Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung

Schriftleitung

ERNST SCHÖNHALS und REINHOLD HUCKRIEDE

ACHTUNDZWANZIGSTER BAND
MIT 98 ABBILDUNGEN IM TEXT,
5 TAFELN UND 8 TABELLEN

1978
Verlag Hohenlohe'sche Buchhandlung Ferd. Rau, Öhringen/Württ.

Eiszeitalter u. Gegenwart ISSN 0424-7116	**28**	*Seite 1—270*	*Öhringen/Württ. 1978*

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

(1977—1978)

1. Vorsitzender :	Prof. Dr. J. Fink, Wien
2. Vorsitzender :	Prof. Dr. O. Fränzle, Kiel
1. Schriftführer :	Dr. H. Nagl, Wien
2. Schriftführer :	Dr. W. Lange, Kiel
Schriftleiter des Jahrbuches :	Prof. Dr. E. Schönhals, Gießen Prof. Dr. R. Huckriede, Marburg
Schatzmeister :	Dr. E.-R. Look, Hannover
Archivar :	Prof. Dr. L. Benda, Hannover

Beirat

Prof. Dr. K. Brunnacker, Köln

Prof. Dr. K. Duphorn, Kiel

Prof. Dr. B. Frenzel, Stuttgart-Hohenheim

Prof. Dr. G. Furrer, Zürich

Dr. B. P. Hageman, Haarlem

Dr. J. Niedermayer, Hamburg

Prof. Dr. A. Semmel, Frankfurt a. M.

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

ACHTUNDZWANZIGSTER BAND
MIT 98 ABBILDUNGEN IM TEXT,
5 TAFELN UND 8 TABELLEN

1978
Verlag Hohenlohe'sche Buchhandlung Ferd. Rau, Öhringen/Württ.

Eiszeitalter u. Gegenwart ISSN 0424-7116	**28**	*Seite 1—270*	*Öhringen/Württ. 1978*

Schriftleitung dieses Bandes: E. Schönhals u. R. Huckriede,
unter Mitarbeit von Frau E. Längsdörfer und Herrn R. Will, 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

BOENIGK, W.:
Die flußgeschichtliche Entwicklung der Niederrheinischen Bucht im Jungtertiär und Altquartär . . . . . 1— 9

JORDAN, H. & VOSS, H.-H.:
Geröllanalytische Gliederung der pleistozänen Kiessande nordwestlich von Hannover . . . . . 10— 38

KRAMM, E. & MÜLLER, H.-M.:
Weichselzeitliche Torfe aus den Ems-Terrassen bei Münster (Westf.) . . 39— 44

GRIMMEL, E. & SCHIPULL, K.:
Über Talrichtungen in der nordöstlichen Lüneburger Heide . . . . . 45— 50

BROSCHE, K.-U. & WALTHER, M.:
Die jungpleistozänen Löß-Deckschichten der Braunkohlentagebaue der Braunschweigischen Kohlenbergwerke (BKB) zwischen Helmstedt und Schöningen . . . . . 51— 67

LÖSCHER, M., MÜNZING, K. & TILLMANNS, W.:
Zur Paläogeographie der nördlichen Iller-Lech-Platte und zur Genese ihrer Schotter im Altpleistozän . . . . . 68— 82

HENRY, R. & RUDOLPH, N.:
Genetisch-chronologische Studien im nördlichen Bereich des Inn-Chiemseegletschers . . . . . 83— 91

GRIPP, K.:
Die Entstehung von Geröll-Osern (Esker) . . . . . 92—108

SCHWARZBACH, M.:
Glazigene Sichelmarken als Klimazeugen . . . . . 109—118

SJÖRRING, S.:
Glazialtektonik und Glazialstratigraphie, mit Beispielen aus Dänemark 119—125

PETERSEN, K. S.:
Anwendung glaziotektonischer Untersuchungen bei der geologischen Kartierung in Dänemark . . . . . 126—132

Seite

ROLAND, N. W.:

Jungpaläozoische Glazialspuren auf dem Arabischen Schild . . . . . 133—138

HEINE, K.:

Neue Beobachtungen zur Chronostratigraphie der mittelwisconsinzeitlichen Vergletscherungen und Böden mexikanischer Vulkane . . . . . 139—147

GRUNERT, J., CARLS, H.-G. & PREU, Ch.:

Rezente Vergletscherungen in zentraliranischen Hochgebirgen . . . . . 148—166

PRANGE, W.:

Das Ca/Mg-Verhältnis in den Marschböden, eine Folge postsedimentärer Faktoren . . . . . 167—178

BLEICH, K. & STAHR, K.:

Ein Eisen-Bändchen-Stagnogley in der Bodengesellschaft der mittleren Arktis Kanadas . . . . . 179—188

URBAN, B.:

Pollenanalytische Untersuchungen zur Entstehungs- und Entwicklungsgeschichte des Bruchbergmoores/Oberharz . . . . . 189—194

RUST, A.:

Ein frühpleistozänes Kalkartefakt von Würzburg-Schalksberg . . . . 195—199

PROTSCH, R. & SEMMEL, A.:

Zur Chronologie des Kelsterbach-Hominiden, des ältesten Vertreters des *Homo sapiens sapiens* in Europa . . . . . 200—210

SCHNITZER, W. A. & BRUNNACKER, K.:

Neue Arbeitsmethoden der Quartär-Geologie . . . . . 211—217

GRIPP, K.:

Nachtrag zu: 100 Jahre Untersuchungen über das Geschehen am Rande des nordeuropäischen Inlandeises 218

B. Berichte

Seite

FRÄNZLE, O.:

Der X. Kongreß der Internationalen Union für Quartärforschung (INQUA) in Birmingham (U. K.) 1977 . . . . . 219—223

EHLERS, J., FELIX-HENNINGSEN, P., HABBE, K. A. & MEYER, K.-D.:

Berichte über Exkursionen anläßlich des X. INQUA-Kongresses in Birmingham 1977 . . . . . 224—239

VINKEN, R. & GRUBE, F.:

Bericht über die Sitzung der Stratigraphischen Kommission der DUGW, Subkommission für Quartärstratigraphie am 11. Juni 1977 in Göttingen 240—243

JERZ, H. & GRUBE, F.:

Bericht über die Sitzung der Stratigraphischen Kommission der DUGW, Subkommission für Quartärstratigraphie am 21. und 22. Oktober 1977 in Rosenheim . . . . . 243—245

GRIMMEL, E.:

Bericht über das 4. Symposium des Deutschen Arbeitskreises für Geomorphologie vom 11.—14. Oktober 1977 in Hamburg . . . . . 246—249

EHLERS, J. & GRUBE, F.:

Die Konferenz der Regionalgruppe „Glacigenic Deposits in the Southwest Parts of the Scandinavian Ice Sheet" der INQUA-Kommission „On Genesis and Lithology of Quaternary Deposits" am 17. und 18. Oktober 1977 in Hamburg . . . . . 249—252

VIDAL, H.:

Bericht über das EDITH-EBERS-Symposium am 20. und 21. Oktober 1977 in Rosenheim 253

C. Buchbesprechungen . . . . . 254—268

D. Verschiedenes 270

Eiszeitalter u. Gegenwart	28	1—9 3 Abb.	Öhringen/Württ. 1978

A. Aufsätze

Die flußgeschichtliche Entwicklung der Niederrheinischen Bucht im Jungtertiär und Altquartär

WOLFGANG BOENIGK *)

Petrography, sedimentology, climate, Miocene, Pliocene, Pleistocene, Lower Rhine Basin Germany

K u r z f a s s u n g : Die sedimentologische und petrographische Bearbeitung der Braunkohlen-Deckschichten zeigt für die Niederrheinische Bucht im Miozän und Pliozän ein küstennahes Ablagerungsmilieu. Relativ kleinräumige Faziesverschiebungen und Schwankungen des Klimas zwischen feuchten und trockeneren Phasen verursachen die wechselnden Sedimentationstypen. Größere Relativbewegungen von Meeresspiegel zu Niederrheinischer Bucht sind nur über einige Erosionsdiskordanzen zu fassen.

Im Pleistozän herrscht ausschließlich fluviatile Sedimentation, unterbrochen durch markante Erosionsphasen. Der Wechsel zwischen Erosion und Ablagerung und die Änderung in der petrographischen Zusammensetzung der Sedimente wird durch das Zusammenwirken von tektonischen Bewegungen und klimatischen Rhythmen des Altquartärs geprägt.

[The Fluviatile Development of the Lower Rhine Basin During Young Tertiary and Early Quaternary]

A b s t r a c t : Sedimentary and petrographic examinations of the brown coal coverbeds in the lower Rhine basin document an environment near the sea during the Miocene and Pliocene. Small changes in facies and fluctuation between humid and semiarid climate caused the different types of sediments. The larger relative movements (sea level / lower Rhine basin) are documented only in erosional unconformities.

During the Pleistocene fluviatile sedimentation took place. The combination of tectonic movement and climatic changes determined the alternation between erosion and sedimentation, and the change in the petrographic composition of the sediments.

Einleitung

Auf der Grundlage einer detaillierten stratigraphischen Gliederung der jungtertiären und altquartären Ablagerungen in der Niederrheinischen Bucht mit Hilfe von sedimentologischen und sedimentpetrographischen Methoden (BOENIGK 1978 a, b) wird ein Überblick über die räumliche und zeitliche Entwicklung der Sedimentation in diesem Senkungsgebiet gegeben.

Die fluviatile Entwicklung der Niederrheinischen Bucht vollzog sich im wesentlichen vom unteren Miozän bis heute. Ältere fluviatile Ablagerungen sind aus dem Unteroligozän in den Randgebieten der Niederrheinischen Bucht (KURTZ 1926, 1932, SINDOWSKI 1939) und durch wenige Bohrungen auch in zentralen Bereichen erfaßt. Diese Schichten sind noch wenig bekannt. Sie stehen am Anfang der Entwicklung der Niederrheinischen Bucht als Senkungsgebiet.

Durch die nachfolgende starke Absenkung in diesem Raum kam es vom Mitteloligozän zu großen Meeresvorstößen. Im Oberoligozän erreichte das Meer seine größte Ausdehnung. Es bedeckte die gesamte Bucht und reichte bis auf die Rumpffläche der Nordeifel im Süden und auf die Bergischen Randhöhen im Osten.

*) Anschrift des Autors: Dr. W. B o e n i g k , Geologisches Institut der Universität Köln, Abt. Eiszeitenforschung, Zülpicher Straße 49, 5000 Köln 1.

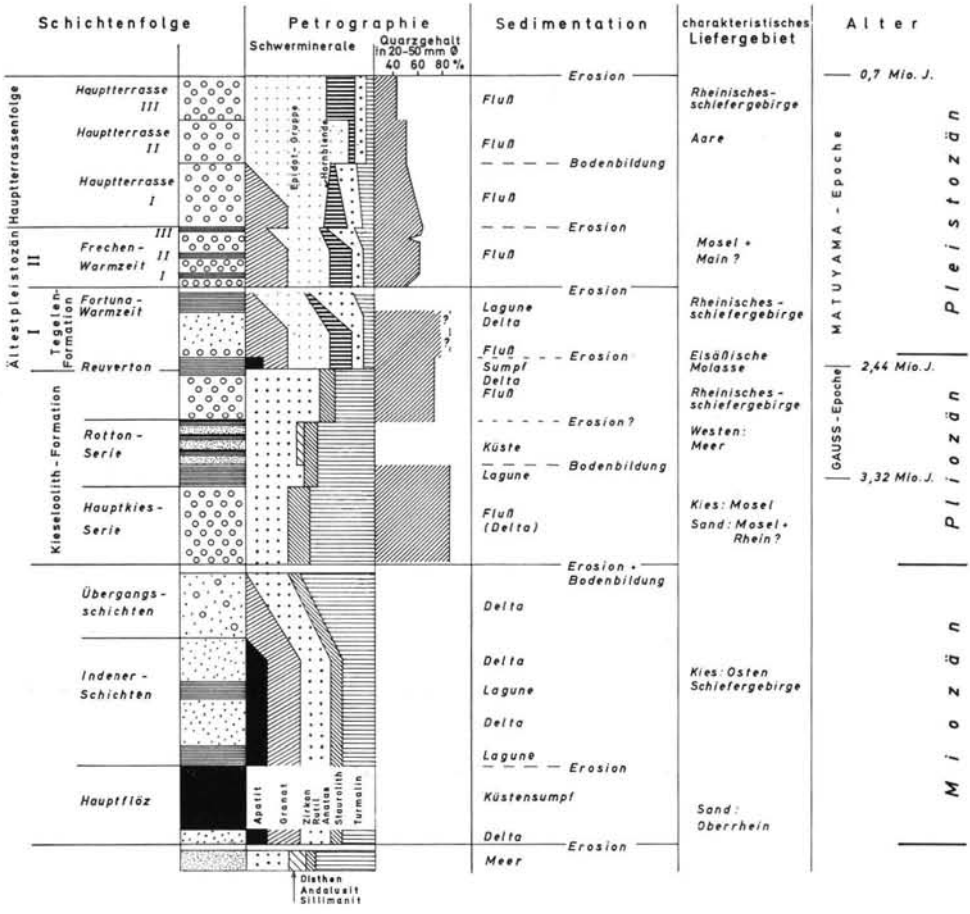


Abb. 1: Die Schichtenfolge des Jungtertiärs und Altquartärs in der Niederrheinischen Bucht mit Angabe der charakteristischen petrographischen und sedimentologischen Merkmale.

Danach zog sich das Meer, durch episodische kleinere Vorstöße unterbrochen, immer weiter nach Norden und Nordwesten zurück und die Niederrheinische Bucht gelangte zunehmend in den Bereich einer fluviatil-limnischen Fazies. Damit begann die Entwicklung der Niederrheinischen Bucht als Flußlandschaft, die sich bis heute fortsetzt. Diese fluviatil geprägte Entwicklung kann in zwei große Zeitabschnitte untergliedert werden (Abb. 1). Während der älteren Zeit war die südliche Niederrheinische Bucht vorwiegend Deltabereich und die Meeresküste lag etwa nördlich des Jackerather Horstes. Diese Faziesverteilung herrschte während des Miozäns und Pliozäns (BOENIGK 1978 b).

Im Pleistozän lag die Niederrheinische Bucht vollständig im Bereich einer Flußlandschaft. Die Küstenlinie hatte einen Verlauf der wesentlich weiter nördlich lag als vorher und in der Größenordnung etwa dem heutigen entspricht. Angaben zur Sedimentation in der Niederrheinischen Bucht während des Pleistozän machen BREDDIN (1955) und QUITZOW (1956).

Jungtertiär

War im Miozän und Pliozän generell die Fazies eines küstennahen Ablagerungsraumes, eines Delta, gegeben, so wurde die Art der Sedimentation im wesentlichen durch den mehrfachen Klimawechsel von feuchten zu semiariden Zeitabschnitten gesteuert. Modifizierend wirkte sich die Senkungsgeschwindigkeit der Bucht oder einzelner Schollen aus, die unter anderem mehrere Erosionsphasen verursachte (BOENIGK 1978 b), die als Lücken in der stratigraphischen Abfolge zu Klima und Flußgeschichte keine Aussagen erlauben.

Die überlieferten Sedimente lassen folgende Entwicklung erkennen. Die ersten fluviatilen Einflüsse sind im Liegenden des untermiozänen Hauptbraunkohlenflözes im Tagebau Frechen erfaßt. Nach der petrographischen Zusammensetzung der Sedimente (Abb. 1) handelt es sich um rein fluviatiles Material, dessen Kiesfraktion aus der Umrandung der Niederrheinischen Bucht bezogen werden kann. Die Sandfraktion deutet dagegen auf eine Zulieferung aus dem Oberrheingraben hin (BOENIGK 1976). Sedimentologische Befunde zeigen, daß es sich um eine Deltafazies handelt. Diese Ablagerungen werden konkordant durch das mächtige Hauptbraunkohlenflöz überdeckt, das in der gesamten südlichen und mittleren Bucht verbreitet ist und sich durch seine Verzahnung mit marinen Sanden im Norden als paralisch erweist (BREDDIN 1932). Die fluviatile Zulieferung von Sedimenten war zu dieser Zeit gering und auf die äußersten Randbereiche der Bucht beschränkt.

Während der darauffolgenden Zeit der Indener Schichten setzte im Osten der Bucht erneut die klastische Deltasedimentation ein, wie sie schon im Liegenden des Hauptflözes vorhanden war (Abb. 1. 2). Zum Hangenden kann jetzt auch, zusätzlich zur Sandfraktion, in der Kiesfraktion zunehmend eine Fernkomponente beobachtet werden. Diese Sedimente werden als Übergangsschichten zur Hauptkies-Serie von den eigentlichen Indener Schichten abgetrennt (BOENIGK 1978 b). Die klastische Sedimentation der Indener Schichten und der Übergangsschichten wird mehrfach unterbrochen durch langanhaltende und weit verbreitete lagunäre Phasen einerseits und subaärische Bodenbildungen andererseits, die auf eine weitgehende Unterbrechung der Materialzufuhr deuten.

Im Westen der Niederrheinischen Bucht setzt sich dagegen während dieser Zeit in den Oberflözen die Torfbildung fort und in den klastischen Zwischenmitteln lassen sich neben terrestrischen Einflüssen Ablagerungen der marinen Küstenfazies erkennen. Das Meer drang über die Rur-Scholle bis in die südwestliche Niederrheinische Bucht vor.

Das Klima zur Zeit der Torfbildung wird für das Hauptflöz als tropisch bis subtropisch (WEYLAND 1934) und für die Oberflöze als subtropisch (VON DER BRELIE 1968) angesprochen. Die überlagernden grobklastischen Sedimente dagegen deuten durch die periodische flächenhafte Schuttanlieferung auf ein trockenes, semiarides Klima hin.

Eine darauffolgende Sedimentationsunterbrechung in der Niederrheinischen Bucht macht sich durch einen Verwitterungshorizont bemerkbar. In den Sedimenten der Bucht kann eine Ausmerzung der relativ instabilen Schwerminerale festgestellt werden. Auch die mächtigen hangenden Sedimente, die Ablagerungen der Hauptkies-Serie, führen nur das verarmte Spektrum. Man kann daher mit einer weitverbreiteten und intensiven Verwitterungsphase rechnen, die das verarmte Schwermineralspektrum erzeugte. Es ist dies der markanteste Verwitterungshorizont in der gesamten Schichtenfolge der Niederrheinischen Bucht und er wird daher der etwa zeitgleichen lateritischen Bodenbildung bei Schwerfen (BOENIGK & BRINKMANN 1976) und am Vogelsberg zugeordnet. Damit wird ein warmes wechselfeuchtes Klima für diese Stillstandsphase in der Sedimentation am Ende des Miozäns unterstellt.

Die hangenden Sedimente sind vorwiegend grobklastisch in der Fazies des fluviatil geprägten Deltas ausgebildet. Sie sind in der gesamten Niederrheinischen Bucht verbreitet

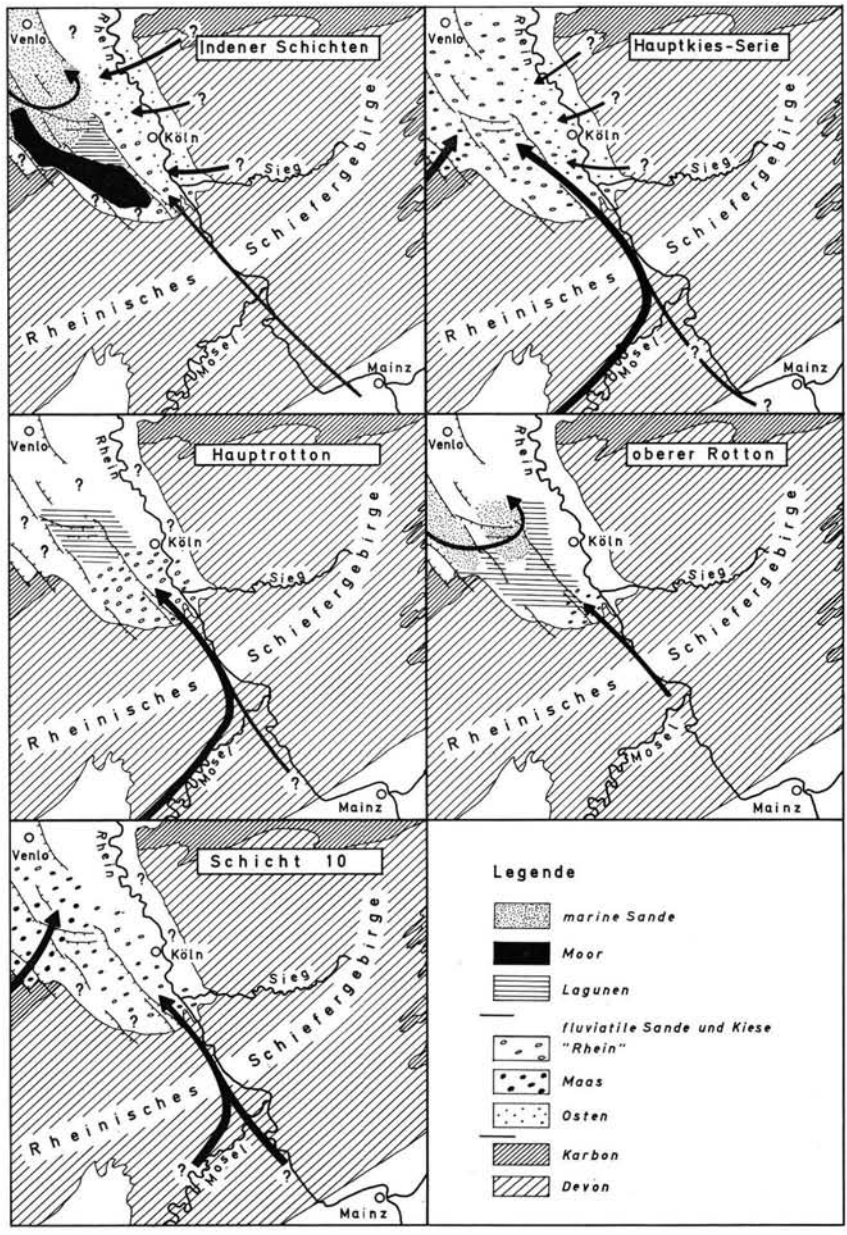


Abb. 2: Die Sedimentzulieferung in die Niederrheinische Bucht im jüngeren Miozän und Pliozän.

und werden als Hauptkies-Serie bezeichnet, die ins Unterpliozän eingestuft wird (VON DER BRELIE 1959). Der Lieferant für diese Kiese und Sande war ein Vorläufer des Rheins, der sein grobes Material im wesentlichen aus dem Moselgebiet bezogen hat (Abb. 2). Es sind die typischen Sedimente der Kieseloolith-Formation. — Im Westen der Niederrheinischen Bucht ist die Maas an der Sedimentlieferung beteiligt.

