flachdach im 14. Stockwerk eines Gebäudes der Universität beobachtet wurden. In pleistozänen Schottern (Fraktion Mittelkies), die durch tonige Beimengungen verunreinigt sind, lassen sich in Abhängigkeit von der Substratzusammensetzung zwei Arten der Strukturierung unterscheiden. Dort, wo Feinmaterial konzentriert auftritt, bilden sich Steinringe mit Innenfelddurchmessern, die bis zu 20 cm betragen (Abb. 1). Die Rahmenbreite liegt bei 10 cm. Rahmensteine mit einem maximalen Volumen von 60 cm³ werden von der tangentialen Einregelung erfaßt. Im homogenen Grobmaterial ordnen sich die Schotter konzentrisch einem Zentralschotter zu. Es entstehen Steinrosetten, die sich wie die Steinringe zu Netzen zusammenschließen (Abb. 2). Nicht allein charakteristische Einregelung, sondern auch andere Indizien weisen eine frostwechselgesteuerte Genese nach. Nach Frösten kann ein hoher Anteil kantengestellter Schotter bestimmt werden. Sowohl die eigentlichen Feinmaterialzentren als auch die Innenfelder der Rosetten sind dann besonders stark aufgewölbt. Die petrographische und korngößenspezifische Homogenität des Materials macht eine exakte Aussage über Entmischungsbereiche und Tiefe der von der Sortierung erfaßten Schichten unmöglich. Im Profil scheint nach Aussage der Einregelungsmessungen bei einer Gesamtschottermächtigkeit von 10—12 cm die Musterungstiefe auf die oberen Lagen

^{*)} Anschrift des Verfassers: Dr. Marianne Rolshoven, Uhlandstraße 60, 8900 Augsburg.



Abb. 1: Quasi-natürliches Steinringnetz in pleistozänen Flußschottern (Standort: Flachdach eines Hochhauses, Maßstab: Zollstock, Datum der Aufnahme: 25. 10. 1976).

beschränkt (bis etwa 5 cm). Es kann deshalb nicht eindeutig entschieden werden, ob diese Bodenmusterung durch Sortierung i. S. von MEINARDUS (1912) oder wie die Miniaturformen infolge Feinmaterialaufpressung durch ein geringmächtiges Steinpflaster entsteht.

Ausbildung und Physiognomie von Miniatursteinringen und Erdknospen hängen direkt von der Schichtung des Substrats ab. Die Deutlichkeit der Musterung ist dann optimal, wenn im Liegenden homogenes bindiges (frostempfindliches) Feinmaterial und im Hangenden eine dünne Grobmaterialauflage vorhanden ist. Da solche Voraussetzungen besonders häufig nach künstlichen Erdbewegungen (Wegebau, Kanalarbeiten etc.) gegeben sind, läßt sich dieser Typ der vorwiegend quasi-natürlichen Bodenmusterung i. a. unter zeitlichem Aspekt exakt erfassen. Die Formen bilden sich spontan als kombinierter Effekt von Tonquellung und frostdynamischem Auffrieren. Sie sind empfindliche Indikatoren kurzperiodischer, flachgründiger Frostwechsel. Ebenso rasch, wie sie entstehen, vergehen sie, etwa als Folge von Starkregen oder nach der Schneeschmelze. Die erwähnten Eigenschaften nähern diese ephemäre Musterung den subtropischen sporadischen Miniaturformen, die u. a. BARTELS (1973) von den Kanaren schildert. Bei entsprechenden frostklimatischen, hydrologischen und edaphischen Voraussetzungen treten Miniaturformen im rezent-periglazialen Bereich neben die eigentlichen Strukturböden als Sortierungsformen. Auf-



Abb. 2: Feinmaterialzentren neben Verwirbelungen in homogenem Grobmaterial (Steinrosetten). Standort: Flachdach eines Hochhauses, Maßstab: Zollstock, Datum der Aufnahme: 25. 10. 1976.)

pressungsformen können auf Steinringgroßformen als Sekundärmuster auftreten, so daß in der Hochgebirgsstufe der Mittelbreiten eine enge Verzahnung der genetisch unterschiedlichen Typen sporadischer und permanenter Bodenmusterung erfolgt.

Im Gegensatz zu den Miniaturformen sind die in Augsburg nachgewiesenen Großformen nicht instabil. Witterungseinflüsse wirken sich auf die zum größten Teil im Grobmaterial angelegte Strukturierung nicht aus. — Bioturbation kann, lagebedingt, ausgeschlossen werden.

Bei der Genese der Musterböden hat die einfache Tonquellung, die durch zeitweiligen Wasserstau in der Schotterauflage der ebenen Betondachfläche gefördert wird, sicherlich Bedeutung. Die Volumenvergrößerung der Tonminerale spielt ebenso bei der Bildung der alpinen Strukturböden eine Rolle (VORNDRAN 1972) wie bei der Entstehung der Mikroformen. Die eigentliche formendifferenzierende Wirkung kommt jedoch der frostdynamisch bedingten Volumenveränderung im Substrat zu. Dies gilt sowohl für die Aufpressung des homogenen Feinmaterials bei der Miniaturformengenese als auch bei den eigentlichen Sortierungsformen. Im Gegensatz sowohl zu den alpinen Strukturböden als auch zu den Miniaturformen ist der Anteil kolloider Bodenbestandteile im geschilderten Fall außerordentlich gering (unter 10 ‰). Die Formengröße übersteigt die der Miniaturbildungen beträchtlich. Das Volumen der von der Musterung erfaßten Gesteinsfragmente verhält sich im Vergleich zu den Mikroformen wie Mittelkies zu Feinkies. Beobachtungen aus

dem rezent-periglazialen Bereich scheinen darauf hinzudeuten, daß das Raumgewicht der von der Musterung erfaßten Klastika als Gradmesser frostdynamischer Aktivität gelten kann.

Charakteristisch für das Gebiet außerhalb des rezenten Periglazialbereichs sind Mikroformen. Dies bestätigen Versuchsanordnungen in Gärten sowohl in Köln (1972/1973) als auch in Augsburg (1975), die bereits nach wenigen Frostwechslern Erdknospen und Andeutungen von Miniaturzentren zeigen, doch Grobmaterial über der Fraktion Feinkies wurde nicht mehr bewegt. Die Entstehung der hier betrachteten Formen muß daher auf spezifische lokale Bedingungen auf dem Flachdach zurückgehen. Der Betondecke mit der geringmächtigen Schotterlage scheint ein Verstärkungseffekt zuzukommen, wie er den azonalen Strukturbodenformen der Gletschervorfelder (Steinringe mit Eiskern bzw. Felskern) eigen ist (KINZL 1928). Aus dieser Verwandtschaft läßt sich auch das Mißverhältnis zwischen relativ großem Formendurchmesser und geringer Mächtigkeit des Schotterkörpers herleiten. Bei zonalen Strukturböden — dies haben FISCHER (1970) und jüngst STINGL-HERRMANN (1976) regelhaft nachgewiesen — besteht nämlich eine direkte Abhängigkeit zwischen wachsenden Formengrößen und Tiefe des unterlagernden Materials.

Das Formungsmilieu der Steinringe und Steinrosetten weicht erheblich von dem der Mikroformen ab. Dies gilt einerseits für die lokalklimatischen Gegebenheiten, andererseits für die Substratzusammensetzung. Bei der Anlage der Steinringe und Steinrosetten spielen sicher zufällige lokale Anreicherungen des Feinmaterials eine initiale Rolle für das Ansetzen von Frostdynamik.

Die Musterformen in Augsburg können formal den arktischen bzw. alpinen Formen angenähert werden. Die Differenzierung der Einzelformen (Steinringe und Steinrosetten) hängt hier wie dort von den edaphischen Voraussetzungen ab.

Das Spektrum der Musterformen im außeralpinen Gebiet erweitert sich damit um einen „arktisch-alpinen“ Typ, dessen Auftreten an besondere Gunstlagen gebunden ist. Charakteristisch sind für diesen Typ eine lange formenbewahrende Inaktivitätsphase während der warmen Jahreszeit und eine lange Phase potentieller Aktivität, die vom Herbst bis in das Frühjahr reicht. Damit unterscheiden sie sich von den Musterböden im rezent-periglazialen Bereich, deren Aktivitätsgrad auf eine mit zunehmender Höhe verkürzte Periode sommerlicher Aktivität beschränkt ist.

Schriftenverzeichnis

- BARTELS, G. (1973): Jahreszeitlich bedingte Strukturböden auf den Kanaren. — *Die Erde*, **104** (3—4): 314—319; Berlin.
- FISCHER, K. (1970): Frostmusterböden in den Dolomiten. — *Der Schlern*, **44**: 136—142; Bozen.
- KINZL, H. (1928): Beobachtungen über Strukturböden in den Ostalpen. — *Pet. Mitt.*, **74**: 261—265; Gotha.
- MEINARDUS, W. (1912): Beobachtungen über Detritussortierung und Strukturböden auf Spitzbergen. — *Z. Ges. Erdkde.*: 250—259; Berlin.
- ROHDENBURG, H. & WALTHER, D. (1968): Rezente Strukturböden in Gießen. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **19**: 279—282; Öhringen/Würt.
- STINGL, H. (1971): Zur Verteilung von Groß- und Miniaturformen von Strukturböden in den Ostalpen. — *Nachr. Akad. Wiss. Göttingen II. Math.-Physikal. Kl.*, **2**: 25—40; Göttingen.
- , HERRMANN, R. (1976): Untersuchungen zum Strukturbodenproblem auf Island. Geländebeobachtungen und statistische Auswertung. — *Z. Geomorph. N. F.*, **20** (2): 205—226; Berlin.
- VORNDRAN, G. (1972): Kryopedologische Untersuchungen mit Hilfe von Bodentemperaturmessungen. — *Münchener Geogr. Abh.*, **6**: 70 S.; München.
- WASHBURN, A. L., SMITH, D. & GODDARD, R. (1963): Frost cracking in a middle-latitude climate. — *Biuletyn Periglacialny*, **12**: 175—189; Lodz.

Eiszeitalter u. Gegenwart	27	193—219	Öhringen/Württ. 1976
---------------------------	----	---------	----------------------

B. Berichte

Die 18. Tagung der Deutschen Quartärvereinigung vom 21. August — 4. September 1976 in Hamburg

Hauptthemen: Quartär der Nord- und Ostseeküste, Vor- und Frühgeschichte, Geomorphologie des Quartärs Nordwesteuropas.

Die Vortragstagung wurde am Mittwoch, dem 1. September 1976, im neuen Geomatikum der Universität, Hamburg 13, Bundesstraße 55, vom 1. Vorsitzenden, Dr. J. NIEDERMAYER, mit einem Vorbericht über das Gesamtprogramm eröffnet. Den Gruß der Landesregierung überbrachte Bürgermeister Prof. BIALLAS. Anschließend begrüßte der Sprecher des Geofachbereichs, Prof. OBERBECK, die Teilnehmer, und Frau Prof. VALETON, Geschäftsführender Direktor des Geologisch-Paläontologischen Instituts der Universität Hamburg, lud die Teilnehmer zu einer Besichtigung einer neuen Ausstellung mit dem Thema „Spuren der Eiszeit“ ein, die nach dem Umzug des Institutes innerhalb weniger Monate aufgebaut wurde. Diese Ausstellung wurde in enger Zusammenarbeit mit den Geschiebesammlern unter Leitung von Herrn EICHBAUM zusammengestellt. Zum Abschluß der Eröffnung wurde die für die DEUQUA-Tagung ausgerichtete Ausstellung unter der Führung von Dr. W. WEITSCHAT zur Besichtigung freigegeben.

Ehrungen

Die Albrecht-Pendk-Medaille wurde an zwei Persönlichkeiten verliehen. Der polnische Quartärforscher Prof. Dr. Rajmund GALON aus Thorn/Torun erhielt sie für seine Verdienste um die Quartärforschung, besonders für seine geomorphologischen Arbeiten in Polen und angrenzenden Gebieten sowie in Island. Sie soll ferner auch die Wertschätzung deutlich machen, die sich der Geehrte als eifriger Förderer der internationalen Zusammenarbeit bei uns in Deutschland erfreut.

Unserem seit Jahrzehnten innig mit der Arbeit der DEUQUA verbundenen Hans GRAUL wurde die Medaille verliehen in Würdigung seiner Verdienste um die Quartärforschung, besonders seiner geomorphologischen Arbeiten im nördlichen Vorland der Alpen, aber auch in dankbarer Anerkennung all dessen, was er für das Gedeihen und das Ansehen unserer Vereinigung getan hat.



Rajmund Galon



Hans Graul

Hauptversammlung am 2. September

Der 1. Vorsitzende, Dr. NIEDERMAYER eröffnete sie im Geomatikum und gab Prof. GALON dem Senior der polnischen Geomorphologen, Gelegenheit, Grußworte an die Tagungsteilnehmer zu richten.

Im **Zweijahresbericht** konnte Dr. NIEDERMAYER über die wachsende Zahl der Mitglieder und die positive Entwicklung des Kassenstandes berichten. Eine Erhöhung der Mitgliederbeiträge sei z. Zt. nicht notwendig. Allen dankte er, die sich an der Vorbereitung und Ausführung der Tagung beteiligt haben. Dank sprach er auch Prof. SCHNEEKLOTH für seine langjährige verdienstvolle Tätigkeit aus; auf eigenem Wunsch scheidet dieser als Schatzmeister aus.

Prof. FRENZEL erläuterte seinen Vorschlag zur **Edith-Ebers-Stiftung**. Die Mittel sollen für ein Symposium im süddeutschen Glaziargebiet verwendet werden, auf dem es um die Problematik der übertiefen glazialen Rinnen gehen soll.

Als **Schriftleiter** erstattete Prof. SCHÖNHALS den Bericht über die Tätigkeit der **Schriftleitung** und bat und ermahnte wieder einmal um Sorgfalt bei der Fertigstellung der einzureichenden Manuskripte.

Prof. SCHNEEKLOTH hatte einen **Kassenbericht** für den Zeitraum 1.7. 74 bis 30. 6. 76 erstellt, der vervielfältigt zur Verteilung kam. Er umriß die zu erwartende Entwicklung während der nächsten Jahre.

Auf den eindrucksvollen Umfang der DEUQUA-Bibliothek in Hannover wies erneut Prof. BENDA hin. Die geringe Benutzung durch die Mitglieder sei bedauerlich. Die Zahl der Tauschpartner beträgt um 100.

Die **Kassenprüfung** durch die Herren ROESCHMANN und MÜLLER hatte ein positives Ergebnis.

Im Anschluß an den Bericht des Vorstandes konnten **Fragen** gestellt werden. Prof. SEMMEL erkundigte sich nach dem Stand der Umorganisation des Vorstandes und setzte sich für eine baldige Klärung der vorliegenden Vorschläge ein, von der er sich Vorteile für die Quartärforschung und das Ansehen unserer Vereinigung verspricht. Der 1. Vorsitzende vertrat in seiner Antwort die Auffassung, daß die Änderungsvorschläge noch nicht so ausgereift seien, um der Hauptversammlung vorgelegt werden zu können.

Auf Antrag Prof. HAGEDORNS erfolgte die **Entlastung** des alten Vorstandes. Der **neue Vorstand** wurde auf Vorschlag Prof. LÜTTIGS und nach Abstimmung darüber en-bloc gewählt (Handvotum: 62 dafür, 2 Gegenstimmen, 4 Enthaltungen):

- | | |
|-------------------|---|
| 1. Vorsitzender: | Prof. FINK (Wien) |
| 2. Vorsitzender: | Prof. FRÄNZLE (Kiel) |
| Schriftleiter: | Prof. SCHÖNHALS (Gießen),
wiederum unterstützt von Prof. HUCKRIEDE (Marburg) |
| 1. Schriftführer: | Dr. NAGL (Wien) |
| 2. Schriftführer: | Dr. LANGE (Kiel) |
| Schatzmeister: | Dr. LOOK (Hannover) |
| Archivar: | Prof. BENDA (Hannover) |

Durch Handvotum wurden als **Kassenprüfer** erneut gewählt: Dr. MÜLLER und Prof. ROESCHMANN (Hannover).

Nach der Satzung mußte für die **ausscheidenden Beiratsmitglieder** Prof. HANTKE (Zürich), Prof. SCHÜTRUMPF (Köln) und Dr. PICARD (Kiel) eine Neuwahl erfolgen. Ebenfalls in einer en-bloc-Abstimmung per Handvotum wurden die Herren HAGEMAN (Haarlem), Prof. FÜRER (Zürich) und Dr. NIEDERMAYER (Hamburg) als **neue Beiratsmitglieder** gewählt (67 Ja-Stimmen, keine Gegenstimme, eine Enthaltung).

Prof. FINK gab einen kurzen Überblick über die **Planungen** für die nächste DEUQUA-Tagung in Wien 1978. Exkursionen werden in den Alpen, im Wiener Becken und nach Ungarn geplant.

Fachvorträge

SCHWABEDISSEN, H. (Köln): **Die Ausgrabungen in Rosenhof/Ostsee und die Frage der Meeresspiegelveränderungen in der Postglazialzeit**. In der Nähe des Gutes Rosenhof, Gem. Grube liegt auf einer Moränenkuppe vor der trichterförmigen Einmündung des Oldenburger Grabens, einer einstigen Meeresverbindung zwischen Lübecker und Howachter Bucht in die Ostsee, ein

steinzeitlicher Wohnplatz. Die dort seit einigen Jahren durchgeführten Ausgrabungen haben zwei Kulturschichten der sogenannten „Ellerbek-Kultur“ (um 4000 v. Chr. Geb.) und eine zweite des nordischen Frühneolithikums (um 3500 v. Chr. Geb.) ergeben. Die Kulturschichten konnten in stratigraphischer Überlagerung vom Wohnplatz auf der Moränenkuppe in die angrenzenden marinen Ablagerungen verfolgt werden. In der Marinen Gytja sind neben Steingeräten und Keramik vor allem Knochen, Geweih und Holzfunde gut erhalten.

Archäologisch werden die ersten Neolithisierungserscheinungen im Norden mit dem Übergang zu Ackerbau und Haustierhaltung faßbar. Mit Hilfe der Pollenanalyse konnte die Einordnung der Kulturschichten in die Vegetationsentwicklung erfolgen (vgl. Resümee R. SCHÜTRUMPF).

Für die Geologie ist der Umstand wichtig, daß der Wasserstand der angrenzenden Ostsee archäologisch festgelegt und mit Hilfe zahlreicher C¹⁴-Daten in die Zeit um 4000 und 3500 v. Chr. Geb. datiert werden konnte. Weitere Kulturschichten aus dem Bereich des Oldenburger Grabens ergaben jüngere Zeitmarken für den Wasserspiegel der Ostsee. Auch geologische Schichten im einstigen Strandbereich ließen sich absolut-chronologisch einhängen.

Die Untersuchungen zeigen, daß es möglich ist, mit archäologischen Mitteln Festpunkte für die Veränderung der Meereswasserstände zu gewinnen.

Diskussion: KÖSTER.

SCHÜTRUMPF, R. (Köln): **Stratigraphisch-pollenanalytische Untersuchungen am neolithischen Fundplatz Rosenhof zur relativen Datierung und Bestimmung des Ostseemeeresspiegels zur Zeit der Besiedlung.** Anhand mehrerer Profilschnitte wurde der Schichtaufbau im Verlandungsbereich des ehemaligen Ostseeufers untersucht. Alle in die marine Abfolge eingebetteten prähistorischen Funde sind jungsteinzeitlich, stammen jedoch aus verschiedenen Kulturperioden. Die einzelnen Fundhorizonte sind nicht durch fundleere Schichten stratigraphisch voneinander getrennt. Einzelne Keramikfunde lassen sich nach der archäologischen Typologie chronologisch von der Ertebølle-Ellerbek-Kultur bis zu einem Früh-Neolithikum bisher unbekanntem Art und unbekanntem Alters einordnen („Rosenhofgruppe“).

Nach der Pollenanalyse (9 Pollendiagramme, z. T. lückenlos analysiert, und 70 Einzelspektren zu Funden verschiedener Art und Lage) gehören alle Fundschichten in das fortgeschrittene Atlantikum, d. h. in die Eichenmischwaldzeit mit noch hohem Pollenanteil von Ulme und Linde. Sie liegen also zeitlich noch vor dem sog. Ulmenabfall um 3000 v. Chr., an den man die Grenze Atlantikum/Subboreal, d. h. die Pollenzonengrenze VIII/IX heute allgemein verlegt.

Die Beobachtung einer frühen Buchenausbreitung in geschlossener Kurve lange vor der endgültigen geschlossenen Buchenkurve (= empirische Buchengrenze) ist ein neuer Befund im Verlauf der postglazialen Waldgeschichte im Untersuchungsgebiet.

Die Ulmenprozente liegen in der Ellerbek-Zeit höher als in der stratigraphisch höher liegenden Fundschicht aus der früheolithischen Zeit, was zur chronologischen Trennung der einzelnen Funde benutzt werden kann. Ein neuer Befund der Untersuchung ist darüberhinaus das Vorkommen von Pollen von *Plantago lanceolata* (Spitzwegerich) und von Getreide bereits in der Ellerbek-Fundschicht und auch in der neuen sog. Rosenhofgruppe des Frühneolithikums, was auf Rodung und Ackerbau bereits seit dem Protoneolithikum hinweist. Gestützt wird dies auch durch die Faunenreste, die nach den osteologischen Bestimmungen von Herrn Prof. NOBIS neben den aus der Zeit belegten Wildtierarten auch Knochen von Haustieren enthalten. So sind neben Ur auch Hausrind, Hausschwein und Hund bereits in der Ertebølle-Ellerbek-Zeit um 4000 v. Chr. vertreten. Ihr Prozentanteil ist gegenüber den Jagdtieren noch gering. Es handelt sich also um eine typische Übergangszeit zu Beginn der Jungsteinzeit.

Der Ostseespiegel lag zur Zeit der ältesten Besiedlung (Ellerbek-Zeit) um 3900 bis 3700 v. Chr. bei minus 3,30 bis 3,40 m NN. Der Siedlungsplatz selbst lag unweit des Ostseeufers auf einer alten Geschiebemergeloberfläche. Vor der ersten Meerestransgression der Ostsee, die sich durch eine cardiumreiche Grobdetritusgyttja und im unmittelbaren Strandbereich durch eine Schilfanreicherung dokumentiert, stockte am späteren Siedlungsplatz ein Eichenbestand, dessen im Untergrund gut erhaltenen Stämme ein C¹⁴-Alter von 4300 bzw. 4100 v. Chr. ergaben und die Aufstellung einer dendrochronologischen Kurve für diesen frühen Postglazialabschnitt ermöglichten.

BOSINSKI, G. u. a. (Köln): **Abschluß der Grabung auf dem Magdalenien-Fundplatz Gönnersdorf.**

ZIEGERT, H. (Hamburg): **Rassendifferenzierung und Kulturen im Pleistozän. — Zur Frage der monophyletischen oder polyphyletischen Evolution der Hominiden.** Dieser Vortrag fiel wegen Erkrankung aus, sei aber doch referiert: Ausgehend von der Kultur-Entwick-

lung im Pleistozän Afrikas wird das Problem der Kultur-Tradition im Verhältnis zu Rassen-Entwicklung und -Differenzierung untersucht und dabei der Begriff des „*Homo sapiens*“ in seiner heute üblichen Bedeutung in Frage gestellt.

Ein Versuch, für das Alt- und Mittelpleistozän „Kulturkreise“ zu definieren, führt zur Stützung der Hypothese WEIDENREICH'S der polyphyletischen Evolution der Hominiden in einem ostasiatischen, euroasiatischen und euroafrikanischen Kulturkreis. Traditions-Untersuchungen werden zur Lösung des Kontinuitätsproblems durchgeführt, technologische Analysen führen zur Einsicht in die Probleme der Erfahrungs-Akkumulation und der Konvergenzerscheinungen (z. B. „Mikrolithik“, „Neolithisierung“).

Der Gleichlauf der Hominiden-Evolution und der Kulturtradition im Pleistozän lassen einen extremen Traditionalismus erkennen, wahrscheinlich als optimale Einpassung in bestimmte ökologische Gegebenheiten.

Reduktionsmodelle kultureller Ausstattung lassen die Minimal-Verhaltens-Notwendigkeiten der Hominiden-Gruppen in verschiedenen ökologischen Situationen erkennen.

RUST, A. (Ahrensburg): **Faunenrelikte von jungpaläolithischen Fundstätten.** Nach der Ausgrabung des im Ahrensburger Tunneltal gelegenen Toteisteiches von Meiendorf II lagen Kulturreste vor, die man als „normal-abfallartige“ Hinterlassenschaften der Hamburger Kulturträger ansehen konnte, die in der Ältesten Dryaszeit am Teichufer wohnten. Wesentliche Zweifel an der richtigen Ausdeutung solcher Hinterlassenschaften wurden geweckt, als während der Grabung im Toteisteich am Stellmoorhügel in einer gleichartigen Hamburger Kulturschicht 2 zweijährige mittels Steinen versenkte „geopferte“ weibliche Rentiere aufgefunden wurden.

Während der Freilegung der im gleichen Teich entdeckten Kulturschicht der Ahrensburger Jäger aus der jüngeren Dryaszeit entdeckte man u. a. die Skelette von ca. 30 ebenfalls geopferten zweijährigen Rentieren. Dieser Befund und weitere Anhaltspunkte für eine „eigenartige“ Zusammensetzung des Fundgutes dienten als Unterlagen, die Inhalte von 4 ergrabenen Teichen in der Gesamtheit als „Opferobjekte“ aufzufassen.

Der Versuch, Fakten zur Fundierung der Annahme zu gewinnen, daß es sich bei dem Gesamtkomplex um Auswirkungen sakral gebundener Vorstellungen und Handlungen, um Opferungen, um Kommunikationsbestrebungen und dgl. und nicht um „Abfall“ handelte, führte zu überraschenden Erkenntnissen.

Als Ergebnis eingehender Untersuchungen wurde z. B. festgestellt, daß von den Ahrensburgern, über Geweihstangen abgezählt, 650 Exemplare des „Symbol- oder Haupttieres“ Ren als erjagt „vorgestellt“ wurden und von den Skelettknochen dieses Beutetieres 20 000 Stücke niedergelegt wurden — das entspricht einem Anteil von ca. 10 % der Gesamtmenge. Dazu wurden Skelettreste von 32 weiteren Arten vertreten, von Vögeln und Säugern aufgefunden, die zusammen nur mit über 100 Knochen belegt sind. Die Renrelikte sind als Opfergaben des Symboltieres aufzufassen; über die Begleittiere wurden vermutlich die Lebens Elemente der Umwelt geschildert. Gleichartige Befunde aus den Hamburger Opferteichen bezeugen eine starre Bindung im religiösen Glaubensbereich über 3000 Jahre. Ähnlich fundierte „Sakralverhalten“ liegen aus der Brillenhöhle und der Kniegrotte aus Thüringen vor. Wahrscheinlich lassen sich Verbindungen zu den „unsubstanzialen sakralen Äußerungen“ der südwesteuropäischen Höhlenmalereien knüpfen.

Diskussion: VON KOENIGSWALD.

TROMNAU, G. (Hamburg): **Zum Jungpaläolithikum zwischen Nord- und Ostsee.** Im Gebiet zwischen Nord- und Ostsee fehlen bisher eindeutige Hinweise auf das ältere und mittlere Jungpaläolithikum. Gut belegt ist dagegen das späte Jungpaläolithikum mit Kerbspitzengruppen (Hamburger Kultur), Federmessergruppen und Stielspitzengruppen. Während die Hamburger Kultur (Älteste-Ältere Dryaszeit) vorwiegend auf Altmoränenkuppen nachgewiesen wurde und in den benachbarten Gebieten Dänemarks und Mecklenburgs (bis auf wenige Ausnahmen) fehlt, trifft dies für die alleröd-jungdryaszeitlichen Federmessergruppen und Stielspitzengruppen nicht zu.

Bei gleichem Forschungsstand stellt sich die Frage, ob diese Erscheinung siedlungsarchäologisch zu erklären ist oder durch letzte Eisvorstöße verursacht wurde, die Siedlungsplätze der Kerbspitzengruppen (z. B. die Kerbspitze aus der weichselkaltzeitlichen Grundmoräne von Grömitz, Ostsee) erfaßten und mit mehreren Metern mächtigem Geschiebemergel bedeckten.

Rentierherden haben vermutlich ganz bestimmte Zugstraßen eingehalten, auf denen ihnen offenbar die späteiszeitlichen Jäger gefolgt sind. Im Niederelbegebiet scheint sich ein solcher Weg durch das Alstertal zum Stellmoorer Tunneltal und ein Elbübergang bei Harburg immer deutlicher herauszukristallisieren.

Neben den bekannten wichtigen stratigraphischen Befunden aus Hamburg-Rissen und dem Stellmoorer Tunneltal kommt dem unlängst entdeckten und ausgegrabenen jungpaläolithischen Wohnplatz Kampen, Krs. Harburg, eine überregionale Bedeutung zu. Dort wurde ein umfangreiches Kulturvorhaben der Rissener Gruppe an der oberen Grenze eines deutlich ausgeprägten fossilen Podsol (wahrscheinlich Usselo-Horizont) gefunden. Das Hangende ist ein Torf, der sich in die angrenzenden Niederungen des Fuhaubaches verfolgen läßt. Da Federmesserfundplätze bisher überwiegend in Dünengebieten bzw. auf hohen Kuppen festgestellt wurden, sollte die topographische Lage des Kampener Siedlungsplatzes erneut Veranlassung geben, auch in Niederungsgebieten nach jungpaläolithischen Fundstellen zu suchen.

Diskussionsleitung: Prof. STREMMER.

GRUBE, F. (Hamburg): **Geomorphologie, Stratigraphie und Aufbau der Inlandgletscher-Sedimente im Raum Hamburg.** Nach der Frühphase der Glazialforschung in Norddeutschland, in der Blockpackungen für das wesentliche Kriterium der Endmoränen gehalten wurden, gelang es durch morphologische Forschungen, eine Untergliederung des Pleistozäns durchzuführen: Jungmoräne = Weichsel-Kaltzeit; Altmoräne = Saale-Kaltzeit. Die Altmoräne wurde ebenfalls nach morphologischen, geschiebekundlichen und pedologischen Gesichtspunkten in das Warthe-, Lamstedter- und Drenthe-Stadium aufgeteilt. Durch langjährige Geländeuntersuchungen konnte nach der geologischen Lagerung sowie nach ingenieurgeologischen und sedimentpetrographischen Daten ebenfalls eine Dreigliederung der Saale-Kaltzeit (Drenthe-, Niendorfer- und Fuhsbüttler Stadium) bewiesen werden.

Inlandgletscher-Sedimente werden in Norddeutschland in die Ablationsmoräne mit Versturz-Erscheinungen, die Grundmoräne mit einzelnen Fremdschollen und die Sohlmoräne untergliedert. Flow Till konnte bisher nur selten im Hamburger Raum nachgewiesen werden. Die Grenzzone einer Vergletscherung zeichnet sich durch die Dominanz rolliger Bestandteile aus, so daß z. B. für die Weichsel-Kaltzeit eine besondere Randmoräne ausgeschieden werden kann.

Diskussion: KELLER, FRENZEL, K. D. MEYER.

KLUG, H. (Regensburg): **Art und Ursachen des Meeresspiegelanstiegs im Küstenraum der südwestlichen Ostsee während des jüngeren Holozäns.** Ergebnisse zum jungholozänen Transgressionsverlauf im Bereich der östlichen Kieler Außenförde und der Hohwacher Bucht, die vom Referenten und Schülern in den letzten Jahren erarbeitet wurden, werden mit vorliegenden Resultaten neuerer Forschungen aus dem westlichen Ostseeküstenraum in Vergleich gesetzt und auf ihre überregionale Gültigkeit hin überprüft. Daraus werden Aussagen zu grundsätzlichen Problemen der Vertikalverschiebungen zwischen Land und Meer im Bereich der südwestlichen Ostseeküste während des jüngeren Holozäns abgeleitet.

Diskussion: KÖSTER.

FIGGE, K. (Hamburg): **Die Basis der holozänen Nordsee-Sedimente in der Deutschen Bucht.** Die Deutsche Bucht stellt die nördliche Fortsetzung des Norddeutschen Flachlandes dar und wurde erst in relativ junger Zeit von der rezenten Nordsee überflutet. Die Rekonstruktion der pleistozänen Landoberfläche und die Bestimmung des Ausmaßes ihrer Versenkung ist bisher nur sehr lückenhaft möglich gewesen. Neue Verfahren auf dem Gebiet der Sedimentochographie gestatten es nun, die rezenten, vorwiegend sandigen Nordsee-Sedimente akustisch zu durchdringen und deren Unterlage reflexionsseismisch zu erfassen.

Hervorstechendes Element ist das pleistozäne Elbe-Tal, das westlich an Helgoland vorbei läuft und von dort mit ständig zunehmender Breite und Tiefe weiter nach Nordwesten zu verfolgen ist. Es ist jetzt mit — an der Oberfläche — siltigen Feinsanden ausgefüllt, deren Mächtigkeit westlich Helgoland nur etwa 5 m beträgt, 100 km weiter nordwestlich aber bereits auf 18 m angewachsen ist.

Das Ostufer tritt auch heute noch deutlich in Erscheinung und ist topographisch markiert durch einen relativ steilen Anstieg des Meeresbodens von 40—45 m Wassertiefe auf ca. 25 m. Geologische Merkmale sind die Ausbisse pleistozäner Sedimente im Bereich dieses „Hanges“, die teilweise mit einer dünnen Decke von Restsedimenten bedeckt sind. Das ursprünglich lebhaft gegliederte Relief hat durch Abrasion der höheren Partien und Verfüllung der Senken eine gewisse Einebnung erfahren, deren Grad mit abnehmender Wassertiefe zunimmt. Insgesamt bleibt festzustellen, daß die Mächtigkeit der rezenten Nordsee-Sedimente in der Deutschen Bucht im allgemeinen relativ gering ist und außer in lokalen Senken nur im Elb-Tal und in den küstennahen Sandkörpern größere Beträge annimmt.

Diskussion: VINKEN u. a.

EINSELE, G. & HERM, D. (Tübingen): **Spätpleistozäne und holozäne Meeresspiegelschwankungen an der mauretischen Küste und Schelf.** Auf dem Schelf vor Mauretanien (W-Afrika) wurde ein laterales Verteilungsmuster der rezenten Faunen-Assoziationen und der Sediment-Typen erstellt. Mit Hilfe dieser tiefengebundenen Fazieswechsel und ^{14}C -Datierungen wird der Ablauf der letzteiszeitlichen marinen Regression und der nacheiszeitliche Anstieg des Meeresspiegels rekonstruiert. Im Gebiet von 40–80 m heutiger Wassertiefe entstehen durch Sedimentationsmangel und Aufarbeitung der groben Sand- oder Sandstein-Unterlagen aus der Zeit des Flachwassers bzw. Auftauchens während der letzteiszeitlichen Regression bezeichnende Misch-Vergesellschaftungen mit den heute dort lebenden Formen.

Auf dem Kontinent konnte nach einem Hochstand des postglazialen Meeres (+ 3 m über NN; vor etwa 5 500 Jahren B.P.: = Mittel-Flandrisch) ein Meeres-Spiegelrückgang vor etwa 4 100 Jahren B.P. auf $- 3,5 \pm 0,5$ ü. NN nachgewiesen werden. Sedimentologische und ökologische Indikatoren (u. a. Stromatolithen), die in ihrem bathymetrischen Auftreten im Rezenten geeicht wurden, halfen, diesen Tiefstand und die anschließende Abschnürung einer großen und mehrerer kleinerer Buchten vom freien Atlantik zu präzisieren.

FRÄNZLE, O. (Kiel): **Die Schwankungen des pleistozänen Hygroklimas in Südost-Brasilien und Südost-Afrika.** Die vergleichende Analyse der Bodendecken zeigt, daß während des Quartärs in Südost-Brasilien die morphodynamischen und pedogenetischen Stabilitätsgrenzen der Ferralsole und Acrisole im allgemeinen nicht überschritten wurden und diese Climaxböden bis ins Meeresniveau erhalten blieben. Im Gegensatz dazu bewirkten die (ektropischen) Kaltphasen in Südost-Afrika eine hochgradige Steigerung der Bodenerosion und Intensivierung der Flächenbildung; Ferralsole und Acrisole als im Tertiär (und evtl. im Altquartär) gebildete Climaxböden sind nur im Bereich der randstufennächsten Hochgebiete erhalten geblieben.

Diese auffallende Verschiedenheit ist dadurch bedingt, daß das quartäre Hygroklima im Bereich der südost-brasilianischen Randstufe relativ stabil war, während im afrikanischen Vergleichsgebiet während der Kaltphasen eine beträchtliche Abnahme der passatischen Steigungsniederschläge sowie eine Verringerung der Sommerregen eintrat. Die geringe Schwankungsbreite des brasilianischen Randstufenklimas ist zirkulationsbedingt derart, daß der kaltzeitliche Luftmassentransport bei insgesamt höherer Baroklinität der Atmosphäre durch einen kräftigen Tiefdrucktrog über den stark vergletscherten Südpolen regional zusätzlich intensiviert wurde. Die dadurch hervorgerufene Erhöhung des orographischen Niederschlagsanteils wirkte im Bereich der Randstufe der primären temperaturabhängigen Niederschlagsabnahme entgegen und schwächte so die Amplitude der hygrischen Klimaschwankungen zwischen Warm- und Kaltphasen ab.

Theoretisch begründet wird diese Auffassung aus den regionalen Unterschieden der südhemisphärischen Zirkulation während der Warm- und Kaltphasen; voneinander unabhängige geomorphologische, boden- und biogeographische Befunde liefern die empirische Bestätigung.

Diskussion: FRENZEL, SEMMEL, HEINE.

HEINE, K. (Bonn): **Bemerkungen zur eiszeitlichen Depression von Schneegrenze und Strukturbodengrenze in den Tropen und Subtropen.** (1) Die Diskussion über ein Konvergieren bzw. Divergieren der Schneegrenze und Strukturbodengrenze in den Subtropen resultiert daraus, daß die Formen und nicht die Prozesse betrachtet werden. Gleiche Formen können durch verschiedene Prozesse gebildet werden.

(2) Für die letzte Kaltzeit lassen sich mehrere Schneegrenzdepressionen in den Subtropen und Tropen nachweisen, die jedoch nicht synchron verliefen.

(3) Man muß davon ausgehen, daß die Lage von Schneegrenze, Permafrostbodengrenze, Strukturbodengrenze und Waldgrenze während des Jungquartärs in ihrem Verhältnis zueinander nicht konstant war, da hygrische Klimaschwankungen unabhängig von thermischen Schwankungen auftraten. Das gilt einerseits für die Subtropen und andererseits für die Tropen.