In dieser Zeit sind Vorstöße der fluviatilen Fazies bis weit in das Niederrheinische Tiefland möglich, doch lag die Küste für große Zeitabschnitte nicht wesentlich weiter nördlich als während der Ablagerung der Indener Schichten, wie die durch Gezeiten beeinflußten Sedimente im Tagebau Fortuna belegen.

Das Klima muß für die Zeit der Hauptkies-Serie als semiarid angesprochen werden, da große Mengen von grobklastischem Material in die Bucht transportiert wurden, und zwar zum Teil in der Art eines flächenhaften Schutttransportes. Erst in der Bucht wurde das Sediment teilweise unter Wasserbedeckung aufgearbeitet und umgelagert. Die Kiese sind im Süden der Bucht außerordentlich grob und führen bis in den Tagebau Frechen noch zahlreiche Blöcke. Weiter nördlich nimmt die Körnung sehr rasch ab und die Kiese gehen in eine Sandfazies mit geringmächtigen Kieseinschaltungen zurück.

In der nachfolgenden Zeit der Rotton-Serie herrschte in den zentralen Bereichen der Niederrheinischen Bucht zunächst eine langanhaltende lagunäre Fazies, die zur Ablagerung des Hauptrotton führte (Abb. 2). Dieser Tonhorizont ist durch eine mächtige subaärische Bodenbildung überprägt, die eine Unterbrechung der Sedimentation selbst in den tiefsten Beckenteilen dokumentiert. In den Randbereichen der Bucht hat sich während der Bildungszeit des Hauptrotton die Grobschotterakkumulation fortgesetzt (BOENIGK 1978 b), so daß ein Anhalten des semiariden Klimas mit einem verwilderten Flußsystem von der Zeit der Hauptkies-Serie unterstellt werden kann. Für die jüngere Rotton-Serie läßt sich ein Meeresvorstoß bis in die mittlere Niederrheinische Bucht feststellen. Küstensedimente sind im Tagebau Fortuna aufgeschlossen (Abb. 2).

In der südlichen Niederrheinischen Bucht herrschte währenddessen eine vorwiegend feinklastische Sedimentation mit Torfhorizonten. Die Flora dieser Zeit, dem Brussumium, deutet auf ein warmgemäßigtes Klima (ZAGWIJN 1960 a). Es herrschte ein relativ festes mäandrierendes Flußsystem, was den geringen Anteil an fluviatilen Ablagerungen in den erschlossenen Sedimenten erklärt.

Die Rotton-Serie wird durch einen Horizont mit Grobkies überlagert. Die Schüttung erfolgte im Süden der Bucht durch einen Vorläufer des Rheins in der Fazies der Kieseloolith-Formation und im Westen der Bucht durch die Maas (Abb. 2, Schicht 10). Die Kiese sind sehr grob mit großen Blöcken und sie sind schon deutlich reicher an weichen Komponenten als die Kiese der Hauptkies-Serie (Abb. 1).

Die vom Rhein angelieferten Kiese stellen nach ihrer petrographischen Zusammensetzung einen Übergangstyp zwischen den typischen Schottern der Kieseloolith-Formation, wie sie die Hauptkies-Serie aufbauen und den Schottern der pleistozänen Rheinfazies dar. Als Liefergebiet für die Sedimente dominieren sowohl in der Sand- wie in der Kiesfraktion devonische und aufgearbeitete tertiäre Gesteine aus dem Bereich des Rheinischen Schiefergebirges. Die Übergangsstellung dieses Schotterkörpers wird besonders deutlich im Bereich der Maas-Schüttung. Eine Unterteilung der Kiese in pliozäne einerseits und pleistozäne andererseits aufgrund der petrographischen Zusammensetzung oder der Körnung ist zur Zeit nicht möglich. Die Schotter deuten auf stark schwankende Wasserführung der Flüsse mit extremen Hochwässern und einem reichlichen Angebot an Schutt. Floristische Befunde (ZAGWIJN 1960) lassen ein kühles Klima erkennen, so daß man kühle semiaride Verhältnisse mit einem verwilderten Flußregime für diesen Zeitabschnitt im Hangenden des Brunssumium annehmen kann. Diese grobklastische Sedimentation wird erneut durch eine in der Niederrheinischen Bucht verbreitete Ton- und Sand-Ablagerung mit zahlreichen Torfhorizonten abgelöst. Diese Reuverserie dokumentiert eine Sumpflandschaft mit starker Vegetation. Die fluviatilen Ablagerungen treten stark zurück. Das Klima wird aufgrund der Flora (ZAGWIJN 1960) als feucht-gemäßigt angegeben, doch zeigen sedimentologische und paläontologische Untersuchungen, daß mit starken Schwankungen sowohl

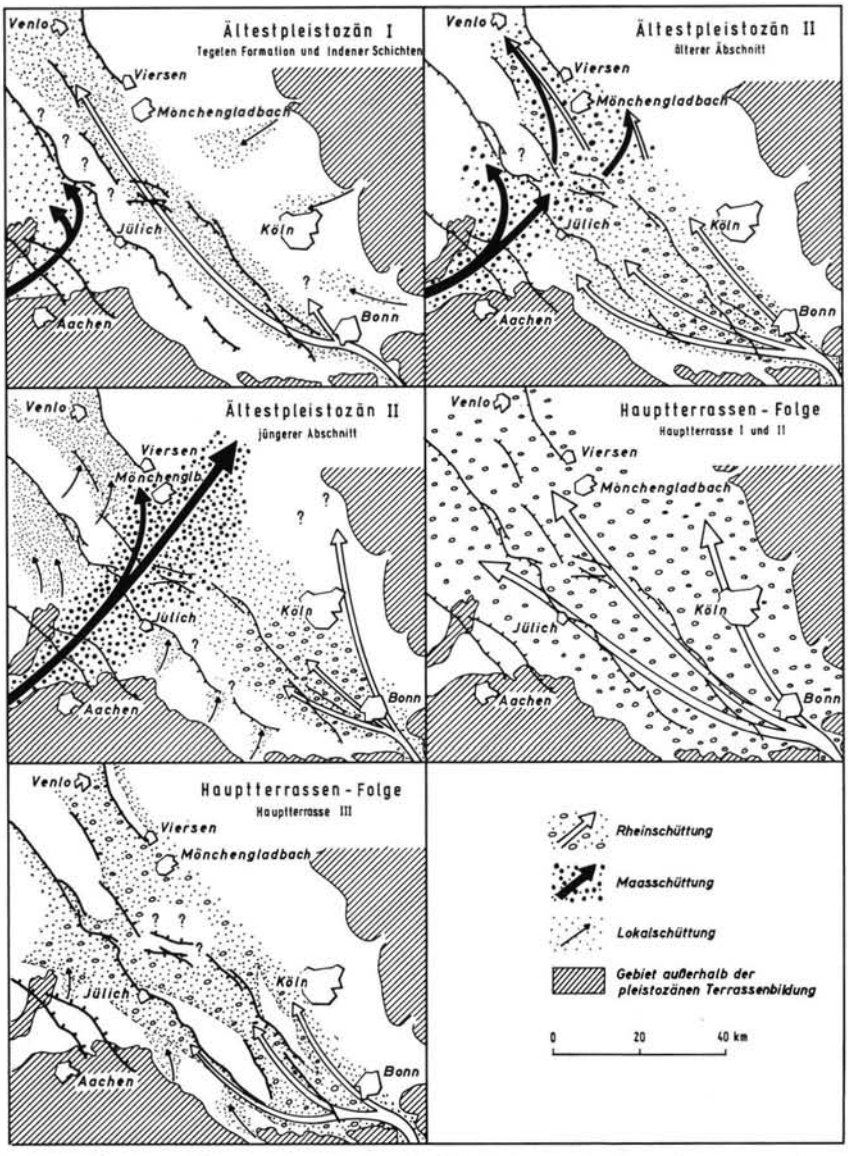


Abb. 3: Die Schüttungsrichtungen in der Niederrheinischen Bucht im Altquartär aufgrund der Schwermineralführung der Sedimente, unter Berücksichtigung der Ergebnisse der Schotteranalysen von Musa (1973) und Schnütgen (1974).

der Temperatur wie auch der Feuchtigkeit im Reuverium gerechnet werden muß (Boenigk 1978 b).

Im Reuverton vollzieht sich der markanteste Wechsel in der petrographischen Zusammensetzung der pliozänen Sedimente in der Niederrheinischen Bucht. Er wird auf eine Ausweitung des Rhein-Einzugsgebietes bis in den Bereich der Elsässischen Molasse (Boenigk 1976) zurückgeführt. Die Kieseloolith-Formation wird durch die Tegelen-Formation ab-

gelöst. Paläomagnetische Untersuchungen (BOENIGK et al. 1974) zeigen, daß dieser Wechsel an der Wende von der normal magnetisierten GAUSS-Epoche zur revers magnetisierten MATUYAMA-Epoche, vor 2,44 Mio. Jahren, erfolgte. Damit ist auch ein guter Anhalt für das Alter der Tertiär/Quartär-Grenze gegeben: Sie kann nur etwas jünger sein, da im Reuverton der Übergang zum Pleistozän erfaßt ist (ZAGWIJN 1960, VON DER BRELIE in BOENIGK et al. 1974).

Altquartär

Die hangenden Sedimente des Reuverton gehören damit ins Pleistozän. Sedimentologisch setzt sich aber zunächst, im Ältestpleistozän I, die Faziesverteilung aus dem Pliozän fort (Abb. 1). Über einem noch wenig bekannten grobklastischen Horizont, der im Bereich der Erft-Scholle und des Venlo-Grabens in der Fazies der vom Rhein geprägten Tegelen-Formation ausgebildet ist und im Bereich der Rur-Scholle (Abb. 3) als von der Maas angelieferte Jülicher-Schichten (BREDDIN 1955) beschrieben ist, lagern mächtige Tonhorizonte mit einer pleistozänen warmzeitlichen Flora. Im Venlo-Graben ist dies der bekannte Tegelenton, das Typsediment des Tiglium, und im Bereich der Erft-Scholle die Schicht 13 (SCHNEIDER & THIELE 1965). Da eine gesicherte Korrelation zur Zeit noch nicht möglich ist, soll die Schicht 13 mit dem Lokalnamen „Fortuna-Warmzeit" belegt werden, nach dem Tagebau der Rheinischen Braunkohlenwerke AG, wo dieser Horizont in der Westwand (H 5648894, R 2542717, 34 m ü. NN) gut aufgeschlossen ist (BOENIGK 1978 b). Die Niederrheinische Bucht war zu dieser Zeit ein küstennahes Sumpfgebiet mit mäandrierenden Flüssen. Gegen Ende dieser Warmzeit erlahmte die Zufuhr von Fernmaterial und es dominierte eine Schiefergebirgsschüttung (BOENIGK 1978 b, c).

Gekappt wird das Ältestpleistozän I durch eine starke Diskordanz. Neben der tektonischen Phase, die zur Umstellung des Flußsystems in der Niederrheinischen Bucht führte, muß für diese Zeit auch mit einer einschneidenden kalten Phase gerechnet werden, wie die stark reduzierte Fauna in den hangenden Sedimenten belegt. Mit dem Ältestpleistozän II setzt in der Niederrheinischen Bucht die Zeit der ausschließlich fluviatil-limnischen Fazies ein, die bis heute anhält.

Der charakteristischen Wechsel von Kalt- und Warmzeiten im Pleistozän hat zur Folge, daß in den Sedimenten fast ausschließlich die Ablagerungen der Kaltphasen mit ihren Schotterkörpern verwilderter Flußläufe überliefert sind. Die Warmphasen mit ihren mäandrierenden Flüssen sind nur durch lokale Stillwassersedimente und vereinzelte Bodenhorizonte überliefert. Die primär schon gering vertretenen Ablagerungen der Warmzeiten sind durch die Erosion zu Beginn der jeweils nachfolgenden Kaltzeit noch weiter vermindert und damit stark unterrepräsentiert.

Im Ältestpleistozän II lagerte der Rhein im Süden der Niederrheinischen Bucht grobe Schotter ab (Abb. 3), die wenigstens zum Teil auf ein verwildertes Flußsystem hindeuten. Das Material wurde im wesentlichen über die heutigen Nebenflüsse des Rheins, die Mosel und den Main, herangeschafft. Die mittlere Niederrheinische Bucht ist durch grobe Schotter der Maas geprägt, die von Südwesten nach Nordosten die Bucht durchquerte und den Rhein weit nach Osten abgedrängt hatte. In den nördlichen Bereichen der Bucht erfolgte eine lokale Umlagerung von älteren Sedimenten (Abb. 3, Ältestpleistozän II, jüngerer Abschnitt). Diese Ablagerungen sind in den Niederlanden als Kedichem-Formation bekannt.

Im Tagebau Frechen der Rheinischen Braunkohlenwerke AG sind in die Schichten des Ältestpleistozän II warmzeitliche Tonhorizonte eingeschaltet, die als Frechen-Warmzeiten I bis III[1]) bezeichnet werden, bis eine sichere Zuordnung zu der niederländischen Gliederung möglich ist.

---

[1]) Der Name wurde durch Absprache am Lehrstuhl für Eiszeitenforschung, Köln, festgelegt.

Mit dem Wechsel vom Ältestpleistozän II zur Hauptterrassenfolge wurde das Entwässerungssystem in der Niederrheinischen Bucht erneut durch eine tektonische Phase umgestaltet. Die Maas wurde endgültig aus der Niederrheinischen Bucht abgedrängt und die gesamte Bucht mit mächtigen groben Schottern des Rheins aufgefüllt. Das verwilderte kaltzeitliche Flußsystem beherrschte von den Bergischen Randhöhen im Osten bis an die Eifel im Südwesten die Bucht (Abb. 3, Hauptterrasse I und II). Wärmere Abschnitte mit mäandrierenden Fußläufen lassen sich nur über einige zwischengeschaltete Bodenhorizonte fassen.

Gegen Ende der Hauptterrassenfolge (Hauptterrasse III), das zeitlich etwa bei der Umkehr des Erdmagnetfeldes von der revers magnetisierten MATUYAMA-Epoche zur normal magnetisierten BRUNHES-Epoche, bei 700 000 Jahren, liegt, macht sich erneut eine bedeutende tektonische Phase bemerkbar. Die Ablagerungen der Hauptterrasse III sind nicht mehr über die gesamte Bucht verbreitet, sondern auf die Senkungsgebiete beschränkt (Abb. 3 vgl. auch SCHNÜTGEN 1974). Relative Hebungsbereiche wie der Brüggen-Erkelenzer-Horst, der Lommersumer-Horst, Teile der Ville und des Rur-Randes würden nicht mehr überschottert. Die Sedimente lassen eine Dominanz der Schiefergebirgsschüttung erkennen. Die Fernkomponenten aus südlichen Bereichen werden ganz zurückgedrängt. Neben tektonischen Ursachen kann die Änderung der Materialzusammensetzung aber auch klimatisch beeinflußt sein. In der Hauptterrasse III finden sich zum ersten Mal verbreitet Zeichen einer echten Glazialzeit mit einem Dauerfrostboden in der Niederrheinischen Bucht und im Rheinischen Schiefergebirge, Bedingungen, die eine verstärkte Schuttzufuhr aus den Mittelgebirgen wahrscheinlich machen.

Mit der Hauptterrasse IV verläßt der Rhein aufgrund der Fortsetzung der tektonischen Bewegungen die westliche Niederrheinische Bucht und fließt seit Beginn der Mittelterrassen-Zeit bis heute ausschließlich östlich der Ville, deren Ostabhang erst durch die Erosionstätigkeit des Rheins während dieser Zeit geschaffen wurde. Die westliche Niederrheinische Bucht wird seitdem durch kleine Bäche wie Erft, Rur und Nette entwässert.

Schriftenverzeichnis

BOENIGK, W. (1976): Schwermineraluntersuchungen zur Entwicklung des Rheinsystems. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **27**: 202; Öhringen/Württ.

— (1978 a): Die Gliederung der altquartären Ablagerungen in der linksrheinischen Niederrheinischen Bucht. — Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., **28**; Krefeld [im Druck].

— (1978 b): Die Gliederung der tertiären Braunkohle-Deckschichten in der Ville (Niederrheinische Bucht). — Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., **29**; Krefeld [im Druck].

— (1978 c): Schwermineralassoziationen im Grenzbereich Tertiär/Quartär der Erft-Scholle (Niederrheinische Bucht). — Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., **28**; Krefeld [im Druck].

BOENIGK, W., BRELIE, G. VON DER, BRUNNACKER, K., KOČI, A., SCHLICKUM, W. R., STRAUCH, Fr. (1974): Zur Pliozän-Pleistozän-Grenze im Bereich der Ville (Niederrheinische Bucht). — Newsl. Stratigr., **3**: 219—241; Leiden.

BOENIGK, W. & BRINKMANN, K. (1976): Petrographische Untersuchungen gibbsitführender Tertiär-Sedimente bei Schwerfen (Niederrheinische Bucht). — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1976**: 253—265; Stuttgart.

BREDDIN, H. (1932): Die Feuersteingerölle im Niederrheinischen Tertiär, ein Beweis für die paralische Natur der Braunkohlenflöze. — Cbl. Mineral., **1932** (B): 395—404; Stuttgart.

— (1955): Die Gliederung der altdiluvialen Hauptterrasse von Rhein und Maas in der Niederrheinischen Bucht. — Der Niederrhein, **22**: 76—79; Krefeld.

BRELIE, G. VON DER (1959): Zur pollenstratigraphischen Gliederung des Pliozäns in der Niederrheinischen Bucht. — Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., **4**: 27—54; Krefeld.

— (1968): Zur mikrofloristischen Schichtengliederung im rheinischen Braunkohlenrevier. — Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., **16**: 85—102; Krefeld.

Kurtz, E. (1926): Die Leitgesteine der vorpliozänen und pliozänen Flußablagerungen an der Mosel und am Südrande der Kölner Bucht. — Verh. Naturhist. Ver., **83**: 97—159; Bonn.

— (1932): Die Spuren einer oberoligozänen Mosel von Trier bis zur Kölner Bucht. — Z. dt. geol. Ges., **83**: 39—58; Berlin.

Musa, I. (1973): Rhein- und Eifelschüttungen im Süden der Niederrheinischen Bucht. — Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, **23**: 151 S.; Köln.

Quitzow, H. W. (1956): Die Terrassengliederung im niederrheinischen Tieflande. — Geologie en Mijnbouw, **18**: 357—373; s' Gravenhage.

Schneider, H. & Thiele, S. (1965): Geohydrologie des Erftgebietes. — 185 S., Minist. Ern. Landwirtsch. Forsten Nordrhein-Westf.; Düsseldorf.

Schnütgen, A. (1974): Die Hauptterrassenfolge am linken Niederrhein aufgrund der Schotterpetrographie. — Forsch.-Ber. Nordrhein-Westf., **2399**: 150 S.; Opladen.

Sindowski, K.-H. (1939): Studien zur Stratigraphie und Paläogeographie des Tertiärs der südlichen Niederrheinischen Bucht. — N. Jb. Mineral, (BB) **82**, Abt. B: 415—484; Stuttgart.

Weyland, H. (1934): Beiträge zur Kenntnis der rheinischen Tertiärflora. I. Floren aus den Kieseloolith- und Braunkohlenschichten der niederrheinischen Bucht. — Abh. preuß. geol. L.-Anst., N.F., **161**: 122 S.; Berlin.

Zagwijn, W. H. (1960): Aspects of the Pliocene and Early Pleistocene Vegetation in the Netherlands. — Med. Geol. Sticht., C-**III**-I: 78 S.; Maastricht.

Manuskript eingeg. 22. 12. 1977.

Eiszeitalter u. Gegenwart	28	10—38 8 Abb., 3 Tab.	Öhringen/Württ. 1978

Geröllanalytische Gliederung der pleistozänen Kiessande nordwestlich von Hannover

Heinz Jordan & Horst-Hermann Voss

mit Beiträgen von Helmut Brandes, Achmed Abdel Moiti & Peter Rohde

Pleistocene, Elster to Drenthe stage, gravel sand, gravel analysis, glaciofluvial, middle terrace, Leine river

Kurzfassung: Die spätelster- bis drenthezeitlichen Kiessande des Steinhuder Meer-Raumes wurden statistisch auf ihren Geröllbestand (Fraktion 6,3—12,5 mm) untersucht. In zwei Tiefenbereichen wurde das Verhältnis von nordischen zu paläozoisch-einheimischen Geröllen ausgewertet. Die nordischen sind vom Inlandeis und dessen Schmelzwässern geschüttet, die paläozoisch-einheimischen von Flüssen aus dem S angeliefert. Der einheimische Kies-Anteil ließ sich nach dem Flammenmergel- und Buntsandstein-Gehalt dem Flußsystem der Weser bzw. der Leine zuordnen.

Nach der Geröllanalyse hat der spätelsterzeitliche Kiessand altpleistozäne Rinnen endgültig verfüllt. Im oberen, drenthezeitlichen Abschnitt läßt sich die Vermischung und Verzahnung der nordischen Schmelzwassersande mit den von Süden geschütteten Leine-Kiessanden quantitativ belegen (Abb. 7). Der nordische Kiessand enthält Schollen und Beimengungen von Oberterrassenkies der Weser. Die Ergebnisse werden mit früheren geröllanalytischen Untersuchungen im Raum Hannover vergleichen, und daraus neue Hinweise zur Flußgeschichte der (unteren) Leine gewonnen.

[Classification of Pleistocene Gravel Sands from the Area Northwest of Hannover according to Gravel Analyses]

Abstract: The gravel sands of the late Elster to Drenthe stage sedimented in the Steinhuder Meer area were statistically investigated with respect to their gravel content (fraction 6.3 to 12.5 mm). The ratio of Scandinavian to Paleozoic-domestic gravels was evaluated for two depth ranges. The Scandinavian gravels were delivered by the inland ice and its glacial waters, the Paleozoic-domestic ones by rivers coming from the south. According to its flammenmergel and Bunter sandstone content, the domestic gravel portion could be assigned to the Weser or Leine river systems.

The gravel analyses show that the Early Pleistocene channels were finally filled up by the lower gravel sand of the late Elster stage. In the upper part, assigned to the Drenthe period, mixing and interdigitation of the Scandinavian glaciofluvial sands with gravel sands delivered by the Leine coming from the south can be proven quantitatively (Fig. 7). The Scandinavian gravel sand contains blocks and admixtures of upper terrace gravel of the Weser River. The results are compared with those of previous gravel analyses from the Hannover area from which indications are obtained on the geological history of the lower Leine River.

1. Einführung

Ein Schwerpunkt der geologischen Landesaufnahme des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung nach dem Kriege war der Nordteil des Großraums Hannover, für den bis dahin erst vier Blätter der Geologischen Karte 1 : 25 000 erschienen waren. Der Untergrund besteht aus quartären Lockersedimenten, im wesentlichen Sand und Kies, und einigen wenigen Aufragungen von mesozoischem Ton-, Kalk- und Sandstein.

1959 erschien das Blatt 3624 Hannover, zwischen 1962 und 1974 die Blätter 3524 Isernhagen, 3424 Mellendorf, 3323 Schwarmstedt, 3625 Lehrte und 3423 Otternhagen (Abb. 1). Seit 1974 wird bei der laufenden Aufnahme das gesamte Quartär einschließlich seiner Festgesteinsbasis mit Hilfe von Drillbohrungen systematisch bearbeitet. Zusätzlich

*) Anschriften der Verfasser: Helmut Brandes, Dr. Heinz Jordan, Achmed Abdel Moiti, Dr. Peter Rohde, Dr. Horst-Hermann Voss, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Alfred-Bentz-Haus, Postfach 51 01 53, 3000 Hannover 51.

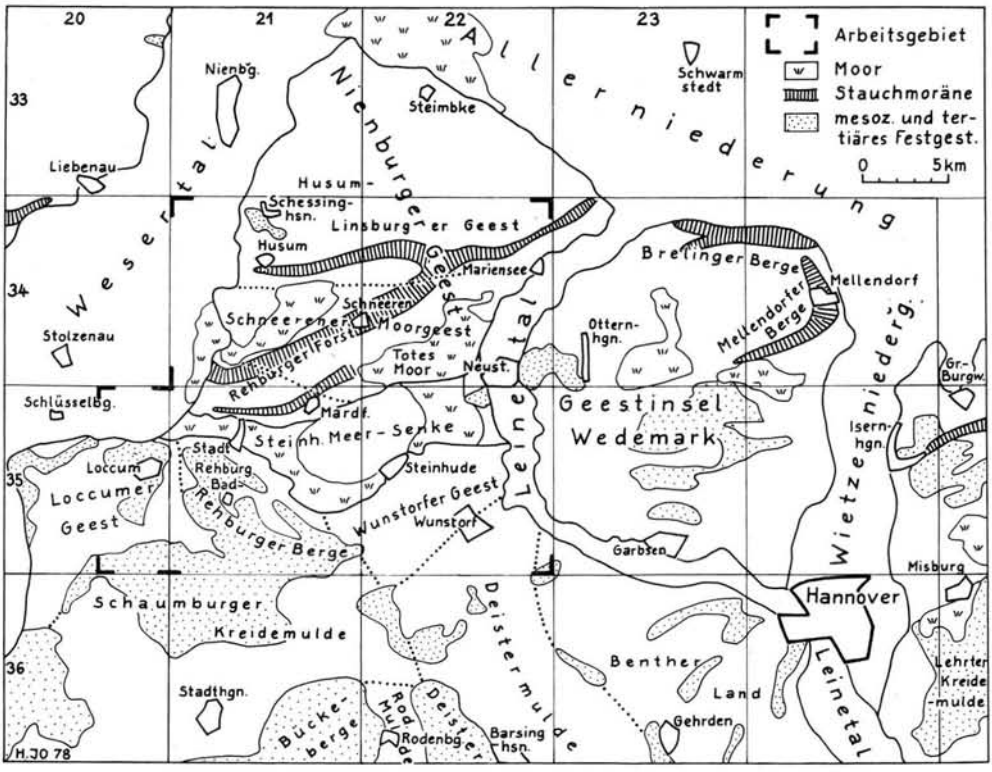


Abb. 1: Geologische Übersicht und Lage des Arbeitsgebietes. — Gitternetz = Blattschnitt der Top. Karte 1 : 25 000, Blatt-Nr. am Kartenrand; geologisch-landschaftliche Einheiten mit starken Linien und zusätzlichen Punktlinien umgrenzt.

werden alle verfügbaren älteren Bohrungen ausgewertet. Das Drillbohrprogramm ist so ausgelegt, daß pro qkm möglichst eine, meistens aber mehrere lithostratigraphisch auswertbare Bohrungen vorliegen.

Das Ergebnis wird in Form der folgenden Karten dargestellt:

Geologische Karte 1 : 25 000 mit einer Aussagetiefe von 2 m,

Profiltypenkarte (MENGELING & VINKEN 1975),

Karte der Bohrtiefe, automatisch gezeichnet, und

Karte des präquartären Untergrundes (Verbreitung der präquartären Schichten, Tiefenlage der Quartärbasis).

Neben der lithostratigraphischen Erfassung des gesamten Quartärs werden Bohrproben sedimentologisch untersucht — z. B. der Geröllbestand der Kiessande, der Schwermineralgehalt der Grundmoränen und die Pollenführung der warmzeitlichen Schluffe ermittelt. In diesem Stil sind die Blätter 3525 Großburgwedel (JORDAN 1975), 3523 Garbsen (ROHDE, im Druck), die Steinhuder Meer-Blätter 3421 Husum und 3522 Wunstorf (VOSS), 3521 Rehburg und 3422 Neustadt (JORDAN) sowie die westlich anschließenden Weser-Blätter 3420 Stolzenau (HÖFLE) und 3320 Liebenau (K.-D. MEYER, alle in Druckvorbereitung) aufgenommen worden.

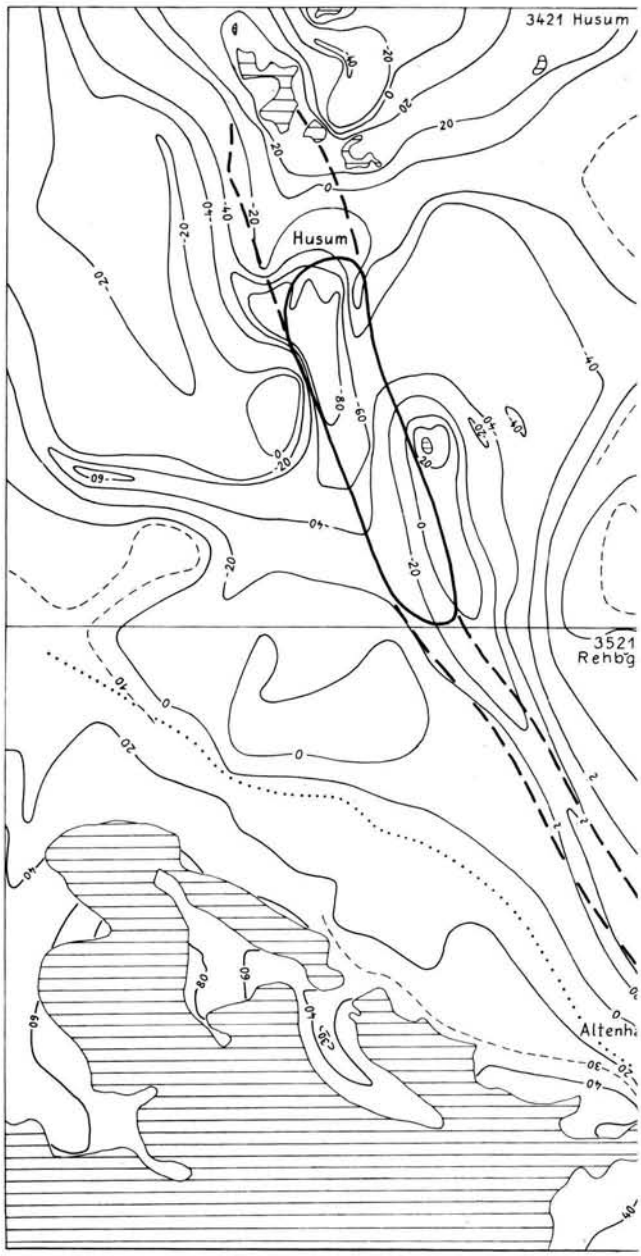


Abb. 2: Quartärbasis (altpleistozäne Beckentone ausgenommen). — Tiefenlinien in m zu NN; anstehendes oder von < 2 m Quartär bedecktes Festgestein schraffiert; 25-m-Mächtigkeitslinie des Quartär punktiert; Salzsattel (Steinhuder Meer-Linie) gerissen, Salzdiapire von Altenhagen und Husum fett umgrenzt.

3422 Neustadt
3522 Wunstorf
3523 Garbsen
0
5 km

In der vorliegenden Arbeit werden die Geröllanalysen, die die fünf Autoren im Steinhuder Meer-Raum ausführten, zusammengefaßt und mit denen des Gebietes Wedemark-Großburgwedel-Hannover verglichen.

2. Geologischer Überblick

In Abb. 1 ist das Arbeitsgebiet mit den Blättern der Top. Karte 1 : 25 000, 3421 Husum, 3422 Neustadt, 3521 Rehburg, 3522 Wunstorf, 3520 Schlüsselburg (Ostrand) und 3523 Garbsen (Westrand) markiert. Es liegt in dem WNW-verlaufenden Geest-Streifen zwischen dem Allertal im Norden und dem Mittelgebirgsrand (Rehburger Berge — Deister — Lindener Berg — Kronsberg) im Süden. Der Geest-Streifen wird durch die jüngeren Flußtäler der Weser, Leine und Wietze in „Geestinseln" untergliedert: Die Nienburger Geest mit der Steinhuder Meer-Senke im Südteil, die Wedemark- und die Großburgwedeler Geest.

Der Untergrund der Geest besteht hauptsächlich aus Sand mit kiesigen Lagen, der seinerseits meist auf Ton- und Mergelstein der Kreide, im Nordteil auf tertiärem Schluff auflagert. Der Kiessand ist im Schnitt 20—50 m mächtig. In schmalen Rinnen ist er allerdings über 100 m tief eingesenkt, während dazwischen, in einzelnen Kreidehochlagen, der Tonstein zutage ansteht (Abb. 2). In die Kiessandfolge eingeschaltet bzw. in ihrem Hangenden finden sich untergeordnet tonig-schluffige Sedimente. Sie werden im folgenden stratigraphischen Abriß der quartären Schichtenfolge mit aufgeführt.

l Holozäner Torf, bis 5 m, in Löchern 8 m mächtig.

k Spätweichselzeitliche bis holozäne Mudde, bis 3 m mächtig.
Die Einheiten l und k sind abgelagert bzw. aufgewachsen in der durchschnittlich 2 m (max. 3 m) tiefen Wanne der Steinhuder Meer-Senke, die durch Auftauen von weichselzeitlichem Bodeneis entstanden war (MERKT & MÜLLER 1978).

i Weichselzeitlicher Flußsand: im Steinhuder Meer (über Eem-Mudde h) und westlich anschließend bis Stadt Rehburg 20 m mächtig; weiter westlich (im Nehrenbruch) sowie im Süden (Winzlar—Hagenburg, über nordischem Kies) und Osten (Poggenhagen—Neustadt, über Unterkreide) geht die Mächtigkeit auf 1 bis wenige Meter zurück.

Die Sande wurden von der Leine in eine vom Drenthe-Gletscher übertiefte Mulde zwischen dem Schneerener Kiesrücken und der Mittelgebirgsschwelle Rehburg—Neustadt—Wunstorf geschüttet.

h Eem-Mudde (GRAHLE 1968: 730): 4 m mächtige warmzeitliche dunkelgraugrüne „Gyttja" mit Fischwirbeln, Schalen von *Valvata piscinalis* und anderen organischen Resten, datiert von SCHNEEKLOTH (Nds. L.-Amt f. Bodenforsch., Labor-Nr. 1134, 1964) als „Eem, Beginn Zone IV". Ein weiteres Vorkommen humoser Schluffe in ähnlicher Tiefe liegt weiter nordöstlich im Meer. An verschiedenen Stellen wurden im Steinhuder Meer in 15—20 m Tiefe holzführende oder humose Sande erbohrt (nach Aufzeichnungen GRAHLES). Die Mudde wurde also in einer flachen Wanne, nicht in Strudellöchern oder Erdfällen (außerhalb des Salzsattels!) abgelagert.

g Drenthe-Geschiebelehm: 1 bis einige Meter mächtig, bei Wunstorf lokal zweigeteilt durch eine bis 6 m mächtige Sandeinschaltung. Grundmoräne des Hamelner Gletschervorstoßes (LÜTTIG 1959).

f Drenthezeitlicher Schmelzwassersand und -kiessand, z. T. über 30 m mächtig, mit wechselnd starker Beimengung von Leine- bzw. Weser-Kiessand.

e Holstein-Interglazial von Wunstorf: 5 m mächtiger sapropelitischer Ton (Mudde), Torf und Seekreide mit Holstein- (bis Rhume-)Vertebraten (SICKENBERG 1951: Saugbaggerprobe aus der Sandgrube Pape), nach der Flora spätes Holstein-Interglazial (H. MÜLLER 1977).

Humose und pflanzenführende Schluffe wurden auch in der Umgebung in ähnlicher Tiefe verschiedentlich erbohrt. Sie sind nach SICKENBERG (1951) in einem Altwasserarm der Leineschotter (d bis f) abgelagert.

Warmzeitliche humose Schluffe von Poggenhagen: 20 cm mächtig, erbohrt über 3 m kiesigem Sand über Kreideton. Nach Saugbaggerproben der Sandgrube am Dänenberg höchstwahrscheinlich Dömnitz, d. h. der jüngste Holstein-Abschnitt bzw. ein kurz darauf folgendes Interstadial (MÜLLER 1977).

d Spätelsterzeitlicher Sand und Kiessand, bei Wunstorf bis 20 m mächtig (unter Holstein-Schluff): Flußablagerung mit Beteiligung von aufgearbeitetem nordischen Elster-Kies.

c Elsterzeitlicher Geschiebemergel, bis ca. 10 m mächtig.

b Elster-Vorschüttsand: auf den Kreideplateaus selten und geringmächtig; vermutlich an der Füllung der Quartär-Rinnen beteiligt, deren Stratigraphie im übrigen unbekannt ist (vgl. Kap. 6.1.).

a Altpleistozäner Beckenschluff (Elsterzeit?): am Rand des Steinhuder Meer-Salzstockes bis 70 m mächtig.

Während die Interglazial-Schluffe von Wunstorf und im Steinhuder Meer nur dort — als lokale Bildungen — nachgewiesen werden konnten, sind die beiden Grundmoränen c und g teilweise flächenhaft ausgebildet und lassen sich bei der räumlichen Kartierung des Kiessandes als Zeitmarken verwenden. Die untere Moräne trennt oft die Kiessandfolge vom mesozoischen Untergrund und liegt bei Wunstorf u n t e r den holsteinzeitlichen pflanzenführenden Schluffen (Abb. 6); sie belegt den Haupt-Eisvorstoß der Elster-Kaltzeit.

Der Drenthe-Geschiebelehm schließt als Deckmoräne die Kiessandfolge zum Hangenden hin ab. Er dokumentiert den Hauptvorstoß des drenthestadialen Inlandeises, der Hameln- bzw. Alfeld- und Freden erreichte (LÜTTIG 1960). Darüber kam drenthezeitlich nur noch bei Garbsen-Frielingen und in geringem Umfang westlich Schneeren Kiessand zur Ablagerung, nach neuester Kenntnis als Kames-Bildungen während des Eisrückzuges aus dem Steinhuder Meer-Gebiet.

3. Arbeitsmethode

Zur Ausführung der Geröllanalysen wurde aus kiesigen Lagen im Aufschluß und an der Bohrung die Fraktion 6,3—12,5 mm ϕ mit Rundlochsieben nach DIN 4187 abgetrennt. Während das Sediment im Aufschluß Lage für Lage aufgenommen, beprobt und exakt auf Korngröße, Zusammensetzung etc. untersucht werden kann, ist die Möglichkeit der Probenahme und -bearbeitung an Drillbohrungen beschränkt.

Hier wird das Sediment auf der Bohrschnecke kontinuierlich nach oben gefördert, wobei natürlich eine exakte Teufenangabe des Bohrgutes nicht möglich und auch mit Verunreinigung der Proben zu rechnen ist. Entscheidend für den Einsatz des Drillbohrgerätes, das auf einem Unimog montiert ist und von einem Bohrmeister und einem Lkw-Fahrer (zum Transport der Bohrstangen) betrieben wird, ist seine hohe Bohrleistung von etwa 80 Bohrmetern pro Tag. Bei über 50 m tiefen Bohrungen sinkt die Bohrleistung und wird besonders bei bindigen Sedimenten die Probengewinnung zunehmend problematisch. Oberhalb dieser Teufe bestimmt der erfahrene Bohrmeister die Tiefenlage der laufend genommenen Kiessandproben auf 1—3 m genau; eingeschaltete bindige Lagen lassen sich nach dem höheren Bohrwiderstand auf den Dezimeter genau angeben.

Die Verunreinigung der Proben hält sich in Grenzen, wie relativ scharfe Wechsel von Korngröße und Farbe der ausgelegten Proben beweisen. Bindige Sedimente und der mesozoische Ton- und Mergelstein schieben sich auf der Bohrschnecke als „Würste" hoch, aus denen Proben z. B. für Mikrofossil- und Schwermineralbestimmung ausgeschnitten werden können. Die Kiessandproben können im Normalfall als kaum verunreinigte Schlitzproben von 1—3 m Profilstrecke angesehen werden. Lediglich Gerölle über 2 cm ϕ (= Breite des Schneckenumganges) werden nicht mitgefördert. sondern seitlich weggedrückt. Damit ist die Geröllanalyse auf Fraktionen unter 2 cm beschränkt.

Zu Vergleichszwecken werden gelegentlich die Kornklassen 4—6,3 mm, 6,3—12,5 mm und 12,5—20 mm ausgezählt. Bei der statistischen Erfassung großer Kiessandgebiete, wie z. B. des gesamten Steinhuder Meer-Raumes, ist aber die Anzahl der Proben entscheidend. Da der Arbeitsaufwand einer Zählung von ca. 250 Geröllen 1—2 Stunden beträgt, wurde hier allgemein nur die Fraktion 6,3—12,5 mm abgetrennt.