(4) In diesem Zusammenhang muß auf die Problematik aufmerksam gemacht werden, die sich für (oft vorgenommene) Rekonstruktionen letztkaltzeitlicher Schnee- und Strukturbodengrenzen für große Räume ergeben, da nicht altersgleiche Phänomene für die Rekonstruktion hinzugezogen werden.

Diskussion: FRÄNZLE.

Diskussionsleitung: Dr. VON DER BRELIE

SCHUEENPFLUG, L. (Neusäß-Lohwald): **Neue Ergebnisse aus dem Bereich der ältestpleistozänen biberkaltzeitlichen Staufenbergschotter NW Augsburg (östliche Iller-Lech-Platte).** Der Staufenberg 15 km NW Augsburg trägt die relativ höchstliegenden und damit ältesten Pleistozänschotter der Iller-Lech-Platte. PENCK (1901) hielt sie für tektonisch gehobene Pleistozänschotter; EBEL (1930) widerlegte die Tektonik und stellte sie ins Oberpliozän; GRAUL (1943) benutzte den Staufenberg als einen der Bezugspunkte für die Tiefe der Ausräumung des Ingolstädter Beckens. SCHAEFER (Geologische Karte von Augsburg und Umgebung 1957) stellte die Schotter ins Ältest-„Diluvium“ und benannte die Kaltzeit nach dem am Nordhang des Berges entspringenden Biberbächlein. Auf den Höhen östlich des Staufenberges fand er weitere „Schotter“ und baute daraus eine 8-stufige „Terrassentreppe“. Nach den Angaben seiner Karte konstruierte Profile ergaben Unstimmigkeiten. Der Karte gegenüber abweichende Geländebefunde regten zu eingehenderen Untersuchungen an. Diese sind noch nicht abgeschlossen. — Das Referat ist lediglich als Zwischenbericht über die bisherige Arbeit gedacht und zeigt als vorläufige Hauptergebnisse:

1. Ein Teil der „fluvioglazialen Schotter“ ist lediglich geröllreiche Solifluktionsmasse.
2. Im ältesten Staufenbergschotter ist vorwiegend alpines Material, jedoch auch vereinzelt Donaumaterial enthalten. Einzelne Donaugerölle wurden auch in der weiter südlich gelegenen (nach EBEL donauzeitszeitlichen) Staudenplatte gefunden.
3. Aus diesem Grunde müssen die Ansichten verschiedener Autoren über die Bedeutung der 1949 von GRAUL beschriebenen Dinkelscherbener Altwasserscheide örtlich und zeitlich eingeschränkt werden.

Diskussion: GRAUL, FRENZEL.

EHLERS, J. (Hamburg): **Die Harburger Berge — Stauchendmoräne der Warthe-Vergletscherung? — Neue Ergebnisse durch Strukturuntersuchungen.** Die Harburger Berge wurden bisher als Stauchendmoräne der Warthe-Vereisung angesehen. Es genügt heute jedoch nicht mehr, von der äußeren Form eines Höhenzuges (Morphographie) auszugehen. Entscheidend ist eine Klärung des inneren Baus. Die Untersuchungen GRUBES im Hamburger Raum und K.-D. MEYERS in den angrenzenden Teilen Niedersachsens (Gliederung der Saale-Kaltzeit in drei Eisvorstöße) lieferten hierfür die stratigraphische Grundlage. Zur Unterscheidung der Sedimente wurden Schrägschichtungs- und Geschiebe-Einregelungsmessungen durchgeführt.

Die Geschiebe-Einregelungsmessungen bestätigen die Dreiteilung der Saale. Die Grundmoränen der drei Eisvorstöße stammen von Gletschern, die aus unterschiedlichen Richtungen vorstießen:

1. Haupt-Drenthe-Vorstöß (Drenthe 1) aus Norden
2. Niendorfer Vorstoß (Drenthe 2) aus Nordosten
3. Fuhlsbüttler Vorstoß (Warthe) aus Osten.

Auch im Bereich des Elbe-Seitenkanals und in den Lamstedter Höhen lassen sich die Grundmoränen durch ihre Geschiebe-Einregelung unterscheiden. Das eröffnet sowohl für stratigraphische als auch für morphogenetische Fragestellungen völlig neue Möglichkeiten.

Da sich mit Hilfe der Schrägschichtungs-Messungen auch die Abflußrichtungen der Schmelzwasserströme rekonstruieren lassen, kann man bei hinreichender Aufschlußdichte — wie im Bereich der Harburger Berge — weitreichende Erkenntnisse über die Morphogenese eines Gebietes gewinnen.

Wie sind nun die Harburger Berge aufgebaut? Über einem Kern aus Haupt-Drenthe-Material liegen Schmelzwassersande des Niendorfer Vorstoßes. Dieser „fossile Sander“ ist östlich der Harburger Berge nach Süden geschüttet, westlich des Haupthöhenzuges dagegen nach Westen. Der Höhenzug wurde schließlich vollständig übersandert und anschließend vom Eis überfahren. Die Grundmoräne des Niendorfer Vorstoßes bildet heute in weiten Teilen die Oberfläche. Das Elbtal als Vorfluter bestand noch nicht. Erst während das Eis des letzten Saale-Vorstößes (Fuhlsbüttler Vorstoß) aus dem Osten heranrückte, bildete sich im heutigen Elbtal ein Schmelzwasserabfluß nach Westen aus. Außer seltenen Schmelzwassersanden und sehr lückenhaften Grundmoränenresten sind vom Fuhlsbüttler Vorstoß nur einige auf die Hochfläche der Harburger Berge aufgesetzte Stauchmoränen (Kiekeberg, Gannaberg usw.) erhalten geblieben. Die Harburger Berge sind damit nicht die Stauchendmoränen der Warthe-Vereisung. Ihr heutiges Relief ist nicht Folge einer gewaltigen Stauchung, sondern der nachträglichen Zertalung.

Diskussion: MENSCHING, MARTENS, K.-D. MEYER.

WERNER, F. (Kiel): **Sonarbeobachtungen zur glazialen Morphologie der Kieler Bucht.** Mit Hilfe des Side-Scan-Sonars (Flächensonars) lassen sich Verteilungsstrukturen von Bodenarten unterschiedlicher Reflexionseigenschaften (z. B. Feinsand/Grobsand) an der Meeresbodenoberfläche flächenmäßig kartieren. Insbesondere die Gestalt von (kleinräumigen) Sedimentflächen und die Orientierung linearer Formen sind die spezifischen Qualitäten, mit den die Informationen konventioneller Art (punktueller Probenentnahme, Echolotprofile) erweitert werden.

An Hand zahlreicher sonographischer Profilaufnahmen aus der Kieler Bucht und angrenzender Gebiete wird geprüft, welche Möglichkeiten für eine glazialmorphologische Interpretation solche Aufnahmen bieten. Trotz verwischender und verhüllender Effekte der marinen Abrasion und Sedimentation kann dabei die bisher auf bathymetrischen Karten und Sedimentproben basierende Interpretation durch den hinzukommenden, meist kleinmaßstäblicheren Formenschatz verfeinert werden.

Diskussion: GALON, STEPHAN, DUPHORN, STREMMER.

STEPHAN, H.-J. (Kiel): **Die weichselzeitliche Landschaftsentwicklung zwischen Kiel und Neumünster.** Die weichselzeitliche Landschaft südlich von Kiel wurde durch 4 größere Gletschervorstöße geprägt, von denen nur die zwei jüngeren ausgeprägte Randalagen (Blumenthaler Moräne, Sehberg-Moräne) bildeten. Der äußerste Rand des Weichselgletschers verlief südlich von Bornhöved über Gönnebek (Sanderstufe), dann vermutlich am Nordrand der Höhen von Boostedt entlang über Neumünster nach NW. Unsicher ist, ob diese Linie vom 1. oder 2. Weichsel-Hauptvorstoß erreicht wurde.

Das Weichsel-Eis stieß aus der eemzeitlichen Ostsee heraus in ein lebhaftes Relief warthezeitlichen Alters vor und überfuhr südlich von Kiel — oft nur flach exarierend (? Gefronnis des Untergrundes) — Höhen von über + 50 m NN, die zum „östlichen Mittelrücken“ Schleswig-Holsteins gehören. Dieser hat also in wesentlichen Teilen bereits warthezeitliches Alter.

Der 1. Hauptvorstoß schnitt sich im Streifen Blumenthal—Bordesholm—Einfeld tiefer ein (Seenrinne, ? „Tunneltal“), der 2. Hauptvorstoß östlich davon im Streifen Bothkamper See—Brügge. In den dazwischenliegenden Hochgebieten finden sich verbreitet eemzeitliche Böden oder ihre Reste.

Der Abbau des Eises der einzelnen Vorstöße erfolgte überwiegend durch Bildung ausgedehnter Toteisfelder, über die die Schmelzwässer der jüngeren Vorstöße unter flächiger Sedimentation (Binnensander) oder Sedimentation in supraglazialen Flüssen (Kames) nach SSW abflossen. Die jüngeren Vorstöße überfuhren oft ihre Vorschütsande. Die Moränen der einzelnen Vorstöße sind häufig geringmächtig, meistens sehr sandig; stellenweise fehlen sie.

Am Ende der Weichsel-Eiszeit, mit Einsetzen des Tieftausens, kam es weithin zu einer starken Überformung der Landschaft (Toteissenken), die stellenweise durch stockwerkartiges Übereinanderliegen von Eis verschiedener Vorstöße sehr kompliziert ablief. In diese Zeit fällt der Beginn der Bildung des heutigen Flußnetzes im Weichselgebiet Schleswig-Holsteins und die Umkehr der Entwässerung von SW nach NE. Für beides ist die Obereider als polygenetischer Flußlauf ein wohl typisches Beispiel.

Diskussion: GALON, DUPHORN, HERRMANN, FRÄNZLE.

GRIMMEL, E. (Hamburg): **Bemerkungen über Stauchwälle.** Siehe Aufsatz in diesem Band.

Diskussion: GALON, STEPHAN, KELLER, K.-D. MEYER.

VLADI, F. (Hamburg): **Fortschritte in der geomorphologischen Erkundung von fluvialen Terrassen in Süd-Niedersachsen.** Auf der Grundlage eines für außerurbane Verhältnisse sehr dichten Bohrnetzes konnte im Rahmen einer Diplom-Kartierung der räumliche Bau der quartären Bildungen des Siebertales (Herzberg/Südharz) erarbeitet werden. Die Ergebnisse stehen im Widerspruch zu mehreren vorausgehenden Kartierungen. Neben morphologischer Übersichtskartierung, Leitgeröll- und statistischer Gerölluntersuchung, fallweiser 2-m-Kartierung und vollständiger Erfassung von Unternehmerbohrungen erwies es sich als rationellste Methode, Peilstangensondierungen bis weit über 10 m in repräsentativen Querprofilen abzuteufen. Hierbei konnte vielfach die Quartärbasis erreicht werden. Nur diese strukturellen Untersuchungen vermochten die mit anderen Methoden gewonnenen Einzelergebnisse sinngebend zu vereinigen.

Es wurde auf diese Weise eine neue Terrasseneinheit zwischen der klassischen Ober- und Mittelterrasse kartiert und als „Ältere Mittelterrasse“ gegen die bisherige, jetzt „Jüngere Mittelterrasse“ abgegrenzt. Sie füllt die Lücke in der paläogeographischen Entwicklung der bislang bekannten Terrassen am südwestlichen Harzrand. Ihre stratigraphische Stellung bleibt bei Fossilfreiheit unklar.

Eine elsterzeitliche Bildung ist genauso wahrscheinlich wie eine drenthestadiale. Textur und Lagerung ist gleich den drei anderen Terrassen kaltklimatischer Genese. Regelmäßig konnte im Liegenden der Ober- und Älteren Mittelterrasse eine Basisfließerde nachgewiesen werden, in die eine warmzeitliche Bodenbildung häufig eingeschuppt erscheint. Die Genese dieser Talstruktur steht ohne Widerspruch zu dem von PALUSKA (1976) im Prager Raum erarbeiteten Modell.

Das syn- bis postfluviale Relief ist entscheidend durch die Subrosion der Zechsteinsulfate geprägt. Dieser Effekt ist für die Rekonstruktion der Paläogeographie nur wünschenswert, solange sich die Kartierung nicht auf die Oberfläche Gelände beschränkt. Erstmals kann für das Quartär die Reliefentwicklung des Zechsteinaustriches am Harzrand geklärt werden, wobei sich zeigt, daß dem rezenten Stadium der Subrosionssenken über Werra-Anhydrit fossile über Hauptanhydrit im Fußflächenniveau des Harzrandes voraufgehen. Weitere Arbeiten in den Flußgebieten des Harzrandes sollten jeweils mit dem Aufbau eines individuellen Strukturbildes der quartären Talfüllungen beginnen.

Diskussion: GRAUL, MENSCHING, PALUSKA, KELLER.

Der 1. Vortragstag wurde mit einem öffentlichen Vortrag von B. P. HAGEMAN, dem Direktor des Geologischen Dienstes der Niederlande, über „**Die geologische Entwicklung der Niederlande vom jüngeren Pleistozän bis zum Holozän**“, abgeschlossen, in dem die Relevanz der Quartärforschung für die Landesplanung durch ein ausgezeichnetes Kartenmaterial zum Ausdruck gebracht wurde.

2. Vortragstag, Diskussionsleitung Prof. HAGEDORN (Würzburg)

BENDA, L. (Hannover): **Die pleistozänen Kieselgur-Lagerstätten Niedersachsens.** In den Jahren 1970—1974 wurde ein vom Niedersächsischen Minister für Wirtschaft gefördertes Forschungsprogramm über die pleistozänen Kieselgur-Vorkommen Norddeutschlands durchgeführt. Das Forschungsvorhaben hatte eine umfassende, geologisch-lagerstättenkundliche und rohstoffanalytische Bestandsaufnahme der vorhandenen Lagerstätten zum Ziel.

Auf Grund von mehr als 500 Bohrungen sowie dem Einsatz der Geoelektrik konnten sämtliche Vorkommen im Luhetal, im Raume Munster-Breloh sowie im Gebiet von Oberohe-Neuohe-Wiechel (Unterlüß) in ihrer Ausdehnung erfaßt und neue, bauwürdige Lagerstätten, z. B. am Fahlenberg/Luhetal und bei Hermannsburg (Hetendorf/Bonstorf) exploriert werden. Ausgehend von diesen Befunden können Hinweise für künftige Prospektionsarbeiten gegeben werden.

Durch das Untersuchungsprogramm ließen sich mehr als 12 Mio. cbm bauwürdiger Rohgur nachweisen.

Biostratigraphische (vor allem pollenanalytische) Detailstudien führten zu der Erkenntnis, daß die quartären Kieselgur-Vorkommen Niedersachsens in zwei Interglazialen gebildet wurden. Während die Lagerstätten des Luhetales bereits seit längerer Zeit in das Eem-Interglazial eingestuft werden, konnte für die südlicher gelegenen Vorkommen von Munster-Breloh, Oberohe-Neuohe-Wiechel und Hetendorf-Bonstorf ein holsteinzeitliches Alter bestätigt oder durch Neuuntersuchungen eindeutig belegt werden. Die palynologischen Untersuchungen lieferten eine neue Standardzonierung für das Holstein-Interglazial des mitteleuropäischen Raumes.

Umfangreiche Diatomeen-Analysen erlauben nicht nur Rückschlüsse auf die Genese und ökologische Entwicklung der Kieselgur-Seen, sondern ermöglichen in Verbindung mit der Pollenanalyse auch den Nachweis einer Jahresschichtung. Die jährliche Sedimentationsrate betrug demnach durchschnittlich 1—2 mm. Auszählungen der feingeschichteten Abschnitte der Kieselgur sowie Extrapolationen bezüglich der übrigen Profileile ergaben, daß für das Holstein-Interglazial (in vegetationsgeschichtlicher Terminologie) ein Zeitraum von 15 000—16 000 Jahren, für das Eem-Interglazial eine Dauer von höchstens 11 000—12 000 Jahren anzusetzen ist.

Zahlreiche chemische, mineralogische und technologische Untersuchungen repräsentativer Proben führten schließlich zu einer Qualitätskennzeichnung der einzelnen Lagerstätten. Neu entwickelte bzw. speziell auf den Rohstoff Kieselgur angewandte Laborverfahren lassen bereits auf Grund der Analyse des Rohproduktes Rückschlüsse auf eine Verwertbarkeit von entsprechenden Fertigprodukten zu. Die physikalisch-chemischen Eigenschaften der Kieselgur sind zudem im Rahmen des Fabrikationsprozesses im gewissen Grade manipulierbar.

Mit den gewonnenen Erkenntnissen müßte es der deutschen Kieselgur-Industrie möglich sein, den Rohstoff-Bedarf der Bundesrepublik — selbst bei einer Erhöhung der Produktion — für mehrere Jahrzehnte zu decken.

BRUNNACKER, K. & BOENIGK, W. (Köln) & KOČI, A. (Prag): **Paläomagnetische Daten aus dem Pliozän und Quartär am Rhein und an der Donau.** Siehe Aufsatz in diesem Band.

BOENIGK, W. (Köln): **Schwermineraluntersuchungen zur Entwicklung des Rhein-systems.** Die nahezu lückenlose Sedimentation in der Niederrheinischen Bucht seit dem Alttertiär war Anlaß zu versuchen, die schrittweise Ausweitung des Einzugsgebietes des Rheins mit petrographischen Methoden in dieser Abfolge zu fassen und zeitlich durch Pollenanalyse und Paläomagnetik zu fixieren.

Nach den jetzt vorliegenden Ergebnissen zeichnet sich folgende Entwicklung ab:

Unmittelbar im Liegenden des niederrheinischen Hauptbraunkohleflözes und in dessen Hangenden lagert eine Wechselfolge von fluviatilen und fluviomarinen Sedimenten. Während die groben Komponenten der fluviatilen Schüttungen vorwiegend auf ein lokales Liefergebiet hinweisen, zeigt die Sandfraktion dieser Sedimente über den Granat- und vor allem Staurolith-Gehalt des Schwermineralspektrums sehr deutlich ein Entwässerungssystem an, das schon über das Schiefergebirge nach Süden hinausgreift. Zeitlich umfassen die Ablagerungen das Miozän und tiefere Pliozän.

Im Hangenden folgen im Süden der Bucht vorwiegend fluviatile Ablagerungen, während sich die Deltasedimentation weiter nördlich, z. B. im Tagebau Fortuna, fortsetzt. Das Schwermineralspektrum der fluviatilen Sedimente gleicht dem der liegenden Abfolge, nur sind durch Verwitterung die instabilen Komponenten stark verringert. Die Kiesfraktion ist jetzt ebenfalls durch Fernkomponenten charakterisiert.

Eine Vergrößerung des Einzugsgebietes deutet sich durch die schlagartig einsetzende Vorherrschaft alpidischer Schwerminerale in den Sedimenten der Niederrheinischen Bucht im Reuverium-B an. Diese Erweiterung des Schwermineralspektrums ist etwas älter als die Grenze GAUSS/MATUYAMA (2, 44 Mio. a.). Sie bedeutet allerdings nicht, daß größere Alpenflüsse schon damals nach Norden entwässerten. Es wird vielmehr eine Aufarbeitung der elsässischen Molasse angenommen. Während des Altstepleistozäns wird die petrographische Zusammensetzung der Schotter durch die heutigen Nebenflüsse Main und Mosel beherrscht.

Mit dem Übergang zur Hauptterrassen-Folge, den man eventuell dem JARAMILLO-Event (0,9 Mio. a.) zuordnen kann, erweitert sich das Einzugsgebiet des Rheines noch einmal wesentlich. Ab diesem Zeitpunkt muß mit dem Anschluß der Alpenzuflüsse, besonders der Aare, wie die Zunahme des Saussurit-Gehaltes in der Schwermineralfraktion zeigt, gerechnet werden.

Den Abschluß der Hauptterrassen-Folge bildet am Niederrhein noch einmal ein durch Mosel- und Erft-Sedimente geprägter Schotter. Eine Zulieferung aus Gebieten südlich des Schiefergebirges ist nicht nachzuweisen. Dieser Abschnitt wird dem Komplex des „Grauen Mosbach“ zugeordnet.

Mit Beginn der Mittelterrassen-Folge stellt sich im wesentlichen das heute vorhandene Rheinsystem ein. Am Niederrhein werden die Sedimente durch die Gesteine und Minerale des Eifel-Vulkanismus überprägt.

Diskussion: GRAUL, SEMMEL.

SEMMEL, A. (Frankfurt) & FROMM, K. (Hannover): **Ergebnisse paläomagnetischer Untersuchungen an quartären Sedimenten des Rhein-Main-Gebietes** (vgl. diesen Band, S. 18).

KUKLA, G. J. (New York): **Correlation of Marine and Terrestrial Quaternary Stratigraphies.** Paleomagnetic correlations between deep-sea and continental sediments reveal a fundamental problem: whereas ten glacial-interglacial pairs are recorded in the continuous marine deposits over the past million years, only four are recognized by classical subdivision of continental Quaternary. Using loess sequences and river terraces as intermediaries, the link between the O¹⁸ deep-sea record and classical glacial and interglacial stages of Europe can be established. It has been found that the type deposits of PENCK and BRÜCKNER's alpine glacial stages fully cover approximately the last 0.9 million years, but their common climatostratigraphic interpretation is in error. Furthermore, the stratigraphic position of climatically precisely defined north-european interglacials may be partly misinterpreted.

Diskussion: FINK.

ROSS, P.-H. (Kiel): **Gefährdung der Langen Anna auf Helgoland.** Durch Verordnung zur Sicherung von Naturdenkmälern im Kreise Pinneberg vom 15. 10. 1969 wurde die Lange Anna auf Helgoland vom Landrat des Kreises Pinneberg zum Naturschutzdenkmal erklärt, um diesen Felsen als Wahrzeichen Helgolands zu sichern und zu erhalten. Der Felsfuß ist jedoch durch Brandungseinwirkung ausgehöhlt, so daß Sanierungsmaßnahmen unumgänglich sind.

Vom Ministerium für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten wurde das Geologische Landesamt um ein Gutachten gebeten, das besonders auf die Fragen des natürlichen Verwitterungsprozesses sowie die Möglichkeiten technischer Gegenmaßnahmen eingehen sollte. Geländetätigkeit und Auswertung der Helgolandliteratur kommen zu dem Ergebnis, daß die „Lange Anna“ durch eine Kombination folgender Faktoren gefährdet ist:

1. durch ihre Zerklüftung in Verbindung mit Schichtneigung und Gesteinszusammensetzung,
2. durch Wellenangriff besonders bei Sturmflutbrandung und
3. durch ständig wirkende Verwitterungsvorgänge.

Daraus lassen sich folgende Sanierungsmaßnahmen entwickeln: Als vordringlichster Schutz wird eine Plombierung der Hohlformen in Verbindung mit einer Stützmauer gegen Brandungseinwirkung und Gesteinsabbruch vorgeschlagen. Die Stützmauer ist ihrerseits durch Tetrapoden abzusichern. Gegen die Verwitterungsvorgänge helfen Zementinjektionen, um so das Gestein abzudichten und zu verfestigen.

VALETON, I. (Hamburg): **Morphologie und Petrographie der Terrassen um den Van-See/Osttürkei.** Der Van-See ist seit 1974 ein Forschungsschwerpunkt des Geologisch-Paläontologischen Instituts Hamburg, an dem eine Reihe von Wissenschaftlern beteiligt war (siehe Sonderheft MTA, Ankara 1976). Hier werden nur die Ergebnisse der Terrassenuntersuchungen gebracht.

Der Van-See stellt heute ein abflußloses Becken dar, das während des Pleistozäns und Holozäns eine ähnliche Geschichte wie der Urmiassee im westlichen Iran oder der Kaspisee erlebt hat.

Die älteste rekonstruierbare Morphologie des Van-See-Bereiches gehört zum Oberlauf eines zum Euphrat entwässernden Flußsystems, dessen Taleinschnitte breiter und tiefer als die heutigen Täler waren.

Durch den Ausbruch des Nemrut-Vulkanes in der Mitte des Talbeckens von Mus-Van wurde der Abfluß blockiert, was die Bildung des Sees zur Folge hatte.

Seit seinem Bestehen hat der See:

1. tektonisch bedingt eine starke Absenkung erfahren,
2. klimatisch bedingt enorme Seespiegelschwankungen erlebt.

Es folgten aufeinander die in Tab. 1 dargestellten Vorgänge:

NW Europa	Van-See
Subatlantikum	Transgression 1.648 m + Aufschotterung
Subboreal Atlantikum Boreal Präboreal	Regression 1.580 m + Erosion
Weichselkaltzeit III	Van-Transgression 1.720 m (Alter um 25.000 a) + Aufschotterung
„ II	
„ I	
Eeminterglazial	Travertine (älter als 40.000) (Basis tiefer als heutige Talsohle)
Saalekaltzeit	Tiefen + Breitenerosion der Täler

Die in der letzten Kaltzeit des Pleistozäns bis zu einem Niveau von + 1.720 m NN aufgeschütteten Sedimente des Seerandbereiches bestehen aus einer Verzahnung von feingebänderten Seesedimenten und vulkanischen Tuffen mit fluviatilen Deltakörpern. Die vulkanischen Tuffe gehören fast ausschließlich einem sauren Vulkanismus (Trachyte, Obsidiane) an. Die ufernahen jungpleistozänen Seesedimente sind feingebänderte Sande und Mergel, in die größere subaquatische Rutschungskörper eingeschaltet sind. In den Bändersedimenten treten Rippelmarken, Trockenrisse und Grabgänge auf.

In Bezug auf die Mineralzusammensetzung sind die Bändersedimente durch eine große pyroklastische Komponente, Vorherrschen von quellfähigen 3-Schicht-Tonmineralien (Entglasungsprodukte) und Calcit als fast ausschließliches syndementäres Carbonatmineral charakterisiert. Demnach war die Salinität des jungpleistozänen Sees im Gegensatz zum heutigen See niedriger. Im Gegensatz zu Flußsystemen, die in Ozeane entwässern, zeigt das abflußlose Van-See-Becken während der letzten Kaltzeit des Pleistozäns Aufschotterung und Seespiegelhöchststand mit + 1.720 m NN und während der Warmzeit des Atlantikums Seespiegeltiefststand bei + 1.580 m NN. Der jüngere Seespiegelanstieg erreichte in der Gegenwart ein Niveau von + 1.648 m NN.

NEGENDANK, J. (Trier): Argumente zur känozoischen Geschichte von Eifel und Hunsrück aufgrund sedimentpetrographischer Untersuchungen fluviatiler, äolischer und pyroklastischer Ablagerungen des Moselsystems. Schwermineraluntersuchungen an Moselsedimenten ergaben eine Möglichkeit, diese aufgrund des Lothringisch-Luxemburgischen Minettespektrums zu charakterisieren. Dieses Spektrum opaker Schwerminerale ist so typisch, daß die Rheinsedimente ab Koblenz bis in die Nordsee im Quartär davon beherrscht werden.

Da die von BOENIGK et al. (1972) definierte Tertiär/Quartärgrenze in der Ville mit dem ersten Auftreten des „Moselspektrums“ übereinstimmt, war es möglich, die Tertiär/Quartärgrenze in den Moselraum zu übernehmen. Sie wurde mit dem Einsetzen des Minettespektrums in den Moselablagernungen festgelegt, und zwar an die Grenze Kieseloolithterrasse/Höhenterrasse.

Aus der Diskussion der regionalen und stratigraphischen Verhältnisse der tertiär-quartären Ablagerungen des Moselraumes ergaben sich weiterhin

1. neue Überlegungen zum tertiären Verlauf der Mosel, die auch im Tertiär etwa dem heutigen Lauf folgte und die Eifel nicht querte,
2. Aussagen über die jüngsten quartären tektonischen Bewegungen im mittleren Moselabschnitt, so die Hebung des Cochemer Gewölbes, die sich nach Westen in den Moselbergen und dem Konradwald-Naurather Horst fortgesetzt hat.

Daraus läßt sich eine verfeinerte Hypothese der Bedeutung und der Geschichte der „Wittlicher Senke“ für die jüngste Erdgeschichte ableiten.

Diskussionsleitung: Prof. HARTUNG

VINKEN, R. (Hannover): Neue Wege bei der Kartierung des Quartärs in Niedersachsen. Neue Methoden bei der geologischen Kartierung und neue Wege der Darstellung der gewonnenen Kartierungsergebnisse ermöglichen die Herstellung von geologischen Karten, die eine stark vergrößerte Tiefenaussage auch für aus quartären Schichten aufgebauten Gebieten haben und die leichter zu lesen und auszuwerten sind.

Durch den Einsatz von speziellen Bohrgeräten und geophysikalischen Methoden können in den Küstenbereichen die holozänen Schichten in ihrer Gesamtheit und in der Geest die gesamte Quartär-Abfolge oder ein großer Teil von ihr erfaßt und petrographisch, stratigraphisch und genetisch gegliedert werden. Die Profiltypendarstellung (Profiltypenkarten i. M. 1 : 25 000 und Ergänzungskarten) machen die Kartierungsergebnisse für viele Bereiche der Wissenschaft und Praxis nutzbar.

Weitere Schritte auf dem Gebiet der Modernisierung der Weitergabe quartärgeologischer Daten an die Benutzer erfolgen mit Hilfe der Computertechnik und der Automation über die Einrichtung von Datenbanken. Wir beschreiten zur Zeit folgende Wege:

- Automatisch selektive Auswertung von vorhandenen geologischen Karten und Kartenmanuskripten nach der digitalen Aufnahme ihres Inhaltes und
- Sammlung, Dokumentation und Weiterverarbeitung von geowissenschaftlichen Daten zur EDV-unterstützten Konstruktion von Karten neuen Stils.

Beispiele für den Arbeitsablauf in den einzelnen Bereichen und der Einfluß unserer Versuche auf die Gestaltung des geologischen Kartenwerkes 1 : 25 000 von Niedersachsen, vor allem auf den quartärgeologischen Teil, werden im Vortrag dargestellt.

Diskussion: HARTUNG.

MEYER, K.-D. (Hannover): Neuere Ergebnisse zur Pleistozän-Stratigraphie im nordöstlichen Niedersachsen. Die hier vorzutragenden Ergebnisse beruhen hauptsächlich auf umfangreichen Kartierungen des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung Hannover für die Geologische Übersichtskarte 1 : 200 000, weiterhin auf der Auswertung von tieferen Bohrungen sowie der Aufnahme und der sedimentologischen Bearbeitung von Aufschlüssen, wobei die lithostratigraphische Untergliederung mittels geschiebekundlicher Methoden eine besondere Rolle spielte.

Während des Vortrages, der gleichzeitig als Einführung zur Exkursion B I am 3. 9. 1976 gedacht war, wurde zunächst auf die Verbreitung und Lagerung elsterzeitlicher Sedimente eingegangen, namentlich auf die Genese der sog. „Rinnen“, sodann auf die Gliederung der saalezeitlichen Ablagerungen im Gebiet zwischen Unterelbe und Aller/Weser.

Zur Parallelisierung dieser Ablagerungen mit Nachbargebieten und auf einige neuere Arbeiten aus diesem Gebiet wurde Stellung genommen.

Diskussion: ORTLAM.

MÜLLER, M. J. (Trier): **Neue Ergebnisse zur pleistozänen Talgeschichte im Trierer Raum.** Mit Hilfe der Analyse der opaken Schwerminerale ist es gelungen, die Moselsedimente von den Ablagerungen der Nebenflüsse zu unterscheiden. Nur in den pleistozänen Ablagerungen der Mosel finden sich Brauneisenoide der Lothringisch-Luxemburgischen Minetteformation. Dadurch läßt sich nachweisen, daß die Saar zur Hauptterraszenzeit einen breiten Mündungstrichter ausgebildet hatte und nicht bereits mäandrierte, wie MATHIA (1936) annahm. Der sogenannte Kommlinger Umlaufberg ist nachweislich von der Mosel geschaffen worden, das wurde bisher schon von verschiedenen Forschern, u. a. von W. M. DAVIS vermutet.

Da die mächtigen Kiese und Sande in der Wittlicher Senke Brauneisenoide enthalten, muß angenommen werden, daß es sich bei dieser breiten offenen Hohlform um ein altes Moseltal handelt und nicht, wie LOUIS (1953) annimmt, um eine Talung von Salm und Lieser.

Gleichaltrige Terrassenablagerungen finden sich jedoch auch im heutigen Moseltal, und deshalb wird vermutet, daß eine gewisse Zeit lang eine Stromspaltung der Mosel zwischen Schweich und Mülheim bestanden hat. Möglicherweise war die Stromspaltung schon im Pliozän angelegt und wurde traditionell weitergebildet. Sie dauerte bis in die Zeit der oberen Mittelterrasse an. Schotter der unteren Mittelterrasse lassen sich innerhalb der Wittlicher Talweite nicht nachweisen. Der Grund dafür, daß die Mosel dies breit angelegte Tal, das sich in genauer Fortsetzung der Trierer Talweite erstreckt, verlassen hat, ist in unterschiedlicher Hebungsinintensität zu suchen. Im Raum Cochem hat nachweislich eine stärkere Hebung stattgefunden als im Raum Trier. Die Mosel mußte sich also gegen ein langsam ansteigendes Gelände einschneiden. Möglicherweise hat das abnehmende Gefälle dazu geführt, daß sie ihr Bett innerhalb der Wittlicher Talweite durch Aufschotterung immer wieder verlagerte und schließlich verschüttete. Die sehr mächtigen Schotter der oberen Mittelterrasse in der Wittlicher Talweite lassen diesen Schluß zu. Durch das enge Tal des anderen Moselarmes war der Transport der Schotter leichter, so daß nach der Zeit der oberen Mittelterrasse nur noch dieses durchflossen wurde. — Die Umlaufbergregion von Mülheim muß aufgrund der Ergebnisse anders gedeutet werden als es KREMER (1954) getan hat.

PALUSKA, A. (Hamburg): **Entwässerung des norddeutschen Flachlandes im Pleistozän und ihre Folgen für mutmaßliche Schwankungen des Meeresspiegels.** Der kausale Zusammenhang: Klimatische Faktoren — Veränderungen des Gletscherumfanges — Schwankungen des Meeresspiegels beruht auf der Annahme einer unveränderten Geometrie der pleistozänen Weltwasserreservoirs. Im Mittelmeer- sowie im Schwarzmeer- und Kaspischen Raum mehrten sich jedoch Hinweise auf sehr produktive tektonische Vorgänge mit Senkungsbeträgen über 2000 m, die sich auch auf die Peripherie dieser orogenen Zone — auf das norddeutsch-polnische Flachland — ausgewirkt haben. Dies wird am Beispiel der Rekonstruktion der pleistozänen Elbe dargestellt.

Aus dem periglazialen Bereich der tektonisch intakten Böhmisches Masse ist ein komplexes pleistozänes Terrassensystem bekannt. Die plio-pleistozäne und altpleistozäne Elbe floß von Dresden ab nach Nordosten und mündete nördlich von Senftenberg bzw. Bautzen in einen Süßwassersee, dessen heutige Höhenlage und Morphologie auf dem polnischen Gebiet auf altpleistozäne Hebungen von mehr als 100 m hindeuten. Die Hebungstendenz setzte sich verstärkt auch im norddeutschen Raum bis etwa zur Cromer-Warmzeit fort und führte hier zu einer intensiven fluvialen Tiefenerosion. Mit der beginnenden Elster-Eiszeit fällt der Abbruch des norddeutschen Flachlandes entlang der älteren tektonischen Lineamente (z. B. der Lausitz-Elbe-Zone) zusammen. Dabei war das cromerzeitliche Talsystem um etwa 200 m abgesunken. In die fjordartigen Täler drang in der jüngeren Elster-Eiszeit der ansteigende See-Spiegel ein. Eine Randfazies dieses „Lauenburger“ Stadiums liegt in der „Berliner“ Elbe-Rinne bei Torgau etwa zwischen 0 und -50 m NN und entspricht somit durchaus dem heutigen Meeresspiegel. Die Sedimente des Lauenburger-Holstein-See-Systems sind jedoch örtlich durch nacheiszeitliche tektonische Vorgänge bis auf +40 m NN (Lauenburg) hochgehoben worden. Mit dieser Aktivität sind auch Veränderungen in der Orographie verbunden, die letztlich zur Entstehung der jungpleistozänen Urstromtäler führten. Der Anteil von Krustenbewegung an Veränderungen der Gefällskurven einiger mitteleuropäischer Flüsse sowie der Küstenlinien ist neuerdings durch Präzisionsnivelements voll bestätigt worden.

Diskussion: GALON, GRAUL, ORTLAM.

Diskussionsleitung: Prof. KAISER (Berlin):

STREIF, H. (Hannover): **Die zyklische Gliederung des Küstenholozäns und die Frage der Regressionen.** Die zyklische Gliederung des Küstenholozäns in Torfe und klassische brackisch-marine Sedimente haben bereits die Pioniere der Küstengeologie (H. SCHÜTTE und D. WILDVANG) erkannt, mit den Begriffen Hebungs- und Senkungsphasen bzw. Festlands- und Überflutungsphasen beschrieben und als Ausdruck säkularer tektonischer Bewegungen des Landes gedeutet.

Heute werden die Sedimentationszyklen überwiegend auf eustatische Meeresspiegelveränderungen und in geringerem Ausmaße auf isostatische sowie epigenetische Einflüsse zurückgeführt. Vielfach wird der Wechsel von klastischen Sedimenten zu Torfen dabei in unkritischer Weise mit Ingressionen und Regressionen im Sinne von Meeresspiegelanhebungen und -absenkungen in Beziehung gesetzt.

Aus einer kritischen Bewertung ergeben sich folgende Befunde:

- Das Küstenholozän als Ganzes ruht in „transgressiver Überlagerung“ auf älteren Formationen und zeigt eine generelle Anhebung des Meeresspiegels an.
- Die Akkumulation mehrerer klastischer Sedimentkörper übereinander deutet auf eine schrittweise Anhebung des Meeresspiegels.
- Einschaltungen von Niedermoortorfen in die klastische Abfolge zeigen „regressive Überlagerungen“ an. Diese sind auch bei steigendem Meeresspiegel möglich, sofern die Moorwachstumsrate mit dem gleichzeitigen Meeresspiegel-Anstiegsbetrag Schritt hält oder höher ist als dieser.
- Meeresspiegelabsenkungen müßten sich in Niedermoortorfen als Horizonte verstärkter Torfzersetzung anzeigen.
- Der überwiegende Teil der in das Küstenholozän eingeschalteten Torfe dürfte in Phasen verlangsamt an Meeresspiegelanstieges und Stagnationsphasen entstanden sein.
- Regression im Sinne von Meeresspiegelabsenkungen können sich in Bodenbildungen und im Umschlag von Vegetationsgemeinschaften anzeigen. Ihr Nachweis ist nur unter Berücksichtigung der paläogeographischen Situation möglich.