Der ausgesiebte Feinmittelkies wurde auf einen Probenumfang von 200 bis 300 Geröllen heruntergeteilt und nach dem Augenschein, mit Hilfe von Hammer, Lupe und verdünnter Salzsäure bestimmt. In dieser Größenordnung liegt nämlich der optimale Probenumfang bei einem Vertrauensbereich von 0,95 (rechnerisch zu ermitteln nach dem Bernoulli-Experiment, siehe bei SCHNÜRGEN 1975: 13). Bei erbohrten sehr kiesarmen Sanden mußte teilweise eine geringere Probenzahl in Kauf genommen werden, mindestens wurden jedoch 100 Gerölle bestimmt.

Tab. 1: Geröllbestand von Kiessanden, Fraktion 6,3—12,5 mm. — Angabe der Geröllarten in % zu N + M + P = 100. 1) Drenthe-Stadium der Saalezeit, wenn nicht anders angegeben; 2) aus-

Top. Karte 1 : 25 000		Husum	Neustadt		
Aufschluß (K) bzw. Bohrung (G); Lage		K/10; 1/2 km SW Schessinghausen	G 13 / m 10,2—13,4 1/2 km N Hagen	G 13 / m 13,4—17,7	G 40 / m 17,6—21 1,5 km W Himmelreich
R (35 . . .)		16 740	28 500		28 770
H (58 . . .)		28 030	27 740		21 070
Geländehöhe / Höhe der Probe ü. NN (m)		44/42	50/38	50/35	42/23
N	Kristallin (K)	17	37	— (6) [2]	45
	Sandstein, Quarzit	6	1	2 [3]	7
	Feuerstein (F)	4	22	—	15
M	Buntsandstein (s)	20	11	26	8
	Flammenmergel (f)	—	0,6	—	—
	Wealdensandstein	—	—	—	—
	Kreidesandstein (einschl. Wealden)	11	11	11	17
P	Lydit [6]	17	15	28	7
	Grauwacke	16		13	—
	Porphyr	9	1	21	1
Quarz (Q)		24	26	22	22
Anzahl Gerölle ohne Q		230	345	160	191
N : M : P in %		27 : 31 : 42	60 : 22 : 18	2[2]) : 37 : 61	67 : 25 : 8
F / K		0,23	0,60	—	0,32
P / N + P	%	61,0	22,8	97,0	11,2
f / M + P	%	—	1,4	—	—
s / M + P	%	15,7	26,8	26,7	23,4
Alter [1]); 1 bis 7 = Geröllprovinzen, s. Tab. 2		Wesermischkies von Schessinghausen (1)	nordischer Kiessand der Husum-Linsburger Geest (2)	Elsterzeit; Oberterrassenkies der Weser (2)	nordischer Kiessand der Schneerener Moorgeest (4)

schließlich Thüringer-Wald-Granit (zu P); 3) vermutlich einheimisch-paläozoischer Quarzit; 4) Malmkalk; 5) Ton- und Grauwackenschiefer; 6) einschließlich Wetz- und Alaunschiefer.

Wunstorf	Rehburg		Schlüsselburg	Neustadt	Rehburg	
K 115; 2 km N Wunstorf	K 122; 1 km NW Winzlar	K 149; Mühlen-Berg, St. Rehburg	K 4; Büchen-B., 4 km SW Loccum	K 30; 1 km W Suttorf	G 91/m 21-27; 3 km NW St. Rehburg	G 69/m 15-20; 1,5 km NE Winzlar
30 130	17 190	15 330	07 460	31 980	12 840	18 500
12 240	13 950	14 310	10 330	22 270	18 250	14 290
47/43	42/38	58/56	65/61	35/33	36/12	38/20
2	13	44	36	5	17	13
3	9	9	9	3	11	5
4	15	17	15	20	10	20
9	2	2	5	8	13	2
13	4	—	—	6	0,6	4
—	30	23	21	—	—	—
32	—		—; 8 [4]	17	16	8
28	21	3	5	38	20	26
—	6	2	—	3	7	15+7 [5]
9	n. b.	n. b.	1	—	6	—
6	1	14	6	6	6	2
258	227	315	344	198	172	310
9 : 54 : 37	37 : 36 : 27	70 : 25 : 5	60 : 34 : 6	28 : 31 : 41	38 : 29 : 33	38 : 14 : 48
2,50	1,16	0,39	0,42	4,00	0,58	1,51
81,5	42,1	6,4	9,3	59,6	43,5	55,4
14,0	7,0	—	—	7,7	0,9	5,7
10,2	3,5	7,4	11,5	11,2	20,6	2,6
Leinemischkies des		nordischer Kiessand		Weichselzeit;		
Steinhuder Leinestrangs (5)	Hagenburger	der Rehburger Berge (6)	der Loccumer Geest (7)	Niederterrassen-Kiessand der Leine	Weser	Leinekiessand der Steinhuder Meer-Senke

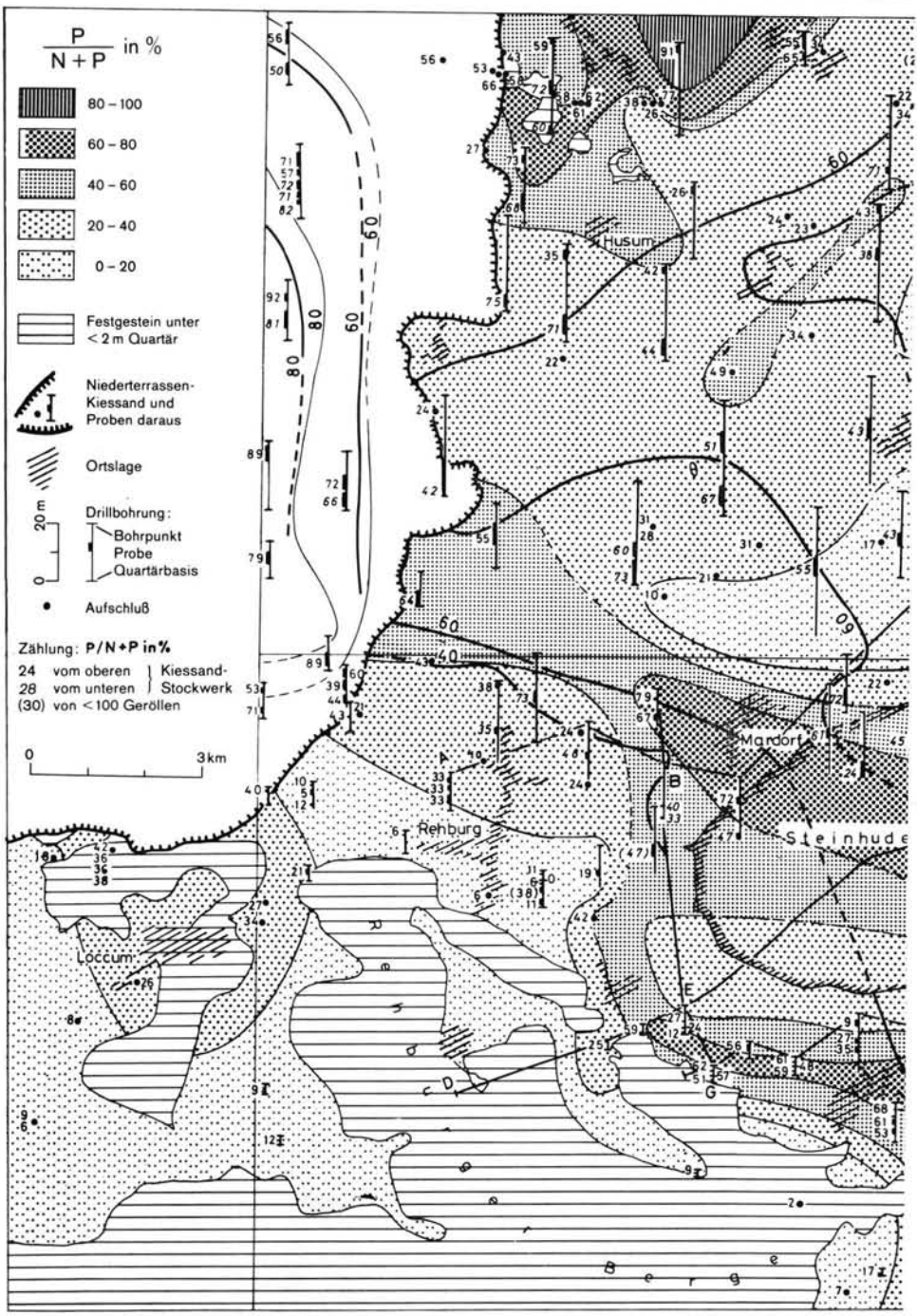
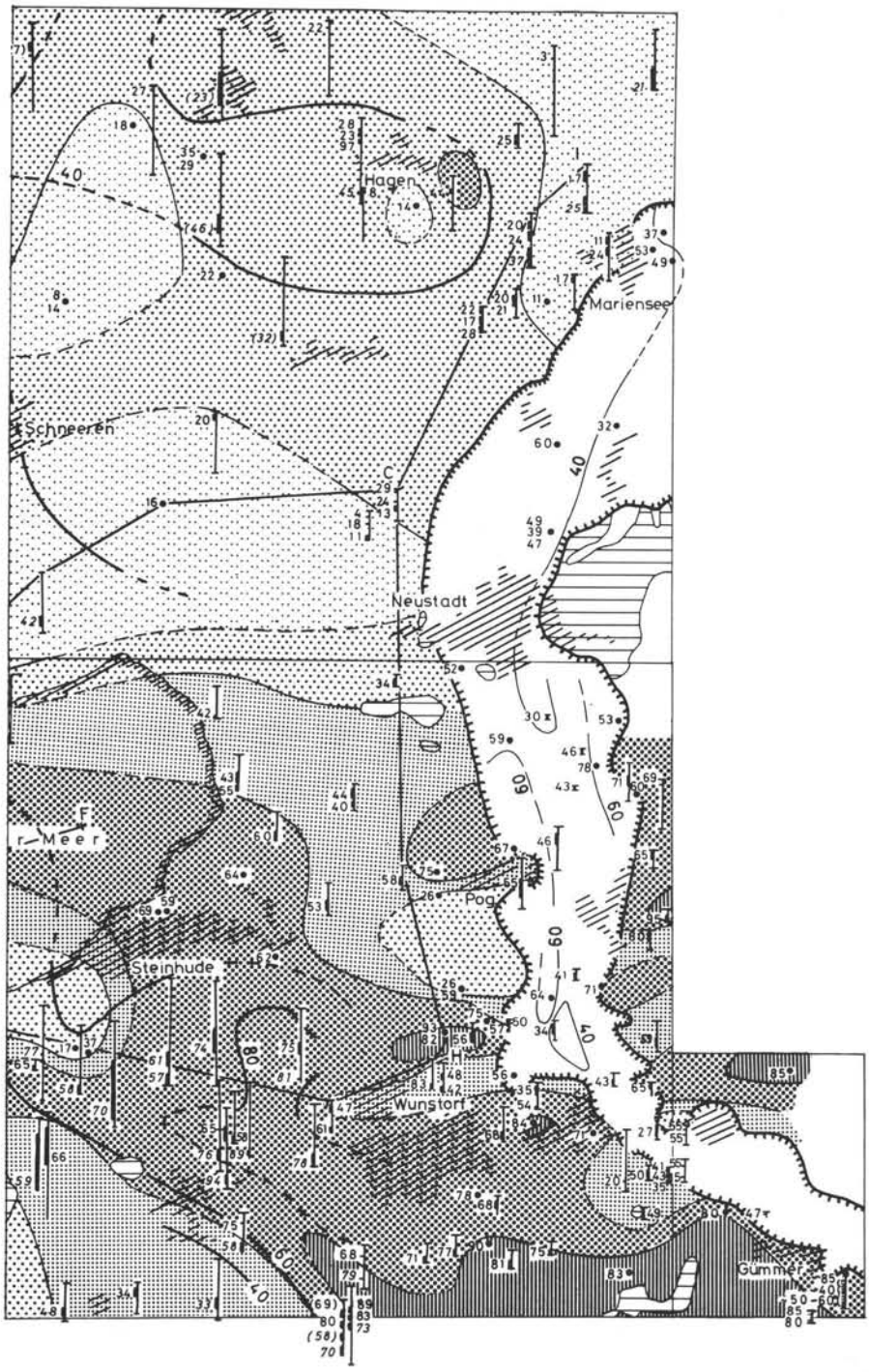


Abb. 3: Südlich-paläozoische Geröllkomponente (P-Wert = $\frac{P}{N+P}$ in %), N = nordische, P = paläozoisch-einheimische Gerölle (vom Leine- und Weser-Oberlauf). Profillinien A—I zu Abb. 6. Feine Linien (+ Flächenraster im Geestanteil) im oberen Kiessand-Stockwerk, starke Linien im unteren. Gerissene Linien unsicher.


Hagen
Mariensee
Schneeren
Neustadt
Meer
Steinhude
Pog
Wunstorf
Gümmer

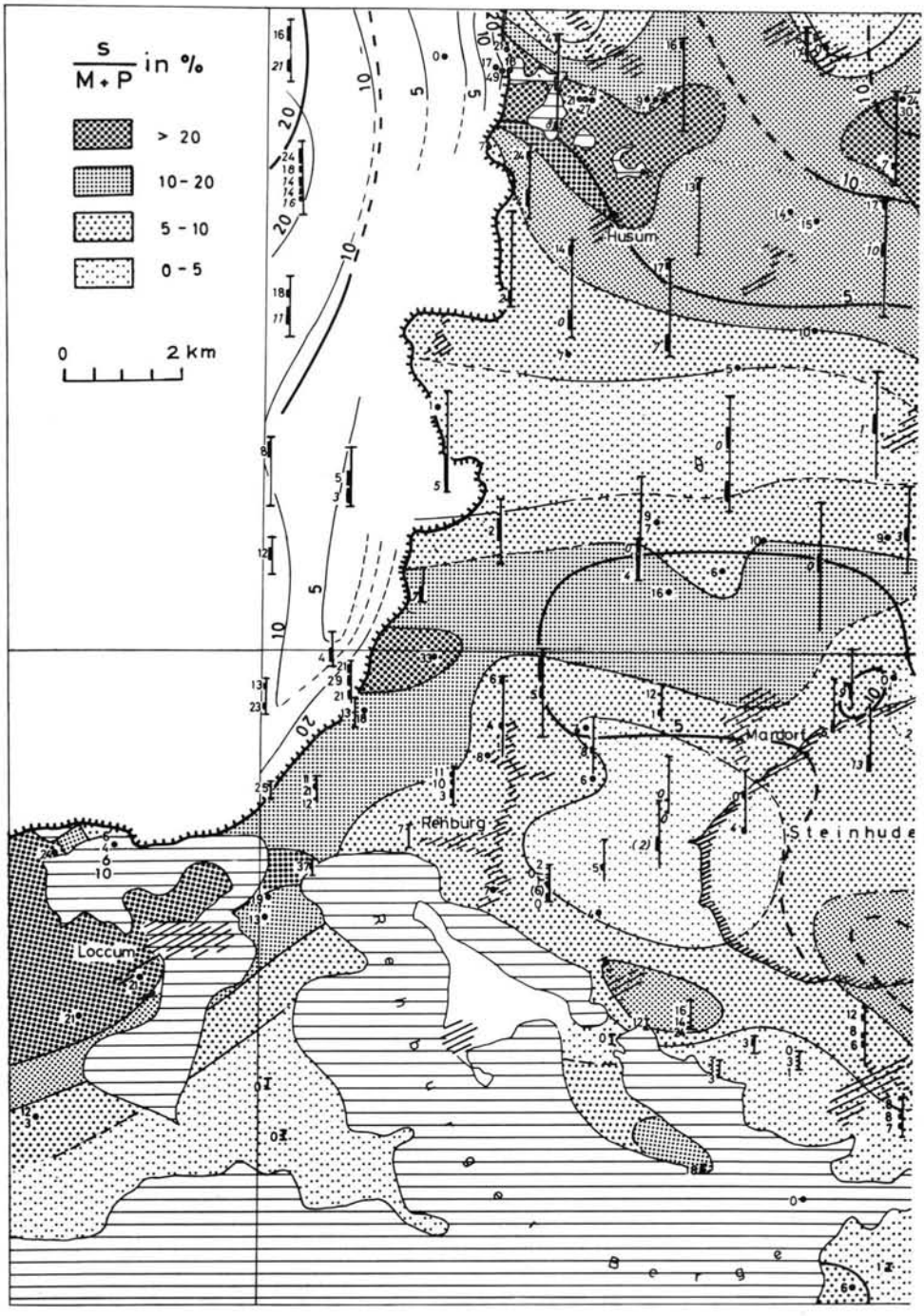
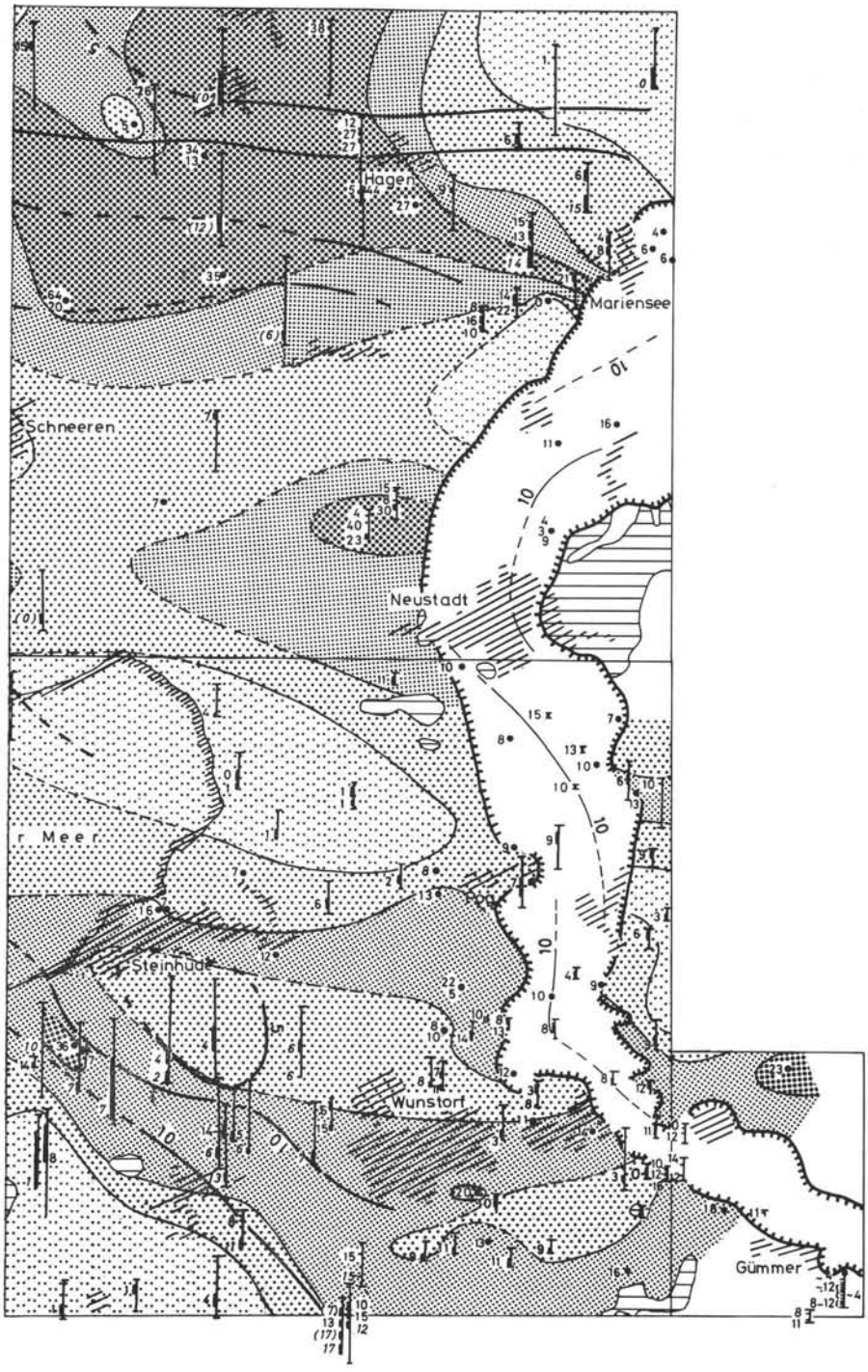


Abb. 4: Buntsandstein im einheimischen Kiesanteil (s-Wert = $\frac{s}{M+P}$ in %). — s = Buntsandsteingerölle, M = mesozoisch-, P = paläozoisch-einheimische Gerölle. Weitere Zeichenerklärung s. Abb. 3.