Diskussion: MENKE, HOFFMANN, KÜSTER, ROESCHMANN.

BRANDE, A. (Berlin): **Weichsel-spätglaziale Vegetationsentwicklung im Berliner Raum.** Die Hohlformen des Brandenburger Stadiums im Umkreis der Spree-Havel-Niederung enthalten an pollenführenden Spätglazialablagerungen kalkhaltige bis kalkfreie Mudden mit einer mehrere mm mächtigen Lage des Laacher Tuffs der Allerödzeit. Die ältesten der untersuchten Sedimente südlich von Potsdam (MÜLLER 1971) gehören mit dem Beginn einer kräftigen *Hippophaë*-Ausbreitung dem Übergang Älteste Tundrenzeit/Böllingzeit an. Neue Untersuchungen im Grunewald zeigen, daß der Baumbirkenausbreitung der Bölling- und frühen Allerödzeit auch in Brandenburg eine *Juniperus-reiche* Phase als Zwischenglied in der Wiederbewaldung vorangeht. Die allerödzeitliche *Pinus*-Ausbreitung vor der um 11 350 B.P. erfolgten Tuffeinwehung ist in Berlin älter als sie am Lausitzer Urstromtal nach KOHL & MÜLLER (1969) mit $11\,283 \pm 200$ B.P. ^{14}C -datiert ist. Die bisher hauptsächlich nach Sedimentfolge, Pollendichte und BP/NBP-Verhältnis abgegrenzte Jüngere Tundrenzeit hebt sich in Berlin als *Juniperus*- und heliophytenreiche Kiefern-Birkenzeit klar heraus. Auf den Tegeler Talsandflächen fällt in diese Zeit ein Maximum der auch allerödlichen Sandumlagerungen. Sie werden zu Beginn der Vorwärmezeit, deren Birken-Kiefern- und Kiefern-Birkenwälder floristisch den allerödzeitlichen gleichen, jedoch dichter sind, erheblich geringer und bleiben es über die mittlere Wärmezeit hinaus.

Literatur:

- BRANDE, A.: Pollenanalytische Untersuchungen. In PACHUR, H.-J. & HABERLAND, W.: Untersuchungen zur morphologischen Entwicklung des Tegeler See (Berlin). — Zum Druck eingereicht.
- : Untersuchungen zur spätglazialen und frühpostglazialen Vegetationsentwicklung in Berlin. — Verh. Bot. Ver. Prov. Brandenburg. — In Vorbereitung.
- KOHL, G. & MÜLLER, H. M.: Berlin Radiocarbon Measurements III. — Radiocarbon **11**, 271—277, New Haven 1969.
- MÜLLER, H. M.: Untersuchungen zur holozänen Vegetationsentwicklung südlich von Berlin. — Petermanns Geogr. Mitt. **115**, 37—45, Gotha, Leipzig 1971.

KNUDSEN, K. L. (Aarhus): **Die Holstein-interglaziale Foraminiferen-Faunen von Wacken (West-Holstein) und Hamburg-Hummelsbüttel.** Holsteinian Interglacial deposits from Wacken and Hummelsbüttel have been analysed for their content of foraminifera.

At Wacken the lower clays („Rötlich-brauner Ton“ and „Rötlich-braungrauer Ton“) usually contain very few foraminifera. However, two samples from the lowermost part („Rötlich-brauner

Ton") contain rich faunas indicating arctic marine environments. The „Muschelton“ and the „*Spisula*-Schichten“ from the upper part of the profile at Wacken contain boreal brackish-water faunas, usually very rich in specimens. Based on the changes in composition of these faunas, the sequence can be subdivided in different zones. Some of the zones seem to be correlatable to the Holsteinian foraminifera faunas described by WOSZIDLO (1962).

The marine Holsteinian deposits at Hummelsbüttel contain boreal brackish-water foraminifera, and the sequence can be subdivided in three faunal zones. The composition of species indicates shallower water than the corresponding boreal faunas from Wacken.

Diskussion: MENKE, STEPHAN, GRUBE.

ALTEMÜLLER, H.-J. (Braunschweig): **Mikromorphologische Untersuchungen an einem fossilen Sandboden des Pleistozäns bei Neu-Wulmsdorf (Buxtehude)**. In dem auf der Exkursion B1 vorgeführten Profil ist ein fossiler Podsol (vermutl. subarktischer Gley-Podsol) in einer wechsellagernden sandigen Sedimentabfolge eingeschaltet. Wegen seiner auffallenden Merkmale hat er zu breiten Untersuchungen angeregt. Die wichtigsten Ergebnisse der mikromorphologischen Untersuchungen:

„A₁₀-Hor.“: Ansammlung von Holzkohle verschiedener Zerkleinerung bis zu feinstem Detritus (Größenbereich 1 cm — 1 µm). Rohhumusbestandteile oder -gefüge sind nicht zu erkennen.

A₀-Hor.: Bleichhorizont aus blankgewaschenem Fein- bis Mittelsand, keine Humusbänder, aber Schichten aus Holzkohle-Detritus, Tonbänder.

B₅-Hor.: an der Obergrenze, örtlich wechselnd, dünne Anreicherungszone von
a) Holzkohle-Detritus mit Ton oder Schluff durchsetzt als dunkle Zonen am Profil erkennbar (kein Hu-Ortstein).

b) Schluff, oft etwas tonhaltig; viel Kalifeldspat-Detritus.

c) Ton als Tonbänder, am Profil deutlich erkennbar.

Im B₅-Hor. entspricht die amorphe Feinmasse etwa der Sesquioxidanreicherung von Podsolen, jedoch ist das Gefüge zu isolierten „Einzelhüllen“ um die Sandkörner geformt — vermutlich durch Frostwirkungen. Teilweise Ton- und Fe-überzüge in sehr dünnen Filmen, kein Hu-Ortstein!

Wurzelzapfen: Ähnliche Merkmale wie am Übergang A₀/B₅, in tieferen Zonen mehr uncharakteristische Bildungen. Keinerlei Erhaltung von Hu-Ortstein oder Ortstein-Bändern. Stellenweise Fe-Mn-Flecken.

tieferen Zonen: Fossiler Gley-Horizont, Fe-Mn-Anreicherungen, diffus oder fleckenartig, geringe

Mn-Anteile haben bereits starke morphologische Ausprägung zur Folge.

Tonbänder: Im gesamten Profil vorkommend. Einspülungen aus dem Hangenden.

Die mikromorphologischen Untersuchungen geben vor allem zu folgenden Fragen Auskunft:

Kennzeichnung von Gemengteilen und Gefügen. Aufklärung von Teilprozessen der Bodenbildung und der späteren Überprägungen. Aufstellung einer Reihenfolge der Prozessabläufe. Hinweise auf weitere Brandwirkungen, die über die Holzkohle hinausreichen, wurden nicht gefunden. Eine gewisse Auslaugung unter den Aschen ist nicht auszuschließen. Mit Sicherheit war jedoch ein Podsolprofil vorher voll ausgebildet. Es wird vermutet, daß nicht verbrannte organische Anteile abgebaut wurden.

Diskussionsleitung: Prof. HABBE

STÄBLEIN, G. (Berlin): **Arktische Böden West-Grönlands, ihre Abfolge und Verbreitung in Abhängigkeit vom geökologischen Milieu**. Um die unterschiedlichen im westgrönländischen Küstenbereich auftretenden Bodentypen im planetarischen, regionalen und geökologischen Wandel zu erfassen, werden aus der Umgebung von Holsteinsborg (66°56'N/54°20'W) und Jakobshavn (69°13'N/51°03'W) Bodenprofile und deren charakteristische Abfolge in der Bodencatena vorgestellt. Deren typologische Einordnung wird vergleichend nach den verschiedenen terminologischen Systemen (KUBIENA, TEDROW, SOIL SURVEY STAFF) vorgenommen. Weit verbreitet findet sich die arktische Braunerde (arctic brown soil bzw. cryumbret), die man als die zonale Klimabodenbildung ansprechen wird. Unter dem Aspekt der differenzierten Bodendrainage und Bodenfrosterscheinungen spielen jedoch die hydromorphen Tundrenböden (meadow tundra soil bzw. cryaquept) eine bedeutende Rolle.

Die Pedovarianz im Untersuchungsgebiet zeigt ein kleinräumiges Muster entsprechend den lokalen Unterschieden der edaphischen und geoökologischen Bedingungen; regionale Unterschiede entsprechend den planetarischen Veränderungen der klimatischen Bedingungen konnten nicht festgestellt werden. Man stellt fest, daß der eigentliche zonale, klimaphytomorphe Bodentyp, die arktische Braunerde, die z. T. podsoliert vorkommt, nur auf wenige Standorte beschränkt bleibt und quantitativ eher die Ausnahme bildet. Demgegenüber sind die hydromorphen, häufig pseudo-vergleyten oder vergleyten Tundrenböden eindeutig überwiegend, die man als intrazonale Böden auffassen könnte. Denkt man jedoch daran, daß sie charakteristisch kryoturbar durch den Bodenfrost gestört sind und der Permafrost des Untergrundes meist die Ursache der hydrogenen Bodenprozesse darstellt, so könnte man die Tundrenböden als kryomorphe und damit doch als zonale Bildungen in Übereinstimmung mit zonalen Effekten von Klima und Vegetation bezeichnen. Als kryomorph sind ebenfalls die durch Kryosolifluktion und Kryoturbation gemusterte Struktur-Ramark (patterned lithosols und regosols bzw. lithic cryorthent und cryodrept) und Rutmark zu nennen. Diese sind zusammen mit der häufigeren amorphen arktischen Ramark und Hamada-Ramark (arctic desert soil) lithomorphe azonale Bodentypen, die wegen des hohen Anteils der Gebirgsareale am Relief von Westgrönland einen Großteil der Fläche einnehmen.

Keine Diskussion.

HIGELKE, B. (Regensburg), HOFFMANN, D. (Schleswig) & MÜLLER-WILLE, M. (Kiel): **Untersuchungen zur Landschafts- und Besiedlungsgeschichte des südlichen nordfriesischen Wattenmeeres.** Das südliche nordfriesische Wattenmeer mit seinen Inseln und Halligen entstand in seiner heutigen Form erst im Laufe der letzten 700 Jahre. Schwere Sturmfluten besonders im 14. und 17. Jahrhundert zerstörten weite besiedelte und kultivierte Marschen in diesem Gebiet so weit, daß sie nicht mehr nutzbar waren und zum Wattenmeer wurden. Unter günstigen Bedingungen sind die Spuren der Besiedlung und Kultivierung in Teilen des Wattenmeeres noch heute sichtbar. Aus deren Untersuchungen, die schon vor 50 Jahren begannen, wurden wesentliche Kenntnisse über die Zerstörung dieser Landschaft vor allem im Bereich der im 17. Jahrhundert untergegangenen Insel Alt-Nordstrand gewonnen. Unbearbeitet bleiben jedoch die heute noch vorhandenen Reste der Insel Alt-Nordstrand, die Inseln Pellworm und Nordstrand, wie auch weitgehend die Halligen. Aus den Schichtfolgen dieser Gebiete sind Hinweise auf die Landschaftsentwicklung und erste Besiedlung zu erwarten. Es wird über erste Ergebnisse von Untersuchungen mit diesem Ziel berichtet, die gemeinsam von Geographen, Vorgeschichtlern und Geologen durchgeführt werden. Die bisherigen Schnitte durch Warften haben nicht nur Ergebnisse zur Besiedlungs-, sondern auch zur Landschaftsgeschichte gebracht, da hier noch Schichtfolgen konserviert sind, die anderwärts bereits erodiert sind.

Keine Diskussion.

DIESTER-HAASS, L. (Kiel): **Das spätquartäre Klima in NW-Afrika, abgeleitet aus ostatlantischen Sedimentkernen.** Aufschlüsse in ariden Gebieten liefern nur spärliche und meist schwer datierbare Hinweise auf quartäre Klimaschwankungen. Marine Sedimente vom Kontinentallhang vor den ariden Festlandsgebieten aber können Hinweise auf Klimaschwankungen geben und haben außerdem den Vorteil, meist gut datierbar zu sein.

An Hand von 16 Sedimentkernen vom NW-afrikanischen Kontinentallhang (Meteor 25 Expedition) wird die Klimaentwicklung zwischen 15 und 27° N im Spätquartär dargestellt.

Wichtigste Parameter sind: CaCO₃-Gehalte, Menge des terrigenen Materials in den Fraktionen > 40 µm, Korngrößenverteilung des terrigenen Materials > 40 µm, Quarz/Glimmer-Verhältnisse und Wüstenquarzzahlen.

Während des Würm (73 000 — 10 000 B.P.) und Riß (> 127 000) rückte die mediterrane Klimazone mit Niederschlägen und daher Flußfracht bis ca. 20° N nach Süden vor. Die aride Zone beginnt während dieser Zeit erst südlich 20° N. Der Senegal erreichte während des Maximums der letzten Hochglazialzeit (ca. 25 000 — 15 000 B.P.) nicht den Atlantik. Rote Dünenände gelangten während dieser Zeit auf den Kontinentallhang vor Senegal.

Während des Eem (127 000 — 73 000) waren die Klimabedingungen ähnlich denen während des Holozän.

Diskussion: FINK, HAGEDORN, MENSCHING, KAISER, ANDRES.

ERLENKEUSER, H. & WILLKOMM, H. (Kiel): **Magmatisches CO₂ in den heutigen Eifelmaaren anhand von ¹⁴C- und ¹³C-Messungen.** Altersbestimmungen nach der Radiokohlenstoff-Methode bereiten bei terrestrischen Proben im allgemeinen keine Schwierigkeiten, weil die Radio-

aktivität, die die Probe zu Lebzeiten hatte, durch den bekannten ^{14}C -Gehalt des atmosphärischen CO_2 festgelegt ist. Schwieriger ist die Datierung limnischer Materialien, weil die Anfangsaktivität von den lokalen Gegebenheiten des betreffenden Gewässers abhängt und in weiten Grenzen schwanken kann. Insbesondere in vulkanischen Gegenden kann der ^{14}C -Gehalt durch die Zufuhr von inaktivem, magmatischen CO_2 sehr klein werden. Frühere Messungen (z. B. ERLKENKEUSER & STRAKA & WILLKOMM, 1970) an z. T. heute ausgetrockneten Maaren hatten ergeben, daß Sedimente, die nach dem Pollendiagramm im Spätglazial (Dryas I bis Dryas III) entstanden waren, ein bis zu 3500 Jahre höheres ^{14}C -Alter ergaben. Zu ähnlichen Ergebnissen kamen SCHARPENSEEL & PIETIG (u. a. 1974), die für rezente Sedimente mehrerer Maare ^{14}C -Alter zwischen ca. 1300 und 2900 B.P. und beim Laacher See ein ^{14}C -Alter um 10 000 B.P. erhielten.

Zum Vergleich wurden 1971 und 1973 Wasser- und Pflanzenproben aus 6 gegenwärtig noch bestehenden Maaren entnommen und auf ihren ^{13}C - und ^{14}C -Gehalt untersucht. Die meisten Maare hatten einen ^{14}C -Gehalt zwischen 72 % und (durch den Atombombeneffekt) 142 % des Standard-rezentwertes. Nur der Laacher See hat demgegenüber eine erheblich niedrigere Aktivität von nur 16 bis 22 %. Die beiden Mineralquellen hatten, wie zu erwarten war, keine meßbare Aktivität. Auch in den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten zeigt der Laacher See eine Sonderstellung mit einer Anreicherung des ^{13}C gegenüber dem Kalkstandard um $\delta^{13}\text{C} = +5$ bis $+8$ ‰, während die übrigen Maare und die Mineralquellen Abreicherungen um -3 bis -9 ‰ haben. Die verschiedenen Einflüsse, die zu den gemessenen Konzentrationen führen, werden diskutiert.

H. ERLKENKEUSER & H. STRATA & H. WILLKOMM 1970: Eiszeitalter u. Gegenwart **21**, 177—181.

H. W. SCHARPENSEEL & F. PIETIG 1974: Radiocarbon **16**, 143—165.

Diskussion: LANGGUTH, FRENZEL, BRANDE.

MAUS, H. & STAHR, K. (Freiburg/B.): **Auftreten und Verbreitung von Lößlehmbeimengungen in periglazialen Schuttdecken am Schwarzwaldwestabfall**. Löß und Lößbeimengungen wurden seither häufig durch Korngrößenverteilung identifiziert. Der Kalkgehalt scheidet zur Differenzierung in humiden Gebieten im Grenzbereich der Verbreitung aus. Im Oberrheintal kamen aber in der Würmzeit große Mengen alpiner Sedimente zur Ablagerung, die sich in ihrer Mineralogie und ihrem Chemismus deutlich von den Gesteinen des Schwarzwalds unterscheiden.

Deshalb wurden drei Wege zur Erfassung der Lößkomponente von Schuttdecken gewählt (1. Körnung, 2. Mineralbestand, 3. Chemismus). Für qualitative Abgrenzung von „echtem Löß“ und kryoklastischem Schluff oder Nahverwehungen eignen sich am besten Schwermineraluntersuchungen. Für die quantitative Bestimmung des Anteils sind aber die anderen Methoden besser geeignet. Die Bestimmung des Lößanteils wurde in den 30 Schuttprofilen schichtweise durchgeführt. Die Lößkomponente ist in den einzelnen Schichten deutlich verschieden stark vertreten und insbesondere auch in Gebieten mit unterschiedlich Anstehendem unterschiedlich groß. Während in den Gebirgen Mitteldeutschlands sehr weitgehend mit Lößbeimengung in den Schuttschichten gerechnet werden muß und dieser Löß wohl auch einmal flächenhaft verbreitet war, lassen sich im Schwarzwald sehr differenzierte Verhältnisse aufzeigen. Der Bereich mit durchgehender und starker Lößlehmbeimengung beschränkt sich auf die Fußzone des Schwarzwalds.

Die Abnahme der Lößkomponente in größeren Höhen und nach Osten zu wird in Gebieten des Gneises, Granits und Quarzporphyrs dargestellt. Einzelne Bereiche sind völlig frei von Fernlöß.

Diskussion: SCHÖNHALS, GRAUL.

Nach den Vorträgen fand ein Podiumsgespräch über die **Lage und Berufsaussichten der Studierenden auf dem Sektor der Quartärforschung** unter der Leitung von Prof. DUPHORN statt, an dem sich zahlreiche namhafte Fachgenossen wie Prof. BRUNNACKER, Prof. LÜTTIG, Prof. KELLER u. a. beteiligten. Ebenfalls waren am Nachmittag des 2. Vortragstages die ordentlichen und außerordentlichen Mitglieder der stratigraphischen Kommission zu einer Sitzung einberufen worden, auf der vom Vorsitzenden, Prof. LÜTTIG, die aktuellen Programme der stratigraphischen Quartärforschung erörtert wurden.

F. GRUBE.

Exkursionen

Jütland — Südnorwegen

21. bis 31. August 1976

Teilnehmerzahl: 34, Führung: F. GRUBE

Die 1. Norwegen-Exkursion der DEUQUA verfolgte das Ziel, die beachtlichen Fortschritte der Quartärforschung in Südwestskandinavien seit dem Internationalen Geologenkongreß in Kopenhagen vorzuführen. Eine Reihe von skandinavischen Quartärforschern, Geologen, Geographen, Petrographen, Ingenieurgeologen und Glaziologen stellte sich für die Führung zur Verfügung, wobei eine Fülle von z. T. noch unveröffentlichten Erkenntnissen vorgetragen wurde.

Sonnabend, 21. August 1976

Mit einem für die norwegischen Gebirgsstraßen zugelassenen Reisebus und zwei Personenwagen startete die Exkursion im Zentrum Hamburgs in der saalezeitlichen Altmoräne. Zunächst erläuterte F. GRUBE den Aufbau des Quartärs bis zur Sanderlandschaft von Norderstedt, dann übernahm W. LANGE die Führung bis Flensburg. Wenn auch an der fertiggestellten Autobahn Hamburg—Schleswig keine Aufschlüsse mehr zu sehen waren, so war doch die Gelegenheit zur morphologischen Betrachtung der wichtigsten glazialen und glazifluvialen Landschaftsformen Schleswig-Holsteins gegeben: die saalezeitliche Altmoräne, Sanderflächen und vor allem die weichselzeitliche Jungmoräne mit der Endmoräne der Hüttener Berge sowie den zahlreichen Hohlformen aller Größen bis zu den Förden. Im Schloß Gottorp, dem 2. Treffpunkt in Schleswig, gab K. W. STRUVE einen instruktiven Kurzbericht über die Entwicklung, Aufgaben und Sammlungen des Landesmuseums für Vor- und Frühgeschichte in der Nydamhalle.

An der Landesgrenze bei Flensburg wurde die Exkursion von St. SJÖRRING und J. FREDERIKSEN empfangen, die ein reiches Anschauungsmaterial topographischer und quartärmorphologischer Karten über den Bereich von Flensburg—Aarhus vorbereitet hatten. Die Befahrung der eindrucksvollen Jungmoränen-Landschaft Ostjütlands wurde gekrönt mit einer Wanderung am Kliff von Halk Hoved, wo die Haupthorizonte der Weichsel-Kaltzeit verschuppt mit Saale-Geschiebemergel aufgeschlossen sind. Ein weiterer Halt wurde bei dem holsteinzeitlichen Kieselgur-Aufschluß bei Vejlbj gemacht, den K. R. PEDERSEN vorführte. Anschließend brachen wir zur Weiterfahrt nach Aarhus auf.

In Aarhus wurden wir in der Mikropaläontologischen Abteilung des Geologischen Universitätsinstitutes von K. L. KNUDSEN erwartet, die einen Vortrag über die Anwendung der Foraminiferenforschung in der Quartär-Stratigraphie hielt, wobei die Beispiele aus Nordjütland und Südnorwegen gleichfalls eine Vorbereitung für die weiteren Exkursionsziele darstellten. Auf der abendlichen Fahrt über Randers—Aalborg zum Fährhafen Frederikshavn wurde auf die gehobenen Strandterrassen aufmerksam gemacht. Für die Skagerrak-Überfahrt waren von L. M. FÄLT neuere hydrographische, geologische und quartärkundliche Arbeiten angegeben worden.

Sonntag, 22. August 1976

Auf dem Kai von Larvik wurde die Exkursion von P. JÖRGENSEN begrüßt, der eine Einführung in die Quartär-Entwicklung Südnorwegens auf der eindrucksvollen Ra-Endmoräne brachte. Die Probleme der Deglaziation am Ende der Weichsel-Kaltzeit standen im Vordergrund dieser Tagesexkursion, wobei unveröffentlichte Forschungsergebnisse vorgetragen wurden. P. JÖRGENSEN entwickelte anhand umfangreicher Kartierungsergebnisse, ausgezeichneter Aufschlüsse mit glazialen, glazifluvialen und marinen Sedimenten sowie ausgesuchten morphologischen Aussichtspunkten den Stand der Quartärforschung in dieser wichtigen Region Nordeuropas. In Kvelde mündete ein Fjord, dem heutigen Numedal, ins Meer, bei Hvittingfoss sind Flußsande auf rutschungsgefährdeten Meerestonen aufgeschlossen, und bei Kongsberg wurde Gletscher-Meer-Kontakt nachgewiesen. Auf der Weiterfahrt nach Oslo wurde das Egge-Stadium mit gestauchtem Glazifluvium durchgeführt.

Montag, 23. August 1976

Nach der stratigraphisch-paläontologischen Einführung von K. L. KNUDSEN und der quartärkundlichen Exkursion von K. JÖRGENSEN dominierten an diesem Tage die Ingenieurgeologie, Bodenmechanik und Geotechnik. Das Geotechnische Institut in Oslo hat wesentliche Beiträge zum Aufbau und Fortschritt dieser Disziplinen der Angewandten Wissenschaften beigetragen. Die rutschgefährdeten Meerestone förderten die Forschungen auf dem Grenzgebiet zwischen der Quartärkunde und der Bodenmechanik. Unter der Führung von F. JÖRSTAD, T. LÖKEN und Mitarbeiter wurden nach einem einführenden Referat über die Entwicklung und Aufgaben des Institutes die Forschungslaboratorien besichtigt. Das Geotechnische Institut beherbergt die vollständige Terzaghi-Bibliothek mit Gutachten, Berichten und Publikationen des Begründers der Bodenmechanik. Zu den aktuellen Hauptaufgaben gehören geotechnische Beratungen zur Standsicherheit von Erdöl- und Erdgas-Gewinnungsanlagen auf den Feldern der Nordsee. Mit einer Befahrung in die Baustellen des Osloer Verkehrstunnelbaus (NSB Ost-West-Tunnel) und einer gastfreundlichen Einladung wurde das Vormittagsprogramm abgeschlossen.

Der Nachmittag war der klassischen Geologie mit einer Exkursion unter der Führung von Ö. D. DICK nach Sandvika-Kolsas vorbehalten, wobei die wichtigsten Gesteine der ordovizischen-serien im Liegenden der permischen Eruptiva und die komplizierte Tektonik der kaledonischen Gesteine vorgeführt wurden. Den Höhepunkt bildete der Rhombenporphyr-Berg Kolsas, von dem aus die Geomorphologie des Oslo-Grabens erläutert wurde.

Dienstag, 24. August 1976

Von Oslo aus führte F. JÖRSTAD die Exkursion nach Norden in die Landschaft von Romerike, in der vor 9000—11000 Jahren Meerestone im Vorfeld der Gletscher sedimentiert wurden. Im Postglazial wurde dieser Meeresboden isostatisch auf + 190 bis 210 m NN gehoben, so daß eine kräftige fluviale Zerschneidung dieser „Marschenflächen“ einsetzte. Gefährlich sind die Rutschungen der ausgesüßten Meerestone in die Flußtäler hinein. Die geowissenschaftlichen Baugrund-Untersuchungen dieser Meerestone gehören zu den wichtigsten Aufgaben des Geotechnischen Institutes. An detaillierten Karten und durch die eindrucksvollen Geländebefunde demonstrierte F. JÖRSTAD die Auswirkungen der Rutschungen.

Die einzelnen Phasen der Weichselgletscher wurden durch S. R. ÖSTMO kartiert und auf Kartenserien anschaulich dargestellt. Bei Hauerstet können die glazialen und glazifluvialen Lockergesteine in zahlreichen Aufschlüssen studiert werden. Der reiche Formenschatz wurde auf kurzen Wanderwegen vorgeführt.

Der Nachmittag dieses Tages war der klassischen Geologie, und zwar speziell der eokambri-schen Tillite unter der Führung von J. O. ENGLUND gewidmet. An einer frisch ausgebauten Straße am Ostufer des Mjosa war die Vielfalt der kristallinen Gesteine des Präkambriums aufgeschlossen. Die Sedimentärgesteine des Eokambriums schließen sich im Norden an, von denen die glazigenen Einheiten für die Quartärforschung von besonderer Bedeutung sind. Vor allem der Moelv-Tillit bildete den Höhepunkt dieses Nachmittages. Die Befahrung der kambrosilurischen und permischen Gesteine mußte dagegen bei dieser Exkursion zurücktreten.

Übernachtung in Rena, Österdalen.

Mittwoch, 25. August 1976

Fahrt durch das Österdalen über Koppang nach Barkald, Treffpunkt mit L. SÖRBEL. Mit der Befahrung des Jutulhugget (Riesenschlucht) begann ein umfangreiches, von J. L. SOLLID aufgebautes Programm, das durch einen Exkursionsführer einschließlich Karten und Abbildungen erläutert wurde. L. SÖRBEL erklärte den Stand der Quartärforschung an diesem fast 2,5 km langen Schluchttal, das durch den Überlauf eines spätglazialen Eisstausees erodiert wurde.

An einem Prallhang im Djupdalen, einem Seitental der Folla, ist eine Moräne der jüngeren Weichsel-Kaltzeit über glazilakustrinen Sedimenten des Weichsel I—II Interstadials (Dösebacka-Ellesbo-Interstadial) aufgeschlossen. Die Prallhang-Aufschlüsse an dem Folla-Fluß in Grimsmoen bieten die Möglichkeit, den inneren Aufbau einer mächtigen Deltaschüttung zu beobachten, die sich durch eine Wechsellagerung von Feinsand- und Schluffbänken mit einer warvenähnlichen Schichtung auszeichnet. Auf dem Fraekmyr-Pass führte L. SÖRBEL Os-Formen vor, die von der Morphologie und Größenordnung her zu den besten Beispielen der Wallberge gehören. An der Flanke eines dieser Os-Hügel konnten die stark unsortierten Kies- und Sandbänke in einem Stra-

Benanschnitt fotografiert werden. Auf der Weiterfahrt über Hjerkinna nach Dombas wurde auf den reichen glazialmorphologischen Formenschatz aufmerksam gemacht, der das Gebiet von Rondane und dem Dovrefjell auszeichnet.

Eine Besonderheit stellen die Periglazial-Erscheinungen dar, die in zahlreichen Erscheinungsformen auf den Berghängen von Soliflukationsdecken bis zu den Steinringen auf Tageswanderungen zu sehen sind. Auf dieser Tagesexkursion wurden uns die südlichsten skandinavischen Palsahügel von Haugskardmyrin vorgeführt, die sich in einem moorigen Hochgebiet mit niedrigen Niederschlägen entwickelt haben. Der dichte Pflanzenwuchs bildet eine vorzügliche Isolierung gegen die sommerliche Erwärmung, und eine geringe winterliche Schneedecke ermöglicht das Eindringen des Frostes in den Untergrund.

Den Abschluß fand das Tagesprogramm bei Hjerkinna an einem durch den Straßenbau geschaffenen frischen Felsaufschluß, an dem mehrere Richtungen von Gletscherschrammen zu sehen sind. Die älteren werden von J. L. SOLLID der weichselzeitlichen Hauptvergletscherung, die jüngeren dem praeborealen Gletschervorstoß aus Jotunheimen zugerechnet.

Übernachtung in Oppdal.

Donnerstag, 26. August 1976

Ein reiches Programm der Quartärgeologie hatte R. T. REITE aufgebaut, das von den Moränendecken über die eisrandnahen Schmelzwassersedimente und Meerestone bis zu den Ablagerungen aus der postglazialen Hebungphase des Landes reichte. Die Moränendecke ist nach den Quartärkartierungen im allgemeinen nur lückenhaft erhalten. Gewaltige Deltaschüttungen und die Verzahnung von glazialen, glazifluvialen und glazilakustrinen-marinen Sedimenten kennzeichnen die fossilen Gletschergrenzen. Die einzelnen Phasen der Deglaziation wurden durch die langjährigen Quartärforschungen R. T. REITES geklärt, kartiert und standen zur Diskussion. Die Meerestone erreichen bei Trondheim eine größere flächenhafte Verbreitung, verursachten bei Heimdal größere Rutschungen. Durch isostatische Bewegungen wurden die Meeresschichten bis über + 175 m NN angehoben und durch kräftige Erosion zerschnitten. Dieser Vorgang verlief nicht kontinuierlich, so daß eine Folge von Terrassen entstand (Beispiel Lok. Hovin). Die Erosionsleistungen der unverbauten Wildflüsse können auch noch in der Gegenwart studiert werden.

Die Probleme der Grundgebirgs-Geologie mußten bei der Fülle der Quartär-Aufschlüsse zurücktreten. F. C. WOLFF hatte einige Steinbrüche im Kambrosilur und im Kristallin vorgeschlagen, von denen vor allem die kaledonischen Quarzdiorit-Intrusiva, die Trondhjemite, erwähnt werden müssen.

Übernachtung in Oppdal.

Freitag, 27. August 1976

Fahrt von Oppdal über Hjerkinna nach Dombas zum Treffpunkt mit O. F. BERGENSEN und K. GARNES. In Hjelladal am Osthang des Gudbrandsdals wurde ein allgemeiner Überblick über die Geomorphologie der Region gegeben. Anhand von umfangreichen Unterlagen einschließlich zahlreicher Karten und Skizzen für die Route dieses Tages wurde das komplizierte Geschehen während und nach der Deglaziation, der Meeresüberflutung bis zum Regime der rezenten Flußsysteme mit wechselnden Wasserscheiden erläutert.

In Haugalia sind im Liegenden der Moräne gröbere Kiese und Sande der mittleren Weichsel-Kaltzeit aufgeschlossen, aus denen mehrere Mammutreste bekannt geworden sind. Damit mehrten sich die Kenntnisse von Sedimenten und Fossilfunden, die von der Abtragung durch die Inlandgletscher der jüngeren Weichsel-Kaltzeit verschont blieben. Weiterfahrt durch das Heidal bis nach Stenseng, einem natürlichen Moränenaufschluß in einem Seitentälchen, der von BERGENSEN und GARNES einer modernen gefügekundlichen Untersuchung unterzogen wurde. Der Rundungsgrad und die Einregelung der Geschiebe sowie Geschiebezählungen, Korngrößen- und Schwermineralanalysen stehen methodisch im Vordergrund. Bei der Berücksichtigung der geologischen Lagerung ergibt sich eine Abfolge der Gletscherbewegungsrichtung (Till-Stratigraphie) vom Talgletscher zum Inlandeismaximum mit geringer Beeinflussung des Untergrundes bis zu der Auflösung in einzelne Gletscherströme in der Deglaziationsphase. Diese Gefügeforschungen wurden mit den Ergebnissen von systematischen Gletscherschrammen-Messungen verglichen (Lok. Vagt in Ottadalen). Über Lom (Stabkirche) fuhr die Exkursion an den Gletschern Jotunheimens vorbei nach Turtagrö.

Sonnabend, 28. August 1976

Fahrt von Turtagrö in das Tal am Lustrafjord, Kreuzungspunkt mit der gleichzeitigen Norwegen-Exkursion der englischen Quartär-Gesellschaft. Übernahme der Exkursionsführung durch G. ÖSTREM und I. AARSETH, der die Quartärgeologie im Jostedal (präboreale Deglaziation, Gletscher-Meeresskontakt, glazialmarine Deltaschüttungen) erläuterte. Im Vorfeld des Nigardsbreen führte G. ÖSTREM die Exkursion durch die Endmoränen älterer Vorstöße (1748 — 1845 — 1937 usw.). Diese Randlegen sind sowohl historisch belegt als auch durch Flechtenmessungen datiert. Am Nigardsgletscher selbst referierte G. ÖSTREM die umfangreichen glaziologischen und metereologischen Untersuchungen, die an diesem Teilgletscher des Jostedalsbreen langjährig durchgeführt werden. B. WOLD demonstrierte Vorbereitungen für Exarationsmessungen an Beobachtungspunkten, die bei einem zu erwartenden erneuten Vorstoß durch den Gletscher überfahren werden und nach einem späteren Wiederausschmelzen exakte Angaben über die abschleifende Tätigkeit eines Talgletschers ermöglichen. Messungen des Sedimenttransportes ergaben das Verhältnis von 55 % Schwebstoff und 45 % Geschiebefracht. Eine Gletscherwanderung war nicht möglich, dafür wurde die Randregion des Gletschers mit einem verlassenen Gletschertor vorgeführt.

Auf der Weiterfahrt am Lustra- und Sognfjord kommentierte J. AARSETH die einzelnen Stadien aus dieser Zentralregion Westnorwegens (Lustra Interstadial, Gaupne Stadial, Högemo Stadial). Nach der Fährfahrt über den Sognfjord wurden die Glimmerschiefer-Hangrutschungen an der Fernstraße bei Vik erläutert. In Voss gab G. ÖSTREM in einem abendlichen Lichtbildervortrag einen umfassenden Überblick über die glaziologische Forschung in Norwegen und speziell am Nigardsbreen.

Übernachtung in Voss.

Sonntag, 29. August 1976

Von Voss aus ging die Fahrt nach Dale, wo ein frischer Bergsturz eine Tankstelle zerstört hat. In der Küstenregion Westnorwegens, d. h. in der weiteren Umgebung von Bergen führte uns J. MANGERUD in eine Region, in der die einzelnen Gletschervorstöße der jüngeren Weichsel-Kaltzeit durch Meeressedimente mit Fauna und Flora datiert werden können. Mehrere Aufschlüsse mit glazialen Ablagerungen, mit Sedimenten des Gletscherrandes und mit kaltzeitlichen Meeresschluffen weisen auf die überregionale Bedeutung dieses Gebietes für die Erforschung der vergangenen 12 000 Jahre hin. Besondere Aufmerksamkeit erregten die überfahrenen Meeresablagerungen der Alleröd-Jüngeren Dryas-Periode mit einer Fauna (12 700 BP), die nach ihrer heutigen Verbreitung an die Grenze der durch den Golfstrom beeinflussten atlantischen Gewässer gebunden ist, jedoch von 11 000 bis 10 000 BP nicht mehr nachweisbar ist. Wie in einer Baugrube in Straume zu beobachten war, wurden diese Meeressedimente durch einen Gletschervorstoß überfahren, dessen schillföhrnde Ablagerungen als Lokalmoräne ausgebildet sind.

Der Höhepunkt dieses Tages war jedoch die Entdeckung eines anstehenden marinen Eem-Vorkommens von Fjösanger und damit auch der erstmalige Nachweis einer anstehenden Saale-Moräne. Das anstehende Interglazial wurde von J. MANGERUD auf Grund einer Feinkartierung der Eem-Schollen in dem hangenden Weichsel-Till abgeleitet und aufgegraben. Die Eem-Warmzeit-Sedimente zeichnen sich durch eine sandige und kiesige Fazies aus, die bereits palynologisch untersucht wurde. Außerdem liegen Bearbeitungen der Foraminiferen und Mollusken vor.

Mit einem gastlichen Empfang durch Björn G. ANDERSEN in Bergen endete dieser inhaltsreiche Exkursionstag.

Übernachtung in Bergen.

Montag, 30. August 1976

Nur 2 Tage standen für die Rückreise zur Verfügung. J. AARSETH hatte sich für die Führung des letzten Tages in Südnorwegen zur Verfügung gestellt. Östlich Bergen sahen wir eine eindrucksvolle Leistung der glazifluvialen Erosion, die Schlucht von Tokageleer. In Kvanndal nutzte J. AARSETH die Wartezeit vor der Fähre über den Hardanger-Fjord zu einem Vortrag über die Genese der Fjorde, die in den letzten Jahren einen Schwerpunkt der Quartärgeologie in Westnorwegen bildete. In Kinsarvik sahen wir Aufschlüsse in Randmoränen und präborealen Deltaschüttungen, bevor wir am Sörfjord nach Süden fuhren. Südlich Odda bot sich der Läte Foss für einen kurzen Photohalt an. Dagegen mußte auf die Befahrung der wasserwirtschaftlichen Anlagen bei Valldal und Edland (quartäre Lockergesteine als Dammbaumaterial) sowie von Tunnelbaustellen und dem eindrucksvollen Felssturz bei Arabygda verzichtet werden. Auch die Fjell-Landschaft mit der kaltzeitlichen Flora und Fauna lädt zu einer Wiederholungsexkursion ein. Im Setes-

dal konnten die einzelnen morphologischen Stadien eines Gebirgstales zur Schärenküste bei Kristiansand verfolgt werden. Dank der anhaltenden sonnig-trockenen Witterung konnten Einzelheiten der fluvialen Erosionsformen in den fast ausgetrockneten Flußbetten beobachtet werden, wie es nur selten möglich ist.