Hagen
Mariensee
Schneeren
Neustadt
r Meer
Steinhude
Wunstorf
Gümmer

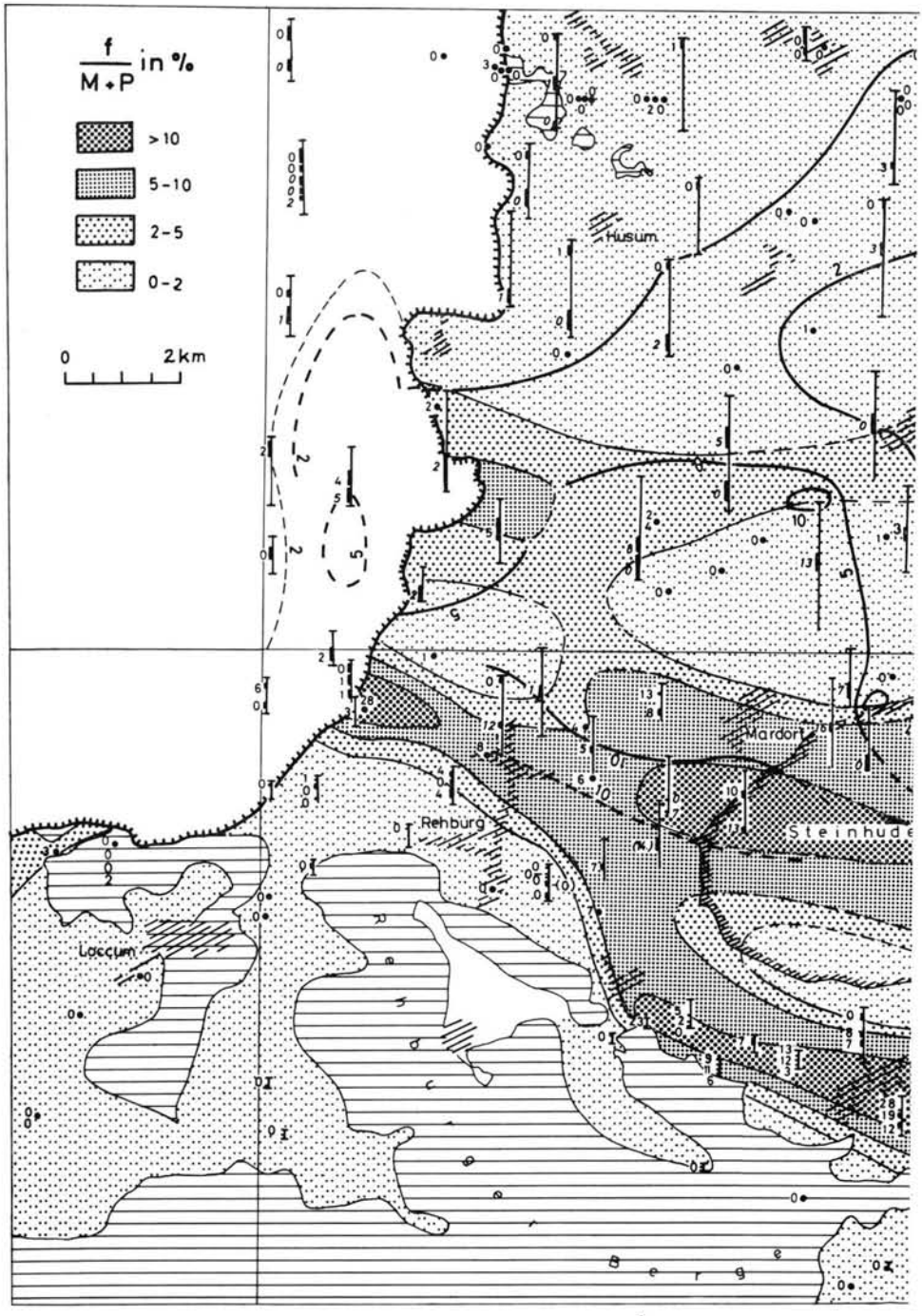
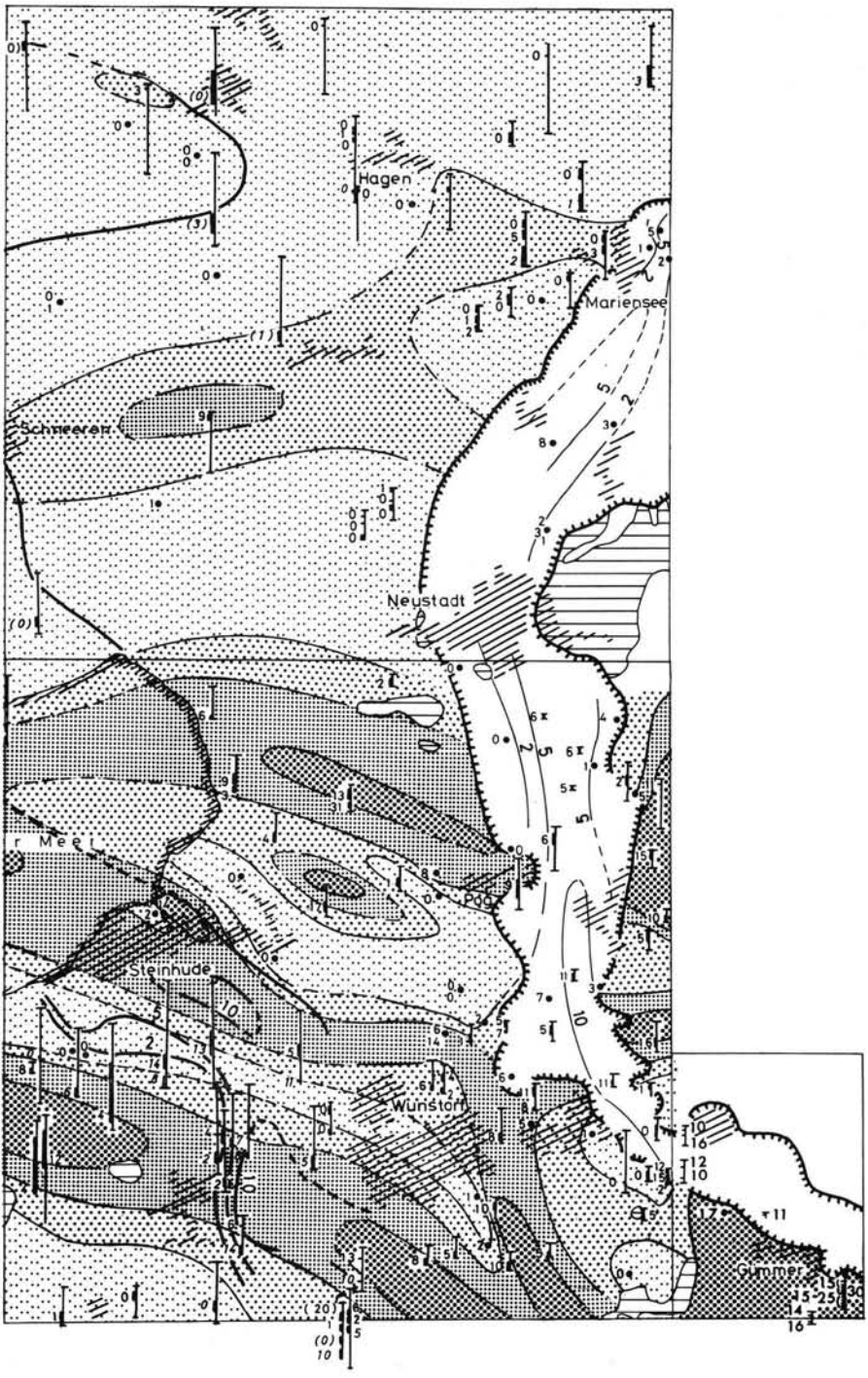


Abb. 5: Flammenmergel im einheimischen Kiesanteil (f-Wert = $\frac{f}{M+P}$ in %). f = Flammenmergelgerölle, M = mesozoisch-, P = paläozoisch-einheimische Gerölle. Weitere Zeichenerklärung s. Abb. 3.


Hagen
Mariensee
Schneeren
Neustadt
Steinhude
Wunstorf
Gummer

Einen Überblick über die ausgezählten Geröllgruppen gibt Tab. 1. N sind nordische, M einheimisch-mesozoische und P einheimisch-paläozoische Gerölle. Kalkstein (bis 20 %) ist nur im Südteil des Blattes Wunstorf in einem Gebiet vorhanden, das zungenförmig aus der Deistermulde heraus bis nordwestlich Wunstorf reicht. In der Deistermulde und weiter Leine-aufwärts besteht der Kiessand (der Leine-Mittelterrasse, siehe Kap. 5.4.) rund zur Hälfte aus Muschelkalk und Plänerkalk. In den gleichaltrigen Kiesen des Steinhuder Meer-Gebietes außerhalb von Wunstorf sind die Kalkgerölle vollständig aufgelöst.

Die Quarzite wurden sämtlich als nordisch gezählt. Ein geringer, aber kaum abzutrennender Teil stammt in Wirklichkeit aus dem Harz bzw. Thüringer Wald. In der rein einheimischen Probe G 13/ m 13,4—17,4 (Tab. 1) entfallen drei Quarzite auf 98 einheimisch-paläozoische Gerölle. Um 3 % fälschlich „nordische" Quarzite wäre P hier also zu erhöhen.

Ebenso konnte Thüringer-Wald-Granit nicht sicher vom nordischen Kristallin abgetrennt werden. Sein Anteil beträgt nur einen Bruchteil vom Thüringer Wald-Porphyr, der einerseits nur in Weserkiesen 10 % übersteigt, im übrigen kaum 5 % erreicht. Eine statistische Auswertung des Thüringer Wald-Porphyrs wäre interessant, doch reicht wegen seines geringen Anteils der Probenumfang von 100—300 Geröllen dafür nicht aus. Ein Vergleich ergibt, daß Buntsandstein-reicher Kiessand auch relativ viel Thüringer Wald-Porphyr führt und umgekehrt, so daß die Karte der Buntsandsteinwerte (Abb. 4) in erster Näherung auch die Verteilung der Thüringer Wald-Porphyre widerspiegelt.

Die einzelnen Geröllanalysen werden tabellarisch in den Erläuterungsheften des jeweiligen Blattes der Geologischen Karte 1 : 25 000 dokumentiert.

4. Geröllbestand der Kiessande im Steinhuder Meer-Gebiet

4.1. Geröllkennwerte

Die Schmelzwassersande und -kiessande des Untersuchungsgebietes unterscheiden sich stark in ihrer Geröllzusammensetzung. Einige charakteristische Geröllspektren zeigt Tab. 1.

Drei wichtige Komponenten bzw. Kennwerte der insgesamt durchgeführten 240 Kieszählungen wurden kartenmäßig dargestellt (Abb. 3—5). Da sich in bestimmten Gebieten die Geröllzusammensetzung mit der Tiefe systematisch ändert, wurden die Kennwerte in zwei Tiefenbereichen (Stockwerken) getrennt ausgewertet: Das obere Stockwerk reicht bis 25 m unter Gelände, was einer Höhe von 10 bis 20 m über NN entspricht. Liegt die Quartärbasis höher, wie im Vorland der Rehburger Berge und an der Neustädter und Wunstorfer Kreideaufragung (Abb. 2), so umfaßt das obere Stockwerk den gesamten Kiessand. Im Zwischengebiet Steinhuder Meer — Husum ist unter dem oberen ein unteres Stockwerk von 25 m bis ca. 70 m Tiefe unter Gelände dargestellt. Aus den übertiefen Quartärsenken bei Altenhagen und Mardorf-Husum konnten keine Kiesproben gewonnen werden.

Bei den im folgenden beschriebenen drei Geröllkennwerten bedeuten die Abkürzungen
N = nordische Gerölle
M = mesozoisch-einheimische Gerölle
P = paläozoisch-einheimische Gerölle.

P / N + P („P - Wert") gibt den Prozentanteil der vom Harz und Thüringer Wald, also von südlichen Flüssen angelieferten Gerölle wieder — die Differenz gegen 100 % den nordischen aus Skandinavien stammenden Geröllanteil. Spätere Umlagerungen eines Kieses komplizieren diesen einfachen Sachverhalt, sie werden weiter unten diskutiert.

Der P-Wert ist also ein Maß für das Mischungsverhältnis von Schmelzwasser-Kiessand und Terrassenkies der Leine bzw. Weser. Wir benennen entsprechend diesem Mischungsverhältnis die Kiessande wie folgt:

nordischer Kiessand	$P/N+P < 40\,\%$
gemischter Kiessand — Leinemischkies bzw. Wesermischkies (auch wenn es sich eigentlich um Kies s a n d handelt)	$P/N+P = 40—80\,\%$
Mittelterrassenkies	$P/N+P > 80\,\%$

Die Abgrenzung ist etwas willkürlich. So enthält der „nordische Kiessand" auf großen Flächen immer noch beträchtliche Beimengungen einheimischer Gerölle (der P- und M-Gruppe).

Beim P-Wert ist der mesozoische Geröllanteil M eliminiert, da mesozoische Gesteine sowohl südlich wie nördlich (jedenfalls im Liegenden des Kiessandes) anstehen und außerdem als Lokalkomponente, z. B. in Form von reichlich Wealden-Sandstein am Hang der Rehburger Berge, die echt südlichen bzw. nordischen Kiesanteile prozentual stark herabdrücken können.

Der Kennwert Buntsandstein/M+P („s-Wert") gibt an, wieviel Prozent Buntsandsteingerölle im einheimischen (fluviatilen) Kiesanteil enthalten sind. Die Zählungen der weichselzeitlichen Fluß-Kiessande ergaben für das Leinetal einen s-Wert unter oder um 10 %, für das Wesertal um 20 %. Die Kiessande der Weser-Oberterrasse sind besonders reich an Buntsandsteingeröllen (Tab. 1, Probe G 13, m 13,4).

Der Kennwert Flammenmergel/M+P („f-Wert") gibt einen Hinweis, ob der einheimische Kiesanteil von der Weser oder von der Leine stammt. Der Flammenmergel (kieseliger Mergelstein des Oberalb) steht nämlich im Mittellauf der Leine und ihrer Nebenflüsse — im Harzvorland, in der Sack- und Hilsmulde — an und erreicht im weichselzeitlichen Leinekies bei Neustadt 5—10 % (Tab. 1, K 30). Im Weserkies ist der Kennwert oft null und übersteigt selten 2 %. Er verhält sich also gegenläufig zum s-Wert, so daß mit den beiden Kennwerten Leine- und Weserkies klar zu trennen sind, auch wenn es sich nur um Beimengungen in Schmelzwasser-Kiessand handelt.

4.2. Gliederung des oberen Kiessand-Stockwerks nach dem Geröllbestand

Mit Hilfe des P-, s- und f-Wertes läßt sich der Kiessand in verschiedene Geröllprovinzen, d. h. Gebiete einheitlicher Geröllzusammensetzung unterteilen. Im oberen Kiessand-Stockwerk sind dies von N nach S (Abb. 7 b und Tab. 2):

1. Gebiet von Schessinghausen: Kiessand mit hohen P- und s- und minimalen f-Werten, also mit einem beträchtlichen Anteil von Mittelmeerterrassenkies der Weser.

Gebiet	P-Wert $\left(\frac{\text{einheim. Paläoz.}}{N+P}\,\%\right)$	s-Wert $\left(\frac{\text{Buntsandst.}}{M+P}\,\%\right)$	f-Wert $\left(\frac{\text{Flammenm.}}{M+P}\,\%\right)$
1 Gebiet von Schessinghausen	> 40, bis 80	10 bis 25	0 bis 1, selten 2
2 Husum-Linsburger Geest	meist < 40, oft < 20	10 bis 30, max. 60	0 bis 1, selten bis 3
3 Schneerener Moorgest, Nordteil	20 bis 30	bis 10	2 bis 5
4 Schneerener Moorgest, Südteil	——— wie Gebiet 2 ———		
5 Rehburg-Wunstorfer Geest	> 30	0 bis 15	0 bis 15
in den Leinesträngen von Poggenhagen, Steinhude, Hagenburg	> 60, bis 90	< 5, nur im SE (Deistermulde) bis 15	5 bis 15
6 Rehburger Berge	< 10	um 10	0
7 Loccumer Geest, Südteil	——— wie Gebiet 6 ———		
8 Loccumer Geest, Nordteil	20 bis 40	um 20	0, selten bis 3

Tab. 2: Geröllprovinzen, Lage siehe Abb. 7 b

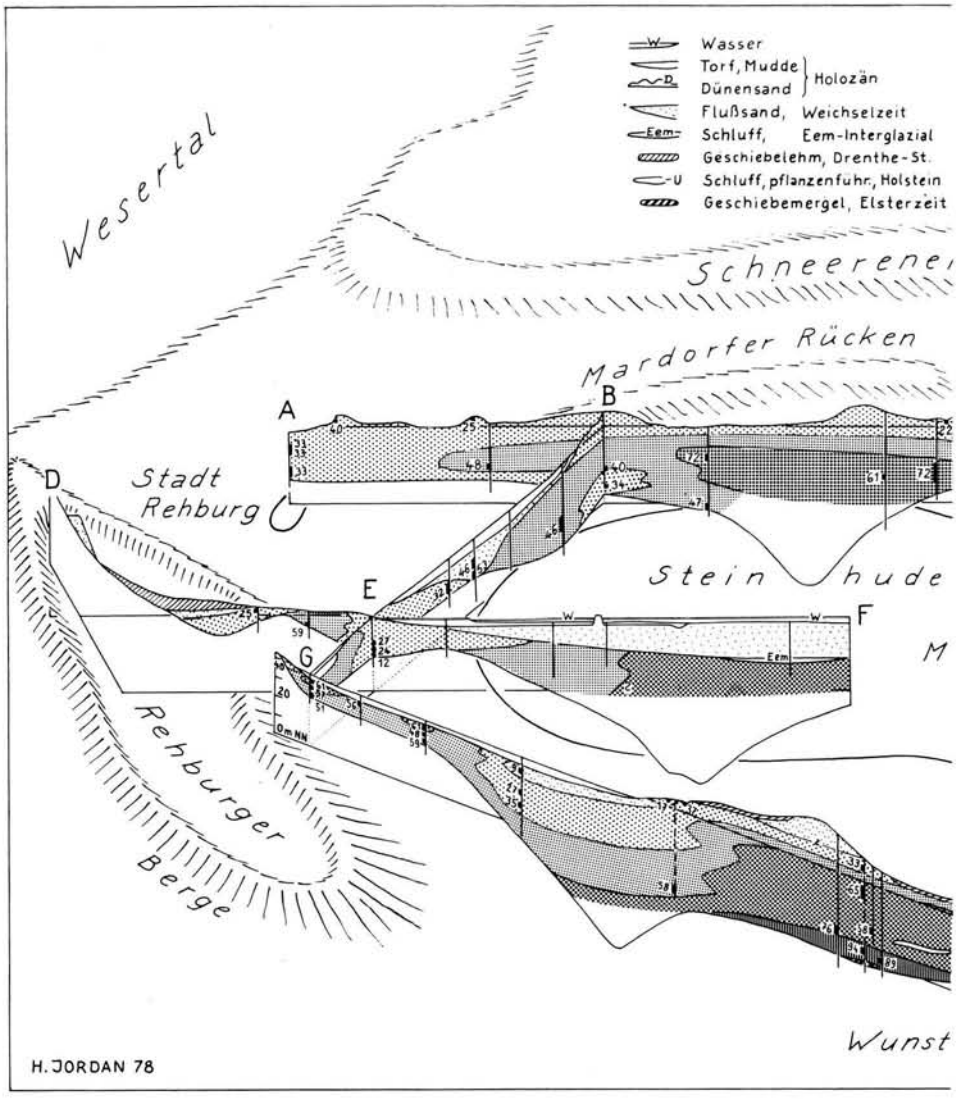
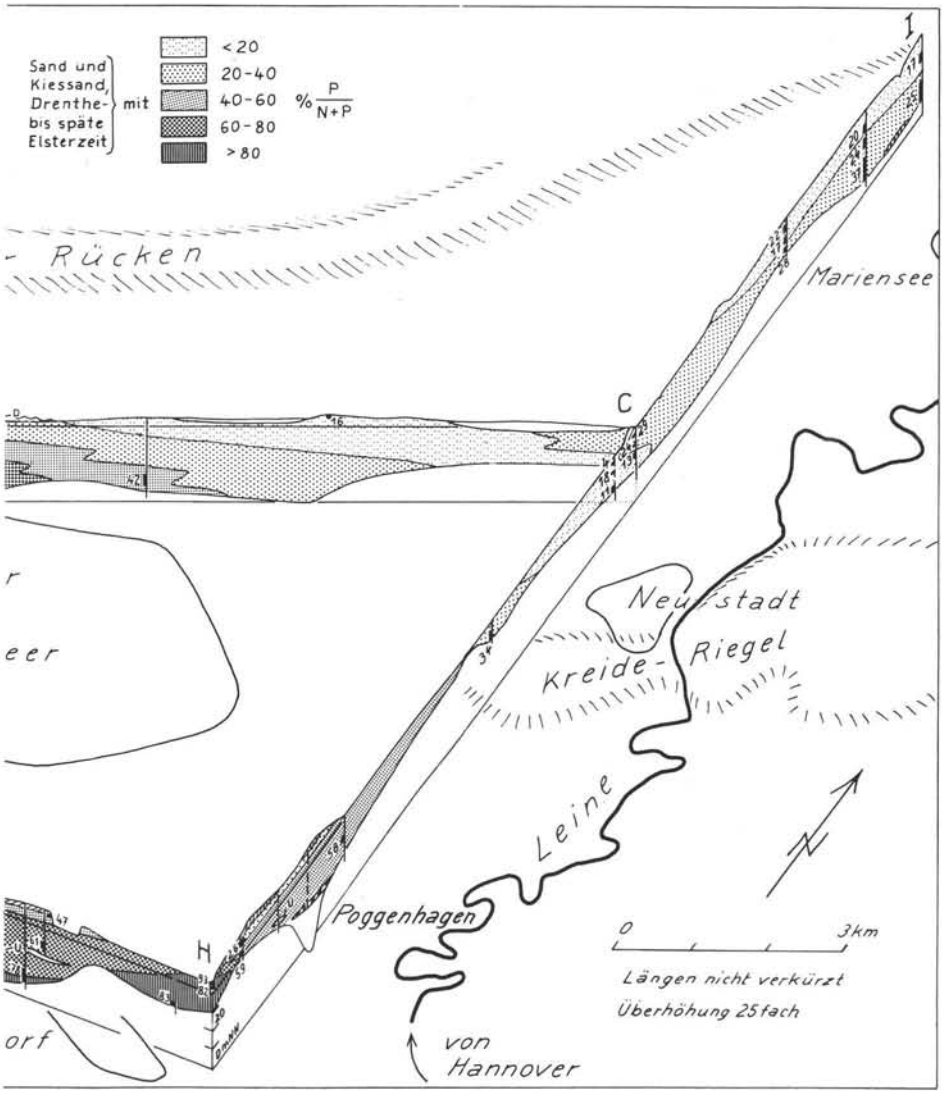


Abb. 6: Verteilung der südlich-paläozoischen Geröllkomponente (P-Wert = $\frac{P}{N+P}$ in %) im Raum. — Fußlinie der Profile = Om-Höhenlinie, die zusätzlich eingetragene 40-m-Höhenlinie gibt die ungefähre Lage der Profile im Gelände an (s. Abb. 3).