Übernachtung auf der Skagerrakfähre.

Dienstag, 31. August 1976

Nach der Ankunft der Fähre in Hirtshals wurde die Exkursion in Lökken von K. L. KNUDSEN, I. MADIRAZZA, M. R. HANSEN und Mitarbeiter erwartet. Auf einer Kliffwanderung bei Nörre Lyngby, dem südlichen Teil des Lönstrup-Steilufers, sahen wir ein Profil von den gestauchten glazifluvialen Sanden und Beckentonen der Weichsel-Kaltzeit sowie der spätglazialen Füllung einer Niederung mit dem jüngeren Yoldiaton, den Oberen Saxicava-Sanden, den Süßwassersanden mit Torfstreifen und der Allerödtonbank im Liegenden der subrezentenen Dünensande. Im nordwestlichen Jütland ist die isostatische Hebung noch so ausgeprägt, daß die gehobenen Meeresflächen der Yoldia und Littorina-Zeit um + 10 m NN bzw. + 4 — + 5 m NN auftreten. Der Aufbau anderer Kliffs und der angeschnittenen glazialmorphologischen Einheiten wurde kommentiert, die Geologie der präquartären Schichten anhand von Karten erläutert. Bei Ribe—Tondern erreichte die Exkursion die holozänen Marschenflächen, die für weitere Teile auch des westlichen Schleswig-Holsteins die charakteristische Landschaftsform darstellen (Husum, Friedrichstadt).

Rückfahrt zum Tagungsort Hamburg.

F. Grube.

Küstenexkursion

(Vorexkursion A 2)

27.—31. August 1976

27. August 1976

Treffpunkt Hamburg-Dammtor. Busfahrt durch die Hamburger Innenstadt über Altona durch den Elbtunnel und das Elbtal mit kurzen Erläuterungen zur Baugrundgeologie. Während der anschließenden Fahrt durch die Harburger Berge werden die wichtigsten Ergebnisse neuerer Forschungen nach der Arbeit von EHLERS dargelegt. Die Fahrt nach Oldenburg wird neben der Erläuterung zur Landschaftsentstehung der gegenseitigen Vorstellung der Exkursionsmitglieder gewidmet.

Eintreffen in Oldenburg. Direktor Dr. K. O. MEYER gibt einen Einblick in die Arbeit und die Zielsetzung des Staatlichen Museums für Naturkunde und Vorgeschichte. Anschließend erfolgt eine Führung durch die Ausstellungen, wobei die Hauptanziehungspunkte in den ausgezeichneten Darstellungen des Küstengeschehens und dem Höhenschichtenmodell Nordwestdeutschlands liegen.

Weiterfahrt nach Bunderhee—Nieuwe Schans. Während der Weiterfahrt werden die Probleme der Erdgasförderung aus der „Groninger Gasblase“ gestreift.

Ankunft in Groningen, Mittagessen im Hotel „Weeva“. Danach Besichtigung des ¹⁴C-Labors im Laboratorium voor Algemene Natuurkunde der Riksuniversiteit Groningen. Dr. W. G. MOOK erläutert die Grundlagen und die praktischen Arbeitsweisen bei der Altersbestimmung mit Kohlenstoff 14, wobei besonders auf die Probleme der Bestimmung sehr alter Proben (45 000 Jahre) eingegangen wird. Er und seine Mitarbeiter führen anschließend die in Gruppen aufgeteilte Exkursion durch das Labor. Dabei sind neben den Einrichtungen zum Abschirmen der Versuchsdurchführungen gegen den natürlichen Strahlenpegel die Bemühungen zur Konzentration des schweren Kohlenstoffs in sehr alten Proben besonders eindrucksvoll.

28. August 1976

Die Fahrt führt von Groningen durch eine typische nordholländische Landschaft in nordöstlicher Richtung nach Delfzyl. Dort biegt die Exkursionsroute in eine allgemeine Westrichtung ein. Der Aufbau des Küstenholozäns in den Provinzen Groningen und Friesland wird durch Professor WIGGERS, Dr. ROEVELD und Drs. GRIEDE (alle am Institut voor Aardwetenschappen Vrije Universiteit Amsterdam) in Bohrungen, geomorphologischen Überblicken und ausgezeichneten Kartendarstellungen erläutert. Die Kerne der an den Vortagen von Mitarbeitern des Instituts niedergebrachten Bohrungen waren jeweils als Beleg der Erläuterungen ausgelegt.

Es wird dargestellt, daß das Meer um 8 000 v. h. begann, in das Groninger Becken einzudringen (Bohrung Middelseum). Dabei blieb (Bohrung Tinallinge) zwischen seinem westlichen und dem östlichen Teil ein Stauchrücken der Saale-Kaltzeit bis 4 000 v. h. unüberflutet. Auch der spätere marine Einfluß war hier geringer, was unter anderem durch ein Regressionsintervall von ca. 3 700 — 3 200 v. h. nachgewiesen werden konnte. Als Restsenke des westlichen Groninger Beckens blieb das Hunze-Astuar bestehen und wurde erst während des Mittelalters aufgeschlickt, nachdem es durch einen Nehrungshaken (Hornhuizen-Klosterburen) im 11. bis 12. Jahrh. weitgehend abgeschlossen war.

Westlich der früheren Lauwer-Zee, über deren eindrucksvollen Abschlußdeich die Exkursionsroute verläuft, können in De Kolken Abgrabungen des Holland-Torfes zur Salzgewinnung von Drs. GRIEDE nachgewiesen und gezeigt werden.

Die Exkursionsroute führt zurück nach Groningen und von dort zunächst nach Eelde. Nach dem Mittagessen übernehmen Dr. M. W. ter WEE und J. G. ZANDSTRA (Geologischer Dienst der Niederlande, Haarlem) die Führung. Bei Gasteren wird in einer Aufgrabung unter holozänen Dünen eine Schichtenfolge gezeigt, die mit feinkörnigen Schmelzwassersanden der ausgehenden Elster-Vereisung beginnt. Darüber liegt eine Steinsohle aus saalezeitlichen Geschieben, die ihrerseits von weichselzeitlichen Flugsanden überlagert wird.

In dem ausgezeichneten Aufschluß Emmerschans (bei Emmen) werden über gebleichten marinen Feinsanden der jungtertiären Scheemda-Formation mittelpleistozäne Sande gezeigt. Es handelt sich überwiegend um elsterzeitliche Schmelzwasserablagerungen, in die in gestörter Lagerung humose Tone der Cromer IV-Warmzeit eingeschaltet sind. Die bislang erwähnten, weitgehend in Schollen vorliegenden Sedimente werden von saalezeitlichem Geschiebelehm bedeckt, der nach den Untersuchungen von ZANDSTRA in einen liegenden Assen-Typ und einen hangenden Emmen-Typ untergliedert werden kann. ZANDSTRA erläutert die von ihm benutzte Methode der Kies- und Schwermineraluntersuchung, die in den Niederlanden bewährt, in Nordwestdeutschland aber bislang noch sehr selten angewandt wird (vgl. die Arbeit von J. G. ZANDSTRA in diesem Band).

Übernachtung in Groningen.

29. August 1976

Nach einem frühen Aufbruch überschreiten wir die deutsch-niederländische Grenze bei Nieuwe Schans/Bunderhee. Dort erwartet uns Dr. BRANDT (Niedersächsisches Landesinstitut für Marschen und Wurtenforschung) und gibt einen Einblick in den Aufbau sowie die Siedlungsgeschichte des Rheiderlandes. Den Teilnehmern wird der Unterschied zwischen den jetzt tiefliegenden, weil gesackten Torfgebieten des Sietlandes in den nach dem Höhepunkt des Dollart-Einbruchs eingedeichten höheren „Poldern“ auch an der Bewirtschaftung und der Siedlungsweise deutlich gemacht. Die Probleme der Entwässerung werden berührt. Anschließend wird an der von Mitarbeitern des Instituts eigens für die Exkursion präparierten Grabung Bommberg der Aufbau eines frühmittelalterlichen Häuptlingssitzes dargestellt. Eine Fahrt durch die rund angelegten Bauern- und langgestreckten jüngeren Handwerkersiedlungen auf dem Uferwall der Ems sowie eine Besichtigung der Außenstelle des Instituts mit einer abschließenden Zusammenfassung von Dr. BRANDT schließen diesen Exkursionsteil ab.

Nach einer Busfahrt über Leer und Emden erwarten uns auf der Klock in gastfreundlicher Atmosphäre Vorträge zu politischen, wasserwirtschaftlichen und wasserbaulichen Problemen des Emdener Raumes. Zunächst spricht Oberdeich- und Sielrichter ODENS über die Aufgaben der Deichacht Krummhörn und des ersten Entwässerungsverbandes, der bei einer Verbandsgebietsgröße von 45 000 ha in einem Gewässernetz von 1 100 km überschüssiges Niederschlags- sowie Grundwasser sammelt und in drei Schöpfwerken mit einer Gesamtpumpleistung von 100 m³/s an die Nordsee abgibt. Zum Bereich der Deichacht Krummhörn gehören 45,5 km Seedeich. Davon werden 25,5 km von der Acht als Körperschaft des öffentlichen Rechts selbst unterhalten.

Deichbaufragen erläutert anschließend Ltd. Baudirektor KRAMER (Wasserwirtschaftsamt Aurich). Die Sturmfluten von 1953 und 1962 haben zu einem Überdenken der bis dahin angewandten Erfahrungswerte und zu einer neuen Richtlinie für den Deichbau geführt. Ihre wesentlichen Bestandteile sind neben dem Bemessungswert für die Deichhöhe — in den auch der säkulare Meeresspiegelanstieg eingeht — die Forderung nach flacheren Außen- und Binnenböschungen sowie einem Vorlandstreifen, der überwiegend Schutzfunktion übernehmen soll. Moderne Deichbaumethoden mit dem Einsatz von Spülbaggern werden an Lichtbildern erläutert. Eine Überlegung zur Sicherheit der Deiche rundet diesen für die Küstenlandschaft wichtigen Vortrag ab.

Ltd. Baudirektor SCHWITTERS (WSA Emden) widmet seine Ausführungen den Maßnahmen zum Schutz der Ostfriesischen Inseln, deren naturbedingte Ostverlagerung durch Buhnen, Deckwerke und Sandaufspülungen bekämpft wird. Eine weitere Aufgabe der Wasser- und Schifffahrts-

verwaltung des Bundes besteht in der Erhaltung einer ausreichend tiefen Fahrrinne für den Hafen Emden. Dabei spielt neben umfangreichen Baggerungen die wirksame Ausnutzung des Dollart als Flussspeicherraum eine ausschlaggebende Rolle.

Die Auswirkungen der natürlich gegebenen und durch die geschilderten Arbeiten geschaffenen Bedingungen einerseits und der Bevölkerungsstruktur und ihrer Denkweise andererseits auf die wirtschaftspolitischen Möglichkeiten des Emdener Raumes beleuchtet Oberbürgermeister **Klinkenberg**. Ziel der Planungsarbeit muß nach seinen Ausführungen sein, Arbeitsplätze dort zu schaffen, wo Industrie aufgrund vorhandener Infrastruktur wettbewerbsgünstig produzieren kann. Die Wohnplätze der sehr bodenständigen Bevölkerung sollten unter Verbesserung des Wohnwertes nach Möglichkeit in natürlich gewachsenen Gemeinwesen belassen werden.

Die Exkursionsroute führt anschließend weiter nach **Woltzetzen** (nordwestlich Emden). Dort demonstriert **H. STREIF** (Nieders. L. A. Bodenforschung) anhand von Bohrkernen und Profilen, daß das transgressive Geschehen an der niedersächsischen Küste durch lokale Faktoren — hier starke Setzungen über Weichschichten — so beeinflusst wird, daß eine rein lithostratigraphische Konnektierung über weite Strecken nur mit großer Vorsicht betrieben werden kann. Die Begriffe Rinnen-, Watt- und Lagunensequenz sowie ihre Sedimentinhalte werden erläutert.

Übernachtung in Wilhelmshaven.

30. August 1976

Am Exkursionspunkt **Waddewarden** (Raum Hohenkirchen nördlich von WHV) setzt **J. BARCKHAUSEN** (Nieders. L. A. Bodenforschung) die Ausführungen zum niedersächsischen Küstenholozän fort. Da das Gebiet stärker zur See exponiert ist, macht sich der marine Einfluß in den insgesamt 4 Einheiten klastischer Sedimente, die entweder durch Torflagen oder deutliche Diskontinuitäten voneinander getrennt sind, deutlicher bemerkbar als in **Woltzetzen**. Starkes Interesse findet bei den Teilnehmern auch das bei den Kartierarbeiten eingesetzte und an beiden Exkursionspunkten demonstrierte Kernbohrverfahren des NLFB sowie die EDV-gerechte Erfassung der sedimentologischen und sonstigen Daten.

Über **Varel — Rodenkirchen — Weserfähre — Bremerhaven** führt die Exkursionsroute nach **Bederkesa**. **K. FIGGE** (Deutsches Hydrographisches Institut) erläutert Fragen der Seegrundkartierung in der Nordsee und zeigt die Ergebnisse von Profilmessungen mit dem Sedimentechografen, aus denen u. a. der weitere Verlauf des Elbtales in der Nordsee hervorgeht.

Anschließend führt **H. B. ZIMMERMANN** (Niedersächsisches Landesinstitut für Marschen und Wurtenforschung) die Grabung **Flögelin** vor, wo auf einer Geestinsel die Reste einer gesamten bronze-eisenzeitlichen Dorfanlage freigelegt werden, um siedlungsgeschichtliche Einzelheiten klarzulegen. Die Ackerflächen der damaligen Siedler konnten an einigen Stellen anhand von Bodenverfärbungen nachgewiesen werden.

An einem noch im Holozän exponierten Kliff bei **Arensch** (westlich Cuxhaven) demonstriert **G. LINKE** (Geologisches Landesamt Hamburg) Einzelheiten zur Transgression der Nordsee. Er kann an dieser einmalig günstig gelegenen Stelle in der schrittweisen Entwicklung des schmalen Kliffvorlandes und einem Torfvorkommen den Nachweis einer regressiven Phase innerhalb der Gesamttransgression führen.

Nach einer eindrucksvollen Fahrt mit der Elbfähre **Wisshaven — Glückstadt** übernachtet die Exkursion in **Itzehoe**.

31. August 1976

Nach einer Begrüßung und einführenden Worten durch den Leiter des Geologischen Landesamtes Schleswig-Holstein, **Prof. H. E. STREMMER**, führt die Route zunächst in nördliche Richtung zum Exkursionspunkt **Peißen**. An dieser Stelle ist das Salz nach den Ausführungen von **W. LANGE** vor allem in der Warthe-Zeit so hoch aufgestiegen, daß die Schmelzwässer seitlich um die entstandene Höhe herumgeflossen sind. Salzauslaugungen in der Eem-Zeit und im Holozän führten anschließend zur Einmuldung der charakteristischen Hohlform des „Peißener Loches“.

Auf der Weiterfahrt nach Westen und im Verlauf des gesamten Exkursionstages geben die Kollegen des Geologischen Landesamtes Schleswig-Holstein Erläuterungen zur Entstehung der jeweils durchfahrenen Landschaft.

Im Aufschluß bei dem **Hof Keller** zeigt **B. MENKE** Paläoböden, deren zeitliche Einordnung aufgrund von pollenanalytischen Untersuchungen näher erläutert wird. **G. SCHLÜTER** führt aus, daß die im Liegenden der Böden anstehenden Schmelzwassersande ein warthezeitliches Geschiebespektrum haben.

Nach einer Fahrt in nördlicher Richtung zeigt am Exkursionspunkt *Schalholz* W. LANGE ein klassisch ausgebildetes warthezeitliches Zungenbecken. Auf der südlichen Seitenmoräne dieses Beckens wurden Mulden gefunden, deren Füllungen Paläoböden enthalten. Die Entstehung dieser Böden erläutert B. MENKE. Auf die jungpaläolithischen Funde (Hamburger Stufe und Federmesserkultur) am höchsten Punkt der Moräne wurde anhand von Belegexemplaren verwiesen.

Nach dem Mittagessen besucht die Exkursion das schon von DÜCKER (1967) beschriebene Vorkommen von Paläoböden bei *Albersdorf*. Überlegungen zu deren Entstehung und zeitlicher Einstufung werden von B. MENKE dargelegt. (Nähere Erläuterungen zu den auf der Exkursion gezeigten Böden enthält die in diesem Band veröffentlichte Arbeit von B. MENKE).

In *Bargenstedt* — östlich von *Meldorf* — zeigen H. E. STREMMER, W. LANGE und P. FELIX-HENNINGSSEN schwach lehmige Sande der Drenthe-Zeit, die während der Treene-Zeit einer einschneidenden Verwitterung unterworfen waren. Sie liegen unter wenig verwittertem warthezeitlichem Geschiebelehm und -mergel. Der Grad der Verwitterung wird für das Gesamtprofil durch Ergebnisse bodenkundlicher Analysen von P. FELIX-HENNINGSSEN nachgewiesen.

Südlich von *Burg/Dithmarschen* zeigt B. MENKE einen eemzeitlichen Torf, dessen Lagerung darauf hinweist, daß die früher in die Weichselzeit gelegte Zertalung des elbnahen Geesthanges an dieser Stelle schon früher erfolgte. Die Lagerungsverhältnisse von Sanden und Geschiebelehm in einem nahe gelegenen Aufschluß werden als Abschluß der Exkursion von G. STEPHAN erläutert.

Schriftenverzeichnis

- DÜCKER, A. (1967): Interstadiale Bodenbildungen als stratigraphische Zeitmarken im Ablauf der Weichsel-Kaltzeit in Schleswig-Holstein. — *Fundamenta B*, **2**: 30—73, Abb. 6, Tab. 3—18, Taf. 4—17; Köln, Graz.
- EILERS, J. (1975): Neue Untersuchungen zur Entstehung der Harburger Berge. — *Harburger Jb.*, **14**, 1973/74: 7—49, 21 Abb. — Harburg.
- FREISTADT, H.; KRÄMER, J.; LORENZEN, J. M.; LÜDERS, K.; RADLOFF, W.; TRÄGER, G. (1962): Empfehlungen für den Deichschutz nach der Februarsturmfut 1962. — *Die Küste*, **10**, H. 1: 113—130, 4. Abb.; Heide/Holst.
- MENKE, B.: Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Landschaftsentwicklung im Jungpleistozän Westholsteins. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **27**: 53—68.
- ROELEVELD, W. (1974): The Groningen Coastal Area. — Diss. Vrije Universiteit Amsterdam: 1—252, 66 Abb., Amsterdam.
- STREMMER, H. E. (1960): Bodenbildungen auf Geschiebelehmern verschiedenen Alters in Schleswig-Holstein. — *Z. dt. geol. Ges.*, **112**: 229—308, 3 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- ZANDSTRA, J. G.: Sedimentpetrographische Untersuchungen von Geschiebelehm in Emmerschans (Drenthe, Niederlande) und Bemerkungen über eine Typeneinteilung der Saale-Grundmoräne. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **27**: 30—52.

H. Wozidlo.

Niedersachsen — Hamburg — Holstein

(Exkursion B 1)

3.—4. September 1976

Teilnehmerzahl: 85

Auf dieser Exkursion wurde ein Schnitt durch die saalezeitliche Altmoräne der Lüneburger Heide, durch das Elbtal bei Hamburg, durch die Grenzzone der Alt- und Jungmoräne bei Hamburg—Volksdorf—Ahrensburg und durch die Jungmoränen-Landschaft bis zur Ostseeküste am Brodtener Ufer gelegt.

3. September 1976

Fahrt durch die Hamburger Altmoräne mit zahlreichen Baustellen des S-Bahn-Neubaus nach Altona mit morphologischer Übersicht von der Geest über das Hafengebiet im Elbtal, Befahrung des neuen Elbtunnels mit Erläuterung der umfangreichen Quartär-Untersuchungen während der Bauzeit.

Haltepunkt: Altenwerder im Elbtal; A. PALUSKA referierte über geologische Arbeiten im Elbtal, bei denen die Erkenntnisse über den räumlichen Bau der einzelnen glazifluvialen-fluvialen Lockergesteine von der Weichsel-Kaltzeit bis zur Gegenwart erheblich verbessert werden konnten.

Während der Weiterfahrt zum südlichen Rand der Elbmarsch und entlang dieser markanten morphologischen Zone am Nordabfall der Harburger Berge erläuterte F. GRUBE die geologischen Unterschiede zwischen der nördlichen und südlichen Begrenzung des Elbtales. Das Nordufer wurde als Prallufer des rezenten Elbstroms bis zum Verbau durch Menschenhand geformt. Dagegen sprechen die geringmächtigen weichselzeitlichen und holozänen Sedimente außerhalb der niveofluvialen Schwemmkegel vor den Seitentälern für eine Genese der heutigen Geestgrenze unter weichselzeitlichen Thermokarst-Bedingungen. Nähere Untersuchungen sind noch nicht abgeschlossen.

Der Aufbau der Harburger Geest wurde von J. EHLERS skizziert und in der Sandgrube Wellmann bei Neu-Wulmstorf demonstriert, in der saalezeitliche Sande und die Drenthe-Moräne in charakteristischer Ausbildung aufgeschlossen sind. Die pedologischen Untersuchungsergebnisse eines weichselzeitlichen Gley-Podsols, der in einem Seitentälchen der Elbe erhalten ist, wurde von G. RÖSCHMANN und H. J. ALTEMÜLLER vorgetragen.

K. D. MEYER übernahm die Führung der Exkursion auf der Fahrt nach Grauen, wo in einer aufgelassenen Sandgrube die Drenthe-II-Moräne aufgeschlossen ist. Dieser kalkreiche Geschiebemergel bildet westlich der Harburger Berge flächenhaft die Deckmoräne über Schmelzwassersanden und der Drenthe-Hauptmoräne. Von allen Horizonten liegen geschiebekundliche und sediment-petrographische Analysen vor. Auf der Weiterfahrt durch die Lüneburger Heide gaben H. H. VOSS und H. HÖFLE Einblicke in die neuesten Kartierergebnisse des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung.

Nach dem gemeinsamen Mittagessen in Munster hatte die Exkursion Gelegenheit, die Kieseltur-Aufschlüsse von Wiechel unter der Führung von L. BENDA und H. MÜLLER zu besichtigen. Umfassende paläobotanische und lagerstättenkundliche Forschungen wurden abgeschlossen und die Ergebnisse vorgetragen. Für die Exkursion wurde ein Aufschluß ausgesucht, in dem die drenthezeitliche Moräne über der Holstein-Gur erhalten ist.

Auf einen Abstecher zum fertiggestellten Elbe-Seitenkanal wurde verzichtet, da die hervorragenden Quartär-Aufschlüsse der Bauzeit im Jahre 1976 durch technische Maßnahmen verbaut sind. H. WOSZIDLO stand als Fachmann den Exkursionsteilnehmern zur Verfügung.

Ausführlich wurde die rote Warthe-Grundmoräne mit dem hangenden Sandlöß der Weichsel-Kaltzeit bei Emmendorf von K. D. MEYER und G. RÖSCHMANN vorgeführt, wobei eine gründliche Analyse der Bodengenese, der Bodeneigenschaften und der Sedimentationsgeschichte vorgetragen wurde.

Den Abschluß des Exkursionstages bildete die Besichtigung der Gräberfelder der Jüngeren Steinzeit, der Bronzezeit und der Steinzeit bei Soderstorf im Luhetal, wo C. AHBENS sowohl rekonstruierte als auch aktuelle Grabungen erläuterte, bevor die Rückfahrt nach Hamburg angetreten wurde.

4. September 1976

Auf der Fahrt durch die Hamburger Altmoräne wurde auf die Untersuchungsschwierigkeiten in einem dicht bebauten Gebiet aufmerksam gemacht. Durch die systematische Dokumentation von Bohrergebnissen und Baugrubenkartierungen ist der komplizierte Aufbau der Saale-Sedimente mit hangenden Eem-Interglazial-Vorkommen hinlänglich bekannt.

Besonders in der Sohlmoräne des Fuhlsbüttler Stadiums (Warthe) sind ältere Saale-Geschiebemergel, Schollen aus Holstein-Warmzeitschichten und Lauenburger Ton sowie Elster-Moräne eingestaut. In der aufgelassenen Tongrube Sievert in Hamburg-Hummelsbüttel war in Ergänzung zu den limnischen Sedimenten in Wiechel der Übergang vom elsterzeitlichen Lauenburger Ton über limnische Mudden zu den brackischen Wattenablagerungen der Holstein-Warmzeit aufgeschürft worden. F. GRUBE berichtete über die Entdeckungs- und Erhaltungsgeschichte dieses für die Quartär-Stratigraphie einmaligen Profils, das vor der Abbaggerung des ehemaligen Zieglebetriebes, vor einer geplanten Hochhaus-Bebauung und vor der Einebnung einer Müllkippe geschützt werden mußte. Im Rahmen eines umfassenden Untersuchungsprogrammes wird dieses Vorkommen bearbeitet, wobei die Quartärgeologie (F. GRUBE), die Schwermineralführung (J. G. ZANDSTRA) und die Molluskenführung (G. SPAINK) bereits vorgelegt werden konnten. K. L. KNUDSEN trug über die Foraminiferenführung der Schichtserie vor. L. BENDA und F. R. AVERDIECK über die noch nicht abgeschlossenen Diatomeen- bzw. Sporomorph-Untersuchungen.

Auf der Weiterfahrt wurde die äußerste Grenzzone der Weichsel-Kaltzeit bei Sasel-Volksdorf durchfahren, die sich durch Drumlins, geschlossene Hohlformen, subglaziale Rinnen, das Teichwiesen-Tunneltal, eine blockreiche Randmoräne, aber durch den Mangel an größeren Endmoränen ausgezeichnet. Im Stellmoorer Tunneltal konnte mit Hilfe einer intensiven geologischen Kartierung ein detailliertes Kartenmaterial mit der Verbreitung und den Basisflächen der spätglazialen Mudden und holozänen Torfe vorgelegt werden. Eine Einführung in die Geomorphologie gab F. GRUBE, und K. GRIPP erläuterte die neue morphogenetische These der glazialen Formung der Tunneltäler als Glaziale. A. RUST und G. TROMNAU trugen neue Erkenntnisse über die berühmten Rentierjäger-Fundgebiete bei Stellmoor vor.

In unmittelbarer Nähe des Stellmoorer Tunneltales befindet sich die Endmoräne „Wartenberge“ mit einer aufgelassenen Sand- und Kiesgrube, die durch reichliche Funde der Ahrensburger Geschiebesippe, Leitgeschiebe der Weichsel-Sedimente in Stormarn, bekannt wurde. W. WEITSCHAT referierte über paläontologische Forschungsergebnisse, insbesondere der Ammonitenfauna.

Auf der Busfahrt durch die Jungmoränen-Landschaft über Oldesloe—Lübeck zum Brodtener Ufer bei Travemünde übernahm H. J. STEPHAN die Führung. Nach der Mittagspause auf der Hermannshöhe hielt K. GRIPP einen Vortrag über die Vergletscherung und Deglaziation Ostholsteins. Am Beginn der Kliffwanderung wurde die Genese der organogenen Füllung einer geschlossenen Hohlform, eine Kalkmulde, von F. R. AVERDIECK vorgeführt. Pedologische und sedimentpetrographische Beiträge leisteten D. GÖTZ und Mitarbeiter mit der Demonstration von Bodenprofilen am Brodtener Ufer und durch Korngrößen-Analysen der weichselkaltzeitlichen Geschiebemergel. J. EHLERS und M. GALWEIT berichteten über Strukturanalysen der glazigenen Sedimente und E. VOIGT sowie G. SCHLÜTER standen für die Erläuterung der Geschiebe zur Verfügung. K. DUPHORN gab zum Abschluß einen Überblick über das Quartär der westlichen Ostsee und mit einem Dankeswort an die Exkursionsführer beendete der 2. Vorsitzende J. FINK diese DEUQUA-Nachexkursion 1976.

F. Grube.

Neuwerk—Helgoland

(Exkursion B 2)

3.—4. September 1976

Teilnehmerzahl: 17

Leitung: J. NIEDERMAYER; örtliche Führer: CHRISTIANSEN, LINKE, NIEDERMAYER, PRIGGE.

Die Exkursion sollte einen Überblick geben über die Entstehung des unteren Elbtales mit dem Gebiet der Watten und der Watteninsel Neuwerk, über das Projekt Vorhafen Neuwerk sowie über Erosionsprobleme auf Helgoland. Auf der Fahrt mit MS. „Wappen von Hamburg“ von Hamburg nach Cuxhaven wurden genetische und sedimentologische sowie Umweltprobleme durch Industrieansiedlung im Bereich des Urstromtales der Niederelbe erörtert. Mit Wattwagen erfolgte die Fahrt zur Insel Neuwerk, wobei Fragen der Wattentstehung und des -aufbaues behandelt wurden. Auf Neuwerk wurden die Teilnehmer durch Erläuterungen sowie Film und Modell über Sturmfluten, geplanten Hafenaufbau und die damit zusammenhängenden Probleme informiert.

Am folgenden Tag fuhren die Teilnehmer bei stürmischer See mit dem MS. „Helgoland“ zur gleichnamigen Insel, wo infolge der Wetterlage nur wenige Stunden für eine Begehung des einzigen bundesdeutschen Meeresklimms übrig blieben. Die Wanderung am Fuße dieses doch sehr beeindruckenden einmaligen Buntsandsteinaufschlusses hinterließ einen Eindruck vom akuten Erosionsgeschehen und den Maßnahmen zur Sicherung der Insel, besonders auch am Beispiel des Felsens „Lange Anna“. Die neue geologische Karte der Insel von P. SCHMIDT-THOMÉ (Geol. Führer im Erscheinen) wurde im Einvernehmen mit dem Autor erstmalig hierbei benutzt.

Die ruhigere Rückfahrt mit dem MS. „Wappen von Hamburg“ nach Cuxhaven und Hamburg beendete die Exkursion.

J. Niedermayer.

Eiszeitalter u. Gegenwart	27	220—235 6 Abb., 1 Tab.	Öhringen/Württ. 1976
---------------------------	----	---------------------------	----------------------

Internationale Lössforschungen

Bericht der INQUA-Lösskommission

J. FINK *)

Der folgende Bericht behandelt den Zeitraum vom letzten INQUA-Kongreß Christchurch 1973 bis Birmingham 1977 und schließt damit an die bisherigen Berichte in dieser Zeitschrift an (vgl. Tab. 1). Da ab Birmingham die fachliche und personelle Struktur eine wesentliche Änderung erfährt, ist es angebracht, auch einen Abriß der bisherigen Arbeit sowie einen Ausblick auf die kommenden Aufgaben zu geben.

Wie aus Tabelle 1 ersichtlich, trafen die Lössforscher fast jährlich zusammen, ausgenommen die Kongreßjahre und 1968, als die politische Situation in Europa eine Zusammenkunft verhinderte. Die Zahl der Teilnehmer pro Tagung und Exkursion lag zwischen 30 und 50, wobei hervorzuheben ist, daß der Kreis von Veranstaltung zu Veranstaltung nur wenig variierte. Dem interdisziplinären Charakter der Internationalen Quartärunion entsprechend, setzt er sich aus Vertretern verschiedener Fächer zusammen. Da viele der nachfolgend erfaßten Kollegen in zumindest zwei Disziplinen forschend tätig sind, wurde die derzeitige dienstliche Verwendung zur Zuordnung genommen:

Geologen	15	Urgeschichte	5
Geographen	14	Paläontologen, Palynologen u. ä.	5
Bodenkundler	13	Technische Disziplinen	3

Die oben genannten Kollegen verteilen sich auf 15 europäische Länder (die Sowjetunion ist hierbei als ein Land geführt), ferner USA und Kanada. Die meisten (europäischen) Länder wurden auf Exkursionen besucht (vgl. Tab. 1).

Tab. 1: Zusammenstellung der Tagungen der INQUA-Lösskommission (einschließlich Tätigkeit als Subkommission)

		Tätigkeitsberichte	
<i>1961 VI INQUA-Kongreß Warschau-Lublin</i>			
31. 5.— 3. 6. 1962	Österreich (nur beschränkte Teilnehmerzahl)	EuG 15: 229—235, 1964	
22. 8.—28. 8. 1963	CSSR		
1. 4.— 4. 4. 1964	DDR	EuG 16: 264—275, 1965	
21. 4.—24. 4. 1965	Ungarn		
<i>1965 VII INQUA-Kongreß Denver</i>		Vol. 12 Proceed. p. (247) 281—369	
6. 9.—10. 9. 1966	Jugoslawien	EuG 19: 289—300, 1968	
29. 8.— 3. 9. 1967	Belgien		
<i>1969 VIII INQUA-Kongreß Paris</i>		Suppl. Bull. AFEQ, 176 S.	
17. 9.—21. 9. 1970	Bulgarien	EuG 23/24: 415—426, 1973	
15. 8.—19. 8. 1971	Ungarn (gemeinsam mit IGU-Regionalkonferenz)		
11. 9.—15. 9. 1972	Rumänien		
<i>1973 IX INQUA-Kongreß Christchurch</i>			
17. 9.—20. 9. 1974	Bundesrepublik Deutschland	EuG 27: 220—235, 1976	
15. 9.—19. 9. 1975	Frankreich		
5. 10.—10. 10. 1976	Ukraine/Moldavien		
<i>1977 X INQUA-Kongreß Birmingham</i>			

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. J. F i n k, A-1010 Wien, Universitätsstraße 7, Geographisches Institut der Universität.

Auch während der INQUA-Kongresse fanden Besprechungen statt, doch hatten diese — für die Kommissionsarbeit — wenig Resonanz, da Teilnehmer (kleinerer Staaten) auf Kongressen viele andere Aufgaben haben und kaum Zeit für spezielle Sitzungen finden, des weiteren nehmen meist nur wenige Kommissionsmitglieder an Kongressen teil. Dies bedeutete aber nicht, daß die Lößforschung auf den Kongressen zu wenig berücksichtigt würde; im Gegenteil, wie der Kongreß in Neuseeland dies deutlich zeigt.

IX. INQUA-Kongreß Neuseeland 1973

Im Rahmen des Vortrags- und Exkursionsprogrammes wurden Fragen des Lösses besonders herausgestellt. In Christchurch waren zwei halbe Tage dem Löß gewidmet, wobei vorwiegend einheimische Kollegen zu Wort kamen. Die meisten Vortragenden waren bereits als Führer von Exkursionen tätig gewesen. Die Exkursionen mit ausgesprochenem Schwerpunkt auf Löß waren die Route C 11, die die Nordinsel von SE nach NW querte und die Route A 12, die am E-Ufer der Südninsel entlang führte. Über beide Exkursionen hat E. SCHÖNHALS (1974) im Rahmen des Berichtes über den IX-INQUA-Kongreß in Neuseeland (Eiszeitalter u. Gegenwart, **25**: 223—267) ausführlich referiert. Sein Bericht ist um so wertvoller, als beide Exkursionen nur von einem sehr kleinen Kreis frequentiert, dabei aber wesentliche Fragen der Lößforschung behandelt wurden. Viele Unterschiede gegenüber den Lössen in Europa und den USA konnten von uns beobachtet werden: Auf der Nordinsel, im Übergang vom Subtropengürtel, bringt die Verzahnung mit vulkanischen Aschen die Möglichkeit der exakten zeitlichen Datierung; auf der Südninsel verdienen vor allem die die Löss trennenden Paläoböden Interesse, weil sie durch Verdichtung (fragipan) kolumnare Strukturkörper bilden, zwischen denen ein polygonales Spaltennetz ausgebildet ist, das durch starke Gleyerscheinungen gut sichtbar wird. Die Abbildungen auf S. 259 von SCHÖNHALS (1974) lassen beide Phänomene deutlich erkennen. Für die neuseeländischen Löss ist ferner das Fehlen von CaCO_3 charakteristisch — selbst die ockerfärbten, unverwitterten Löss haben keinen Kalkgehalt. Bei der Definition für Löß — um die sich die Lößkommission sehr bald bemühen müssen — werden die neuseeländischen Typen zu berücksichtigen sein. Auch die Frage der zeitlichen Stellung der Löss für die künftige Definition ist im Spiegel der neuseeländischen Vorkommen zu sehen: während in Europa — abgesehen von den „Föhnlössen“ in den Alpen — das periglaziale Klima im Pleistozän die Voraussetzung schafft, kann in den weiten (ackerbaulich) genutzten Aufschüttungsebenen der Südninsel (Canterbury Plains) der Prozeß der Lößbildung gegenwärtig studiert werden: aus den breiten Strombetten der vom Gebirge kommenden Gerinne, deren verzweigte Arme in der Art eines braided river den Lauf ständig ändern und große Teile der Talauwe trockenlegen, wird der Staub unmittelbar auf die angrenzenden (Schotter)terrassen geblasen (wobei unmittelbar am Rand der Terrasse die größte Lößmächtigkeit auftritt). Ives (1973) spricht daher mit Recht von postglazialen Löß (der mengenmäßig selbstverständlich gegenüber dem auch in Neuseeland vorherrschend kaltzeitlich akkumulierten zurücktritt). Das gleiche Phänomen konnte an der Westküste beobachtet werden, nur fällt dort der Staub nicht auf ebene, fast vegetationsfreie Flächen, sondern auf dichtbewaldete Hänge und kann daher keine geschlossene Decke bilden. Hinsichtlich der faziellen Differenzierung der äolischen Sedimente besteht Übereinstimmung mit europäischen Lößlandschaften, indem die gleichen Lößtypen zu finden sind: Im Raum Balclutha SW von Dunedin fiel während der letzten Eiszeit der Schelf trocken, das feine Material wurde ausgeblasen und in Form von Staublehm landeinwärts akkumuliert; dieser ist durch seine Marmorierung und Struktur morphologisch ident den europäischen Vorkommen. Auch die Übergangsfazies des Braunlösses konnte auf halber Strecke zwischen Christchurch (Löß) und Dunedin (Staublehm) beobachtet werden.

Typologische Vergleiche ebenso wie eine darauf basierende Korrelation der Paläoböden ist nur nach Beobachtung im Gelände möglich. So wertvoll alle Kontakte mit den neuseeländischen Lößforschern während des Kongresses waren, so wichtig wäre für die internationale Zusammenarbeit deren Fortsetzung. Diese kam nicht zustande, da die Teilnahme an keiner der drei folgenden Veranstaltungen der INQUA-Lößkommission aus finanziellen Gründen möglich gewesen war (was auch für die meisten amerikanischen und asiatischen Kollegen galt). Damit ist aber die bei Installation als Lößkommission vorgesehene Ausweitung des Forschungsfeldes auf außereuropäische Räume nicht realisierbar geworden. Wir kommen auf diese Frage — die generell für alle INQUA-Kommissionen gilt, die nicht nur briefliche Kontakte pflegen oder Bibliographien erstellen, sondern die Konfrontation im Gelände für gemeinsame Beschlüsse brauchen — bei der Besprechung der künftigen Kommissionsarbeit zurück.

Tagung 1974 in der Bundesrepublik Deutschland (17.—20. September)

Die schon für 1973 geplante Bereisung Süddeutschlands wurde aus technischen Gründen, vor allem um eine Koordinierung mit der DEUQUA-Tagung in Hofheim/Taunus zu ermöglichen, auf

1974 verschoben. Intensive Bemühungen der deutschen Kommissionsmitglieder ermöglichten, daß an zahlreiche Kollegen aus den östlichen Staaten Europas vom Deutschen Akademischen Austauschdienst bzw. der Deutschen Forschungsgemeinschaft eine Einladung ausgesprochen wurde. Die viertägige Exkursion wurde so gelegt, daß der letzte Tag mit dem ersten Exkursionstag der DEUQUA zusammenfiel und so die Teilnehmer Gelegenheit hatten, auch an der DEUQUA-Tagung und den Nachexkursionen derselben teilzunehmen. Dem ersten Vorsitzenden der DEUQUA, A. SEMMEL, sei hier für diese und viele organisatorische Arbeiten herzlich gedankt; auch für die fachliche Leitung am letzten Exkursionstag, die er sich mit E. BIBUS teilte. Die ersten drei Exkursionstage führten durch Südbayern und Mainfranken, wo schon seit langem die Lößforschung durch K. BRUNNACKER vorangetrieben wurde. Zusammen mit H. JERZ übernahm er auch die Organisation dieser Tage, wobei in die Führung auch unser französischer Kollege M. LEGER sowie W. SCHIRMER und B. STÜCKL eingeschaltet waren. Den fachlichen Bericht der Exkursion hatte liebenswürdigerweise K. BRUNNACKER für das Rundschreiben Nr. 15 zusammengestellt, es wird nachfolgend etwas erweitert.

Die Fahrt ging mit ca. 30 Teilnehmern aus 12 Ländern von München über Oberschwaben nach Niederbayern und weiter über Mainfranken in das Rhein-Main-Gebiet. Besprechungen der Kommission fanden an den beiden ersten Abenden statt.

Thema der Exkursion war einmal die fazielle Gliederung des würmeiszeitlichen Lösses und der ihm zwischengeschalteten Paläoböden. Zum anderen sollten die Beziehungen zwischen Terrassen und auflagernden Deckschichten für das jüngere Quartär einschließlich der Verbindung der Terrassen mit den Vorlandsvergletscherungen der Alpen behandelt werden. Ferner sollten Löß-Paläoboden-Abfolgen gezeigt werden, die aufgrund ihrer Gliederung weit in das Quartär zurückgehen. Zur Erläuterung der Aufschlüsse, aber auch zur Einführung in das Exkursionsgebiet wurde den Teilnehmern ein umfangreicher Exkursionsführer übergeben, der von den oben genannten Kollegen zusammengestellt wurde; er enthält außerdem einen Beitrag über die urgeschichtlichen Befunde in Löß-Abfolgen von H. MÜLLER-BECK.

Die Schwierigkeit, vor allem ausländischen Besuchern die genannten Fragestellungen zu erläutern, ergibt sich einerseits dadurch, daß immer weniger geeignete Aufschlüsse zur Verfügung stehen und andererseits durch die sehr unterschiedlichen Bedingungen der in diesen Räumen vorkommenden, den Lössen zwischengeschalteten Paläoböden und sonstigen mehr oder minder markanten Horizonten. Doch sind diese Unterschiede kein Ausdruck irreführender Meinungen zur genetischen und stratigraphischen Interpretation einzelner Horizonte, sondern dadurch bedingt, daß in den verschiedenen Räumen die Löss- und Paläoböden eine starke fazielle Differenzierung zeigen, die bei genauer Bearbeitung exakt erkannt und benannt wurde. Es ist daher möglich, großräumige feinstratigraphische Parallelisierungen für das Jungpleistozän durchzuführen. Dies wird in Abb. 1 gezeigt. Hingegen ist es nicht ganz einfach, solche Details zu ordnen und übersichtlich zu benennen, die nur gebietsweise, so im Rhein-Main-Gebiet, in typischer Weise erhalten sind. Dies wurde an den Profilen von Hofheim und Wiesbaden deutlich.

Profilschema	BAYERN	HESSEN	MITTEL- U. NIEDERRHEIN
	K. Brunnacker (1957, 1959)	E. Schönhals et al (1954)	K. Brunnacker (1967)
	Alleröd		
	Sp Wb Sp Wa - Boden	E ₄ - Boden	Boden III
	WI/II-Boden	Hahnstätter/Lohner Boden	Boden II ← Eltviller Tuff - Horizont
	(Boden) (Gro, Bv) Löß	Gräselberger/Kirch- berger Boden	Boden I
	Fließerde		
	Ah Ah (Al)	Mosbacher Humus- zonen	2. Humuszone 1. Humuszone ← Metternicher Tuff - Horizont
	R/W-Boden gekappt	Homburger/Erbacher Boden	R/W - I - Boden

Abb. 1: Vergleich der Jungpleistozängliederung von Bayern, Hessen, Mittel- und Niederrhein, zusammengestellt von K. BRUNNACKER.

Zum leichteren Verständnis war deshalb den Teilnehmern ein stratigraphisches Schema gezeigt worden (Abb. 2); dieses entspricht Abbildung 6 bei Birus (1974) mit einer Ergänzung unterhalb des vorletztinglazialen Bodens. Eine derartige Differenzierung stellt gleichsam das eine Endglied einer Reihe dar, deren anderes in ungegliederten Staublehmen (Decklehmen) im Moränengebiet beginnt.

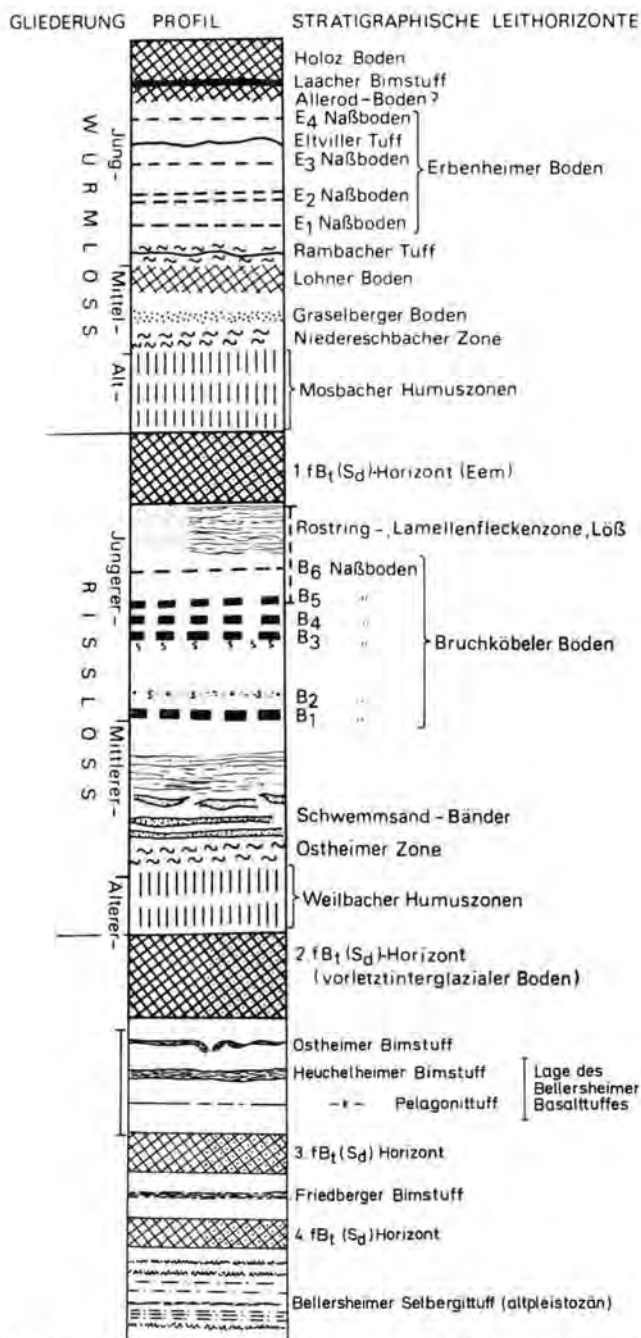


Abb. 2: Stratigraphische Gliederung des Würm- und Rißlösses nach E. Birus (1974).

Die Exkursion begann deshalb am 17. 9. bei Laufzorn südlich München, wo über Rißmoräne ungliedriger Staublehm aufliegt, was dem südlichen Faziesbezirk mit über 900 mm Niederschlag pro Jahr entspricht.

Es schloß daran ein Löß-Profil auf der rißeiszeitlichen Hochterrasse des Lech südlich Augsburg und weiter auf der gleichaltrigen Terrasse bei Straubing in Niederbayern. Schließlich lieferte ein Profil bei Kitzingen in Mainfranken den Übergang zum Rhein-Main-Gebiet und der Wetterau.

Es konnte mit dieser Reihe das vorgeführt werden, was in den 50er Jahren in Bayern und Österreich gleichzeitig erarbeitet worden war, nämlich die Beziehung zwischen heutigen Klimadaten und Löß-Fazies. So ist der Staublehm auf Bereiche mit heute mehr als 900 mm Niederschlag/Jahr beschränkt. Ferner konnte die Beziehung zum Relief gezeigt werden, wonach die am stärksten differenzierte Profilausbildung am Unterhang und am Hangfuß vorliegt. Wird dieser Gesichtspunkt berücksichtigt, dann ergeben sich Löß-Paläoboden-Provinzen für die Würmeiszeit mit kennzeichnenden Abfolgen, die ebenfalls an heutige Niederschlagswerte angelehnt sind. Als Beispiele dienen die in Abb. 3 dargestellten Abfolgen aus Südbayern und Mainfranken. Die regionale klimatische Differenzierung während der Würmeiszeit zeigt also Analogien zu heutigen Klimaräumen. In ebensolcher Weise gilt dies, bei insgesamt etwas feuchteren Bedingungen, für die Riß-Eiszeit. So ist altbekannt, daß die Zahl der in den rißeiszeitlichen Löß eingeschalteten Naßböden vom Südosten nach dem Nordwesten hin zunimmt und zugleich aber deren Ausprägungsgrad abnimmt.

Die Beziehung zu den eiszeitlichen Terrassen ist dadurch gegeben, daß auf der würmeiszeitlichen Niederterrasse Löß grundsätzlich fehlt. Auf der Riß-Moräne und der damit verbundenen

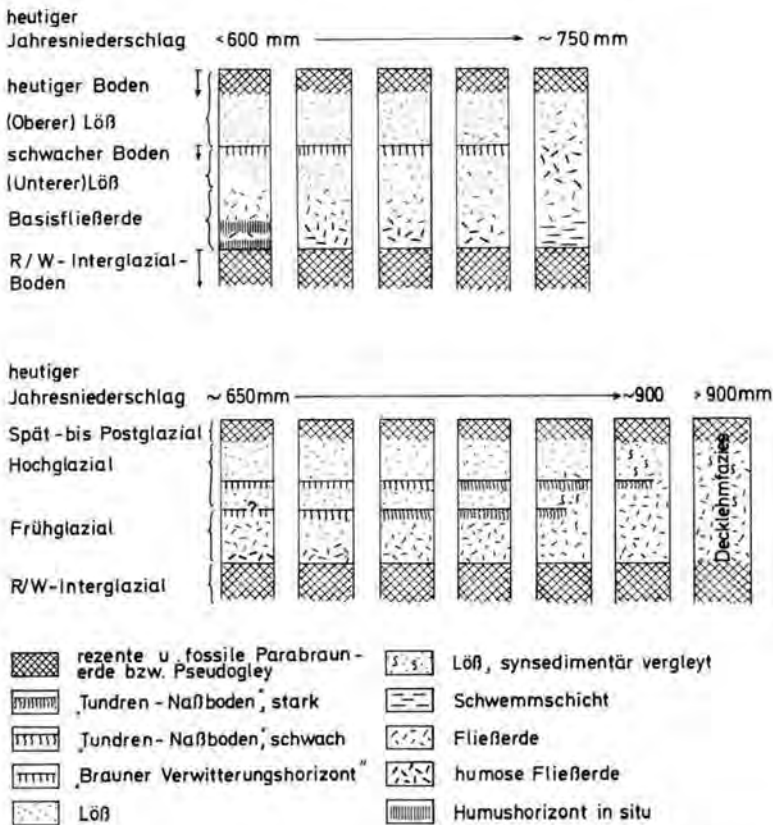


Abb. 3: Faziesgliederung jungpleistozäner Lößprofile in Mainfranken (oben) und Südbayern (unten); Entwurf: K. BRUNNACKER.

Hochterrasse liegt allein der würmeiszeitliche Löß. Auf der nächstälteren Terrasse lagern zwei Lößglieder, die durch einen ausgeprägten interglazialen Paläoboden (Parabraunerde) getrennt sind (Abb. 4).

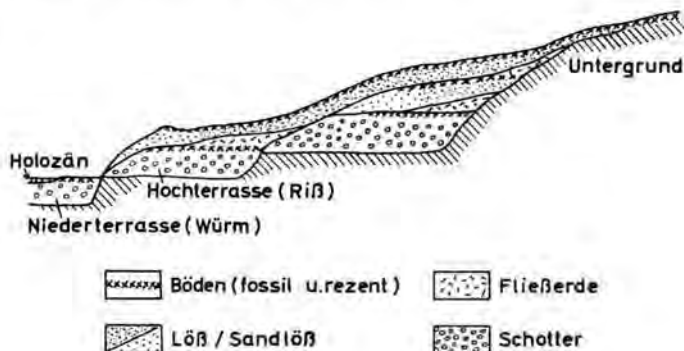


Abb. 4: Beziehungen zwischen jüngeren Quartärterrassen und Lößdeckschichten; Entwurf: K. BRUNNACKER.

Die Möglichkeit, lößstratigraphische Aussagen über wesentlich ältere Abschnitte des Quartärs machen zu können, wurden anhand der Aufschlüsse Roßhaupten in Oberschwaben, Regensburg und Köfering in der Nähe des Donau-Tals und Helmstadt sowie Marktheidenfeld im Main-Tal diskutiert. Hierbei bieten sich neben der Zahl der eigenständigen Deckschichten als Hinweis auf das Mindestalter des Liegenden die Riesenböden bei Regensburg und die Paläomagnetik bei Roßhaupten und Marktheidenfeld an. Die extrem ausgeprägten Böden, die bei Regensburg aus fluviatilen, feinkörnigen Sedimenten hervorgegangen sind, tragen vier oder fünf eigenständige Deckschichten. Hochflutartige Sedimente bei Roßhaupten auf ältesten Deckenschottern sind normal magnetisiert (Analytiker Kočí, Prag). Bei Marktheidenfeld überlagern vier eigenständige Löß-Deckschichten einen mächtigen Aufschüttungskörper des Main. Denselben ist ein Interglazial zwischengeschaltet, dessen tonige Altwasserabsätze normal magnetisiert sind. Nach den sonst noch vorliegenden Befunden handelt es sich hierbei um ein Interglazial des Cromer-Komplexes.

Über den letzten (gemeinsam mit der DEUQUA durchgeführten) Exkursionstag liegt ein kurzes Referat von BRUNNACKER vor (Eiszeitalter u. Gegenwart, 25: 215—216).

Mittlerweile sind an den exkursierten (und anderen) Profilen weitere paläomagnetische Messungen vorgenommen worden. Während Roßhaupten noch problematisch bleibt — bei der Probenahme, die im Herbst 1972 von Wien aus erfolgte, konnte die unterste Lage des Staublehmpaketes, in der vielleicht die B/M-Grenze liegt, nicht beprobt werden — liegt für das Regensburger Profil eine komplette Messung vor, durch die die Deckschichten ein etwa gleich hohes Alter wie jene der Schießstätte Krems/Niederösterreich erhalten (Kočí & ŠIBRAVA 1976: Fig. 3a, 3b, 10). Ebenso liegen für Marktheidenfeld (BRUNNACKER, Kočí & SCHIRMER 1973: Fig. 2) und Bad Soden im Taunus (BUCHA et al. 1975: Fig. 13) neue paläomagnetische Untersuchungen vor. Aus diesen ergänzenden Angaben läßt sich der künftige Weg der Lößforschung bereits ableiten. Bei der Untersuchung reich gegliederter, in das Altpleistozän zurückreichender Lößprofile tritt die (paläo)pedologische Analyse zurück gegenüber Methoden, die Hinweise auf das absolute Alter liefern.

Tagung 1975 in Frankreich (15.—19. September)

Dank der Initiative der französischen Kollegen, allen voran M. LEGER, war es gelungen, eine Exkursion in die Normandie und die (südliche) Picardie zu führen, die von Paris ihren Ausgang nahm und auch dort endete. Nach einem geselligen Zusammensein am Abend des 14. 9. in Paris, das im berühmten Restaurant Procope stattfand, führte die Exkursion am 15. 9. zuerst in den Raum SW von Paris (nördlich Chartres). Am 16. 9. wurden von Rouen aus Profile im und nahe dem Tal der Seine besichtigt, desgleichen am 17. 9. vormittags. Dann ging die Fahrt nach N an den Unterlauf der Somme und flußaufwärts bis Amiens, wo in den neuen Studentenhäusern der Universität Quartier bezogen wurde. Am 18. 9. folgte die Besichtigung der unmittelbaren Umge-

bung von Amiens und am 19. 9. die Querung des Pariser Beckens bis zur Marne, wo mit der Berücksichtigung des Profils von Le Tillet eine instruktive und für die Arbeit unserer Kommission besonders wichtige Exkursion zu Ende ging, die leider durch schlechtes Wetter etwas beeinträchtigt war.

An der Führung waren Forscher der verschiedensten Disziplinen beteiligt: Mme. Y. DEWOLF erläuterte an Hand ihrer morphologischen Karten den ersten Exkursionstag, A. V. MUNAUT (Löwen) seine palynologischen Untersuchungen und D. BIQUAND gab erste paläomagnetische Messungen bekannt. Das erste und letzte Profil der Exkursion wurde von Pedologen demonstriert: N. FEDOROFF und M. JAMAGNE, wobei letzterer auch die Kartierung der rezenten Böden miteinbezog. Den Hauptanteil der Führung aber teilten sich J. P. LAUTRIDOU und F. BOURDIER; unser Kommissionsmitglied J. P. LAUTRIDOU, bestens unterstützt von J. SOMMÉ, dem wir bereits die Führung im Raum von Artois 1967 zu danken haben, legte das Schwergewicht auf die stratigraphische Interpretation der Lössprofile, wobei Paläopedologie, Sedimentologie und morphologische Analyse im Vordergrund standen. Von ihm stammt auch der größte Teil des Exkursionsführers, dessen Text und Illustration einer monographischen Darstellung des unteren Seinetales und Sommebeckens entnommen wurden, die zur gleichen Zeit in Druck war: Bull. AFEQ 1974, Heft 3/4. In gleichem Umfang ist an der genannten monographischen Darstellung F. BOURDIER beteiligt. Der Präsident der AFEQ ließ es sich nicht nehmen, als kompetenter Fachmann in Saint Prest und zu den klassischen Lokalitäten des Sommetales zu führen und dabei die Beziehung zwischen Archäologie und Feldforschung vorzuzeigen, die seit Beginn die französische Forschung ausgezeichnet hat. Unser aufrichtiger Dank den französischen Freunden und Kollegen!

Die genannte Monographie enthebt uns hier einer detaillierten Schilderung. Nur einige für die Kommissionsarbeit besonders wichtige Ergebnisse dieses Raumes werden nachfolgend genannt:

Erstmals wurde für den nordwestfranzösischen Raum eine paläogeographische Skizze über die fazielle Differenzierung der Lösses für die Zeit vor und nach Stillfried B (= Sol de Kesselt) gegeben; sie wurde von J. P. LAUTRIDOU und J. SOMMÉ auf p. 238 der genannten Monographie zusammengestellt. Die Gesetzmäßigkeit im nördlichen Vorland der Alpen, wo prä Stillfried B Braunlösses, post Stillfried B unter trocken-kalten Bedingungen typische Lösses sedimentiert wurden, zeigt sich deutlich N der Somme über die Schwelle von Artois hinweg, wo auch der Abstand zum trockengefallenen Kanal größer wird. Dieser ist auch der bedeutendste Materialspender für die Lösses, was schwermineralogisch nachweisbar ist; hingegen bestehen die R/W-Sedimente nur aus ortsnah aufgearbeitetem Material. Interessant die schmale Brücke typischer Lösses entlang der Seine, was wohl mit dem kurzen Transportweg zusammenhängen dürfte; auch das Auftreten kalkiger Lösses im unteren Teil des würmeiszeitlichen Lösspaketes von Roumare könnte damit erklärt werden. Ansonst überwiegt in den Profilen der Limon à doublets, der durch braune Farbe, plattige Struktur und fehlenden Karbonatgehalt in die Gruppe der Braunlösses zu stellen ist. (Beindruckt von dem großflächigen Vorkommen der Braunlösses entschloß sich die Kommission, die Legende zur Lösskarte von Europa entsprechend einem früheren Konzept wieder stärker aufzugliedern und den Braunlöß als eigenen genetischen Typ zwischen „typischem Löß“ und Staublehm darzustellen.) Gänzlich anders sind jene Sedimente, die als dünne Deckschichten über den Sanden von Fontainebleau liegen und im Profil von Saint Arnoult (ca. 45 km SW Paris) besichtigt wurden. N. FEDOROFF teilte sie aufgrund unterschiedlichen Tongehaltes in ein älteres und jüngeres äolisches Paket, doch kann auch Lessivage dafür verantwortlich sein. Die Deckschichten sind extrem pseudovergleyt und können auf der Lösskarte nur als (lückenhaft auftretende) Derivate vermerkt werden.

Über die stratigraphische Interpretation informiert Abbildung 5, die der Darstellung von J. P. LAUTRIDOU (p. 130) entspricht. Die zum Teil starke Verkarstung der die Lösses unterlagernden Kreidekalke stellt ein besonderes Problem dar. Einerseits bilden die Hohlformen Sedimentfallen, in denen sich sehr alte Straten erhalten konnten (Saint Prest oder La Londe, wo an der Basis schwarze Reuvertone liegen), andererseits bringt die meist komplizierte Lagerung Schwierigkeiten bei der stratigraphischen Deutung. Das Profil von Saint Pierre les Elbeuf südlich Rouen, das bereits anlässlich des Pariser INQUA-Kongresses vorgestellt und seither weiter untersucht wurde, weist keine Störung auf, wohl aber überrascht die tiefe Position im Seinetal; die basalen Schotter gehören allerdings zu einem Nebenfluß. Die Deckschichten werden durch vier Paläoböden gegliedert, die typologisch sehr ähnlich sind. Auch das Profil von Saint Romain zeigt drei B₁-Horizonte zwischen dem Sol de Kesselt und dem unmittelbar der Kreide aufliegenden Rotlehm, die typologisch Unterböden von kräftigen Parabraunerden entsprechen. Der für den zirkumalpinen Raum charakteristische Unterschied zwischen letzt- und vorletztinglazialen Boden — für PENCK & BRÜCKNER (1909) das stratigraphische Kriterium! — verliert sich im weiteren Abstand von den ehemaligen Gletschern und damit auch in Westeuropa; ein gutes Beispiel hierfür Bad Soden mit acht fossilen B₁-Horizonten über dem basalen Pseudogley! Das stratigraphische Verbindungsstück bildet das Profil von Mesnil-Esnard nahe Rouen, das leider bereits stark verätzt und daher

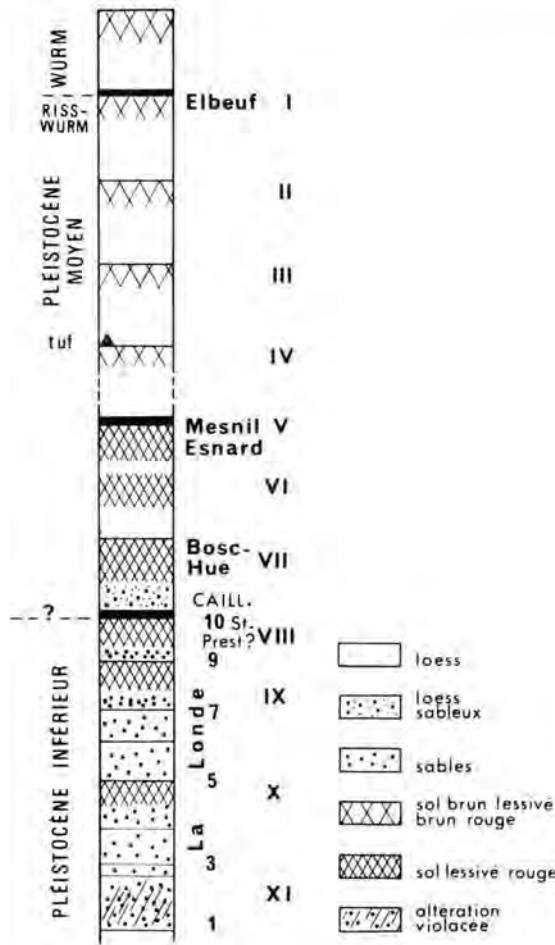


Abb. 5: Stratigraphisches Schema für die Profile der Normandie; nach F. BOURDIER u. J. P. LAURIDOU (1974).

schwer zugänglich ist. Ob die stärkere Färbung bzw. Verwitterung der tieferen Paläoböden als Kriterium für die Stratifizierung ausreicht, ist problematisch. Der farbmäßig deutlich hervortretende Paläoboden ist in allen Profilen jener über dem Kreidekalk, der aber sehr oft auch präquartären Alters sein kann. Dieser, ein Rotlehm, ist auch von Bedeutung bei mehreren Profilen im Tal der Somme, wo sich das Problem stellt, ob der Rotlehm über dem (höchsten) Schotter liegt oder auf der Oberkante des die Hänge bildenden Tertiärs.

Im Tal der Somme besteht die Möglichkeit für eine zeitliche Einstufung der Sedimente mittels der Terrassen. F. BOURDIER hat die besuchten Profile mit entsprechenden Profilschnitten und Aufschlußskizzen deutlich gemacht (p. 131—140, 161—166, 169—180). Einen weiteren stratigraphischen Ansatz bilden die teilweise vorhandenen Sedimente aus Ingressionsphasen, als das Meer im Sommeästuar flüßaufwärts vordringen konnte. Dominiert wird — selbstverständlich — die Forschung in diesem Raum von der Prähistorik, wengleich in manchen Profilen auch mittels der Löß-Bodenfolge eine präzise Aussage möglich ist, so z. B. in dem Profil Cagny-La Garenne, zu dem von M. LEGER, J. SOMMÉ und M. TERS (1975, Exkursionsführer) eine neue Interpretation gegeben wurde.

Das letzte Profil brachte die Exkursion an die Marne, wo die rezenten Böden bereits starke Tagwasservergleyung zeigen, so daß sie von M. JAMAGNE als „Sols lessivés glossiques à pseudogley“ bezeichnet werden, während im Pariser Becken die Parabraunerden (Sols lessivés) dominieren. Die Wände der Ziegelgrube von Le Tillet lassen zumindest drei Paläoböden mit starker Pseudovergleyung erkennen. Die Korrespondenz zu den heutigen Böden ist damit gegeben und eine Bestätigung unserer bisher auf den Exkursionen gemachten Beobachtung, daß die Paläoklimaräume eine ähnliche Differenzierung aufwiesen wie das heutige. Dies gilt sowohl für die Kaltzeiten als auch für die warmzeitlichen, interglazialen Bodenbildungen.

Die Rückfahrt nach Paris bot die Möglichkeit, auf einige der bedeutendsten paläolithischen Fundstellen hinzuweisen. Mit aufrichtigem Dank für die geleistete Arbeit und die erwiesene Gastfreundschaft verabschiedete sich der Kreis in Paris.

Tagung 1976 in der UdSSR, Ukraine und Moldavien (5.—10. Oktober)

Die Vorbereitung für diese Tagung liegt schon lange zurück. Ursprünglich war gedacht, sie mit einem Symposium zu koppeln, das vor dem Internationalen Geographenkongreß im August in Kiew abgehalten wurde. Die Trennung erwies sich aber als zweckmäßig, wie die große Zahl der in Kiew versammelten Forscher, rund 50, zeigte. Leider waren aus den westlichen Ländern Europas nur wenige Kollegen gekommen, was auf technische Mängel des Reisebüros zurückzuführen ist; so hatte eine falsche Information (Verwechslung mit einem gleichzeitig in Kiew stattfindenden anderen Symposium) zur Absage eines französischen Kollegen geführt u. a. m. Die wissenschaftliche Vorbereitung hingegen war ausgezeichnet, Professor SOKOLOWSKI hat als Hausherr und Dolmetsch große Verdienste um das gute Gelingen. Ihm und allen sowjetischen Kollegen herzlichen Dank!

Am 5. 10. fand im Haus der Ukrainischen Akademie der Wissenschaften die Tagung der INQUA-Lößkommission statt, auf der nach der Begrüßung durch den Veranstalter der Vorsitzende einen Abriss über den Stand der Arbeit der INQUA-Lößkommission gab. Da mit der kommenden Interkongreßperiode ein Wechsel in Leitung und Aufgabe erfolgen wird, wurden einige grundsätzliche Gedanken zur Diskussion gestellt, die während der Exkursion im kleineren Kreis weiter erörtert wurden; sie sind am Schluß dieses Berichtes im Ausblick zusammengefaßt. G. HAASE berichtete über den Stand der Lößkarte von Europa, auch hierüber ein eigener Abschnitt in diesem Bericht. Am Nachmittag wurde eine Führung durch die Stadt veranstaltet, die den Besuch historisch bedeutender Stätten und neuer Stadtviertel am linken Dnjeprufer einschloß. Das geschichtliche Erbe wurde dabei ebenso bewußt gemacht wie die großzügige und städtebaulich gelungene Erweiterung der ukrainischen Metropole.

Am 6. 10. begann die Exkursion mit der langen Anreise nach Odessa. Der ursprüngliche Plan, das südlich von Kiew liegende Lößprofil von Dimitrovici zu besichtigen, mußte fallengelassen werden, da dieses im letzten Teil des Anfahrweges nur über Erdstraßen erreichbar ist und die zu diesem Zeitpunkt ungünstige Witterung — es waren starke Regen vor der Tagung niedergegangen — auch eine Präparierung unmöglich machte. So wurde mit Ausnahme einer Mittagsrast in Uman direkt nach Odessa gefahren und dort Quartier bezogen. Wegen Nebels konnte der Wechsel in der Bodendecke, korrespondierend mit den Vegetationszonen Waldsteppe : Steppe, kaum beobachtet werden. Erst mit Annäherung an das Schwarze Meer wurden Sicht und Wetter etwas besser.

Als Ersatz für das ausgefallene Profil wurde am 7. 10. jenes von Tiraspol (ca. 160 km von der Mündung des Dnjestr entfernt) besichtigt, das wegen seiner Fauna seit langem in der Literatur bekannt und bestens dokumentiert ist (НИКИФОРОВА et al., 1971). Am 8. 10. wurde Primorskoje (ca. 35 km südl. der Dnjestr-Mündung), am 9. 10. Roksolany (ca. 10 km von der Schwarzmeerküste entfernt) und am 10. 10. Stanislav (ca. 40 km SW Cherson) besichtigt. Die Anfahrt erfolgte jeweils mit Bus mit Ausnahme des letzten Profils, wo für die Kommission ein Tragflügelboot zur Verfügung gestellt wurde, das den Weg von Odessa in den Dnjeprästuar sehr verkürzte. Trotz schlechter Sicht eine eindrucksvolle Fahrt, ebenso auch die Fahrten entlang der Küste über den Peresyp der Dnjestrmündung hinweg oder die des ersten Tages nach Moldavien.

Alle Profile waren sehr gut präpariert und beschildert, die ukrainischen und moldavischen Kollegen gaben vor der Besichtigung ihre Erklärung an mitgebrachten Schautafeln, wobei insbesondere die von W. N. SCHELKOPLJAS mitgeteilten Daten der Thermolumineszenz reges Interesse und eingehende Diskussion auslösten.

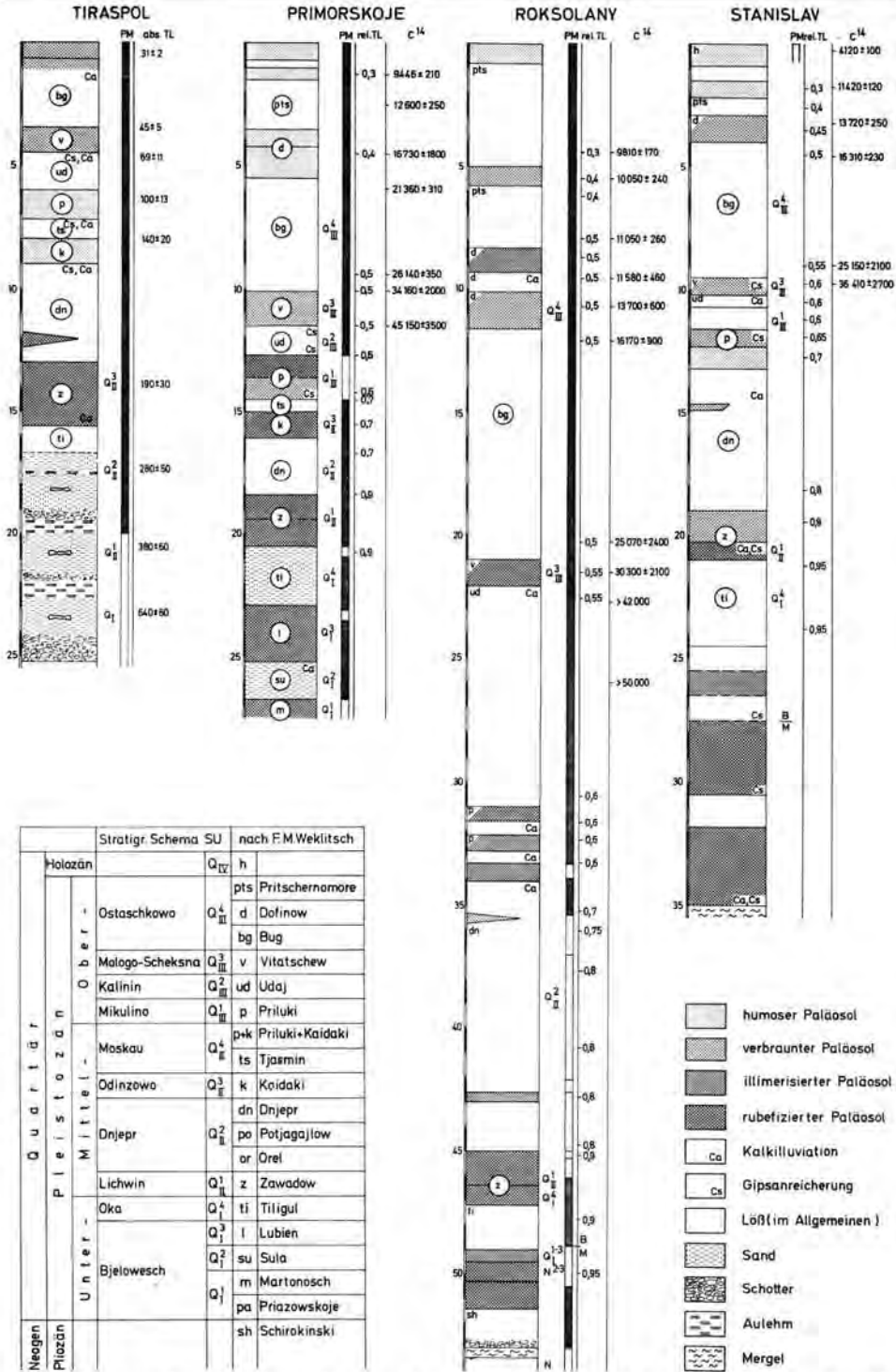


Abb. 6: Schematische Darstellung der von der INQUA-Lößkommission besichtigten Lößprofile.

Wie aus den neben den Profilsäulen (Abb. 6) eingetragenen Daten ersichtlich, scheint es mit dieser Methode nunmehr möglich zu sein, die zeitliche Lücke zwischen dem (gesicherten) ^{14}C -Meßbereich und jenem der K/Ar-Methode zu schließen. Auf die Problematik alter ^{14}C -Daten oder die Messung organischer Substanz sei hier nicht eingegangen; die neben den Profilsäulen angeführten ^{14}C -Daten, entnommen dem Exkursionsführer, zeigen die Schwierigkeit, insbesondere im höheren Meßbereich, zur Genüge. Die *Thermolumineszenz-Methode* steht seit langem in der SU zur Diskussion; vgl. hierzu W. A. SUBAKOW, *Geochronologie der UdSSR*, Band III; *Spätpliozän/Quartär* — im Folgenden Q/N_2 genannt. Auf p. 29 ff. wird die Methode allgemein und durch W. SCHELKOPLJAS die der Löss im besonderen dargestellt. Er kann nachweisen, daß die im Löß vorhandenen Quarzkörner bestens geeignet sind, da sie infolge ihrer Kleinheit am Transport und bei der Ablagerung ihre primäre Thermolumineszenz verloren haben und erst mit ihrer Einbettung wieder „aufgeheizt“ werden, so daß der ermittelte Leuchtwert als Funktion des geologischen Alters angesehen werden kann. SCHELKOPLJAS (1973) hat mit Hilfe der Thermolumineszenz eine absolute Datierung des Eiszeitalters vorgenommen, wobei die älteste Probe 923.000 ± 10.600 Jahre ergab. Von hier bis 380 000 Jahre zählt er dem unteren Pleistozän zu, das Mittelpleistozän von 380 000 bis 170 000, umfassend das Lichwin-Interglazial und die Dnjeprvereisung, dem das Jungpleistozän folgt. Problematisch ist die Dauer und Stellung des letzten Interglazials, Mikulino, das von rund 170 000 bis 100 000 gereicht haben soll. An den Profilen wurden teils absolute, teils relative Werte mitgeteilt — leider nicht beide gleichzeitig für ein Profil. An absoluten Werten liegen (für den exkursierten Raum) erst wenige Daten vor (Q/N_2 , p. 96—101), die sicherlich durch weitere ergänzt werden und dann eine entsprechende Mittelwertbildung zulassen. Insbesondere bei den Relativzahlen ist eine Gesetzmäßigkeit zu erkennen: in allen Profilen liegt der letztinterglaziale Boden um 0,6, der des vorangegangenen Lichwin-Interglazials bei 0,9. Bezüglich des Brjansker Bodens, der allgemein in Q_{III}^3 gestellt wird, bleibt allerdings manches offen, schwanken doch die relativen Werte von 0,5 bis 0,55 bis 0,6.