Sand und Kiessand, Drenthe- bis späte Elsterzeit mit
< 20
20-40
40-60
60-80
> 80
% P/N+P
1
Rücken
Mariensee
C
H
Neustadt
Kreide-
Riegel
Leine
Poggenhagen
von Hannover
0
3km
Längen nicht verkürzt
Überhöhung 25fach

2. Husum-Linsburger Geest: Nordisch geprägter Schmelzwasser-Kiessand mit niedrigem P- und f-, dagegen hohem s-Wert. Der relativ geringe Anteil von Flußkies besteht nach dem sehr hohen s-Wert aus Wesermaterial, und zwar im Gegensatz zur Geröllprovinz 1 nicht aus zugemischtem Mittelterrassenkies, sondern aus umgelagerter Oberterrasse. Offenbar einer Stauchschuppe von reinem Oberterrassen-Kiessand entstammt die Probe m 13,4 (Tab. 1), die frei von Flint und nordischem Kristallin ist. Die drei als nordisch gezählten Quarzitgerölle dürften wohl ebenfalls einheimisch-paläozoisch, vermutlich Kellerwald-Quarzit, sein.

3. Schneerener Moorgeest, Nordteil. P- und f-Wert sind gegenüber Geröllprovinz 2 leicht erhöht und zeigen einen geringen Anteil von Leinematerial im Schmelzwasser-Kiessand an. Dementsprechend ist der s-Wert etwas niedriger. Wir nennen dieses 1—2 km breite, stärker fluviatil geprägte Band, das die Geestplatte von E nach W quert, den Mariensee-Schneerener-Leinestrang.

4. Schneerener Moorgeest, Südteil: umfaßt den Nordteil der Rehburger Forst und den Untergrund des Toten Moores. Geröllparameter und Herkunft des Kieses wie in Geröllprovinz 2, von dem dieses Gebiet lediglich durch den Mariensee-Schneerener Leinestrang getrennt ist.

5. Rehburg-Wunstorfer Geest: umfaßt den Südteil der Rehburger Forst, den Untergrund der Steinhuder Meer-Senke und die Wunstorfer Geest. Das Gebiet zeichnet sich durch hohe P- und f-Werte aus, die in drei Streifen konzentriert sind und starke Beimengung von Leine-Mittelterrassenkies anzeigen. Die drei Streifen werden Poggenhagener, Steinhuder und Hagenburger Leinestrang genannt. Dazwischen liegen zwei „Inseln" mit geringen P- und f-Werten und höherem s-Wert, die an die Gebiete nordisch geprägten Kiessandes der Schneerener und Husum-Linsburger Geest anzuhängen sind. Hierzu gehört auch der Streifen nordisch geprägten Kiessandes am Westende der Steinhuder Meer-Senke, nördlich der Rehburger Berge, in 10—35 m Höhe ü. NN. Die hohen s-Werte ganz im SE des Hagenburger (und Steinhuder) Leinestranges kennzeichnen bereits die Leine-Mittelterrasse der Deistermulde, mit viel umgelagertem Buntsandstein der Burgstemmen-Sarstedter Oberterrasse, die ja einem alten Weserlauf zugehört (LÜTTIG 1960, RAUSCH 1977). Die drei Leinestränge vereinen sich am W-Rand des Steinhuder Meeres zu einem einheitlichen Zug, der dann am Kiebitz-Berg, 3 km nordwestlich von Stadt Rehburg, vom Weichsel-Kiessand der Meerbach-Niederung abgeschnitten wird.

Die gezählten Proben der Leinemischkiese der Wunstorfer Geest liegen bei oder unter 45 m + NN. Die hier bis zu 65 m heraufreichenden Schmelzwassersande sind praktisch kiesfrei. Über 45 m + NN ließen sich nur an zwei Proben Zählungen durchführen, die auch im Raumbild der Abb. 6 eingetragen sind — nämlich an der Sandgrube Pape bei m 48 und in Bohrung G 47 bei m 44—47 ü. NN: Beide Proben zeigen gegenüber den tieferen Schichten (bei 30 m ü. NN P-Wert = 60—65 %) eine Abnahme des P-Wertes auf 47 bzw. 33 %. Man kann annehmen, daß die Schmelzwassersande über 50 m Meereshöhe einen P-Wert unter 20 % haben, wie es im Raumbild Abb. 6 auch eingetragen ist. Vermutlich handelt es sich bei diesen Sanden um eine stark nordisch geprägte Schüttung des vorrückenden Drenthe-Gletschers, nach Ablagerung der Leinemischkiese der Wunstorfer Geest. In den Auswertungskarten (Abb. 3—5) sind diese nordisch geprägten Sande nicht mit erfaßt, eben da keine Zählungen möglich waren.

6. Rehburger Berge: Die häufig sehr feinkörnigen Schmelzwassersande mit sehr geringen P- und f-Werten reichen von ca. 40 m bis auf 95 m ü. NN hinauf (bei Bad Rehburg am Innenhang des ringförmigen Bergrückens). Es handelt sich hier ebenso wie bei den hochgelegenen Sanden der Wunstorfer Geest (5) um eine Schüttung des heranrükkenden Drenthe-Eises, nach Ablagerung der Leinemischkiese. Diese Sandvorkommen sind nur an einigen Stellen am N- und E-Hang der Rehburger Berge, am Berginnenrand bei

Bad Rehburg und an der Westflanke im Raum Münchehagen erhalten. Ist Drenthe-Geschiebelehm vorhanden, überlagert er den Sand, häufig liegt er aber direkt auf dem Wealden-Festgestein. Der hochdrenthezeitliche Schmelzwassersand kam also nur stellenweise zur Ablagerung, wurde teilweise wohl auch vor der Überfahrung durch den Gletscher bereits wieder erodiert. Die Vorkommen führen stellenweise sehr viel Wealdensandstein-Gerölle — z. B. 80 % bei Düdinghausen—, d. h. eine starke Lokalkomponente, die nur aus Fließerden oberhalb des Sandvorkommens stammen kann.

7. Loccumer Geest, Südteil: Über 40—80 m ü. NN gelegener Kiessand ähnlicher Zusammensetzung und Entstehung wie die Schmelzwassersande der Rehburger Berge (6), an die sich das Gebiet lückenlos anschließt.

8. Loccumer Geest, Nordteil: Gegenüber dem Hinterland (7) erhöhte P- und s-Werte. In dem 1—3 km breiten Saum südöstlich des weichselzeitlichen Wesertales dürfte den Schmelzwassersanden Mittelterrassenmaterial der Weser beigemischt sein, allerdings in stärkerer Verdünnung als bei Schessinghausen (1).

4.3. Unteres Kiessand-Stockwerk

25 m unter Gelände, d. h. bei 10—20 m Höhe über NN beginnt das untere Kiessand-Stockwerk, das bis etwa 20 m unter NN reicht. Die Zusammensetzung der Kiesfraktion ist hier nur von Proben aus den Kartierbohrungen bekannt und daher weniger gut belegt als im Sediment nahe der Oberfläche.

Trotzdem sind beim Vergleich der Abb. 7 a und b zwei Unterschiede klar ersichtlich:

1. Der Kiessand des unteren Stockwerkes hat einen höheren Anteil südlicher Gerölle (höhere P-Werte). So reichen die Leinemischkiese mit P-Werten über 40 % rund 2 km weiter nach NE als im oberen Stockwerk und vereinen sich noch im Bereich der Geest mit den Wesermischkiesen (Geröllprovinz 1 des oberen Stockwerks). Mit fortschreitender Zeit hat die Zulieferung fluviatilen, südlichen Materials also abgenommen, was auch im Raumbild der Abb. 6 sichtbar ist.

2. Die Richtung der „Geröllfahnen" ist eine andere: Die Geröllprovinzen des oberen Stockwerks verlaufen etwa Ost—West, der Flammenmergelfächer des unteren Stockwerks dagegen SE—NW. Er bezeichnet auch hier die Sedimentschüttung der Leine, die damals noch dem Rinnensystem des Untergrundes folgte. Wir wissen nicht, ob und wieviel (vor- oder) früh- bis hochelsterzeitliche Sedimente in den Rinnen liegen. Endgültig verfüllt wurde das Rinnensystem erst nach Abzug des elsterzeitlichen Inlandeises. Danach bildete sich die neue Abflußrichtung E—W aus, die sich im oberen Kiessandstockwerk findet.

5. Zusammensetzung der Kiessande nördlich und westlich von Hannover

5.1. Wesermischkies am Westrand der Nienburger und Loccumer Geest

Der Kiessand mit P-Werten über 40 % bei Schessinghausen (Geröllprovinz 1) setzt sich nach N über das Untersuchungsgebiet hinaus fort. Nach freundlicher mündlicher Mitteilung von K.-D. Meyer reicht am westlichen Talrand der Weser Misch- und Mittelterrassenkies knapp über die NE-Ecke des Blattes 3320 Liebenau hinaus nach N. Der Wesermischkies dürfte also auch am Ostufer bis zur Nordspitze der Nienburger Geest vorhanden sein (Abb. 1, 8).

In der nördlichen Loccumer Geest (Geröllprovinz 8) ist der Anteil von Wesermaterial (P-Werte < 20 %) geringer als bei Schessinghausen und scheint sich auch in westlicher Rich-

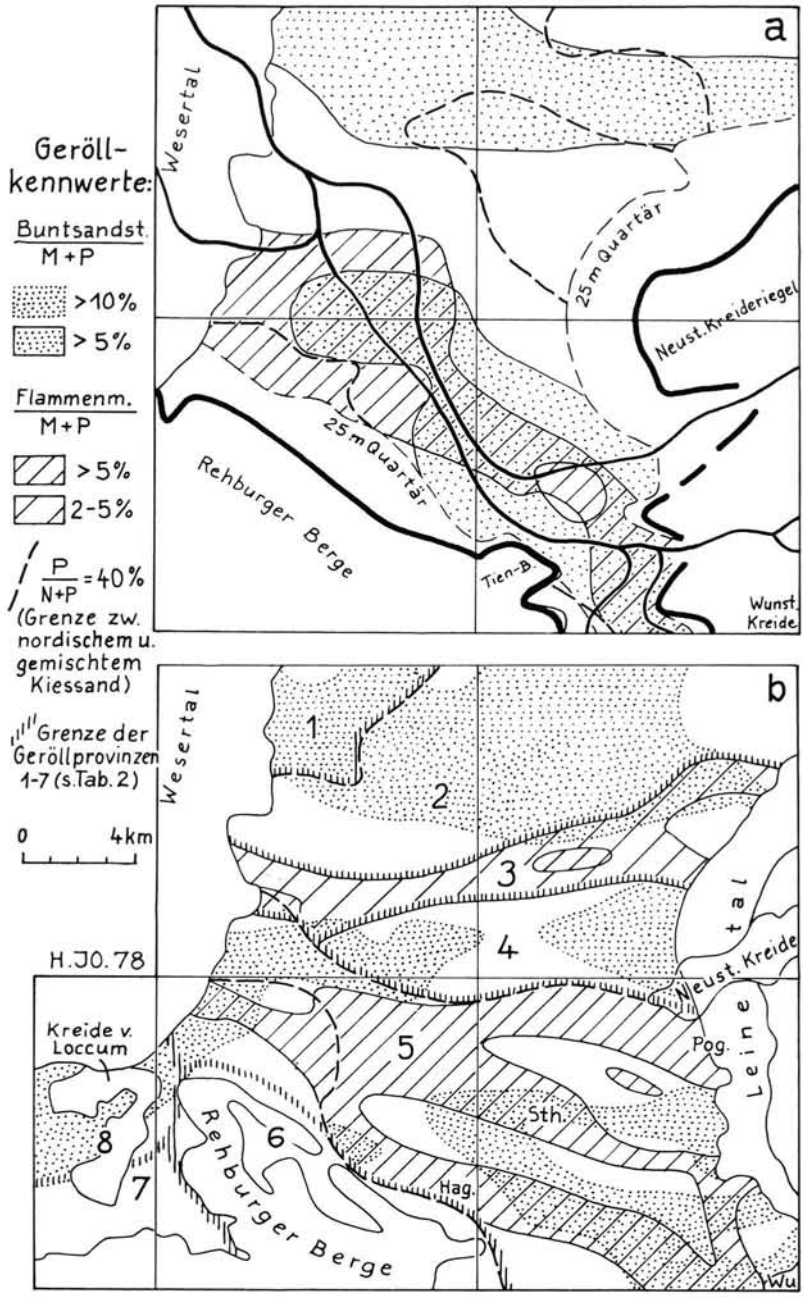


Abb. 7: Gliederung der Kiessande (Gitternetz = Blattschnitt wie in Abb. 1). a: Unteres Stockwerk (tiefer als 25 m unter Gelände); fette Linie: Quartärbasis 30 m ü. NN; halbfette Linie: Rinne (Quartärbasis 0 bis 120 m unter NN). — b: Oberes Stockwerk (bis 25 m Tiefe unter Gelände); Kreidevorkommen (vgl. Abb. 1; Wu = Kreide von Wunstorf) umrandet; Grenzen der Geröllprovinzen 1 bis 7 (s. Tab. 2) anschraffiert.

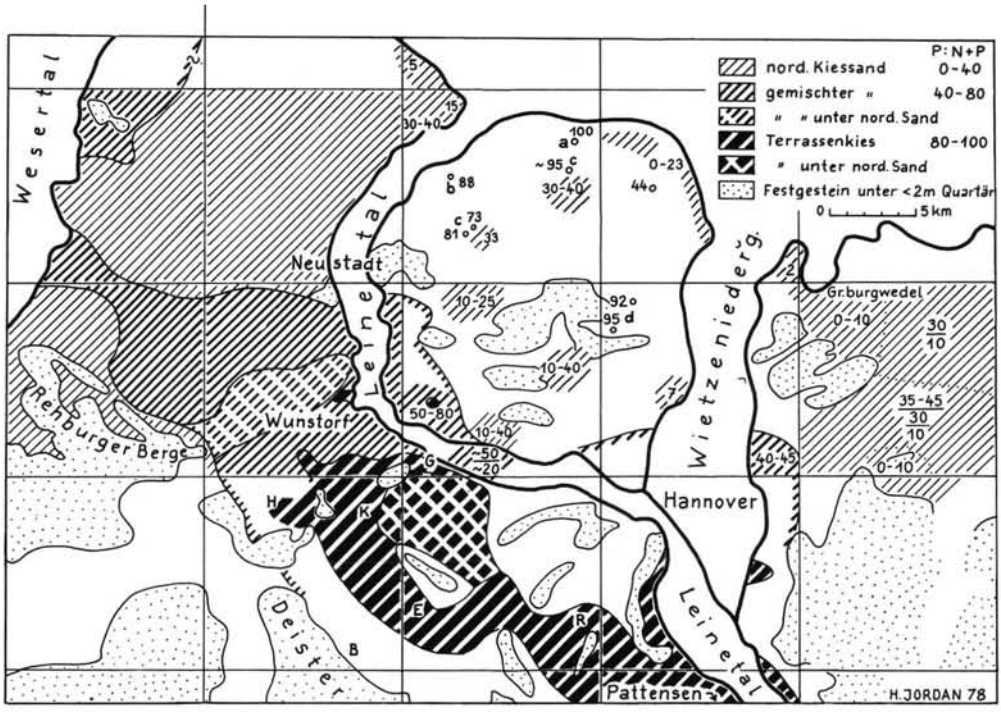


Abb. 8: Mischung und Verzahnung des nordischen Schmelzwassersandes mit dem Mittelterrassenkies im Unterlauf der Leine. — Gitternetz = Blattschnitt wie in Abb. 1. Westl. Neustadt-Wunstorf ist das obere Stockwerk, sonst der gesamte Kiessand dargestellt. Zahlenangaben: P/N+P in %; a—d: Vorkommen altquartärer Flußkiese (s. Kap. 5.2.); E—R: Beobachtungspunkte, s. Text.

tung zum Weserufer hin nicht wesentlich zu erhöhen: Eine Zählung aus der Sandgrube in Seelenfeld, nur 2 km östlich von Döhren/Weser, ergab ein P-Wert von 20,6 % und einen s-Wert von nur 9,4 %.

5.2. Nordischer Kiessand der Nienburger und Wedemark-Geest

Der nordische Kiessand der Nienburger Geest (Geröllprovinzen 2, 4 und z. T. 5, mit P-Werten unter 40 %) setzt sich nach Osten auf der Geestinsel Wedemark fort. Das zeigen die — allerdings nicht statistisch durchgeführten — Geröllzählungen früherer Bearbeiter, die in Abb. 8 zusammengestellt sind. Diese Zählungen aus den Erläuterungen der betr. Blätter der Geol. Karte 1 : 25 000 stammen meist aus Sand- und Kiesgruben, geben also nur Aufschluß über das obere Kiessand-Stockwerk. Erst vom Gebiet östlich der Wietze-Niederung liegt wieder eine statistische Gerölluntersuchung des Gesamt-Quartärs vor (JORDAN & KUHN 1975). Der P-Wert der Kiessande der nördlichen Wedemark-Geest liegt allgemein unter 40 %, oft unter 20 %.

Wie auf der Nienburger Geest (Bohrung G 13/m 13,4 der Tab. 1) finden sich auch auf der Geestinsel Wedemark eingestreut in die nordischen Kiessande einzelne Kiesvorkommen mit sehr hoher südlicher Komponente. Die folgenden sind in Abb. 8 eingetragen:

a) Sandgrube bei Dudenbostel-Rodenbostel: Quarzreiche, Buntsandstein-arme Kieslagen stets im Hangenden von steil aufgerichteten Kreideschuppen, P-Wert (Fraktion 6,3—10 mm) = 100 %. Nach GENIESER (in HÖFLE & SCHNEEKLOTH 1974: 12—18) prä- bis früh-elsterzeitlicher Flußkies.

b) Saugbaggerbetrieb nordwestlich Metel, bis 12 m tief: Quarz- und Buntsandstein-reiche Kiessande vom Typ „Metel-Averhoy" mit Elbe-Leitgeröllen und einem P-Wert von 88 %, Kristallingerölle stark verwittert. Nach GENIESER (s. oben) frühelsterzeitlich.

c) Sandgruben südlich der Lindenburg, in und WNW Scharrel sowie 1 km nördlich Negenborn: Quarzarme und Buntsandstein-reiche Fluß-Kiessande vom Typ „Scharrel" mit Geröllen aus dem Saale- und Mulde-Einzugsgebiet und mit P-Werten zwischen 94 und 98 %, sollen nach GENIESER (s. oben) dem Schotterkörper der Mittelterrasse entsprechen.

d) Brunnen beim Heideschlößchen/Kananohe und Graben am Ostrand des Langenhagener Moores: Kies mit 20—30 % Buntsandstein, ca. 15 % Thüringer Wald-Porphyr und kaum nordischen Geröllen (P-Wert bei 95 %), vermutlich auf sekundärer Lagerstätte und in ihrer Zusammensetzung recht gut mit den von DIETZ (1959) beschriebenen Oberterrassenkiesen von Bemerode übereinstimmend (LANG 1962: 18).