Zur stratigraphischen Benennung der Profile wurde das für die gesamte SU gültige Schema (Q/N_2) herangezogen, das auch der „Karte der quartären Ablagerungen der europäischen UdSSR 1:1,5 Mill.“ von KRASNOW (1971) zugrunde liegt, sowie das von WEKLITSCH (1965, 1966, 1963, 1969, 1972, 1973). Im Exkursionsführer ist letzteres nur für das Profil von Primorskoje angegeben, jedoch mündlich an allen Profilen erläutert worden. Es war bedauerlich, daß Kollege WEKLITSCH keine Möglichkeit sah, selbst an der Exkursion teilzunehmen. In Abb. 6 sind deshalb jene Straten, deren Zuordnung im Sinne des Schemas von WEKLITSCH (aus der Literatur) klar ist, dadurch hervorgehoben, daß die Symbole in einen Kreis gesetzt sind. Die übrigen Straten sind nur in der linken oberen Ecke gekennzeichnet. Am Beispiel des Profils von Tiraspol zeigt sich die unterschiedliche Einstufung, einerseits nach WEKLITSCH (1972, p. 86/87, Abb. 17), andererseits nach dem offiziellen Schema, das von den Erläuterungstafeln entnommen wurde.

Trotz der guten Präparierung aller vier Aufschlüsse und ausreichender Besichtigungszeit war es den Kommissionsmitgliedern nicht möglich gewesen, aufgrund der Profilmorphologie der Paläoböden (und der trennenden Sedimente) eine gesicherte Korrelation innerhalb der vier Aufschlüsse herzustellen. Sie wird, wenn überhaupt, nur bei eingehender Bearbeitung und Vergleich mit zahlreichen anderen Profilen dieses Raumes möglich sein. So konnte die von WEKLITSCH (Q/N_2 , p. 91) aufgestellte typologische Abfolge, bei der die Paläoböden im Hangenden des Buglösses sowie des Dnjeprlösses Tschernosemcharakter haben, während die dazwischen liegenden Paläoböden rubefiziert sind und die unter dem Dnjeprlöß liegenden durch Rotlehmcharakter gekennzeichnet sind, nur teilweise beobachtet werden.

Die tiefsten Paläoböden zeigen in Übereinstimmung mit den meisten europäischen Lößprofilen eine besondere Farb- und Verwitterungsintensität. Als Detail konnte im untersten Bodenkomplex von Roksolany die Erscheinung von Lehmstangen beobachtet werden, wie sie auch in anderen alten Paläoböden, insbesondere des niederösterreichischen Raumes, zu finden sind. Es handelt sich hier eindeutig um siphonartige Aufpressungen aus dem Liegenden. Die Grundlage der Stratifizierung bilden die basalen, paläontologisch gesicherten tertiären Sedimente, die meist einige Meter über dem heutigen Meeres(Liman)niveau liegen. Nur im Profil von Tiraspol ist es die V. Terrasse, die großflächig am linken Dnjestrufer ausgebildet ist und mit langem Defilee abbricht. Leider wird durch die hangwärts fortschreitende Mülldeponie der Stadt der Aufschluß bald verschüttet sein, für die Besichtigung war ein breites Profil am Rande einer von der Terrassenoberfläche herabführende Delle freigelegt worden, so daß die obersten Deckschichten — verglichen mit dem Profil von WEKLITSCH (s. o.) — etwas reduziert erscheinen; vom liegenden Terrassenkörper waren einige Meter freigelegt worden. In Abb. 6 ist das Profil Tiraspol in schematisierter Form dargestellt, es entspricht hinsichtlich der Deckschichten etwa dem von p. 11 der eingangs zitierten Monographie. Im Terrassenkörper wurde der dreimalige Zyklus Schotter/Sand/Aulehm dargestellt,

der auch durch absolute Daten belegt erscheint. Die bekannte Fauna von Tiraspol, die der von Süßenborn gleichzusetzen ist und die von den Bearbeitern in das Mindel gestellt wird, liegt in den Terrassenkiesen und Sanden.

Die mittleren Paläoböden jedoch, die ungefähr in den Zeitraum des letzten Interglazials zu stellen sind, zeigen beträchtliche Abweichungen sowohl in ihrer typologischen Ausbildung als auch hinsichtlich ihrer Mächtigkeit bei Durchverfolgung des Deflees. Dagegen läßt sich in Tiraspol ebenso wie in Roksolany, teilweise auch in Stanislav, der Q_{III}^3 -Boden als Leithorizont im ganzen Aufschluß durchverfolgen, während die Gruppe der Q_{III}^1 -Böden hinsichtlich Mächtigkeit, Typologie und Zahl schwankend ist. Von bodentypologischer Seite gibt der Q_{III}^3 -Boden, der von den sowjetischen Kollegen mit Brjansk gleichgestellt wird, große Rätsel auf. So ist er in Roksolany überaus farbintensiv, zeigt aber kaum Spuren einer Tonbildung. Gerade dieser Boden und der des letzten Interglazials sind aber der Schlüssel zur Stratifizierung des jüngeren Pleistozäns. Absolute Daten werden daher zu Hilfe genommen: So paläomagnetische Messungen (in Abb. 6 durch die bekannten Signaturen schwarz - normal, weiß - revers, grau - unsicher dargestellt). In zwei Profilen scheint es gelungen zu sein, den Blake-event (108—114 000) zu lokalisieren. Dieser Angabe widersprechen aber absolute Daten nach der Thermolumineszenzmethode, da diese für den letztinterglazialen Boden einen Zeitraum von 100—167 000 ausweist (Q/N₂, p. 95). Auf die unterschiedlichen relativen Zahlen für den Brjansker Paläosol wurde bereits hingewiesen.

Es ist zu bedauern, daß das im Programm vorgesehene Profil von Dimitrovici nicht besucht werden konnte. Nach der Beschreibung im Exkursionsführer zeigt es nämlich im mittleren Abschnitt, dort wo das letzte Interglazial zu suchen ist, eine Abfolge von zwei Tschernosemen und einem darunter liegenden (vergleyten) Grauen Waldboden, somit jene Gliederung, die auch in den Profilen an der mittleren Desna zu sehen ist und für die anlässlich der Exkursion der Arbeitsgruppe „Löß-Paläolithikum-Periglazial“ im Jahre 1967 die Bezeichnung „Mesin-Komplex“ vorgeschlagen wurde, um die Parallelität mit den mittel- und westeuropäischen Abfolgen, so dem Stillfrieder Komplex oder PK II + III zu zeigen. Die genannten Profile liegen weit nördlich, in einem anderen Faziesbereich, der den mitteleuropäischen Lößprofilen typologisch näher liegt als jenem um das Schwarze Meer, wo auch andere Erscheinungen an den Paläoböden, so der teilweise sehr hohe Gehalt an Gips (sichtbar an cm-großen Kristallen) und die schon genannte Rubefikation als Ausdruck extremer Dehydratation des Eisens während der Sommermonate einen Vergleich mit den mitteleuropäischen Profilen sehr schwierig machen.

Der obere Teil der Lößprofile wird wohl überall durch den markanten Buglöß (benannt nach dem Südlichen Bug zwischen Dnjestr und Dnjep) eingeleitet, der strohgelb und von großer Mächtigkeit sich deutlich von dem „Schwarzmeerlöß“ (Pritschernomere) unterscheidet, der ein „unreines“ Aussehen hat. KRASNOW (1969) bietet zur Erklärung an, daß die Verschiebung der Klimazonen während der letzten Eiszeit und damit der periglazialen Phänomene hier zum Ausdruck kommen kann — was allerdings bedeuten würde, daß die Ausdehnung des Eis zu der Zeit der Sedimentation des „reinen“ Buglösses viel weiter nach Süden gereicht hat als während der Ablagerung des Schwarzmeerlösses, in den sich bereits einige schwächer entwickelte spätglaziale (?) Paläoböden einschalten. Dieser für die europäische Stratigraphie bedeutungsvolle Ansatz kann hier in einem referierenden Bericht nicht weiter diskutiert werden, zeigt aber die Möglichkeiten auf, die nach wie vor in der Erforschung der Löss- und Paläoböden liegen. Diese und weitere Forschungsansätze sollen im abschließenden Ausblick kurz genannt werden.

Lößkarte

Seit längerer Zeit (vergleiche die vorangegangenen Berichte) arbeitet die Kommission an der Herausgabe einer Karte über die Verbreitung der äolischen Sedimente Europas. Die Entwürfe hierfür waren bereits aus den verschiedenen Ländern vorhanden, als eine neue, gegenüber der bisher verwendeten ungleich bessere topographische Karte im Maßstab 1 : 2,5 Mill. auf den Markt kam. Die Entwürfe mußten daher auf die neue Vorlage umgezeichnet werden. Dadurch war viel Zeit verloren gegangen, aber auch dadurch, daß die Angleichung von Land zu Land nur schrittweise erfolgen konnte. Die Koordinierung konnte nicht in einem Zuge, sondern nur unregelmäßig anlässlich von Kongressen und Tagungen erfolgen. Nunmehr ist aber, dank der Arbeit von G. HAASE, diese für das Westblatt abgeschlossen, so daß es zum Druck gegeben werden konnte. Ein kurzer Erläuterungstext, verfaßt von J. FINK, G. HAASE und R. RUSKE, wird ebenfalls in Bände in Petermanns Geographische Mitteilungen erscheinen. Das Ostblatt ist zur Zeit in Endredaktion und es ist zu hoffen, daß die topographische Unterlage, von der zur Zeit noch ein kleiner Streifen im Südwesten fehlt, bald verfügbar ist.

Da die auf der Karte ausgeschiedenen Kartierungseinheiten von großem Interesse sind, wird nachfolgend der entsprechende Abschnitt des Erläuterungstextes auszugsweise wiedergegeben.

1) Löß

Charakteristik: Sediment mit eindeutigem Korngrößenmaximum in der Fraktion 0,06—0,02 mm (Staub, Grobschluff, coarse silt); meist schichtungslos; karbonathaltig; mit stark ausgeprägtem Kapillargefüge; Farbe in trockenem Zustand in der Regel gelb bis braungelb (10 YR 6—7/3—4, z. T. auch bei 2,5).
Synonyma: typischer Löß, äolischer Löß, Fluglöß.

Von diesem im Mittelpunkt der Betrachtung stehenden Sediment leiten sich unmittelbar zwei weitere lithofazielle Typen ab, deren Korngemisch eine etwas vom Löß abweichende Zusammensetzung aufweist:

2) Sandlöß

Charakteristik: Sediment mit Korngemisch der Fraktionen 0,06—0,02 mm (Staub, Grobschluff, coarse silt) und 0,5—0,2 mm (Mittelsand); oft bilden die Stauffraktion ein größeres, die Mittelsandfraktion ein kleineres Maximum in der Kornverteilungskurve (= zweigipflige Sandlöße), teils aber auch gleichmäßige Mischverteilung von Staub, Feinsand und Mittelsand (= eingipflige Sandlöße); schichtungslos bis gestriemt; Karbonatgehalte sehr unterschiedlich, z. T. karbonatfrei; stets grobporiger als Löß; Farbe ähnlich Löß.
Synonyma: Flottsand, lössiger Sand, sandiger Löß.

3) Tonlöß

Charakteristik: Sediment mit Korngrößenmaximum in der Fraktion 0,06—0,02 mm (Staub, Grobschluff, coarse silt) und einem Gehalt von mehr als 25—30% der Fraktion < 0,002 mm (Ton, Rohton); meist schichtungslos; mäßig ausgebildetes Kapillargefüge; Karbonatgehalt und Farbe ähnlich Löß.
Synonyma: toniger Löß, tonreicher Löß.

Ein weiterer Sedimenttyp leitet sich unmittelbar von Löß durch den deutlichen Einfluß verschiedener, jedoch insgesamt schwacher Formen der Hangabtragung (Derasion nach M. PÉCSI) auf das Sediment ab, wobei die wesentlichen Eigenschaften des Lösses jedoch erhalten bleiben. Diese Sedimente sind im Pannonischen Becken besonders studiert worden, wo sie Hänge mittlerer Neigung in z. T. mächtigen Sedimentpaketen bedecken.

4) Derasionslöß

Charakteristik: Sediment mit eindeutigem Korngrößenmaximum in der Fraktion 0,06—0,02 mm (Staub, Grobschluff, coarse silt); durch (schwache) Hangabtragungsprozesse verlagert und schichtig strukturiert; karbonathaltig; mit deutlich ausgeprägtem Kapillargefüge; Farbe in trockenem Zustand in der Regel gelb bis braungelb (10 YR 6—7/3—4).
Synonyma bzw. zu dieser Gruppe gehörend: Gehängelöß, Hanglöß, loess lité.

Als zweite große Gruppe von lithofaziellen Typen werden die syn- oder postsedimentär überprägten und/oder veränderten lößartigen Sedimente dargestellt. Dabei sind noch nicht alle zu der folgenden Einteilung führenden genetischen Bedingungen der Sedimentbildung restlos geklärt. So wird von einer Reihe von Mitarbeitern die Auffassung vertreten, daß manche der nur relativ schwache Veränderungen gegenüber dem Löß aufweisenden Sedimente an primärer Lagerstätte liegen, d. h. autochthonen Charakter besitzen, aber lediglich in einem anderen (feuchteren, stärker durch Reliefeinfluß geprägten, u. a.) Milieu zur Ablagerung kamen. Zu den Sedimenttypen mit nicht eindeutig belegbarer syn- oder postsedimentärer Überprägung (und damit nicht zu den Lößderivaten im engeren Sinne zu stellen) gehört der

5) Braunlöß

Charakteristik: Sediment mit eindeutigem Korngrößenmaximum in der Fraktion 0,06—0,02 mm (Staub, Grobschluff, coarse silt), meist höherer Tongehalt als der Löß; karbonatfrei; meist striemige und plattige Struktur; schwach ausgeprägtes Kapillargefüge; Farbe in trockenem Zustand in der Regel braun bis braungelb (10 YR 6—7/4—8).
Synonyma bzw. zu dieser Gruppe gehörend: Lößlehm, Schwemmlöß, Deluviallöß; Gehängelöß, barnaföld, limon lité, limon fendillé, limon a doublets, ein Teil der pokrovnyje suglinki.

Im deutschen Sprachraum sind die zu den Braunlössen zu stellenden äolischen Staubsedimente bisher als Lößlehm bezeichnet worden. In der Sowjetunion gehört ein großer Teil der äolischen „pokrovnyje suglinki“ in diese Kartierungseinheit.

Jene Lößderivate, die eine stärkere Überprägung bzw. Umlagerung erfahren haben und daher überall als genetisch den äolischen Lössedimenten zwar verwandt, aber heute deutlich von Lössen abtrennende Einheiten aufgefaßt werden, wurden in der Karte zu zwei Kartierungseinheiten zusammengefaßt. Die eine bezeichnet Lößderivate, deren ursprüngliches äolisches Material im wesentlichen *in situ* überprägt worden ist, wobei humidere oder zu intensiver Verwitterung neigende klimatische Bedingungen gegenüber den Kernräumen der Lössedimentation als Ursachenkomplex dominieren (autochthone Lößderivate). Die zweite Gruppe faßt jene Lößderivate zusammen, deren Ausgangsmaterial durch verschiedene Prozesse umgelagert oder verlagert wurde (allochthone Löß-

derivate). Als wesentliche Überprägungsprozesse kommen für die erste Gruppe pedogen-eluviale Prozesse in Betracht, die ohne Grenze zu diagenetischen Veränderungen hinüberführen. Für die zweite Gruppe sind insbesondere deluviale (kolluviale), proluviale und solifluidale Prozesse in Hangpositionen sowie kryoturbe Prozesse auf Plateaus von Belang.

Beschreibend können beide Gruppen von Lößderivaten durch ihren Grobmaterialanteil gut voneinander getrennt werden, so daß die Kartierungseinheiten folgendermaßen gekennzeichnet wurden:

6) grobmaterialfreie Lößderivate (stark überprägte Lößderivate)

Charakteristik: Zusammenfassende Bezeichnung für primär überwiegend äolisch gebildetes (sedimentiertes) Material, das sekundär durch pedogene und diagenetische Prozesse stark überprägt bzw. verändert wurde; in der Regel stärker tonhaltig als das Ausgangsmaterial, das Löß, Braunlöß, Tonlöß oder Sandlöß gewesen sein kann; zumeist karbonatfrei, z. T. sekundär aufgekalkt; kompakte Lagerung mit vielfach prismatischer und/oder blockiger Struktur; Farbe stets dunkler als Löß, vielfach stark gefleckt, gestriemt oder durch pedogene Einflüsse braun bzw. schwärzlich verändert.

Synonyma bzw. zu dieser Gruppe gehörend: Staublehm, Decklehm, Gleylöß, ein Teil der pokrovnye suglinski, Semipedolithe und Pedolithe mit Lößmaterial, lößartige Sedimente, lößähnliche Gesteine.

7) grobmaterialhaltige Lößderivate (stark umgelagerte Lößderivate)

Charakteristik: Zusammenfassende Bezeichnung für primär überwiegend äolisch gebildetes (sedimentiertes) Material, das sekundär durch Abtragungsprozesse verändert (umgelagert, verlagert) und mit Grobmaterial vermischt oder angereichert wurde; stets skelett- und sandreicher als das Ausgangsmaterial; unterschiedlicher Karbonatgehalt, vielfach kalkfrei; plattige bis geschichtete Struktur; Farbe zumeist dunkler als Löß oder Braunlöß.

Synonyma bzw. zu dieser Gruppe gehörend: Kryoturblöß, Solifluktionlöß, Fließlöß, Berglöß, Gebirgslöß, Steinlöß, Löß-Fließerde.

Außer diesen 7 lithofaziellen Einheiten wurden in die Lößkarte noch aufgenommen:

- a) fluviatile Feinsedimente, die in der älteren Literatur als „Infusionslöß“ bezeichnet wurden; sie sind in ihrer Bedeutung für die Landwirtschaft und in geotechnischer Hinsicht dem Löß sehr ähnlich.
- b) Flugsande, die die texturale und auch räumliche Fortsetzung der Sandlöße bilden.

Ausblick

Betrachtet man die bisherige Arbeit der INQUA-Lößkommission, so können mehrere Etappen unterschieden werden. In der ersten galt es, die Spezialisten der einzelnen Länder für die gemeinsame Arbeit zu gewinnen und deren Arbeiten gegeneinander zu stellen. Es verdient hervorgehoben zu werden, daß von Anfang an weitgehende Übereinstimmung, vorwiegend auf dem stratigraphischen Sektor, bestand. Ausgehend von dem in fast allen Lößprofilen Europas markanten Bodenkomplex aus dem letzten Interglazial/Frühglazial — er war schon anläßlich der ersten gemeinsamen Exkursion während des Kongresses in Lublin diskutiert worden — wurde eine detaillierte Gliederung des letzteiszeitlichen Sedimentpaketes vorgenommen, wobei je nach faziellen Unterschieden (Paläoklimaräume) eine verschiedene Ausbildung hinsichtlich Typologie und Mächtigkeit beobachtbar ist. Hier ist nicht der Platz, auf die verschiedenen Erscheinungsformen von Boden und Sedimenten einzugehen, durch die wesentliche Aussagen zum Biotop und damit zur Umwelt des eiszeitlichen Menschen möglich wurden.

In einer zweiten Etappe wurden die erarbeiteten stratigraphischen Gesetzmäßigkeiten und paläoökologischen Erkenntnisse aus den gut studierten — und gut studierbaren! — Räumen in die übrigen Länder und damit meist in andere Faziesgebiete übertragen. Gleichzeitig wurde der Schwerpunkt der stratigraphischen Arbeit auch auf die älteren Abschnitte des Pleistozäns ausgedehnt und damit die Kooperation mit anderen Quartärdisziplinen verstärkt. In dieser zweiten Phase stellten wir uns ferner die Aufgabe einer Typisierung der Lössе, ihrer analytischen Durcharbeitung sowie deren kartographische Erfassung. Stets blieben wir dabei auf den europäischen Raum beschränkt.

Nun stehen wir an der Schwelle zur dritten Etappe, die eigentlich mit der letzten Exkursion in den westlichsten Teil der Sowjetunion begann. Die engen Kontakte mit vielen sowjetischen Forschern bieten die Möglichkeit, nun auch die asiatischen Lössе allmählich miteinzubeziehen; nicht in extensiver Form, wie dies bei einem globalen Vorhaben zwangsweise der Fall sein müßte, sondern

in der bisherigen exakten Verarbeitung, die unsere internationale Zusammenarbeit kennzeichnet. Die eingehende Befassung mit Lößproblemen von Seite der sowjetischen Kollegen und die große Zahl der vorliegenden Arbeiten garantiert ein Gelingen dieser Zielsetzung. Exkursionen in die Räume östlich des Kaspisees sind sowohl von der Lößkommission (angeregt von G. A. MAWLJANOW), anlässlich des INQUA-Kongresses 1981 als auch im Zusammenhang mit internationalen geologischen Korrelationsprojekten geplant. Damit wäre der räumliche Schwerpunkt für die künftige Arbeit festgelegt.

Auch andere Änderungen im Forschungsansatz sind bereits in den letzten Abschnitten unserer Arbeit angedeutet worden. Die pedogenetisch-lithologische Betrachtung, mit der wir in der ersten Etappe ausgezeichnete Ergebnisse erzielten, wird bei mächtigen Profilen, die das ganze Pleistozän umfassen, neben oder oft auch hinter andere für die Gesamtstratigraphie gravierende Methoden treten. Schon längere Zeit bedienen wir uns der paläomagnetischen Daten und die anlässlich der letzten Bereisung demonstrierte Thermolumineszenz verspricht große Möglichkeiten. Für den Grenzbereich Plio/Pleistozän wird die klassische Paläontologie mittels der Mikromammalien eine vorrangige Aussage erbringen, ebenso muß die Tektonik und ihre Auswirkung auf das Relief stark beachtet werden u. a. m. Eine Erweiterung der Kommission um Forscher, die diese Disziplinen beherrschen oder sie zumindest bei ihren Arbeiten anwenden, wird notwendig sein.

Haben wir uns bisher auf dem theoretischen Forschungsfeld bewegt, so gibt uns der Löß aber auch die Möglichkeit, in die angewandte, praxisbezogene Forschung einzusteigen. Mit der Ausgliederung verschiedener Lößtypen haben wir bereits den Weg zu geotechnischen Fragen beschritten und sollten auch in Zukunft die Querverbindung zu Technikern und Bauingenieuren ebenso ausbauen wie zu den Wissenschaftlern, die sich mit dem Landbau beschäftigen. Die Bewässerung von Lößgebieten nimmt immer größere Ausmaße an, die positiven wie auch negativen Auswirkungen sollten in der Kommission bearbeitet und diskutiert werden. Viele Kommissionsmitglieder stehen bereits in engem Kontakt mit den oben genannten Nachbardisziplinen und haben praktische Aufgaben in Forschung und Planung durchzuführen. Erinnert sei an die zweite Exkursion der INQUA-Lößkommission nach Ungarn, die gemeinsam mit der IGU-Regionalkonferenz abgewickelt wurde und bei der diese Fragen bereits behandelt wurden.

Aufgrund einer Umfrage, die schriftlich und mündlich innerhalb der Kommission erfolgte, hat sich die überwiegende Zahl der Mitglieder für eine Fortsetzung unserer internationalen Zusammenarbeit ausgesprochen, sofern künftig die oben skizzierten regionalen und thematischen Forschungsansätze zu Schwerpunkten unseres Programms gewählt werden. Bei der am kommenden INQUA-Kongress statutenmäßig erforderlichen personellen Umgestaltung soll die künftige Leitung M. PEČSÍ übertragen werden, der als Leiter eines großen wissenschaftlichen Institutes über viele administrative Erfahrung verfügt, als langjähriger Mitarbeiter unserer Kommission mit den Problemen bestens vertraut ist und in seinen Forschungen die oben genannten Schwerpunkte vertritt; und der schließlich wie der Berichtersteller in jenem mittleren Teil Europas zu Hause ist, der das Bindeglied für die übrigen Großräume bildet.

Schriftenverzeichnis

- BIBUS, E. (1974): Abtragungs- und Bodenbildungsphasen im Rißlöß. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **25**: 166—182, Öhringen (Rau).
- BOURDIER, F., LAUTRIDOU, J. P. et al. (1974): Les dépôts du Quaternaire ancien. — *Bull. AFEQ*, H. 3—4: 103—277.
- BRUNACKER, K. (1974): DEUQUA-Tagung 1974: Bericht über die Exkursion zur Löß-Gliederung im Rhein-Main-Gebiet. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **25**: 215—216, Öhringen (Rau).
- KOČI, A. & SCHIRMER, W. (1973): Paläomagnetische Daten aus dem mittleren Pleistozän des Rhein-Main-Raumes. — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1973**: 545—554.
- BUCHA, V. et al. (1975): Palaeomagnetic Correlations of Pleistocene Sediments of Central Europe. — IGCP-Project „Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere“, Prag, Report Nr. 2: 9—36.
- IVES, D. et al. (1973): Maps and Sections showing the Distribution and Stratigraphy of South Island Loess Deposits, New Zealand. — *N. Z. Soil Survey Report*, **7**, Wellington.
- KOČI, A. & ŠIBRAVA, V. (1976): The Brunhes-Matuyama Boundary at Central European Localities. — IGCP-Project „Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere“, Prag, Report Nr. 3: 135—160.

- KRASNOW, I. I. (1969): Theorie des paläoklimatischen Rhythmus und dessen Bedeutung als Basis für Stratigraphie und Kartierung der quartären Ablagerungen. — Diss., Leningrad, (russ.).
 — (Hrsg.) (1971): Karte der quartären Ablagerungen des europäischen Teiles der UdSSR und der angrenzenden Gebiete 1 : 1,5 Mill.
- LAUTRIDOU, J. P. & BOURDIER, F. et al. (1974): Les dépôts du Quaternaire ancien. — Bull. AFEQ, H. 3—4: 103—277.
- NIKIFOROWA, K. V. et al. (1971): Das Pleistozän Tiraspol. — Kishinev, 187 S., (russ.).
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. — 3 Bd., Leipzig.
- SHELKOPLJAS, W. (1973): Der Umfang des Pleistozäns nach der Thermolumineszenz-Methode. — In: Über die untere Grenze der quartären Periode, zu, IX INQUA Kongreß, Kiew: 104—106, (russ., engl. Zusammenfassung).
- SCHÖHALS, E. (1974): Der IX Kongreß der Internationalen Union für Quartärforschung (INQUA) in Christchurch, Neuseeland, Dez. 1973. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 25: 223—267, Öhringen (Rau).
- SUBAKOW, W. A. (Hrsg.) (1974): Geochronologie der UdSSR, Bd. III, Neuer Abschnitt Spätpliozän/Quartär Q/N₂, Leningrad, 359 S., (russ.).
- WEKLITSCH, M. F. (1965): Stratigraphie des Lösses der Ukraine. — In: Sowjetische Geologie, Hrsg. Bjeljajewski et al., Moskau, S. 35—53, (russ.).
 — (1966): Probleme der Geographie-Wissenschaft in der ukrainischen SSR, Kiew, 312 S., (ukrain., russ. Zusammenfassung).
 — (1968): Stratigraphie der Lößformation der Ukraine und der benachbarten Länder, Kiew, 238 S., (russ.).
 — et al. (1969): Geologische Belegprofile für das Anthropogen der Ukraine, Teil III, Kiew, 172 S., (russ.).
 — & SIBENKO, N. A. (1972): Geologische Belegprofile für das Anthropogen in der Ukraine, Teil III, Kiew, 225 S., (russ.).
 — et al. (1973): Entwicklung der Böden in der Ukraine des unteren Känozoikums, Kiew, 211 S., (ukrain., russ. u. eng. Zusammenfassung).
 — (1974): Das westliche Pritschernomore. — In: Geochronologie der UdSSR, Bd. III Neuer Abschnitt, Spätpliozän/Quartär Q/N₂, Hrsg. W. A. Subakow, Leningrad, S. 85—96, (russ.).

Bericht über ein geomorphologisches Symposium der Akademie der Wissenschaften in Göttingen

Vom 19. bis 23. September 1976 fand im Büttner-Haus in Reinhausen bei Göttingen ein Symposium statt, zu dem die Göttinger Akademie der Wissenschaften auf Anregung ihrer Mitglieder H. POSER und H. MENSCHING eingeladen hatte. Die Veranstaltung stand unter dem Thema „Formen, Formengesellschaften und Untergrenzen in den heutigen periglazialen Höhenstufen der Hochgebirge Europas und Afrikas zwischen Subarktis und Äquator“. Die Einladungen waren an in- und ausländische Forscher ergangen, die die Gelegenheit zu einer sehr intensiven Diskussion über die vielfältige Problematik dieses Themas gerne nutzten.

Der offizielle Teil der Tagung wurde durch ein Grundsatzreferat von H. POSER eingeleitet, der auch zusammen mit P. HÖLLERMANN die Thesen für die Schlußdebatte formulierte. Dazwischen lagen Vorträge mit jeweils anschließender gründlicher Aussprache über die Arktis und Subarktis (Vortragende: SEMMEL, STÄBLEIN, SCHUNKE), über den nördlichen Teil der mittleren Breiten (GARLEFF, RUDBERG, KELLETAT), den südlichen Teil der mittleren Breiten (BARSCH, PISSART, KARRASCH), der Mittelmeerregion (BROSCHKE, KELLETAT, J. HAGEDORN, HÖLLERMANN) sowie den Tropen und Subtropen (KLAER, MENSCHING, RAYNAL, SPÖNEMANN).

Da die Vorträge und Diskussionsbeiträge demnächst in einem Band der Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften zu Göttingen publiziert werden, erübrigt sich der Versuch einer Inhaltsangabe, der ohnehin größeren Raum beanspruchen müßte, wollte er nur annähernd der Fülle der aufgeworfenen Fragestellungen gerecht werden.

Die gastgebende Akademie und die Initiatoren verdienen aufrichtigen Dank von allen Teilnehmern für diese Gelegenheit zu einer umfassenden Aussprache.

Arno Semmel.

Bericht über das 3. Symposium des Deutschen Arbeitskreises für Geomorphologie vom 4.—8. 10. 1976 in Karlsruhe

Vorträge

Etwa 100 Teilnehmer waren gekommen, um an zwei Tagen den von 29 Referenten vorgetragenen Beiträgen zuzuhören. Nur einige der Vorträge hatten direkten Bezug zu dem Rahmenthema „Hangentwicklung“. So stellte A. WIRTHMANN in seiner Einführung denudative und erosive Hangentwicklung gegenüber, beschrieb die jeweiligen zugehörigen Prozesse und Formen und ging ferner auf die Bildungsbedingungen ein (Untergrund, Klima etc.). Zum Schluß verglich er die bei den Prozessen auftretenden Abtragungsraten. Frau H. BREMER sprach von der Beziehung der Hangform zur Flächenbildung. Enger verknüpft mit dem Rahmenthema waren die folgenden Referate: H. KLVG, der die Tal- und Hangentwicklung zwischen den Kanarischen und Kapverdischen Inseln verglich, G. NAGEL mit einem Vergleich periglazialer Hangformen West-Spitzbergens und der Kanadischen Arktis, H. LOUIS, der bei seinem Vortrag „Modellvorstellungen zur Entwicklung gleichlaufender Abtragungsböschungen“ wichtige Begriffsabgrenzungen vornahm, J. BÜDEL, der Hangentwicklung (Hanggeschichte) und Hangalter in verschiedenen klimamorphologischen Zonen untersuchte, J. L. MERCIER und H. VOGT mit ihrem Bericht zur Hangentwicklung und Hangstabilität im gemäßigt-ozeanischen Klima, indem sie wertvolle Hinweise auf Meßmethoden und mathematische Berechnungsverfahren für die Hangstabilität anhand eines speziellen Beispiels aus den Vogesen gaben, und G. VONDRAN, der eine Bilanzierung des Hangabtrages anhand eines alpinen Einzugsgebietes versuchte. — O. FRÄNZLE ging mit der Darstellung der Hangentwicklung in den Tropen unter dem Einfluß der Eisen- und Aluminiumdynamik auf die Auswirkung chemischer Vorgänge auf die Hangentwicklung ein. Den Ursachen der Rotfärbung von Tropenböden galt das Referat von R. SCHMIDT-LORENZ. — B. JANK referierte über Flächenspülprozesse und ihre Beziehung zu den Vegetationsstreifen auf Lateritplateaus im semi-ariden Westafrika. Verwitterungsformen, Hangbildung im ariden Gebiet des zentralen Negev war das Thema von H. EICHLER und K. RÖGENER, die als Novum die Auswirkung der Tafonibildung bei der Hangentwicklung in diesen ariden Gebieten beschrieben.

Mehr um Talgenese und fluviatile Bildungen (Terrassen), hauptsächlich aus dem Quartär, ging es in dem Beitrag von J. GRUNERT, der über Ergebnisse aus dem Shir Kuh Massiv des Zentral-Iran vortrug. Über Quartärmorphologie aus dem Iran berichtete auch M. KUHLE (SE-Iran). — G. SRÄBLEIN schilderte Talbildungen aus dem periglazialen Milieu Westgrönlands, im Vergleich zu rezenter Morphodynamik und Vorzeitrelief. Den Einfluß von Vorzeitformen auf die heutige Morphologie untersuchte ebenfalls J. MNICH im Marsberger Gebiet. H. FISCHER stellte die Tal- und Hangentwicklung in den pleistozänen Schotterterrassen der Enns-Ybbs Platte dar. A. SEMMELS Ausführungen handelten von der Auswirkung quartärer Tektonik auf die Morphologie im nördlichen Oberrheingraben. — Die Untersuchungen über rezente Verwitterung und Abtrag an Schichtstufen in Westaustralien waren das Thema von H. SPÄTH. W. PAUL entwickelte eine bestehende Vorstellung vom Abbau-Mechanismus der Schichtstufe des Oberen Muschelkalkes im SE-Schwarzwald im Vergleich der Vorzeitformen zur rezenten Formenentwicklung. — L. ELLENBERG sprach über Solifunktionsgrenzen in Gebirgen des gemäßigt-humiden Klimas. P. J. VOIGT beschrieb Versuche, mit denen die Wasserbewegung in Laubstreu und deren Auswirkung auf die Hangstabilität erfaßt werden soll. Über Flächentypen der Iberischen Halbinsel referierte G. WENZENS. G. ABELE gab einen Bericht über vulkanisch bedingte Schlammströme in Chile, ihre Entstehung, Erkennung und Datierung. Das Quartär in der Wetterau und dessen Datierungsmöglichkeit mit Tuffbändern behandelte E. BIBUS. Der Vortrag von N. BECK galt der Formentwicklung des südöstlichen rheinhessischen Riedellandes und der Datierung der Prozesse. Von F. FEZER wurden die klimagesteuerten Wechselbeziehungen zwischen Akkumulations- und Erosionsphase von Oberrhein und Gebirgsrandfluß unter Berücksichtigung der Paläogeographie aufgezeigt. Ursachen für beschleunigten Hangabtrag, vorgeführt am Beispiel der Kampenwand, war das Thema von W. ZECH und Art und Bedeutung der langsamen Massenbewegung durch Blockgletscher in alpinen Permafrostregionen das von D. BARSCH.

Exkursionen

Am 7. 10. 76 wurde die erste Exkursion in die Vorderpfalz mit ca. 50 Teilnehmern durchgeführt. Auf dem Turmberg bei Karlsruhe-Durlach gab A. WIRTHMANN einen Überblick zur Geologie und Tektonik der Umgebung (im Sinne von J. H. ILLIES); dann ging die Fahrt über Jockgrim zu der Tongrube von Kuhardt, in der ein sehr interessantes Profil aufgeschlossen war, nach W.-D. BLÜMEL und K. HÜSER eine Abfolge von Altpleistozän bis Würm. Das nächste Ziel war ein Aufschluß in den oligozänen Konglomeraten bei Eschbach/Weinstraße. Es folgte ein Aufstieg auf die

Kleine Kalmit bei Ilbesheim (Fangersedimente). Den Abschluß der Exkursion bildete eine Diskussion im Mondschein auf dem Sportplatz Heuchelheim, wo oberpliozäne Fangersedimente unter altpleistozänen Terrassenschottern aufgeschlossen waren. Leider war Herr STÄBLEIN nicht zugegen, da er in den an den verschiedenen Halten geführten Diskussionen als Bearbeiter des Gebietes zur Klärung der Probleme hätte beitragen können, zumal neue Aufschlüsse manche These in einem anderen Licht erscheinen lassen.

Ebenfalls hervorragend ausgerichtet war die zweite Exkursion am 8. 10. 76, die in den südwestlichen Raum von Straßburg führte. Auf der Hinfahrt über die Autobahn gab Herr FEZER Erläuterungen über die Rheinniederung und den Gebirgsrandfluß. Ab Straßburg übernahmen die Geographen und Geologen von der Universität Straßburg und vom staatlichen geologischen Dienst die Führung. Über Achenheim (Besuch der Lößgruben), Holtzheim, Rosenheim (Kiesgrube in der nach THEOBALD Sedimente vom Altquartär bis Riß anstehen), Obernai und Kirchheim (Bruchstufe mit epigenetischem Einschneiden der Mossig) ging die weitere Fahrt. Dabei wurde eine Übersicht über die drei geologisch-morphologischen Einheiten des Oberrheingrabens (Gebirgsrand, Vorhügelzone und Ebene) gegeben. Sie wurde unterstützt durch den von französischen Geomorphologen bearbeiteten Exkursionsführer.

Insgesamt gesehen gelang es, mit dem Symposium einen Überblick über den augenblicklichen Stand der Hangforschung und den dabei angewandten Methoden zu vermitteln. Prallten zum Teil auch die Meinungen aufeinander, so ergaben sich dadurch doch Anregungen für die weitere Arbeit. Durch die Exkursionen, die die Tagung abrundeten, erwies sich die Leistungsfähigkeit der heutigen Morphologen in schwierigen Gebieten (tektonisch beanspruchtes Gebiet mit anhaltender Senkungstendenz) bez. Stratigraphie und Paläogeographie, so daß zu erwarten ist, daß die Morphologen eines Tages auch von der Bruderschaft der Geologen ernstgenommen werden.

Thomas Haag, Gießen.

C. Buchbesprechungen

FEY, M.: **Geomorphologische Untersuchungen im Bergischen Land (Rheinisches Schiefergebirge)**. — Düsseldorf Geographische Schriften, H. 1, 181 S., 44 Abb. im Text u. Anhang, 7 Tab.; Düsseldorf 1974 (Selbstverlag des Geograph. Inst. d. Univ.); Preis: DM 15,—.

Das Untersuchungsgebiet zwischen der Kölner Bucht und den Höhen des Sauerlandes wird im N von der Ruhr und im S von der Sieg begrenzt. Im Vordergrund der Untersuchung standen Probleme der Flächen- und Talbildung sowie die morphodynamischen Prozesse und ihre Datierung. Wegen der großen geomorphologischen Bedeutung der Gesteine und der Tektonik wird zunächst ein Überblick über die paläogeographische Entwicklung, die Stratigraphie und den Gebirgsbau gegeben. Dann werden anhand des Schrifttums das vorzeitliche Klima und die tektonischen Bewegungen sowie deren Einflüsse auf die Formung der Landschaft behandelt. Die nächsten beiden Abschnitte beschäftigen sich mit der Flächenbildung im südlichen Bergischen Land, wo über den quartären Flächen 3 tertiäre Niveaus unterschieden werden (N 1 340—380 m NN, N 2 280—310 m NN und N 3 210—240 m NN); ihre Entwicklung und Verbreitung werden im einzelnen erläutert. Ausgelöst wurden die geomorphologischen Vorgänge durch endogene Kräfte, besonders im westlichen Teil des Bergischen Landes (Einfluß der Bewegung in der Kölner Bucht). Zur Datierung der Flächen werden außer den tertiären Sedimenten die oft erhaltenen Verwitterungsreste herangezogen. Letztere wurden durch Körnungs- und Röntgenanalysen untersucht sowie die Farben nach Munsell bestimmt. Eine gesicherte Interpretation des Tonmineralbestandes war jedoch nicht in allen Fällen möglich, weil in den ehemaligen meist mächtigen Verwitterungsdecken Unterschiede in der mineralogischen Zusammensetzung bestanden und außerdem durch z. T. mehrmalige Verlagerung Mischprodukte gebildet wurden.

Die quartäre Talentwicklung wird an den Terrassen des Sülz-, Agger- und Bröltals erläutert. Es wird nachgewiesen, daß tektonische Bewegungen — in erster Linie die Absenkung der Niederrheinischen Bucht und die Hebung des Rheinischen Schiefergebirges — die Ursache der Terrassierung sind. Allerdings wurde festgestellt, daß die Hebungsbeträge geringer waren als im südlichen Rheinischen Schiefergebirge, was bei der Korrelation der Flächenreste berücksichtigt werden muß. Die 3 Niveaus werden dem Oligozän (N 1), dem Miozän (N 2) und Pliozän (N 3) zugewiesen.

Das Rheinische Schiefergebirge ist seit vielen Jahrzehnten Gegenstand geomorphologischer Untersuchungen, weil hier die Formungskräfte über einen langen Zeitraum in wechselnder Kombination wirksam waren und daher sehr verschiedenartige Zeugen hinterlassen haben. Diese bilden auch in der vorliegenden Arbeit die Grundlage der Erörterungen über die Landschaftsentwicklung, und es zeigt sich erneut, daß hierbei mehrere geowissenschaftliche Untersuchungsmethoden notwendig sind. E. Schönhals, Gießen.

FLIRI, F.: **Niederschlag und Lufttemperatur im Alpenraum**. — Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, gemeinsam herausgegeben von den Hauptausschüssen des Deutschen und des Österreichischen Alpenvereins, H. 24; 111 Seiten, 62 Abbildungen, 45 Tabellen im Text sowie 9 Tabellen im Anhang. Innsbruck 1974. Preis: Für Alpenvereinsmitglieder S 150,— für Nichtmitglieder S 225,—.

Über das Klima der Alpen liegt ein umfangreiches und bis in die erste Hälfte des vorigen Jahrhunderts zurückreichendes Beobachtungsmaterial vor, das bisher jedoch keine einheitliche Bearbeitung erfahren hat. Für die vorliegende Klimabeschreibung werden Niederschlag und Lufttemperatur herangezogen, und zwar für den Zeitraum 1931—1960. Ausgewertet wurden die Daten von über 1000 Niederschlagsmeßstellen; eine Kartenskizze läßt erkennen, daß die Stationen nicht gleichmäßig verteilt sind. Zu bemerken ist noch, daß oberhalb 1500 m Meereshöhe nur wenige Stationen liegen. Die dort gewonnenen Meßwerte sind meist unsicherer als die der tieferliegenden Stationen, weil mit zunehmender Höhe der Niederschlag im Gegensatz zur Lufttemperatur stark vom Einfluß des Windes und des Mikroreliefs abhängt. — Meßreihen von 134 Orten bilden die Grundlage der Darstellung der Temperaturverhältnisse; 42 Stationen befinden sich in Lagen unterhalb 500 m NN und nur 6 oberhalb 2000 m NN.

In mehreren Abschnitten werden die Häufigkeitsverteilungen des Niederschlags und der Lufttemperatur sowie die Niederschlagsstruktur in den einzelnen Teilgebieten der Alpen erläutert und die Klimaunterschiede sowie deren Ursachen herausgearbeitet. Tabellen und Diagramme zeigen,

daß große Unterschiede bestehen. Nur einige seien erwähnt: im Osten und im zentralen Teil der Alpen vorherrschend kontinental getöntes Klima mit Sommerregen und Wintertrockenheit, im südlichen Alpengebiet dagegen überwiegend Frühlings- und Herbstniederschlag; im Norden fällt der Niederschlag als Folge polar-maritimer Luftmassen in geringeren Mengen an zahlreichen Tagen und im Süden in größeren Mengen an relativ wenigen Tagen, weil tropisch-maritime Luft herangeführt wird.

Die von der Meereshöhe stark abhängige Lufttemperatur weist in der Häufigkeitsverteilung ähnlich große Unterschiede auf; die größten Temperaturunterschiede sind im kontinentalen östlichen und nordöstlichen Alpenvorland zu verzeichnen (Kaltluftinbrüche), während nach Westen hin und von den Zentralalpen in südlicher Richtung die Streuung abnimmt.

Im Hauptteil der Arbeit wird auf annähernd 50 Seiten die Niederschlagsverteilung (einschließlich Variabilität und Verteilungsschiefe der Niederschlagssummen) der einzelnen Monate, der Jahreszeiten und des Gesamtjahres erläutert und auf 52 Kartenskizzen dargestellt. Durch wenige Signaturen, die sich deutlich voneinander abheben, lassen sich anhand der Karten die regionalen Unterschiede und die von Monat zu Monat eintretenden Veränderungen sowie die zwischen den Jahreszeiten bestehenden Unterschiede leicht erkennen.

Das im Text enthaltene und im Anhang befindliche umfangreiche Datenmaterial stellt zusammen mit den Kartenskizzen für viele wissenschaftliche Fachgebiete und auch für Bereiche der Praxis eine wichtige Grundlage dar. Erwähnt seien die Quartärforschung, die Geomorphologie, die Boden- und Standortskunde sowie die Botanik und Hydrologie. Bei Untersuchungen über den Landschaftshaushalt und die Bodennutzung wird die Abhandlung wertvolle Dienste leisten.

Dem Verfasser und seinen Mitarbeitern ist für die geleistete Arbeit zu danken und dem Österreichischen Alpenverein gebührt Dank für die Aufnahme der Abhandlung in die Reihe der „Wissenschaftlichen Alpenvereinshefte“.

E. Schönhals, Gießen.

PFEFFER, K.-H.: Zur Genese von Oberflächenformen in Gebieten mit flachlagernden Carbonatgesteinen. XII, 206 Seiten, 89 Abbildungen und 8 Bildtafeln. Franz Steiner Verlag GmbH, Wiesbaden 1975. DM 58,—.

An der Entstehung des Karstes und der Karstlandschaften sind folgende Faktoren beteiligt: Gestein, Tektonik, Klima, Boden, Vegetation und Wasserhaushalt. Der morphodynamische Effekt des Zusammenwirkens dieser Faktoren hängt von ihrer jeweiligen Kombination ab. Ziel des Forschungsvorhabens war die Erfassung der spezifischen Wirkung einzelner Faktoren auf die Reliefentwicklung. Aus diesem Grunde mußten Gebiete mit gleichen oder ähnlichen geologisch-tektonischen Verhältnissen ausgewählt werden, so daß nur noch der Einfluß des Klimas und der davon abhängigen Faktoren (Boden, Vegetation und Hydrologie) zu bestimmen war. Hierfür sind Karstlandschaften der Tropen und Subtropen besonders geeignet.

Ausgewählt wurden Karstlandschaften im Südwesten der Insel Jamaika (feuchte-wechselfeuchte Tropen), in der nördlichen Cyrenaika (kurzzeitig winterfeuchte semiaride Subtropen) und in Apulien (sommertrockene Subtropen). Von den Untersuchungsgebieten werden die topographisch-morphologischen Gegebenheiten und die Faktoren der morphodynamischen Prozesse eingehend erläutert, so der geologische Bau und die Petrographie der Gesteine, das Klima, die Vegetation und die Hydrologie.

In allen Gebieten begann die Festlandszeit und damit die Landformung im Miozän (mit Ausnahme von Arealen Apuliens, wo durch quartäre Meeresüberflutung Unterbrechungen der morphodynamischen Vorgänge eintraten). Die Schichten, überwiegend sehr reine Kalke mit geringen Beimengungen, sind durchweg flachlagernd und tektonisch beansprucht, was sowohl im Tertiär als auch im Quartär erfolgte.

Die gegenwärtigen morphodynamischen Prozesse werden in den Untersuchungsgebieten in erster Linie von der Lufttemperatur und dem Niederschlag (Menge, Verteilung, Periodizität und Intensität) sowie der Aridität bzw. Humidität ausgelöst. Von allen 3 Gebieten werden die genannten Klimatelemente eingehend erläutert und durch zahlreiche Kartenskizzen und Diagramme ergänzt.

Die Gegenüberstellung der Daten und die Ausführungen zeigen, daß die 3 Räume Klimaunterschiede aufweisen; diese wirken sich auch auf die Vegetation aus, die durch Eingriffe des Menschen erhebliche Veränderungen erfahren hat und in einer geringeren Pflanzenbedeckung sichtbar wird. Hinsichtlich der Hydrologie überwiegen in den 3 Gebieten karsthydrographische Verhältnisse; aufgrund des besonderen geologischen Baues einiger Teilbereiche kommt es örtlich zur Bildung von Grundwasser, das an der Oberfläche austritt. Oberflächenabfluß tritt als Folge von Starkregen in Gebieten mit mehr als 6 ariden Monaten auf; der Einfluß des Klimas auf die Verkarstung wird dadurch verringert.

Der Faktor Boden wird in dem Abschnitt über die Morphogenese der Karstlandschaften behandelt, wobei der Einfluß des Reliefs und die Entstehung des Bodenausgangsmaterials besonders berücksichtigt werden. So gibt es in J a m a i k a Gebiete mit Kegelkarst, wo Hohlformen mit Roterde- und Bauxitfüllungen in teils großer Mächtigkeit neben Rendzinen vorkommen. Aufgrund von Untersuchungen der Korngrößenzusammensetzung, des Schwermineralbestands, der Tonsubstanz sowie einer Reihe chemischer Daten wird die Ansicht vertreten, daß es sich nicht um autochthone Verwitterungsbildungen handelt; die Böden sind vielmehr aus Abtragungsprodukten höherer Gebiete entstanden. Oft sind die Bodenprofile mehrschichtig, und in den oberen Horizonten weisen instabile Schwerminerale auf junge äolische Vorgänge hin. Da ein äolischer Transport außerhalb des semiariden Gebiets im Süden der Insel unter den rezenten Klimaverhältnissen nicht möglich ist, muß angenommen werden, daß trockene Landschaften in jüngster Zeit größere Ausdehnung hatten.

Sehr eingehend wird der Formenschatz der C y r e n a i k a und seine Entstehung behandelt; unterschieden werden Stufen, Ebenheiten, Trockentäler und abflußlose Becken. Die Ausführungen machen deutlich, daß Gesteinseigenschaften, tektonische Bewegungen, Erosions- und Umlagerungsvorgänge und Klimaänderungen in unterschiedlichem Umfang an der Landformung beteiligt waren. Auch hier wird bei der morphologischen Analyse auf bodenkundliche Gelände- und Laboruntersuchungen zurückgegriffen und nachgewiesen, daß mehrschichtige Böden verbreitet sind und die Roterde unter feuchteren Bedingungen als heute entstanden ist. Sie stellt daher einen Reliktboden dar. Im Verbreitungsgebiet reiner Kalke, die teilweise von Mergeln überlagert werden, kommt es auf Hochflächen als Folge der Verkarstung zur Entstehung von Wannern. Hier finden sich u. a. humose tonige Böden, die als „Schwarzerde“ bezeichnet werden.

Als Ergebnis der Untersuchungen in der Cyrenaika ist festzuhalten, „daß trotz geeigneter geologisch-petrographischer Voraussetzungen und möglicher Karsthydrographie Karstformen und Karsterscheinungen nicht dominant sind, und andererseits, daß im Untersuchungsgebiet Formen vorliegen, die zum Teil Reliktformen sind, zum Teil weitergebildet werden“ (S. 137 u. 138).

Im Formenschatz A p u l i e n s werden Stufen, schwach ansteigende Ebenheiten, abflußlose Karstbecken, Dolinen und Trockentäler unterschieden. Die Entstehung dieser Oberflächenformen ist mit der geologischen Geschichte, dem Klimawechsel und der Bodengeschichte des Gebiets eng verknüpft, die daher eingehend erläutert werden.

Die Untersuchungen in den 3 Gebieten haben ergeben, daß bei gleichen geologischen, tektonischen und petrographischen Gegebenheiten die Formungsprozesse wesentlich vom Klima und den klimaabhängigen Variablen (Vegetation, Boden, Hydrologie) bestimmt werden. Der Einfluß des Klimas auf die Formenentwicklung tropischer Gebiete, die über dem Vorfluter liegen und aus ungefalteten, reinen Kalken aufgebaut sind, läßt sich wie folgt andeuten: Bei mehr als 9 humiden Monaten tritt Verkarstung auf, anfangs Dolinenkarst, übergehend in Kegelkarst; bei weniger als 9 humiden Monaten ebenfalls Verkarstung, es bilden sich Dolinen und Schächte; in Gebieten mit weniger als 6 humiden Monaten entstehen außer Dolinen infolge von Oberflächenabfluß noch Erosionsformen; im subtropisch winterfeuchten Klima beobachtet man bei 4—5 ariden Monaten Dolinenkarst; bei nur kurzzeitiger Winterfeuchte und 7—9 ariden Monaten nimmt mit der Geländeneigung und der Aridität der Erosionseffekt zu (Zertalung).

Aufgrund der Untersuchungen wird angenommen, „daß zu arideren Gebieten hin ein Schwellenwert für die flächenhafte Erosion erreicht wird und nur noch lineare Erosion dominiert“ (S. 180). Dieser Schwellenwert konnte jedoch in den Untersuchungsgebieten nicht bestimmt werden, da sie keine extrem ariden Verhältnisse aufweisen. Unterschiedliche Schwellenwerte können zur Überlagerung der morphodynamischen Prozesse führen, so daß z. B. Dolinen- und Talbildung synchron verlaufen.

Die Abhandlung gründet sich auf eingehende Feldstudien und Laboruntersuchungen von Deckschichten und typischen Bodenprofilen. Das umfangreiche Schrifttum wurde kritisch ausgewertet. Der Text wird durch geologische Karten und Profile, Niederschlagskarten, Klimadiagramme und graphische Darstellungen der Bodenuntersuchungsergebnisse wesentlich ergänzt. Die Ergebnisse regen zu weiteren vergleichenden Untersuchungen an, zumal die Arbeit in methodischer Hinsicht neue Wege aufzeigt.
E. Schönhalz, Gießen.

SCHUNKE, Eberhard: **Die Periglazialerscheinungen Islands in Abhängigkeit von Klima und Substrat.** — Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., 3, 30, 1—273, 69 Abb. (davon 61 auf Taf.), 1 bunte Übersichtsk. v. Island, Vandenhoeck & Ruprecht, Göttingen 1975.

Island ist reich an verschiedenartigen Periglazialerscheinungen, und darüber sind von zahlreichen Forschern Einzelbeobachtungen veröffentlicht worden. E. SCHUNKE hat versucht (wie bereits 1967 DO-JONG KIM), Grundzüge einer großregionalen, vergleichenden Betrachtung herauszuarbei-

ten. Die Beobachtungen erstrecken sich über klimatisch verschiedene, repräsentative Gebiete der Insel (feucht-kaltes Zentral-Inland, feucht-kaltgemäßigtes NW-Inland usw.). Innerhalb dieser klimatisch charakterisierten Gruppen wird auf 80 S. der „periglaziale Formenschatz“ nach dem geologischen Substrat (Grundmoränen, Basalt usw.), z. T. auch nach der Höhenlage behandelt. Der beschreibenden Darstellung der Einzelbeobachtungen folgt eine vergleichende Betrachtung der Einzelformen (70 S.): Felsen, Schutthalden, Strukturböden, Büldenböden, „Palsas“ u. a., Bodenglärtung, Solifluktion, äolische Formen, dann der Makroformen (Hänge, Fuß- und Plateauflächen, Täler, „Hangtäler“ — mit diesem etwas mißverständlichen Namen sind Runsen in Talhängen gemeint); dann eine zusammenfassende Betrachtung der Mikro- und Makroformen vor allem in bezug auf die Höhenstufung; schließlich ein Schlußabschnitt (38 S.) über die klimatischen und pedologisch-lithologischen Bedingungen der periglazialen Formung.

Als wesentliche allgemeine Ergebnisse (z. T. schon von andern gefunden) hebt der Verf. hervor: die große Häufigkeit von Büldenböden (auf lößartigem Untergrund); das Vorkommen von Strukturböden bis hinab zum Meeresspiegel; der „Pelitreichum des basaltischen Detritus“, der die frostdynamische Sortierung begünstigt im Gegensatz zu dem wasserdurchlässigen „pelitarmen hyaloklastitischen, rhyolithischen und fluvioglaziären Detritus“; „Palsas“ sind auf das scharfe Frostklima des Hochlandes beschränkt, ebenso die „Frostspaltenmakropolygone“; periglaziäre Solifluktion gibt es (im Gegensatz zu den Strukturböden) nicht bis zum Tiefland; Schneeannehlungen spielen eine wichtige Rolle bei der Talformung. Die periglaziale Morphodynamik hängt weniger von den klimatischen als vielmehr von den edaphischen Bedingungen ab.

Der vergleichenden Betrachtung liegt ein großes Material zugrunde: 3000 Strukturboden-Formen wurden vermessen, 555 Grabungen und 110 Handbohrungen durchgeführt. Alle Quartärforscher, die sich mit Strukturböden usw. beschäftigen, werden daraus Gewinn ziehen. Die stark systematisierende Art der Bearbeitung mag freilich manchmal zu generalisierenden Deutungen geführt haben. Daß z. B. basaltischer Detritus immer pelitreicher sein soll als der von Hyaloklastiten und damit ein Teil der periglazialen Erscheinungen erklärt werden kann, würde man nicht von vornherein vermuten; das bedarf wohl noch weiterer geologischer Untersuchungen.

Wenig wird sich der Leser mit der großen Länge der Arbeit befreunden, und diese Ausführlichkeit der Darstellung scheint mir auch gar nicht nötig zu sein. Die weitgehende regionale Aufteilung des Stoffes führte dazu, daß die Einzelformen (Büldenböden usw.) an zahlreichen Stellen der Arbeit behandelt werden, zwangsläufig oft mit ähnlichen Worten. Aber nicht nur die Beschreibungen, sondern auch die vergleichenden Ausführungen würden an Verständlichkeit (und mehr Leser) gewinnen, wenn sie stärker gerafft und manche Einzelheiten präziser formuliert wären. — Als sachlich berechtigt, aber sprachlich unschön empfinde ich den nicht vom Verf. stammenden, aber von ihm verwendeten Plural „Palsas“ anstelle der meist üblichen „Palsen“. Sogar der so korrekte „Duden“ ist ja bei eingebürgerten Mehrzahlbildungen u. ä. großzügig, selbst dann, wenn sie nicht vollkommen „richtig“ sind. M. Schwarzbach, Köln.

FINK, J. (Schriftlgt.), FISCHER, H., KLAUS, W., KOČI, A., KOHL, H., KUKLA, J., LOŽEK, V., PIFFL, L. & RABEDER, G.: **Exkursion durch den österreichischen Teil des nördlichen Alpenvorlandes und den Donaauraum zwischen Krems und Wiener Pforte.** — Mitteilungen der Kommission für Quartärforschung der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Band 1, 113 Seiten, 48 Abbildungen und 7 Tafeln. Wien 1976.

Im Jahr 1974 tagte die Arbeitsgruppe des IGCP-Projektes „Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere“. Aus diesem Anlaß wurde in das nördliche Alpenvorland eine 4tägige Exkursion unternommen, also in ein Gebiet, das von den alpinen Gletschern aller quartären Eiszeiten erreicht wurde.

Moränen und Terrassen bildeten daher das zentrale Thema der Exkursion; besucht wurden aber auch die wegen ihrer stratigraphischen Bedeutung bekannten Lößaufschlüsse, so z. B. Paudorf, Furth, Aigen und Krems.

In der Einleitung gibt J. FINK eine Übersicht über die Landschaftsgeschichte und insbesondere über die eiszeitlichen Ablagerungen; dann folgen die Beschreibungen der einzelnen Exkursionstage, beginnend mit dem salzburgisch-oberösterreichischen Alpenvorland (Traungletscher). Der auf das Wesentliche beschränkte Text vermittelt neue Untersuchungsergebnisse, und von fast allen wichtigen Aufschlüssen gibt es Lage- und Profilskizzen, Längsschnitte und Kartenausschnitte. Besondere Kapitel beschäftigen sich mit der Morphologie, der Malakologie und Palynologie sowie der Paläontologie und Paläopedologie. Es werden auch neuere paläomagnetische Resultate mitgeteilt, so z. B. von dem bekannten Lößprofil Krems (Schießstände).

Der Band enthält wichtige Informationen über den neuesten Stand der Quartärforschung im nördlichen Alpenvorland und im Donaauraum westlich der Wiener Pforte, außerdem eignet er sich wegen seiner zahlreichen Textabbildungen und Tafeln für die Planung und Durchführung von Ex-

kursionen, wobei vor allem auch die geologisch-morphologischen und morphologischen Übersichtskarten 1 : 100 000 verwendet werden können.
E. Schönhals, Gießen.

SCHAEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P.: **Lehrbuch der Bodenkunde**. 9. völlig neu bearbeitete Auflage von P. SCHACHTSCHABEL, H.-P. BLUME, K.-H. HARTGE u. U. SCHWERTMANN. — 394 S., 153 Abb., 77 Tab., 1 Farbtaf.; Format 17 x 24 cm; Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart 1976; Altkorphan geb., DM 64,—.

Das über den deutschen Sprachraum hinaus bekannte Lehrbuch hat in den zurückliegenden 20 Jahren 5 Auflagen erlebt. Die Verfasser waren dadurch in der Lage, die auf dem Gebiet der Bodenkunde in rascher Folge erzielten wissenschaftlichen Ergebnisse zu berücksichtigen. Der Benutzer des Buches konnte sich daher nicht nur über den jeweiligen Stand der Forschung, sondern auch über das wichtigste internationale Schrifttum unterrichten. Die Vorzüge und die verständliche Darstellung der meist komplizierten Materie waren wohl die wesentlichsten Gründe, daß das Buch ein Bestseller wurde.

In der vorliegenden 9. Auflage ist die bisherige Gliederung des Stoffes beibehalten worden, so daß sich der Leser leicht zurechtfindet. Um Raum zu gewinnen, wurde das Schriftbild geändert (etwas kleinere Typen und zweispaltig) und der Satzspiegel um etwa 30 % vergrößert. So war es möglich, die Seitenzahl gegenüber der 8. Auflage deutlich zu verringern, was sich auf den Preis des Buches günstig ausgewirkt hat.

Größerer Raum war auch erforderlich geworden, nachdem sich die beiden Autoren entschlossen hatten, wegen der „starken Spezialisierung der einzelnen Fachgebiete der Bodenkunde“ andere Wissenschaftler zur Neubearbeitung heranzuziehen. Nicht selten ist ein solcher Schritt mit Nachteilen verbunden. Hier ist dies nicht der Fall, weil kompetente Forscher zur Verfügung standen, die bereits bei den früheren Auflagen mitwirkten.

Folgende Kapitel wurden neu bearbeitet: Bodengenetik, Bodensystematik, Bodenverbreitung (H.-P. Blume); Bodengefüge, Bodenwasser (K. H. Hartge); Minerale und Gesteine, Verwitterung, Organo-mineralische Verbindungen, Kationenaustausch, Anionenadsorption, Biozide (U. Schwertmann), Redoxreaktionen (G. Brümmer) und Huminstoffe (W. R. Fischer). Die Neubearbeitung der Kapitel Körnung, Organische Substanz, Bodenacidität, Nährstoffe und Schadstoffe erfolgte durch P. Schachtschabel.

Damit erfuhren wichtige Teilgebiete der Bodenkunde eine Erweiterung und Vertiefung. Außerdem wurde die Funktion des Bodens in den Ökosystemen und im Landschaftshaushalt stärker als bisher berücksichtigt.

Von besonderem Interesse sind z. B. die Ausführungen über umweltbelastende anorganische und organische Stoffe und die Ursachen der Eutrophierung der Gewässer. Hervorzuheben ist auch, daß die Zusammenhänge zwischen den Bodeneigenschaften und den Auswirkungen von Maßnahmen der Praxis, so z. B. der Land- und Forstwirtschaft, der Landeskultur, der Landespflege und der Wasserwirtschaft wesentlich öfter als in den älteren Auflagen erläutert werden.

Für den Quartärforscher, den Geomorphologen und Bodengeographen sowie andere Erdwissenschaftler ist der Abschnitt über die Bodengenetik und Bodensystematik am wichtigsten; denn hier werden die bodenbildenden Faktoren und die durch diese ausgelösten Prozesse der Bodenentwicklung in ihren Grundzügen erläutert. Im Kapitel über die Bodensystematik erfolgt dann eine ausführliche Behandlung der Bodentypen, wobei Mitteleuropa im Vordergrund steht. Aber auch mit dem Aufbau, den Eigenschaften und der Verbreitung der Bodentypen warmer und kalter Klimate wird man — wenn auch wesentlich kürzer — bekanntgemacht. Eine wertvolle Ergänzung zum Abschnitt Bodensystematik stellt der neu aufgenommene Beitrag über die Bodenverbreitung dar. Auf wenigen Seiten werden Fragen der Vergesellschaftung von Böden in der Landschaft sowie die Bodenregionen Mitteleuropas und die globalen Bodenzonen behandelt.

Einige Anmerkungen seien noch hinzugefügt: Da die Bodenkunde bei der akademischen Ausbildung von Erdwissenschaftlern, Geographen, Agrar- und Forstingenieuren, Ökologen, Umweltschützern usw. ständig an Bedeutung gewinnt, ist es notwendig, den Inhalt des Buches den neuen Erfordernissen der Lehre entsprechend zu gestalten. Das ist bei der 9. Auflage in wesentlichen Bereichen geschehen. Nach Ansicht des Rezensenten müßten aber die im Eiszeitalter entstandenen Bildungen weit stärker als bisher berücksichtigt werden; denn i. a. bilden nicht Magmatite, Metamorphite, Sand-, Ton- und Kalksteine flächenhaft die Bodenausgangsgesteine, sondern quartäre Deckschichten mit sehr unterschiedlicher Genese und stark voneinander abweichenden lithologischen Eigenschaften. Diese Substrate haben daher einen entscheidenden Einfluß auf die Entwicklung und Vergesellschaftung der Böden und sollten infolgedessen zukünftig ausführlicher behandelt werden. Dies ist wichtiger als manche speziellen petrographischen Angaben bei den Festgesteinen.

Das Buch weist zahlreiche neue Abbildungen auf; so sind allein die Abschnitte Bodengenetik, Bodensystematik und Bodenverbreitung um etwa 20 neue Abbildungen erweitert worden. Leider hat ein Teil der Autotypen gegenüber früheren Auflagen an Qualität verloren, was aber bei einer Neuauflage leicht zu beheben sein wird. Auch andere kleine Mängel werden den Verkauf des relativ preiswerten Buches nicht beeinträchtigen.
E. Schönhals, Gießen.

HENNINGSSEN, D.: **Einführung in die Geologie der Bundesrepublik Deutschland**. VII, 119 Seiten, 70 teils farbige Abbildungen im Text und im Anhang; flexibles Taschenbuch. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart 1976. Preis: DM 9,80.

Über die Geologie Mitteleuropas und insbesondere der Bundesrepublik gibt es ein reichhaltiges Schrifttum. Von einigen Ländern und Länderteilen liegen sogar recht ausführliche geologische Beschreibungen vor.

Dem Studierenden der Geowissenschaften und verwandter Fachgebiete, der am Beginn seines Studiums Lehrbücher und Landesbeschreibungen benutzt, fehlen aber in den meisten Fällen die erforderlichen Grundkenntnisse, so daß er nach einer kürzeren und einfacheren Darstellung des Stoffes Ausschau hält. Eine solche Kurzfassung wird nun Studierenden und an der Erdgeschichte interessierten Laien mit dem Taschenbuch geboten.

Nach einer Einführung in den Aufbau des tieferen Untergrunds der Bundesrepublik werden 10 geologische Baueinheiten erläutert. Sehr gut ausgewählte und einprägsame Textabbildungen sowie 32 Farbbilder im Anhang geben Aufschluß über die Verbreitung der einzelnen Formationen und deren Schichtfolge.

Verhältnismäßig ausführlich wird das Quartär des Norddeutschen Flachlandes behandelt, so z. B. die einzelnen Eisvorstöße und ihre Ablagerungen, die äolischen Sedimente sowie die warmzeitlichen und holozänen Bildungen. Eine Beschreibung der Landschaften und der Lagerstätten schließt sich an. Auch bei der Behandlung der übrigen geologischen Einheiten werden meist knappe Angaben über das Eiszeitalter und seine Sedimente gemacht. Wegen der großen Bedeutung der quartären Ablagerungen für die Bodenentwicklung und -verbreitung sowie für den Wasserhaushalt wäre bei einer Neuauflage auch in den Landschaften des periglazialen Gebiets eine stärkere Berücksichtigung des Quartärs wünschenswert.
E. Schönhals, Gießen.

ZINDEREN BAKKER, SR., E. M. VAN (Editor): **Palaeoecology of Africa and of the Surrounding Islands and Antarctica**, covering the years 1972—1974, IX: 1—223, many figures and 2 coloured maps. Cape Town/Rotterdam 1976 (Publisher: A. A. Balkema).

Der IX. Band dieser Reihe enthält 37 Arbeiten, in denen über Fortschritte in der Erforschung Afrikas und benachbarter Gebiete berichtet wird. Die meist sehr kurzen Beiträge beschäftigen sich im wesentlichen mit folgenden naturwissenschaftlichen Disziplinen: Geologie und Paläontologie des Pleistozäns und Holozäns, Geomorphologie, Vegetationsgeschichte einschließlich Palynologie, Bodenkunde, Paläoklima, Paläökologie, Limnologie, Geophysik sowie Ur- und Frühgeschichte. (Zu den Autoren gehören auch 5 deutsche Forscher: D. Busche, B. Gabriel, J. Grunert, E. Schulz u. H. Straka). — In einer umfangreichen Arbeit behandelt der Herausgeber die Klima- und Vegetationsentwicklung des südlichen Afrikas während des jüngeren Quartärs, vor allem den Einfluß der vorrückenden antarktischen Polarfront während der letzten Kaltzeit und die damit einhergehende Temperaturerniedrigung, die sich auf die morphodynamischen Prozesse, die Vegetation und die Besiedlung des südlichen Afrikas auswirkte.

Fast alle Arbeiten sind mit Literaturangaben versehen, so daß auf das ausführliche Schrifttum zurückgegriffen werden kann. Den Abschluß des Bandes bilden Berichte der INQUA-Subkommission für die Quartärstratigraphie Afrikas, des südafrikanischen Komitees für Stratigraphie (Tertiär-Quartär), des Laboratoriums für Quartärgeologie, CNRS, in Meudon, Frankreich, und der prähistorisch-archäologischen Abteilung des Königlichen Museums für das Zentrale Afrika in Tervuren, Belgien.
E. Schönhals, Gießen.

SCHWARZBACH, M.: **Europäische Stätten geologischer Forschung**. Anregungen zu Reisebeobachtungen und zu Reisen. VIII, 191 Seiten mit 129 Abbildungen und einer Übersichtskarte. S. Hirzel Verlag, Stuttgart 1976. Preis DM 20,—.

Im Jahr 1970 erschien im gleichen Verlag von M. SCHWARZBACH ein reichillustriertes Buch mit dem Titel „Berühmte Stätten geologischer Forschung“, das nicht nur in Deutschland, sondern auch im Ausland weite Verbreitung fand (vgl. Besprechung in Eiszeitalter u. Gegenwart, 21: 205). Während in diesem Buch die geologische Geschichte von etwa 40 berühmten Naturdenkmälern aus allen Kontinenten in einer den Leser fesselnden Weise behandelt wird, werden in dem vorliegen-

den Taschenbuch berühmte Felsen, Schluchten, Täler, Seen, Gletscher, Vulkane, Fossilfundpunkte und andere erdgeschichtlich bedeutsame Stätten zwischen Sizilien und dem Sognefjord nordwestlich Oslo beschrieben. Die kurzen geologischen Einführungen am Anfang der 12 Kapitel vermitteln dem Leser wichtige Angaben zur Entstehung der erdgeschichtlichen Zeugen sowie zu den geologischen Vorgängen und Prozessen. Die 21 Einzelbeschreibungen sind nachahmenswerte Beispiele für die allgemeinverständliche Darstellung geowissenschaftlicher Beobachtungen und Probleme. Nicht nur die zahlreichen, gut ausgewählten Kärtchen, Profile, Diagramme, Blockbilder und Fotos, sondern auch die zahlreichen Anmerkungen zur Wissenschafts- und Kulturgeschichte sowie zu anderen naturkundlichen Disziplinen beleben und „würzen“ den Text. Das Taschenbuch wird daher gerade dem naturwissenschaftlich interessierten Touristen und Reisenden nicht nur ein vortrefflicher Ratgeber sein, sondern ihn auch zu weiteren Beobachtungen anregen.

E. Schönhals, Gießen.

JORDAN, E.: **Landschaftshaushaltsuntersuchungen im Bereich der nördlichen Lößgrenze bei Hannover.** — Jb. Geogr. Ges. Hannover, Sonderheft 9; 221 Seiten, 19 Abbildungen, 2 Fotos, 5 Tabellen und 7 Bodenprofilardarstellungen im Text sowie separatem Kartenband; Hannover 1976.

Im Landschaftshaushalt hat das Wasser als Stoffträger eine zentrale Bedeutung. Untersuchungen über den Landschaftshaushalt haben daher im allgemeinen eine Wasserhaushaltsbilanz zum Ziel. Voraussetzung hierfür ist die Kenntnis der wichtigsten Faktoren, die den Wasserhaushalt bestimmen. Dazu gehören: Relief, geologischer Aufbau, Böden (Ausgangssubstrat, Bodentyp, Verbreitung und ökologische Eigenschaften), Niederschlag, Verdunstung und Abfluß, Boden- bzw. Grundwasser und Bodennutzung. Die Schwierigkeiten zur Erfassung dieser Faktoren nehmen mit der Größe des Arbeitsgebiets erheblich zu. Der Verfasser wählte aus diesem Grund für seine Untersuchungen ein nur ca. 2,5 km² großes Gebiet südöstlich von Hannover. Es handelt sich um eine Senke unmittelbar nordöstlich von Gleidingen, die etwa 8 m tiefer liegt als die Umgebung. Den Untergrund bilden Kreidetone, die sehr wahrscheinlich durch Subrosion im Bereich des Sarstedt-Sehnder Salzstocks seit Ende des Eem-Interglazials abgesunken sind. In der Hohlform kamen bis etwa 3,5 m mächtige quartäre Sedimente zur Ablagerung, in der Hauptmasse umgelagerter Lößlehm (Schwemmlöß). Die Materialzufuhr während der Weichsel-Eiszeit hatte eine Änderung der Entwässerungsrichtung und am Ende des Spätglazials eine Verlandung zur Folge. Das Untersuchungsgebiet stellt daher eine durch Kreidetone abgedichtete Senke dar, in der sich der Stoffumsatz nur in den quartären Deckschichten vollzieht. Der Verfasser spricht infolgedessen auch von einem „natürlichen Großlysimeter“. Die Ränder bestehen aus Kreideschichten, überdeckt von Sedimentresten der Saale-Eiszeit (Grundmoräne u. Mittelterrasse) und — in großer Verbreitung — von wechseleiszeitlichem Löß und Sandlöß.

Die eingehende Untersuchung der Deckschichten betraf ihre Genese und zeitliche Stellung; der Einfluß der geologischen Vorgänge auf die Reliefentwicklung bis ins Spät- und Postglazial wurde mit in die Untersuchung einbezogen. Weitere Untersuchungen galten der Hydrologie und den Böden; letztere wurden i. M. 1 : 5000 kartiert (Bodenkarte veröffentlicht i. M. 1 : 10 000). In Zusammenarbeit mit dem Institut für Bodenkunde, Hannover, und dem Niedersächsischen Wasseruntersuchungsamt in Hildesheim wurden folgende Eigenschaften bestimmt: pH-Wert, C-Gehalt, Carbonatgehalt, Bodenwassergehalt, Wasserstand in Peilrohren, Korngrößenverteilung, Gesamtporenvolumen, Porengrößenverteilung, Festsubstanzdichte, Wasserleitfähigkeit und Wasserqualität. Aufgrund der Bodenkartierung und unter besonderer Berücksichtigung des Bodenwasserhaushalts wurden 5 Kartiereinheiten gebildet und als Pedohydrotope bezeichnet. Auf etwa 60 Seiten werden die Pedohydrotope (Schwarzerden, Parabraunerden, Braunerden, Stauwasserböden, Verlandungsböden) eingehend charakterisiert. Die Beobachtungen und Analysendaten bilden wichtige quantitative Grundlagen der Bilanzierungen. Ausführungen über die ökologische Beurteilung der Pedohydrotope, die ursprüngliche Vegetation und die Entwicklung der landwirtschaftlichen Nutzung schließen sich an.