Die genannten Kiessande sind entsprechend ihrer Armut an nordischen Geröllen auch unserer Ansicht nach als früh-elsterzeitlich, also Oberterrassen-Schichten zu erklären. Zur Ansicht GENIESERS, daß die Flußsedimente Material aus dem Elbe-Saale-Mulde-Gebiet enthalten, kann mangels neuer Beobachtungen keine Stellung genommen werden. LANG neigt eher dazu, den paläozoischen Geröllanteil aus den Oberterrassenkiesen bei Hannover, einer Ablagerung der Weser, zu beziehen. Diese Kiese sind, wie Tab. 3 zeigt, tatsächlich

Ort		Kiesgrube 1 km E Rössing (TK 25 Blatt Hildesheim, am Rand zu Blatt Elze)		Friedhof Bemerode (TK 25, Bl. Hannover)
Quelle		LÜTTIG 1960, S. 383		DIETZ 1959, S. 32
Tiefenlage		oben	unten	0,30—1,60 m
N	Kristallin	—	—	0,5
	Feuerstein	—	—	—
M	Buntsandstein	21	38	41,5
	Flammenmergel	1	2	14,8
	heller Sandstein	32	18	
	Muschelkalk, Keuper			10,6
	Plänerkalk	9	10	—
P	Lydit	5	8	16,3
	Quarzit, Wetzschf.	7	4	
	Grauwacke	7	5	2,6
	TW-Porphyr	16	14	7,2
	Quarz	1	1	6,5
	P / N + P	100	100	99
	f / M + P	1	2	?
	s / M + P	21	38	44

Tab. 3: Geröllbestand von Oberterrassenkiesen des Leinetals. — Fraktion > ½ bzw. > 2 cm

reich an Buntsandstein und Thüringer Wald-Porphyr und den oben aufgeführten Kiesen b) bis d) durch vergleichbar. Es bleibt festzuhalten, daß in die drenthezeitlichen Kiessande der Geestinsel Wedemark stellenweise Oberterrassenkies eingeschaltet ist, der von elsterzeitlichen Flüssen westlich (Wesersystem) oder östlich (Elbesystem) am Harz vorbei in das nördliche Vorland geschüttet wurde.

Die Oberterrassen-Vorkommen liegen oft als Schollen oder Schuppen im Schmelzwasser-Kiessand, d. h. wurden glaziär verfrachtet. Der Transportweg war kurz, mit LANG (1964: 217) jedenfalls unter 8 bis 9 km. Schotterreste müßten also auch im Untergrund noch in situ erhalten sein. Der hohe s-Wert und der Gehalt an Thüringer Wald-Porphyren in allen Drenthe-Kiessanden der nördlichen Nienburger und Wedermark-Geest zeigen, daß die (geringe) südliche Geröllkomponente wohl aus erodierten und dem Schmelzwassersand beigemischten Oberterrassen-Vorkommen weiter im Norden stammt.

5.3. Nordischer Kiessand der Großburgwedeler Geest

Die östliche Fortsetzung des nordischen Kiessandes der Nienburger und Wedemark-Geest ist die Großburgwedeler Geest. Sie wurde auf Blatt Großburgwedel der Geologischen Karte 1 : 25 000 geröllanalytisch untersucht (JORDAN & KUHN 1975).

Im NW-Teil des Blattes liegt der P-Wert im gesamten Kiessandprofil unter 10 %, südlich des Isernhagener Kreiderückens steigt er im oberen Profilabschnitt auf 30 % (NE-Teil) bis 45 % (S-Teil des Blattes). Hier deutet sich die Beimischung von südlichem fluviatilem Material an.

Zusammen mit der südlichen Komponente nimmt auch die Korngröße des Sediments nach SE zu. Die einheimisch-mesozoischen Gerölle, im wesentlichen heller Unterkreide-Sandstein, übersteigen nur ausnahmsweise 5 %. Sie dürften ebenso wie die Lydite und Grauwacken über das Okersystem vom Harz und nördlichen Harzvorland zugeführt worden sein.

5.4. Leinemischkies und Mittelterrassenkies westlich von Hannover

Die Leinemischkiese der Rehburg-Wunstorfer Geest (Geröllprovinz 5) setzen sich in südöstlicher Richtung fort, füllen die Deistermulde aus und gewinnen südlich Hannover Anschluß an die morphologisch ausgeprägte Mittelterrasse von Pattensen-Elze-Gronau. Sie besteht hier zur Hälfte aus Plänerkalk; Buntsandstein und anderes Mesozoikum machen 30—50 %, Lydit und Grauwacke 25 %, nordische Kristallin und Feuerstein nur ca. 3 % aus (LÜTTIG 1960: 375, 384). Der P-Wert beträgt bei Ruthe/Sarstedt 89 %, der f-Wert 7 %, der s-Wert 6 % (bei Betheln/Elze 15 %). Im Detail wurde der Mittelterrassenkies der mittleren Leine jüngst von RAUSCH (1977) geröllanalytisch untersucht.

Die Mittelterrasse verläßt bei Pattensen das heutige Leinetal und zieht zwischen Gehrdener und Stemmer-Berg in die Deistermulde. Hier, nördlich und südlich von Barsinghausen (Abb. 8), lieferten drenthezeitliche Fließerden und Schotterfächer vom Deister herab massenhaft Wealdengerölle zu. Die Leinekiese werden von Löß- und Geschiebelehm überlagert. Sie sind bei Ronnenberg (P. ROHDE, unveröff. Zählungen), Eckerde (GRUPE & EBERT 1928: 30, 65), Kolenfeld und Haste in Bohrungen nach dem Geröllbestand belegt (R, E, K und H der Abb. 8): Charakteristisch ist der hohe Gehalt an Plänerkalk und Unterkreide-Sandstein, in zweiter Linie Buntsandstein, Kieselschiefer, Grauwacke, Quarz. Die wenigen Prozent nordisches Kristallin und Feuerstein entstammen älteren glazialen Kiesen. Der P-Wert liegt im allgemeinen über 80 %, die Terrassenkiese sind typisch „bunt" durch das Gemisch schwarzer Kieselschiefer, blaugrauen Muschelkalks, roten Buntsandsteins und weißen Plänerkalks.

Etwa am Südrand der Blätter Wunstorf und Garbsen verschwinden die Plänerkalke durch Erosionsauslese und zusätzliche Verwitterung. Die Grenze zwischen Mittelterrassenkies und Leinemischkies ist in Abb. 8 bei der Linie P/N+P = 80 % gezogen. Eines der nördlichsten Vorkommen von kalkführendem Leinekies ist bei Gümmer/Garbsen mit ca. 3 m Mächtigkeit aufgeschlossen (G der Abb. 8; R 37 000, H 08100) und bei ROHDE (im Druck) als Aufschluß 53/76—55/75 bzw. Bohrung G 167 dokumentiert. Charakteristisch sind der geringe Anteil nordischer Gerölle (6—9 %) und hohe P-Werte zwischen 82 und 87 %. Der kalkführende Leinekies wird — ebenso wie der Leinemischkies bei Wunstorf — hangaufwärts von nordischem Sand überlagert. Unter dem Leinekies folgt Leinemischkies mit P-Werten zwischen knapp 40 und 65 %, was 20 bis 38 % nordischen Geröllen (bezogen auf die Gesamtgeröllzahl) entspricht.

Die Zusammensetzung der Leinemischkiese nordwestlich von Garbsen ist in Kap. 4.2. (Geröllprovinz 5) behandelt und in Abb. 3—5 dokumentiert.

5.5. Hochdrenthezeitlicher nordischer Kiesssand im Umkreis der Rehburger Berge

Wie in Kap. 4.2. gezeigt, reichen die Leinemischkiese der Rehburg-Wunstorfer Geest nur bis ca. 45 m Höhe ü. NN. In höheren Profilteilen (Geröllprovinzen 5—7) sinkt sehr rasch der P-Wert und geht gegen O. Diese fast reinen Schmelzwassersande sind weithin sehr feinkörnig, sie erreichen bei Bad Rehburg 100 m Höhe ü. NN und werden ihrerseits von drenthezeitlichem Geschiebelehm überlagert. Es sind also Vorschüttsande des heranrückenden Drenthe-Gletschers, bevor und während dieser auf seinem Vordringen bis Hameln die Rehburger Berge überstieg. Jünger als der Geschiebelehm sind die als Kames gedeuteten Sandrücken bei Engelbostel (ROHDE, im Druck) und — in geringem Umfang — nordwestlich von Schneeren.

6. Zur Flußgeschichte der Leine

6.1. Altpleistozäne Sedimente

Der geologische Bau des tieferen Untergrundes im Steinhuder Meer-Raum wird geprägt durch den großen SE—NW-verlaufenden Salzsattel mit den Salzdiapiren von Bokeloh-Altenhagen und Husum, die sogenannte Steinhuder Meer-Linie (Abb. 2). Hier ist im Tertiär offenbar Salz abgewandert, vermutlich tangential zu den Diapiren hin. Anders ist kaum zu erklären, daß bei Mardorf über dem Salzsattel Oligozän (Rupel) und Unter-Miozän 200—450 m tief eingesenkt ist (Bohrungen Mardorf 1—6), während 2 km südwestlich und 5 km nordöstlich Unterkreideschichten in 30 m Tiefe unter Quartär anstehen. Entlang der Steinhuder Meer-Linie reicht das Tertiär wie eine Zunge bis Altenhagen, wo es z. T. unmittelbar dem Gipshut des Zechsteindiapirs aufliegt (ALBRECHT 1916).

Ebenso an die Salzstruktur gebunden sind die in das Festgestein tief eingesenkten Quartärrinnen (Abb. 2). Die zwei E—W verlaufenden, bis 20 m unter NN reichenden Rinnen bei Meyenfeld-Wunstorf und Otternhagen-Poggenhagen schwenken bei Bokeloh bzw. Steinhude in die Steinhuder Meer-Linie ein und folgen ihr bis Husum — bei Bokeloh und Altenhagen stark übertieft durch Subrosion des Zechsteinsalinars (Abb. 2). Bei Schessinghausen nördlich Husum taucht die Salzstruktur nach N ab und die nunmehr vereinigte Rinne weicht nach NW in Richtung Nienburg aus. Die starke Übertiefung der Rinnen auch außerhalb des Salzsattels spricht für eine subglaziale, also elsterzeitliche Erosion, die mögliche ältere Talformen überprägt hat. Das zugehörige Flußsystem kann als früher Vorläufer der Leine gelten. Sein Verlauf von Bokeloh bis Husum war durch gleichzeitige Bodensenkungen an den Salzsattel gebunden.

Die Rinnen sind mit Sand und Schluff unbekannten Alters gefüllt. Bei Poggenhagen wird die Füllung von elsterzeitlichem Geschiebemergel überdeckt, der in Rinnenmitte schwach eingemuldet ist (Abb. 6). Beim Vordringen des Elster-Inlandeises war die Rinne hier bereits zusedimentiert. Meistens fehlt der Elster-Geschiebelehm; dann kann die Rinnenfüllung auch spätelsterzeitlich sein. Nur stellenweise wurde auch außerhalb der Rinnen Sand oder Kiessand im Liegenden der Elster-Moräne erbohrt. Wo Feinkies gefördert wurde, erwies sich dieser als nordisch-einheimisch gemischt und kennzeichnet den Kiessand als elsterzeitliches Vorschüttsediment.

Oberterrassenkies mit einheimischem Geröllbestand, z. T. eingeschuppt in den Drenthe-Kiessand, wurde auf der Nienburger und der Wedemark-Geest selten angetroffen. Er ist aber nach dem Geröllbestand dem nordischen Drenthe-Kiessand in erheblichem Maß beigemischt. Es handelt sich um „Weser"-Material (vgl. Kap. 5.2.). Geringe Reste der Oberterrasse sind lokal im Untergrund noch vorhanden. Größere Vorkommen scheinen die Eisschmelzwässer in ihrem Herkunftsgebiet weiter nördlich erodiert und die Gerölle nach S verfrachtet zu haben.

Von LÜTTIG (1960: 359) sind bei Bad Münder in zwei Bohrungen Weser-Oberterrassenkiese mit 43 % Buntsandstein und 10 % Thüringer Wald-Kristallin nachgewiesen worden. LÜTTIG und nach ihm WORTMANN (1968) nehmen daher an, daß die Weser sich seinerzeit von Hameln über Bad Münder-Rodenberg in das Steinhuder Meer-Gebiet ergoß. Die Oberterrassenkiese sollten demnach in der westlichen Blatthälfte Wunstorf im Untergrund anstehen, am ehesten in der westlichen der zwei tiefen von S kommenden Rinnen (Abb. 7 a), da die östliche nach unseren Zählungen bis zur Basis Flammenmergel-reichen Leinemischkies aus der Deistermulde führt. Aber auch die westliche Rinne und ihre Umgebung enthält nur Buntsandstein-armen nordischen Kies (s-Werte: 1 %, 4 %, P-Werte 34 %, 33 %). Weser-Oberterrassenkies konnte also am S-Rand von Blatt Wunstorf nicht nachgewiesen werden, vielleicht wurde er bereits elsterzeitlich erodiert.

6.2. Spätelster- bis drenthezeitliche Kiessandfolge (Mittelterrassenzeit)

Abgesehen von den in Kap. 6.1. genannten wenigen älteren Vorkommen beginnt die eigentliche Kiessandfolge über dem Elster-Geschiebemergel und endet mit der drenthezeitlichen Deckmoräne. Dem überwiegend nordischen Kiessand im Norden entspricht zeitlich der Mittelterrassenkies der Leine im Süden. Der Hauptmischbereich der zwei Fazies liegt in der Rehburg-Wunstorfer Geest (Kap. 5.4.). Die bei Wunstorf und bei Poggenhagen eingeschalteten holsteinzeitlichen Schluffe teilen den Kiessand in einen älteren, spätelsterzeitlichen Abschnitt (ca. 1/3 bis 1/4 der Gesamtmächtigkeit) und einen jüngeren, früh- bis hochdrenthezeitlichen Teil. Außerhalb der datierten Schluffe ist diese Zweiteilung nicht zu erkennen. Wir können aber davon ausgehen, daß der spätelsterzeitliche Abschnitt im wesentlichen im unteren Kiessand-Stockwerk steckt.

Im unteren Stockwerk folgt der zungenförmige Sedimentfächer der Leine noch dem Verlauf der altpleistozänen Rinnen über der Steinhuder Meer-Linie (Abb. 7 a). Erst im oberen Kiessand-Stockwerk durchfließt die Leine das Gebiet von Ost nach West. Etwa in der spätelsterzeitlichen Phase der Kiessandschüttung wurde also das (an die Salzubrosion gebundene) Rinnensystem vollständig aufgefüllt und eingeebnet. Die Zweiteilung des Mittelterrassenkieses in einen Spätelster- und einen Drenthe-Abschnitt ist ja auch für die Weser bei Minden nachgewiesen (WORTMANN 1968). Der relativ geringe nordische Geröllanteil des spätelsterzeitlichen Kiessandes muß aus stromauf, im S gelegenen hochelsterzeitlichen Schmelzwassersanden umgelagert worden sein.

Im höheren, drenthezeitlichen Kiessand-Abschnitt beobachten wir im Detail das Einmünden der Leine-Mittelterrasse in die von N geschütteten nordischen Schmelzwassersande (Abb. 7 b). Der P-Wert nimmt kontinuierlich von SE nach NW ab: Im Stromstrich des Leine-Hauptstranges von 80 % bei Wunstorf über 60—70 % bei Steinhude-Mardorf auf rund 50 % am Geest-Westrand nördlich Stadt Rehburg (Abb. 3). Mit Hilfe des Flammenmergelgehalts lassen sich vier Leineläufe rekonstruieren, getrennt durch Streifen bzw. Inseln nordischen Kiessandes. Die Leineläufe dürften im Hochglazial rasch ihr Bett wechselnde Wildflüsse in einer breiten Schotterebene gewesen sein. Die Ablagerungen wurden anschließend glazial überformt. Ihre Form ist stark verwischt und morphologisch gar nicht mehr erkennbar; wir sprechen daher besser von Leinesträngen. Sie sind in Kap. 4.2. (Geröllprovinzen 3 und 5, Abb. 7 b) beschrieben. Die Leine hat also im Drenthe-Stadium vier Arme nebeneinander oder nacheinander ausgebildet. Der südlichste Strang ist vom nördlichen, gemessen entlang dem heutigen Leinetal, gut 15 km entfernt.

Hochdrenthezeitlich wurden die Kiessande vom vorrückenden „Rehburger Eis" zusammengeschoben und z. T. glazitektonisch verschuppt, wie eingestauchte Tertiär- und Kreideschollen nordöstlich Schneeren und in den Brelinger Bergen (Abb. 1) in Bohrungen und Aufschlüssen beweisen. Möglicherweise hat dieser Schub den Mariensee-Schneerener Leinestrang (Geröllprovinz 3 der Abb. 7 b) von einer ursprünglichen SE-NW-Richtung in die WSW-Richtung rotiert.

Schließlich überschritt das Eis seine Vorschüttsande, glitt hinab in das südliche Vorland und fand Widerstand am Mittelgebirgsriegel Rehburger Berge-Tienberg-Wunstorfer Kreideaufbruch, den es schließlich in voller Breite überfuhr, als Grundmoräne den Geschiebelehm der Hameler Phase hinterlassend. Hierbei dürfte die in der Anlage bereits vorhandene Steinhuder Meer-Senke tief ausgehobelt worden sein und blieb nach dem Rückzug des Drenthe-Eises als Hohlform, vermutlich noch lange Zeit gefüllt mit Toteis, übrig. Die etwa 20 m betragende Übertiefung läßt sich — geröllanalytisch bzw. durch das Eem-Interglazial — vom Ostrand des Steinhuder Meeres bis Stadt Rehburg im W nachweisen. Weiter östlich, bei Poggenhagen, sowie westlich Stadt Rehburg steht unter wenige m mächtigem Weichselsand Kreideton bzw. Drenthe-Kiessand an.

6.3. Warthe- und weichselzeitliche Sande

Die breiten Täler der Weser im Westen und der Wietze im Osten sind bis zur Quartärbasis (z. T. über einem basalen Geschiebelehm) mit Niederterrassen-Kiessand gefüllt. Im Wietzetal wie auch im Allertal bei Niedernstöcken hat LANG (1962, 1973) die Gliederung in einen warthestadialen und einen weichselzeitlichen Kieskörper, getrennt durch vermutlich eemzeitliche Schluffe, beschrieben. Das gleiche Ergebnis erzielte PLISCHKE (1976) mit Hilfe geröllanalytischer Untersuchungen im Wesertal bei Nienburg.

Im Wietzetal nahm in der Weichselzeit der nordische Geröllanteil mit der Zeit zu, d. h. das Tal wurde durch abgeschwemmten Drenthe-Kiessand erhöht und schließlich verschlossen. Mit der Verlandung dürfte die Ablagerung der Kalkmudde bei Misburg, unter dem Niedermoortorf des Seckbruchs und der Breiten Wiese, einhergegangen sein, die zentral unmittelbar nach dem Hochglazial, im Litoralgebiet in der jüngeren Tundrenzeit begann (DIETZ, GRAHLE & MÜLLER 1958). Die seitliche Abschwemmung von Drenthe-Sand ins Wietzetal hat nach LANG (1962: 44) bis in die späte Weichselzeit angedauert.

Im heutigen Leinetal Garbsen—Neustadt scheint der untere, warthezeitliche Abschnitt der Niederterrasse zu fehlen. Nirgendwo ließ sich bei der Neuaufnahme in den zahlreichen Kartierbohrungen der Terrassen-Kiessand in zwei getrennte, in sich einheitliche Sedimentkörper unterteilen; humose, pflanzenführende Schluffe, die ins Eem gehören könnten, wurden nicht angetroffen. Die Eem-Mudde im Steinhuder Meer liegt nach den

Aufzeichnungen GRAHLE's an der Basis der Sandfolge, über „Mittelterrasse". Die Terrassensande im heutigen Leinetal unterhalb Stöcken kamen offenbar erst weichselzeitlich zum Absatz: ihre Oberfläche hat nach DIETZ (1959: 79—90) bei Stöcken Verbindung mit der Talsandfläche der Wietzeniederung. Die Terrassensande sind auf Blatt Garbsen geringmächtig bzw. lückenhaft, am nördlichen Stadtirand von Neustadt 2—5 m und flußabwärts bei Suttorf bis 10 m mächtig. Erst weichselzeitlich hat sich also die Leine bei Stöcken ihren Weg durch die drenthezeitlichen Kiessande und über den Kreideriegel von Neustadt gebahnt, der noch jetzt Stromschnellen bildet. Weichselzeitlich wurde auch die Hohlform der Steinhuder Meer-Senke mit 20 m mächtigen Sanden angefüllt, vermutlich durch einen Überlauf von Leinewasser bei Poggenhagen, der keine erosive Kraft besaß. Lediglich nördlich und südlich Stadt Rehburg hat die spätweichselzeitliche Erosion eine (höhere) Niederterrasse herauspräpariert, die $^1/_2$ bis 1 m über der torfbedeckten Talfläche der Senke liegt.