Im zweiten Teil des Hauptabschnitts werden die Untersuchungsergebnisse über die Gesamtbilanz des Wasserhaushalts diskutiert (für den Zeitraum Januar 1971 — April 1973). Die Ausführungen betreffen den Niederschlag, die potentielle Verdunstung, den Abfluß, die Bestimmung des Wasservorrats und den Einfluß der Vegetation (Bodennutzung) auf den Wasserhaushalt. Bei der Aufstellung der Wasserhaushaltsbilanz ergab sich, daß in der Gleidinger Senke der Wasserversatz in erster Linie von der Bodennutzung bestimmt wird; der Einfluß der Bodeneigenschaften auf den Wasserhaushalt macht sich nur bei Böden mit geringer nutzbarer Feldkapazität in Zeiten mit längerer Trockenheit bemerkbar.

Da in der Senke nur ein geringmächtiger (0,5—3,0 m) Grundwasserleiter aus feinkörnigen Substraten vorhanden ist, ist der Grundwasserspeicherraum gering. Infolgedessen besteht zwischen Niederschlag, Verdunstung und Abfluß eine recht enge Korrelation.

Die Arbeit enthält wertvolle Daten über die Eigenschaften der quartären Sedimente und die daraus hervorgegangenen Böden. Außerdem wird an diesem Beispiel die große Bedeutung der quartären Deckschichten für den gesamten Landschaftshaushalt aufgezeigt, eine Feststellung, die auch für viele andere Landschaften zutrifft. Von dem großen Umfang des Untersuchungsmaterials zeugt auch der Kartenband mit zahlreichen Abbildungen und Tabellen, die den geologischen Aufbau, die pleistozänen und holozänen Ablagerungen, die Böden und die Bodennutzung sowie das Wasser betreffen.

Es wäre zu begrüßen, wenn solche modellartigen Untersuchungen auch in anderen Gebieten mit quartären Deckschichten durchgeführt würden.
E. Schönhals, Gießen.

SCHLÜCHTER, Christian: **Geologische Untersuchungen im Quartär des Aaretals südlich von Bern (Stratigraphie, Sedimentologie, Paläontologie)**. — Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. 148, 117 S., 54 Abb., 1 Taf., 1 Tafelbeilage, Kümmerly & Frey, Bern 1976. Preis: Fr. 28.—.

Nach den Empfehlungen der „Commission on Stratigraphic Nomenclature and Classification“ wurden vom Autor in quartären Sedimentabfolgen lithostratigraphische Einheiten ausgeschieden und definiert. Diese sind in ihrer Beziehung zum Liegenden und Hangenden und unter Berücksichtigung eines ev. Fossilinhaltes beschrieben und genetisch erklärt.

Eine biostratigraphische Gliederung ist vorläufig nur in bescheidenen Profilschnitten möglich: Vergleiche von Ostrakoden- und Gastropodenfaunen. Besonders wichtig sind die Profile im Glütschtal, wo die bereits vorhandenen palynostratigraphischen Ergebnisse von Prof. M. WELTEN zur geologischen auch eine biostratigraphische Gliederung des unteren und mittleren Teiles der letzten Eiszeit („Würm“) erlauben.

Die chronostratigraphische Gliederung beruht im Bereiche der letzten Eiszeit auf der ¹⁴C-Datierung zahlreicher Holzfunde. Die erhaltenen ¹⁴C-Daten erlauben eine zeitliche Einstufung der letzten Hauptvergletscherung in die Zeit von $\pm 20\ 000$ (?) bis $\pm 14\ 000$ y BP. Das Mittel-„würm“-Thalgot-Interstadial ist sowohl litho- als auch ¹⁴C- und klimastratigraphisch (nach neuen Pollenanalysen durch Prof. M. WELTEN) definiert und ist zeitlich zwischen 20 000 und (?) 50 000 y BP einzustufen.

Aus den litho- und chronostratigraphischen Vergleichen zeigt sich, daß wir im Aaretal Ablagerungen der letzten („Würm“) und der vorletzten („Riß“) Eiszeit vorfinden. Beide Hauptvergletscherungsphasen sind durch interstadiale Bildungen weiter gliederbar.

Der Autor hat sich um eine feine Lithostratigraphie bemüht; er hat sehr sorgfältig und überlegt gearbeitet und seine Befunde kritisch gewürdigt. Er wandte neue Methoden geschickt an und stützte seine Befunde — wo es nötig war — auf jene anderer Wissenschaftsparten ab.

Furrer, Zürich.

LÖSCHER, M.: **Die präwürmzeitlichen Schotterablagerungen in der nördlichen Iller-Lech-Platte**. — Heidelberger Geographische Arbeiten, 45: 157 S., 8 Abb., 3 Tab., 4 Kartenbeilagen u. 15 Profilbeilagen; Heidelberg 1976 (Selbstverlag d. Geograph. Inst.).

Ziel der in der nördlichen Iller-Lech-Platte durchgeführten Untersuchungen ist die Klärung der Abflußverhältnisse, vor allem im älteren Pleistozän, und der Terrassenstratigraphie aus der Sicht eines Teilbereiches des nördlichen Alpenvorlandes. In diesem Gebiet mangeln bislang im Unterschied zu einigen anderen Bereichen weitgehend neuere Arbeiten, die über lokale Befunde hinausgehen. Diese Lücke wurde mit der sehr umfangreichen Arbeit geschlossen, wobei als Methoden insbesondere die Höhenlage der Schotterbasis, die Schotterpetrographie und die Entkalkungstiefe der Terrassenkörper herangezogen wurden. Das dabei gewonnene sehr umfangreiche Datenmaterial, das wegen des meist hohen Alters der Schotterlager nur wenig durch morphologische Befunde ergänzt werden konnte, hat eine ganze Reihe wichtiger Erkenntnisse gebracht, von denen die folgende besonders hervorgehoben werden sollen:

Ältestes Element ist ein Donau-Schotter, der durch Weißjura-Material gekennzeichnet ist. Diese von SCHEUENFLUG gefundene Fazies zwingt hinsichtlich der paläogeographischen Situation dazu, die altquartäre Wasserscheide zum damaligen Iller-System in westliche Richtung zu verlängern; denn die alpinen Komponenten fehlen diesem Donaulauf.

Über einer Erosionsdiskordanz greift von Süden her der alpine Material führende Deckschotter hinweg. Dieser flächig verbreitete Schotter wird durch eine wärmere Zeit unterteilt. Doch wird man in dem durch Molluskenfaunen gekennzeichneten Abschnitt im Unterschied zu LÖSCHER nicht ein Interstadial, sondern eine volle Warmzeit sehen müssen.

Treppenartig eingeschaltet folgen bis zu insgesamt sechs Zwischenterrassenschotter. Dieselben werden, wie die zuvor genannten Elemente noch in die Gruppe der Donaukaltzeiten gestellt,

zumal sie sich hinsichtlich der Verwitterungstiefe nicht vom unteren Deckschotter unterscheiden. Damit zeigt sich eine Weiterentwicklung der Quartärgliederung, die in ihrer Zeit weit voraus eilend durch EBERL, GRAUL und SCHAEFER eingeleitet worden ist.

Die Fluvioglazialschotter der klassischen vier letzten Eiszeiten sind nur bereichsweise überliefert.

Allein Untersuchungen der vorgelegten Art, ergänzt durch weitere modernere Methoden zur Klärung von Spezialfragen, werden es erlauben, die reformbedürftige Quartär-Gliederung auf konventionaler Basis des nördlichen Alpenvorlandes wieder auf einen Stand zu bringen, der über die Grenzen hinaus Interesse finden kann. Anhangsweise darf in diesem Zusammenhang verwiesen werden, daß sich damit auch diskutabile Analogien zu der neuerdings am Mittel- und Niederrhein entwickelten Gliederung der Rheinterrassen einzustellen beginnen. K. Brunnacker, Köln.

VOSSMERBÄUMER, Herbert: **Allgemeine Geologie. Ein Kompendium.** — X, 277 S., 116 Abb., E. Schweizerbart Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller) Stuttgart 1976. Preis: DM 34,—.

Bevor man zum ersten Male in dieses Buch hineinblickt, hat man die Empfindung: Ist das nicht wieder eins mehr von den derzeit so gängigen Geologie-Produkten, die überreilt aus ungereiften Lehr-Manuskripten, Kleinpraktika und Anfängervorlesungen hervorgehen? Doch liest man sich etwas ein, gewinnt das Buch schnell und viel Sympathie. Man merkt, daß der Autor viel Erfahrung mit zu unterrichtenden Studenten, ihren Fragen und ihrem Denken haben muß. Hier sollen nicht nur Fakten, Fähigkeiten und Arbeitsmethoden vermittelt werden, sondern Ziel ist auch Erkennen offener Fragen, tieferes Nachdenken und Weiterdringen. Vom Leser wird erwartet, daß er sich nicht mit dem Gebotenen begnügt, sondern die einschlägige moderne Literatur hinzuzieht. Den einzelnen Abschnitten des Buches sind deshalb reichlich wichtige Literaturzitate angefügt, die allein schon das Buch lesenswert machen.

Erfreut stellt man bei einigen kritischen Themen ein besonnenes Abwägen und Gegenüberstellen der gegensätzlichen Ansichten und Möglichkeiten fest, die Ehrlichkeit, bei manchen Dingen noch keine fest eingefahrene Meinung zu haben, und das gerade und trotz der bedeutenden Erkenntnisse der letzten Jahrzehnte, die unsere Geologie so gefördert haben.

Ein Geologie-Lehrbuch gewohnten Stils ist es also nicht. Die Konzeption ist recht eigenwillig, der Stoff ungleichgewichtig. Des Verfassers besondere Fähigkeiten und Neigungen, vor allem in sedimentologischen Bereichen, stechen klar hervor; andere Teilgebiete der allgemeinen Geologie jedoch treten deutlich zurück, so auch vieles von dem, was die mitteleuropäischen Quartärgeologen als traditionelle Forschungs- und Interessen-Gebiete haben.

Wem kann man das Buch empfehlen? Zuerst einmal als Orientierungshilfe dem Studenten der Erdwissenschaften. Ihm ist es eine gute Ergänzung der einführenden aber auch der speziellen Geologie-Vorlesungen und auch der Übungen. Dann natürlich all denen, die für Geologie aufgeschlossen sind, selbstverständlich auch dem Quartärgeologen: Vieles Allgemeine in der Geologie, all das, was sich derzeit an kleinen bis großartigen geologischen Prozessen auf unserem Planeten abspielt, ist ja schließlich auch Quartärgeologie. R. Huckriede, Marburg.

POPLIN, François: **Les grands vertébrés de Gönnersdorf Fouilles 1968.** — Der Magdalénien-Fundplatz Gönnersdorf. Band 2 (herausgeg. von Gerhard BOSINSKI), 220 S., 55 Abb., 4 Tab., 10 Taf., 3 Beil., Franz Steiner Verlag, Wiesbaden 1976.

Hier wird von einem französischen Mitarbeiter der Grabungsgruppe Gönnersdorf, der seit Jahren die anfallenden faunistischen Großreste betreute, eine umfangreiche Dokumentation vorgelegt. Sie betrifft allerdings nur einen geringen Teil der ganzen Station, den Bereich, der in der Grabungskampagne 1968 freigelegt werden konnte, und davon nur die Großfauna. Das Werk ist nicht nur für den Vertebraten-Paläontologen bedeutsam, sondern greift ein in vielerlei Fragen aus den Gebieten der Vorgeschichte, Quartärgeologie und Klimatologie.

Material liegt vor vom Menschen (nur Zähne), Wolf, Eis- und Rotfuchs, Mammut, Pferd, Wisent, von der Saiga, dem Ren, Edelhirsch, Schneehasen, von Vögeln (darunter Schwan, Gans, Schneehuhn, Seemöve, Schnee-Eule, Kolkrabe) und Fischen (darunter Aalquappe und Forelle). Osteologische und odontologische Meßwerte werden in Hülle und Fülle gegeben, nicht nur vom Gönnersdorfer Material, sondern zum Vergleich auch von rezentem aus den verschiedensten Ländern wie Mitteleuropa, Skandinavien, Island, Spitzbergen, Grönland. Statistisch ausgewertet ist vor allem das außerordentlich reiche Fundgut vom Eisfuchs — er ist das weitaus häufigste Tier in den Beutehinterlassenschaften — und wohl jedermann, der sich mit eiszeitlichen Fuchsfunden befassen oder sich bei Art- und Subspecies-Zuordnungen des Kreises Rotfuchs/Eisfuchs/Steppenfuchs entscheiden oder informieren muß, wird über das Werk glücklich sein.

Viele Befunde lassen sich in Bezug auf den Magdalénien-Menschen auswerten oder werfen hierzu neue Fragen auf: Auswahl der Beutetiere, Methoden der Jagd, Fallenstellerei, Pelzgewinnung, Zerteilung und Transport der Beute, Eßgewohnheiten, Herstellung von Schmuck aus Zähnen, Dauer und Jahreszeit des Aufenthaltes der Jägergruppe, Lage der Schlafplätze usw. Und schließlich gehören auch dazu die Funderhaltungs- und Fundverteilungs-Beobachtungen, zu denen zahlreiche Fundverteilungskarten vorgelegt werden.

Die ausgegrabene Stelle ist als Wintersiedlung erkannt (Auswertung von Ren-Abwurfstangen und schädelechte weibliche Geweihe, Pferde-Foeti); Einzelargumente sind zwar nicht immer über alle Zweifel erhaben, doch die Vielzahl der in die gleiche Richtung weisenden Beobachtungen überzeugt. Der Hirsch war kein Standwild bei Gönnersdorf, denn er fehlt in der Jagdstrecke. Da er aber im Schmuck (Hirschgrandeln) vertreten ist, meint der Bearbeiter, man könne daraus schließen, daß das Klima des Gönnersdorfer Gebietes im Sommer mild genug war, um die Existenz des Rothirsches zu ermöglichen. Bestärkt haben ihn natürlich dazu die Hirschfunde der Kampagnen 1970 und 1971.

POFLIN ist „überrascht“, daß Tiere zusammen vorkommen, deren Verbreitungsgebiete sich heute nicht überlappen bzw. sich mit Sicherheit nicht überlappen würden, wenn der Mensch nicht eingewirkt hätte. Also: Auf der einen Seite Eisfuchs und Rentier, auf der anderen Pferd und Saiga. Steppe und arktischer Gürtel gingen unmittelbar ineinander über, eine Tatsache, die bei dem gut bekannten Charakter der deutschen Junglöß-Faunen schon längst Allgemeingut der Quartärkundler sein sollte. Das gilt auch für die Erkenntnis, daß eiszeitliche Fauna-Vergellschaftungen keine rezenten Entsprechungen haben müssen.

Dem französisch geschriebenen Buch sind längere Zusammenfassungen in Deutsch, Englisch und Russisch eingefügt; eine schnelle Orientierung über die wesentlichen Ergebnisse ist also mühe-los. Die in diesem Buch ausgewerteten Daten „müssen noch in Beziehung zu den anderen Fundkategorien dieser Kampagne gesetzt werden“, und natürlich zu den Grabungsmaterialien der letzten Jahre. Wenn jedoch der Autor das vorliegende Buch „nur den Charakter einer experimentellen Studie“ zuspricht, so ist das eine zu große Bescheidenheit. R. Huckriede, Marburg.

BEHRE, Karl-Ernst: Die Pflanzenreste aus der frühgeschichtlichen Wurt Elisenhof. — Studien zur Küstenarchäologie Schleswig-Holsteins, Serie A. Elisenhof. Die Ergebnisse der Ausgrabung der frühgeschichtlichen Marschensiedlung beim Elisenhof in Eiderstedt 1957/58 und 1961/64. Band 2, 144 S., 14 Abb., 19 Taf., 5 Beil., Herbert Lang, Bern und Peter Lang, Frankfurt/M. 1976.

Über die in der Marsch an der Eider-Mündung gelegene ehemalige Siedlung „Elisenhof“, im 8. Jahrhundert von einwandernden Friesen auf einem flachen Uferwall gegründet und bis zum 11. Jh. durch Erhöhung von fast 4 m zur Wurt geworden, hat ihr Ausgräber Albert BANTELMANN schon 1975 den ersten Band der Elisenhof-Reihe vorgelegt. Ging es vor allem um die Hauptfrage nach dem Beginn und dem Ablauf der Einwanderung der Nordfriesen, so enthält dieser siedlungsarchäologische Teil schon eine Fülle von Daten über Landschaftsverhältnisse und naturräumliche Gegebenheiten. Bei den Ausgrabungen der doch so sehr von der Natur abhängigen und beeinflussten Küstensiedlungen spielen bekanntlich naturwissenschaftliche Disziplinen eine große Rolle, vor allem paläobotanische Untersuchungen. Erinnerung sei vor allem an BEHRS Arbeit zur Grabung Jemgumkloster und an Udelgard KÖRBER-GROHNES virtuose Abhandlung zur Grabung Feddersen-Wierde. Würdig schließt sich nun diesen BEHRES Monographie der Pflanzenreste aus den Dungsschichten von „Elisenhof“ an, eine subtile Arbeit, die jeden Leser besticht.

Aus der Analyse der damaligen wildwachsenden Vegetation und der Reste der Kultur- und Sammelpflanzen wissen wir nun: Die unbenannte, jetzt nach einem neuen Gehöft mit „Elisenhof“ bezeichnete Siedlung war eine sehr exponierte, in der Seemarsch gelegene Wurt, zwar mit guten Böden, aber auch regelmäßigen Salzwasserüberflutungen, die keinen Baumwuchs und nur den Anbau von Sommerfrüchten zuließen. Der Ackerbau, wohl auf Uferrücken der Eider und vielleicht an großen Prielen, einwandfrei nachgewiesen, war gegenüber dem anderer ausgegrabenen Marschensiedlungen gering. Die Wirtschaft war weitgehend auf die Viehzucht auf den Salzwiesen ausgerichtet, deren Vegetationsgesellschaften und Stufung gut herausgearbeitet werden konnten.

Mancherlei mußte von den Bewohnern herangeführt werden, vor allem das Holz aus den Bruch- und Auenwäldern der Eider- und Treene-Niederungen. 4000 Hölzer wurden von BEHRE untersucht! Zwar sind diese eine Nutzungsauslese, doch sagen sie vielerlei aus über die Zusammensetzung der Wälder in einer Zeit, als der Mensch begann, sie stärker zu nutzen und zurückzudrängen.

Was die Pollenanalyse betrifft, so muß der Autor gestehen, daß sie hier nur wenig Neues gebracht hat, was über die Großrest-Analyse hinausgeht. Die Moose wertete in einem Anhang FRITZ KOPPE aus.

Die bei Elisenhof gewonnenen neuen Gesichtspunkte und inzwischen verfeinerte Untersuchungsmethoden ließen es angemessen erscheinen, die Dungschichten der Wurt Tofting (römische Kaiserzeit) auf bestimmte Fragen hin gezielt noch einmal zu untersuchen. Gegenüber den Auswertungen von Käte SCHEER (in BANFELMANN 1955) zeigte sich nun doch durch Halophyten-Reste und die geringe Zahl von Glykophyten das Vorhandensein von Salzwiesen. Der dort ausgeprägtere, rege betriebene und durch KÖRBER-GROHNES (GROHNE 1955) Pollenanalyse schon erkannte Ackerbau, war wieder in allen Proben deutlich.

Den Quartärgeologen werden vor allem die Seiten fesseln, in denen ein Überblick über die Entwicklung der Vegetationszonen im Eider-Gebiet von Christi Geburt bis zum Mittelalter gegeben wird und in denen sich zeigt, wie gut die botanischen, geologischen und archäologischen Befunde im Einklang stehen. Kurz angedeutet: Absatz des „alten Klei“ während der Dünkirchen I-Transgression bis etwa 100 v. Chr. Regression mit teilweise Aussüßung der höchstgelegenen Marschflähe und Vermoorungen. Ab 100 n. Chr. ließen sich Siedler auf den hochgelegenen Flächen in der Eiderstedter Marsch nieder, doch war diese nicht mehr sturmfrei. Bei Tofting herrschten im 2. und 3. Jh. bereits deutliche Salzwasserbedingungen, und im 3. und 4. Jh. war die Wurt ringsum von Salzwiesen umgeben. Zwischen Völkerwanderungszeit und dem Einsetzen der Siedlung „Elisenhof“ fehlen für das Eider-Gebiet ausreichende Unterlagen, doch spricht vielerlei in der Nachbarschaft für die Fortsetzung des Meereseinflusses, bis dieser schließlich für die Zeit ab 8. Jahrhundert durch die Elisenhof-Befunde klar erwiesen ist.

Zum Abschluß noch ein Lob: Die Pflanzenrest- und Samen-Abbildungen sind ausgezeichnet gut geraten; manche Tafeln sind ein Genuß! R. Huckriede, Marburg.

HAMM, F.: **Naturkundliche Chronik Nordwestdeutschlands**. 2., erweiterte Aufl., 370 S., Landbuch-Verlag, Hannover 1976. Preis: DM 14,80.

HAMMs anregende Daten-Sammlung aus den Gebieten der Naturkunde und der Wechselbeziehungen Natur/Mensch, im wesentlichen auf Niedersachsen ausgerichtet, hat vier Jahre nach des Autors Tod eine stark erweiterte Neuauflage erfahren. Statt der bisherigen 3000 Einzelmeldungen findet man nun etwa 5000. Wieviel geduldiges Arbeiten in Bibliotheken und Archiven ist in dieses Buch eingegangen! HAMM lag nicht trockenem Spezialistentum; er wollte alles, was mit der Natur zu tun hat — und hier zog er die Grenzen weit — erfassen und der Allgemeinheit zugänglich machen. Es geht um Erdgeschichte, Pflanzen- und Tierkunde, Forst- und Landwirtschaft, Wetter und Klimaentwicklung, Wanderbewegungen in der Bevölkerung, Krankheitswellen bei Mensch und Tier und die unsere Naturgüter nutzende oder vernichtende Technik. Gerade das Eingreifen des Menschen in die Natur zu zeigen, wie in „gedankenloser Gewinnsucht und Geldgier die Natur immer wieder vergewaltigt“ worden ist und wie dieses widersinnige Tun den Menschen nicht zum Guten gereicht, ist des Verfassers besonderes Anliegen gewesen. Jeder geistig interessierte Leser wird auf seine Kosten kommen, vor allem der Quartärkundler.

Bestimmte kleine Mängel, die das Buch aufweist, unter anderem Druckfehler, die sich aber leicht zu erkennen geben, wird man gern entschuldigen. Zwischen Abschluß des Manuskripts und der Drucklegung sind einige Jahre vergangen, und schließlich konnte HAMM nicht mehr Korrektur lesen. Ein wirklich sachverständiger Wissenschaftler scheint dafür auch nicht gewonnen worden zu sein. Jeder kann sich auch ausmalen, was es für einen Verlag heutzutage bedeutet, wenn nur ein handschriftlich abgeliefertes Manuskript vorliegt, und dieses noch in deutscher Schrift, der die jetzige Generation entfremdet wurde! Würde HAMM noch unter uns weilen, er hätte gewiß auch noch manches berücksichtigt, was inzwischen erkannt oder endlich gesichert ist, etwa beim Ablauf der Weichsel-Vereisung, bei der Datierung des Altneolithikums oder in der Sachsenforschung, um nur einiges anzudeuten.

Die Dokumentation beginnt im Höhepunkt der letzten Vereisung mit mehr allgemeinen Befunden, steigert sich aber im Frühmittelalter, besonders ab Karolingerzeit, mit der der Hauptteil des Werkes beginnt, zu auf Jahre bezogene Meldungen und endet mit dem Jahre 1970. Die Angaben sind kurz und klar. Quellenangaben, wie sie einem Wissenschaftler am Herzen liegen, fehlen; sie hätten den Rahmen des Buches sprengen müssen.

Einige herausgegriffene Beispiele, um den Stil des Buches zu zeigen:

- „ 822 Hopfenbau bezeugt der Abt Adelard von Corvey dadurch, daß er seine Stiftsmüller von der Hopfenarbeit befreit.
Am Arendsee an der Grenze des Wendlandes entsteht ein sehr großer Erdfall.“
- „ 832 Sehr kalter Winter.“
- „ 840 Eine Urkunde Ludwigs des Deutschen erwähnt Salzquellen bei ‚Amplidi‘ (wahrscheinlich Empelde südlich von Hannover); sie geraten später in Vergessenheit und werden erst am Ende des 18. Jahrh. wieder entdeckt.“

„1585 Der Herbst war so naß, daß man das auf Haufen gesetzte Korn erst im Winter mit Schlitten einfahren konnte.

Zur Vollmastzeit weiden im Sollingwalde 6000 Schweine. Im Verein mit Schafen, Rindvieh und Wild verursachen sie Nachwuchsmangel und Bestandsüberalterung des Waldes.“

„8. Februar 1955 Südlich von Helgoland treten überraschend riesige Heringschwärme auf, wo sie seit 1816 gefehlt haben.“

Ereignisse, die sich über längere Zeiträume erstreckten oder in Jahrhunderten erst deutlich faßbar werden, sind in dieser Form behandelt:

„etwa 1000—1550: Infolge günstiger Großwetterlage wird an vielen Orten Niedersachsens Weinbau und Weinerzeugung betrieben (bis Kurland sogar); auf das wärmere Klima deutet auch noch das Vorkommen der wärmeliebenden Wassernuß (*Trapa natans*) im Ems-, Weser- und Leinegebiet sowie im benachbarten Mecklenburg hin.“

Ein umfangreiches Sachverzeichnis und ein Orts- und Gebiets-Register ordnen die Fülle der Fakten nach den verschiedensten Gesichtspunkten. Man ist überzeugt, die Neuauflage wird wiederum viele Freunde finden, nicht nur in Niedersachsen. R. Huckriede, Marburg.

WILLKOMM, H.: **Altersbestimmungen im Quartär**. VIII, 273 S., 66 Abb., 23 Tab. Thiemig-Taschenbücher, München 1976. Preis: DM 38,—.

Als ich vor 15 Jahren mein erstes Radiokohlenstoff-Labor aufzubauen hatte, habe ich nach einem solchen Buch als Einführungslektüre vergeblich gesucht. Von einem Physiker geschrieben, behandelt es in überwiegend minuziöser Darstellung auch am Rande liegende physikalische, mathematische und technische Grundlagen der ^{14}C -Methode, allerdings leider nur soweit sie die Arbeit des Kieler ^{14}C -Labors betreffen. Anderenorts verwendete Verfahren kommen zu kurz, so daß das Studium von Spezialliteratur nicht überflüssig wird. Dies trifft insbesondere für die anderen Datierungsmethoden im Quartär zu.

Der Physiker, Mathematiker und Chemiker — kurz der auf die exakten Naturwissenschaften fixierte Leser, ob erfahren oder unerfahren in Sachen ^{14}C -Methode — wird die Lektüre trotzdem mit Freude studieren (kaum aber amüsant finden, wie der Verleger behauptet, da dazu der Stoff zu anspruchsvoll ist). Vor allem den Physikern aus der dritten Welt, die der deutschen Sprache mächtig sind und die neue ^{14}C -Labors einzurichten haben, kann das Buch eine große Hilfe sein, sofern sie nicht nach einer Anleitung suchen, welche Meßverfahren für sie aus wirtschaftlichen und technischen Erwägungen heraus am ehesten in Frage kommen.

Der „in erster Linie“ angesprochene Leserkreis hingegen — Geologen verschiedener Disziplinen und Archäologen — wird wohl nicht selten vor physikalischen Fachausdrücken, mathematischen Ableitungen und technischen Detailschilderungen kapitulieren. Ebenso der Praktiker, der die ihn interessierenden Angaben über Entnahme, Auswahl und Behandlung von ^{14}C -Proben nur unübersichtlich in den Text eingearbeitet und manchmal auch nur unvollständig behandelt finden wird. Das zeigt sich im Kleinen wie im Großen. Das wichtige Kapitel über die Anwendungsgebiete der ^{14}C -Methode beispielsweise ist nur ebenso lang wie das Kapitel über Isotopenanreicherung, das sich auf 0,02 ‰ (!) aller vorliegenden ^{14}C -Daten bezieht.

Fazit: Das Buch kann dem angesprochenen Leserkreis von Nichtphysikern kaum empfohlen werden (leider!). Dafür dürfte es als gutes Lehrbuch von den geochronologisch interessierten Geophysikern und Physikstudenten anerkannt werden. Mebus A. Geyh, Hannover.

Die Deutsche Quartärvereinigung
gedenkt ehrend
ihrer verstorbenen Mitglieder

Prof. Dr. FRITZ BACHMANN-VOEGELIN, Zürich
gest. am 6. 2. 1976

Prof. Dr. RICHARD FOSTER FLINT, New Haven, Conn., USA
Inhaber der Albrecht Penck-Medaille
gest. am 6. 6. 1976

Hofrat Dipl.-Ing. D Dr. VINZENZ JANIK, Linz/Österreich
gest. am 9. 12. 1976

Dr. med. H. A. GOLDBECK-LOEWE, Itzehoe
gest. am 9. 1. 1977

D. Nachrufe



Richard Foster Flint

1902 – 1976

One of the giants of geology — physically as well as intellectually — Flint was above all a teacher, insisting always on a clear field demonstration of the evidence. “Dick” to his friends, and “Rocky” to his students, demanded the best that was possible, and this is shown by the superb quality of his work and the notable and distinguished students who have graduated under his guidance from Yale University.

Over a long professorial life, he had many significant publications, some 150 papers, mostly based on original field work. He produced three textbooks, each a revision and development of the last, so changed as to require new titles. An interesting evolution may be observed, gradually moving away from an emphasis on glacial geology and the Pleistocene, to the third and broadest version entitled *Quaternary and Glacial Geology* (published by J. Wiley & Sons, 1971). In the last, the whole world came under his critical scrutiny and his analysis compares interestingly with the contemporary and comparative volumes by Charlesworth and by Woldstedt. His verbal economy and deep understanding have in this way enormously assisted his students and professional colleagues.

Warm and human above all things, Flint was the founder and organizer of a remarkable “non-society”, the *Friends of the Pleistocene*, a loosely knit association, without president, secretary, rules or subscription (!) which met from time to time, up to three or four gatherings a year, to enjoy a couple of days of good fellowship in the field. Each meeting was organized by a host, the coordination being usually no more than a phone call with Dick. Let us hope they will continue: they surely will, but Dick himself will be sadly missed.

Serving his fellow-scientists Flint was an invaluable member of several editorial boards: The *American Journal of Science*, *Quaternaria*, *Quaternary Research*, *Radiocarbon* and the *Zeitschrift für Geomorphologie*. He was chairman of a National Research Council group (in Washington D. C.) that prepared the Glacial Map of the United States. He was honored by the German Quaternary Association (DEUQUA) with the Penck Medal, and was elected President of the 7th INQUA Congress (Denver 1965). Further honors included honorary foreign memberships in the geological societies of London, Edinburgh, Stockholm, Finland and Argentina; and honorary degrees from Trinity College, Dublin and the University of Wrocław in Poland.

Like most brilliant men, Flint was not without his prejudices. He was unimpressed by the evidence for peneplains; he felt that differential erosion was the critical factor, for were not the ridge crests always of the most durable rocks? And as to the correlation of the Quaternary strand-lines, where were the proofs of age and contemporarity? Indeed, after all, numbers of them turn out to be pre-Quaternary in age. Or again, the "numbers game" involved in the correlation of Quaternary glacial stages with the Milankovitch radiation cycles, as argued so enthusiastically by Frederick Zeuner, was so hazardous that geologists for the most part were inclined to follow, sheep-like, the blind rejection of the concept at the hands of meteorologists. An analogous rejection of Wegener's continental drift had been the concensus by the geophysicists in the pre-1960 period. For the student of the history of science these two "blind-spots" are extraordinary, both for the passion they generated and the total reversal that has occurred within the last decade.

Flint's rejection of many poorly-founded concepts nevertheless had its value. It forced the younger scientists to re-examine the data and look for new evidence. For his insistence on more and more precision in the often loosely structured science of the Quaternary we must all be grateful for the critical faculties of Richard Foster Flint.

Flint was in fine physical shape almost to the end of his energetic life. He died of a stroke on 6 June 1976. He was born in Chicago on 1 March 1902, and received both his baccalaureate and doctoral degrees from the University of Chicago. Without any break he was appointed to an instructorship at Yale University and there he remained for 45 years, to retire in 1970 with an emeritus professorship and a *Festschrift* in his honour ("The Late Cenozoic Ice Ages"). He is survived by a daughter, Anne Ogilvy and several grandchildren. His wonderful wife Margaret ("Peggy") often presided over social gatherings at New Haven; she died on 16 January, 1977.

Rhodes W. Fairbridge.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	27	253	<i>Öbringen/Württ. 1976</i>
----------------------------------	-----------	-----	-----------------------------

E. Verschiedenes

Posthume Ehrung für Friedrich Hamm

Der Magistrat der Stadt Osnabrück hat zu Ehren unseres 1972 verstorbenen hannoverschen DEUQUA-Mitgliedes eine Straße im Ortsteil Hellern *Friedrich-Hamm-Straße* benannt. Sie liegt im Gebiet der einstigen, bei Geologen berühmten Tongruben, die mit ihren fossilreichen Lias- und Dogger-Straten, aber auch mit ihren eiszeitlichen Deckschichten Friedrich HAMM schon als Osnabrücker Schüler in ihren Bann gezogen hatten.

Persönliches

Den 75. Geburtstag beging am 15. 8. 1976 Prof. Dr. Fritz WEIDENBACH, Ehrenmitglied der Deutschen Quartärvereinigung, Eduard-Steinle-Straße 23, 7000 Stuttgart.

Den 75. Geburtstag begeht Dr. Herbert KRÜGER, Museumsdirektor i. R., Philosophenwald 10, 6300 Lahn-Gießen 1 (8. 4. 1977).

Den 70. Geburtstag begehen Prof. em. Dr. Dr. Eduard MÜCKENHAUSEN, Oderstr. 47, 5300 Bonn-Ippendorf (17. 2. 1977);

Prof. em. Dr. Hans POSER, Ernst-Curtius-Weg 5, 3400 Göttingen (am 13. 3. 1977);

Prof. em. Dr. Ernst PLEWE, Roonstraße 16, 6900 Heidelberg (22. 5. 1977)

Anschriften von Mitgliedern

Postsendungen an die folgenden Mitglieder wurden als „Unzustellbar“ zurückgesandt. Wer kann der Schriftleitung oder der Geschäftsstelle über die neue Anschrift Auskunft geben?

Dirk WALTHER, Danziger Straße 20, 7063 Welzheim

E. CORDES, Einsteinstraße 16, 3300 Braunschweig

Prof. Dr. F. BERGER, Merowingerstraße 63, 5200 Aachen.

Mitgliederverzeichnis

Alle Mitglieder, deren Anschrift sich seit der Herausgabe des Mitgliederverzeichnisses geändert hat, werden um Mitteilung ihrer neuen Anschrift gebeten.

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 können die Untersuchungsergebnisse in einer Zusammenfassung am Ende des Textes mitgeteilt werden, auch in einer fremden Sprache (z. B. Summary).

Auf Fußnoten bzw. Anmerkungen (ohne Literaturangaben!) ist wegen höherer Druckkosten möglichst zu verzichten; wenn nicht zu vermeiden, dann durchlaufend numerieren. Statt Seitenhinweise Angabe des Kapitels.

Äußere Form des Manuskripts

Format DIN A 4 (210 x 297 mm), nur auf einer Seite beschreiben, 1 $\frac{1}{2}$ zeilig, 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: 34 ff.). Beispiele für richtige und falsche Textzitate. Richtig: „... MÜLLER (1943: 76) ...“ oder „... (MÜLLER 1943: 76) ...“ oder „... (KELLER 1956: Taf. 12 Fig. 3 a-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 1954a, 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 unterstricheln Müller wird MÜLLER; wichtig wird wichtig (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 geschwängelter Linie zu kennzeichnen. — Die Überschriften 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—4facher Größe anzufertigen. Die Schrift darf nach der Verkleinerung nicht niedriger als 1 mm sein. Keine zu dichten Flächensignaturen 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 Autoren 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 unterstreichen = Fettdruck), Seitenzahl (: 6—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): Quartär. — In: LOTZE, Fr. [Hrsg.]: Handbuch der Stratigraphischen Geologie, 2, VIII + 263 S., 77 Abb., 16 Tab.; Stuttgart (Enke).

Sonderdrucke: 50 kostenlos, weitere auf Kosten des Verfassers.

Verlag der Hohenlohe'schen Buchhandlung Ferd. Rau, Öhringen/Württ.

Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte

mit besonderer Berücksichtigung Süddeutschlands

Von Universitätsprofessor Dr. Georg Wagner, Tübingen

3. erweiterte Auflage

694 Seiten Text mit 591 Abbildungen und 23 Fossiltafeln sowie 427 Lichtbilder auf 208 Kunstdrucktafeln, holzfreies Papier, Format 18 x 25 cm

Gewicht 1500 Gramm, Rohleinenband DM 78.—

Dieses geologische Standardwerk gilt gegenwärtig als das hervorragende Einführungsbuch in die Erd- und Landschaftsgeschichte.

Rund um Hochifen und Gottesackergebiet

Von Univ.-Professor Dr. Georg Wagner

116 Seiten mit 41 Karten und 141 Lichtbildern auf 80 Kunstdrucktafeln

Ganzleinen gebunden DM 14.80

... Wir Naturwissenschaftler wissen ja, daß erst die richtige und tiefe Erkenntnis einer Landschaft in ihrem Werden und Sein, mit all den belebten Wesen, die sie bevölkern, zum rechten Genuß dieser Landschaft hinführen kann. Möchten recht viele Wanderer, die sich die herrliche Bergwelt des Allgäus ganz erschließen wollen, sich dem Studium dieses Buches widmen.

Naturwissenschaftliche Rundschau Heft 1/52.

Die Lebewelt unserer Trias

von Martin Schmidt

302 Seiten mit mehr als 2300 Zeichnungen des Verfassers

Ganzleinen DM 19.80

„Das klassische Werk der Trias“

Der Weinberg als Lebensraum

Von Dr. h. c. Otto Linck

72 Seiten Text und 190 Fotos auf 112 Kunstdrucktafeln sowie 9 Abb. im Text, gebunden DM 14.80

Ein hervorragender Gelehrter hat in verständlicher Sprache seine jahrelangen Beobachtungen und Forschungen in diesem Buch niedergelegt, den Text durch eine Fülle schöner Bilder veranschaulicht und dadurch eine wertvolle Biologie des gesamten Weinberggebietes geschaffen.

Ein wichtiges Werk für den Naturwissenschaftler, besonders Botaniker und Geologen.