Die Weichsel-Sande sind arm an Feinkies. Zählungen bei Rehburg (z. B. G 69 der Tab. 1) ergaben einen hohen Anteil von einheimischem Paläozoikum (P-Werte: 55—70 %), darunter viel frische feinkörnige Grauwacke und Grauwackenschiefer. E smuß sich hier um weichselzeitlich aus dem Harz angelieferte Gerölle handeln: Im Mittelterrassenkies sind nur grobkörnige Grauwacken vorhanden, und diese sind deutlich stärker verwittert.

Schriftenverzeichnis

ALBRECHT, T. (1916): Die „Steinhuder Meer-Linie" und ihre Umgebung. — 9. J.-Ber. niedersächs. geol. Vereins: 1—61, 6 Abb., 4 Taf.; Hannover.

DIETZ, C. (1959): Geol. Karte Niedersachsen 1 : 25 000, Erl. Bl. 3624 Hannover. — 177 S., 3 Taf., 13 Abb., 5 Tab., 1 Kt.; Hannover.

— , GRAHLE, H.-O. & MÜLLER, H. (1958): Ein spätglaziales Kalkmudde-Vorkommen im Seck-Bruch bei Hannover. — Geol. Jb., **76**: 67—102, 9 Abb.; Hannover.

EBERT, A. & GRUPE, O. (1928): Geol. Karte 1 : 25 000, Erl. Bl. 3623 Gehrden. — 77 S., 2 Abb., 2 Taf., 1 Kt.; Berlin.

GRAHLE, H. (1968): Limnogeologische Probleme in Nordwestdeutschland. — Z. dt. geol. Ges., **117**: 727—737, 4 Abb.; Hannover.

HÖFLE, H. & SCHNEEKLOTH, H. (1973): Geol. Karte Niedersachsen 1 : 25 000, Erl. Bl. 3423 Otternhagen. — 56 S., 6 Abb., 8 Tab., 1 Taf., 1 Kt.; Hannover.

JORDAN, H. (1975): Geol. Karte Niedersachsen 1 : 25 000, Erl. Bl. 3525 Großburgwedel. — 93 S., 16 Abb., 13 Tab., 4 Taf., 1 Kt.; Hannover.

— & KUHN, K.-H., mit Beiträgen von BERTRAM, H., MEYER, K.-D. & ROHDE, P.: Kreide und Quartär zwischen Misburg und Großburgwedel, mit einer Geologischen Karte des Untergrundes von Hannover und östlicher Umgebung (Tertiär und Quartär abgedeckt). — Ber. naturhist. Ges., **119**: 7—47, 4 Abb., 4 Tab., 1 Kt.; Hannover.

LANG, H.-D. (1962): Geol. Karte Niedersachsen 1 : 25 000, Erl. Bl. 3524 Isernhagen. — 130 S., 24 Abb., 5 Taf., 6 Tab., 1 Kt.; Hannover.

— (1964): Über glaziäre Stauchungen in den Mellendorfer und Brelinger Bergen nördlich von Hannover. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **15**: 207—220, 4 Abb.; Öhringen.

— (1973): Geol. Karte Niedersachsen 1 : 25 000, Erl. Bl. 3323 Schwarmstedt. — 78 S., 12 Abb., 13 Tab., 1 Kt.; Hannover.

LÜTTIG, G. (1959): Heisterbergphase und Vollgliederung des Drenthe-Stadiums. — Geol. Jb., **75**: 419—430, 6 Abb., 1 Tab.; Hannover.

— (1960): Neue Ergebnisse quartärgeologischer Forschung im Raum Alfeld—Hameln—Elze. — Geol. Jb., **77**: 337—390, 3 Taf., 11 Abb., 5 Tab.; Hannover.

— & BALDSCHUHN, R. (1961): Bericht über die Ergebnisse geröllanalytischer Untersuchungen von Quartärsedimenten aus dem Gebiet nördlich von Hannover. — Unveröff. Bericht, Nieders. L.-Amt für Bodenforsch., 14 S., 140 Tab.; Hannover.

MENGELING, H. & VINKEN, R. (1975): Die Profiltypenkarte — ein Schritt in der Weiterentwicklung geologischer Karten. — Geol. Jb., **A 29**: 65—80, 3 Tab., 2 Taf.; Hannover.

MERKT, J. & MÜLLER, H. (1978): Entstehung und Entwicklung des Steinhuder Meeres. — Bild der Wissenschaft; Stuttgart.

Müller, H. (1977): Bericht über erneute palynologische Untersuchung einiger aus den Kiesgruben Pape und Poggenhagen bei Wunstorf (Mbl. 3522) stammender Proben. — Unveröff., 6 S., 1 Tab., Nieders. L.-Amt f. Bodenforsch., Hannover.

Plischke, I. (1976): Untersuchungen zur Geröll- und Schwermineralführung fluviatiler und glazifluviatiler Pleistozänkiese im Raum Nienburg/Weser. — Dipl.-Arb. Techn. Univ. Hannover, 39 S., 13 Abb., 4 Fotos, 6 Taf., 200 Tab.; Hannover.

Rausch, M. (1977): Fluß-, Schmelzwasser- und Solifluktionsablagerungen im Terrassengebiet der Leine und der Innerste. — Mitt. geol. Inst. Techn. Univ. Hannover, H. **14**, 84 S., 16 Abb., 4 Tab., 1 Taf.; Hannover.

Rohde, P.: Geol. Karte Niedersachsen 1 : 25 000, Erl. B. 3523 Garbsen. — Hannover [im Druck].

Schnütgen, A. (1975): Die Hauptterrassenfolge am linken Niederrhein aufgrund der Schotterpetrographie. — Forsch.-Ber. Nordrhein-Westf., **2399**: 1—151; Opladen.

Sickenberg, O. (1951): Ein neues Interglazialvorkommen bei Wunstorf, Kr. Neustadt a. Rbge. — N. Arch. Nieders., H. **22** (**1951**, H. 2): 157—160, 2 Abb.; Hannover.

Woldstedt, P. (1928): Über einen wichtigen Endmoränenzug in Nordwestdeutschland. — J.-Ber. niedersächs. geol. Ver., **21**: 10—17, 1 Abb.; Hannover.

Wortmann, H. (1968): Die morphogenetische Gliederung der Quartärbasis des Wiehengebirgsvorlandes in Nordwestdeutschland. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **19**: 227—239, 4 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Öhringen.

Manuskript eingeg. 3. 3. 1978.

Eiszeitalter u. Gegenwart	28	39—44 2 Abb.	Öhringen/Württ. 1978

Weichselzeitliche Torfe aus den Ems-Terrassen bei Münster (Westf.)

Erich Kramm & Hans-Martin Müller *)

Interstadial peat, subarctic vegetation, radiocarbon-dating, Ems upper Lower Terrace, icewedges, Weichsel-glaciation.

Kurzfassung: Bei Münster wurde in rund 7 m Tiefe unter Flur der Oberen Niederterrasse der Ems eine warvenähnliche Wechsellagerung von *Drepanocladus aduncus*-Torfen und Schluffen gefunden. Die Ablagerungen wurden von Eiskeilen durchzogen. Eine Pollenanalyse ließ auf subarktische Vegetation schließen. Zwei ^{14}C-Datierungen ergaben ein Modellalter von 27 700 ± 450 beziehungsweise 12 170 ± 700 Jahren. Datierungen und stratigraphische Befunde wurden verglichen und danach eine zeitliche Einordnung der ONT versucht.

[Weichselian Peats from the Ems Terraces near Münster (Westphalia)]

Abstract: In a sand-pit at Münster peat was found in a varve-like stratification at approximately 7 m below surface level of the Ems upper Lower Terrace, consisting in turn of *Drepanocladus aduncus* peat and silt. The sediments were crossed by ice-wedges. The pollen analysis gave evidence of a subarctic vegetation composition. Radiocarbon-dating of two peat samples indicated ages of 27 700 ± 450 and 12 170 ± 700 years B.P. resp. These datings and the stratigraphic findings were compared and a dating of the upper Lower Terrace was tried.

Beschreibung der Schichten

Im Bereich des ehemaligen Bockholter Esch (TK 25 Bl. 3912 Westbevern, R 34089, H 57697) werden von der Firma Schenking (Greven-Münster-Hiltrup) seit einigen Jahren die Sande der Ems-Terrassen abgebaut. Es wurden schnell größere Tiefen erreicht und in rund 7 m u. Fl. verbreitete Vorkommen stark humoser Schluffe aufgeschlossen, die zum Teil in Torfe wechselnder Mächtigkeit übergingen. Nachdem der Abbau vorübergehend eingestellt worden war, wurden an mehreren Stellen der Grube ähnliche Bildungen gefunden, durchweg kryoturbat gestörte Bodenhorizonte.

An einer Stelle fanden sich jedoch Ablagerungen von völlig anderem Charakter. Sie gleichen auf den ersten Blick Warven mit einer Abfolge von dunklen und hellen Lagen. Die dunklen Schichten werden von Torfen und stark humosen Lagen gebildet, die hellen von grauen Schluffen (Abb. 1, 2). Die Torfe bestehen aus zum Teil gut erhaltenen Resten des Mooses *drepanocladus aduncus* (bestimmt von H. Kaja, Botanisches Institut Münster). Die Ablagerungen wurden in einem rund 1,50 m mächtigen Profil aufgegraben, das an der Basis mit einer kalkhaltigen Mudde beginnt (ca. 25 cm mächtig). Die Mudde zeigt nach oben hin deutliche Schichtung. Auf den Schichtflächen sind Reste organischen Materials zu erkennen, vor allem Characeen. Bis 55 cm über Basis bilden die Torflagen gut ausgeprägte Bänder mit Mächtigkeiten bis zu einem cm. Zwischen 55 und 100 cm sind sie wesentlich geringmächtiger, bis zu 5 mm, zum Teil sind sie selbst und die zwischenlagernden Schluffe weniger als einen mm stark. Darüber werden sie durch humushaltige Schlufflagen ersetzt. Noch vereinzelt auftretende Torfbänder enthalten viel stärker zersetztes Material als in den unteren Teilen. Der oberste Teil (ab 130 cm über Basis) besteht aus geschichte-

*) Anschriften der Verfasser: Dr. Erich Kramm, Edith-Stein-Str. 1, 4820 Borken; Dr. Hans-Martin Müller, Institut für Geographie, Robert-Koch-Str. 26, 4400 Münster (Westf.).

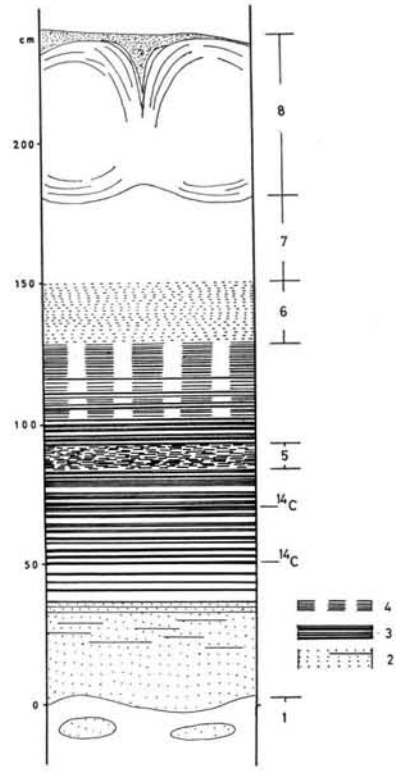


Abb. 1: Schematische Darstellung des Profils und seiner Ablagerungen. 1: Liegendes des Profils, graue Schluffe im Übergangsbereich mit einigen Muddelinsen; 2: Mudde, im oberen Bereich mit Torfbändern; 3: Bänder von *Drepanocladus*-Torfen, in den höheren Teilen zum Teil sehr fein mit Schluffen wechsellagernd; 4: Bänder mit humosen Schluffen; 5: Zone mit stark aufgelöstem Schichtenverband; 6: geschichtete graue Schluffe; 7: ungeschichtete graue Schluffe; 8: braune Schluffe mit Brodeltöpfen und überlagerndem Grobsand.

ten, gelegentlich rostfarbenen Schluffen. Das Hangende des Profils bilden etwa 30 cm mächtige ungeschichtete graue Schluffe, die nach oben hin in mehrere dm mächtige braune Schluffe übergehen. Diese sind von Brodeltöpfen durchsetzt. An der Grenze zu den grauen Schluffen finden sich in Brodeltöpfen verbreitet Mollusken, vor allem *Succinea oblonga* (Draparnaud).

Die Wechsellagerungen in dem Profil sind die Folge unregelmäßiger Überflutungen oder auch Überwehungen. Genetisch sind sie nicht mit Warven zu vergleichen. Die starken Torfbänder sind ganz sicher in mehreren Vegetationsperioden gewachsen, denn sie ließen sich in eine Reihe plattiger Mooslagen zerteilen. Die sehr dünnen Torfbänder könnten dagegen das Ergebnis alljährlicher Überlagerungen sein.

Es war nicht möglich, die flächenhafte Ausdehnung dieser Ablagerungen zu ermitteln. Beobachtungen in einem weiteren Aufschluß, das schwache Einfallen nach E sowie die Mudde mit dem Vorkommen von Armleuchteralgen legen den Schluß nahe, daß es sich um Ablagerungen in einem verlandenden See oder Altwasser der Ems handelt. Auch das Vorkommen von *Drepanocladus aduncus* ist an ein sehr feuchtes, sumpfiges Milieu gebunden. Ob im obersten Teil des Profils für das Ausbleiben der Torfe klimatische oder edaphische Faktoren ausschlaggebend sind, läßt sich hier nicht mit Sicherheit klären.

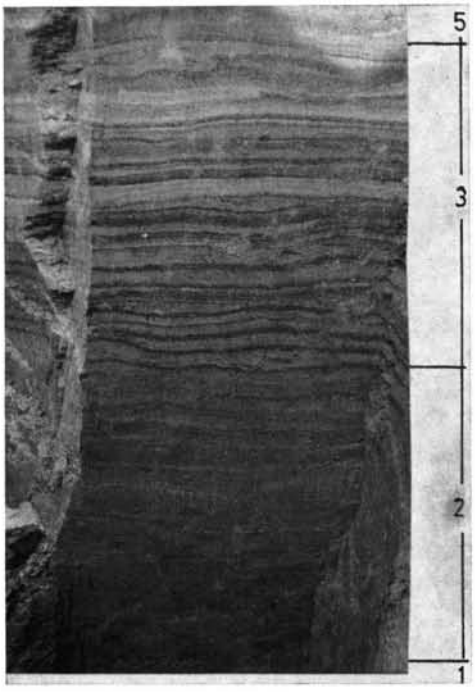


Abb. 2: Ausschnitt aus dem unteren Teil des Profils. Er umfaßt die Muddenzone und die darüber folgenden Torfe bis zur Zone 5 (s. Abb. 1).

Bisherige Versuche zur Datierung der Ems-Terrassen

Das Profil lag etwa 7 m u. Fl. der Oberen Niederterrasse (ONT) der Ems (Zuordnung nach HEMPEL 1963), die von KELLER (1950) mit den Talsanden der Ems parallelisiert wurde. Es gibt eine Reihe von Versuchen, die Terrassen der Ems zeitlich einzuordnen, wobei strittig war, ob sie saalezeitlich, teilweise saalezeitlich oder weichselzeitlich seien. Die modernen Auffassungen ordnen die Terrassen weichselzeitlich ein. Eindeutig ist jedoch noch immer nicht ihre Stellung innerhalb des Weichselglazials.

Nach WEIN (1969) umfaßt die Sedimentation von Talsanden, ONT (bei ihm getrennt) und Unterer Niederterrasse das ganze Glazial, nach THIERMANN (1970), der die verschiedenen Auffassungen gegenüberstellt, und GRAHLE in BOIGK et al. (1960) sind Talsande und ONT spätglazial. War GRAHLE der Meinung, daß die Ablagerung bis zum Schluß des Glazials gedauert hat, muß sie nach THIERMANN mit dem Ende der Älteren Dryaszeit abgeschlossen gewesen sein. THIERMANN hat nämlich festgestellt, daß die ONT von Uferwällen überlagert sind, die durch Alleröd-zeitliche Bildungen von ihr getrennt sind. Eine genaue Datierung der oben beschriebenen Funde könnte klärend zur zeitlichen Einordnung der Ems-Terrassen beitragen.

Ergebnisse der Pollenanalyse

Pollenanalytisch wurde dazu ein 1—2 mm starker, ziemlich gepreßter *Drepanocladus*-Torf untersucht (E. K r a m m). Er wurde aus dem Übergangsbereich Mudde-Torf entnommen. Die Pollendichte war extrem gering, wobei die ermittelte Pollenzahl nur eine bedingte Aussage über die tatsächlichen Vegetationsverhältnisse zuläßt.

Insgesamt wurden 68 BP, 102 NBP, über 1000 Sporen (davon je eine *Lycopodium*- und *Selaginella*-Spore) sowie 14 *Pediastrum*-Kolonien und eine *Canthocamptus*-Spermatophore gefunden.

An den BP und NBP zusammen sind mit folgenden Prozentwerten beteiligt:

Pinus	15,9 %	*Alnus*	0,6 %
Betula	11,2 %	*Tilia*	0,6 %
Salix	11,7 %		

BP insgesamt: 40 %

Corylus	0,6 %	Chenopodiaceae	3,5 %
Ericaceae	2,4 %	Ranunculaceae	19,4 %
Gramineae	6,5 %	Rosaceae	0,6 %
Cyperaceae	2,4 %	*Artemisia*	4,1 %
Cariophyllaceae	4,7 %	*Myriophyllum*	2,3 %
Cruciferae	4,7 %	Indeterminata	8,8 %

NBP insgesamt: 60 %.

Die NBP und BP liegen im Verhältnis 3 : 2 vor. Selbst wenn man die auf lokale Bedingungen zurückzuführenden Sumpf- und Wasserpflanzen herausnimmt, überwiegt der Anteil der NBP. Das deutet darauf hin, daß es sich um eine waldarme oder auch waldfreie Zeit gehandelt haben dürfte. Im einzelnen sind die *Pinus*-Pollen mit großer Wahrscheinlichkeit auf Fernflug zurückzuführen, während die Einzelfunde von *Tilia* und *Alnus* als wärmeliebende Gehölze sekundär umgelagert sein dürften. Welche *Betula*-Arten in der Umgebung vorhanden waren, ist nicht eindeutig zu klären, eventuell *Betula nana*. Sofern die Pollen von anderen *Betula*-Arten stammen, sind sie möglicherweise auch auf Fernflug zurückzuführen.

Rückschlüsse auf die Vegetation der Umgebung ergeben sich aus dem hohen Anteil der *Salix*-Pollen und von Seiten der NBP aus der großen Frequenz der Ranunculaceen. Hinweise ergeben sich ferner aus den Nachweisen von Chenopodiaceen, Cruciferen, *Artemisia* sowie *Lycopodium* und *Selaginella*. Die Vegetation ist demnach als überwiegend subarktisch zu charakterisieren. Leider ergaben dem Profil weiter oben entnommene Proben keine genügende Verschiebung im Pollenspektrum. Es war daher nicht möglich, an Hand eines Pollendiagramms genauere zeitliche Aussagen zu machen.

Im Bereich der Torfablagerungen konnte ein Eiskeilnetz aufgeschlossen werden. Die Eiskeile selbst überschreiten nur ausnahmsweise 100 cm Breite, zum überwiegenden Teil verjüngen sie sich sehr schnell mit der Tiefe. Die Eiskeile sind mit Material aus den hangenden grauen Schluffen verfüllt. Die obere Grenze war in den Aufschlüssen nicht deutlich auszumachen. Weitere Untersuchungen haben aber ergeben, daß sie bis in die braunen Schluffe zu verfolgen sind und einem älteren und einem jüngeren System zugeordnet werden müssen (MÜLLER 1978). Ihre Obergrenze fällt mit der Obergrenze der Brodelböden zusammen. Man kann also davon ausgehen, daß es sich bei den Torfen um interstadiale Bildungen handelt, die während eines Stadials oberflächennah gelegen haben, so daß sie von frostdynamischen Vorgängen erfaßt werden konnten.

^{14}C-Bestimmungen an den Torfen

Im Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung wurden zwei Proben untersucht, die aus 50 und 70 cm Höhe über Profilbasis stammen. Die zweite Probe war zur Kontrolle gedacht. Das Ergebnis war allerdings überraschend:

Probe 2 (70 cm über Profilbasis), Hv 6633 : 12170 ± 700 J. v. h.
Probe 1 (50 cm über Profilbasis), Hv 6632 : 27700 ± 450 J. v. h.

Ordnet man die Datierungen in die bekannten Gliederungen der Weichseleiszeit ein, so liegt die Bildungszeit der unteren Probe vor dem Weichsel-Hochglazial (ZAGWIJN & PAEPE 1968, GEYH 1970, MANIA & STECHEMESSER 1970). Das Alter der jüngeren Probe fällt in das späte Bölling-Interstadial. Das heißt, das Profil umspannt zwischen den beiden Proben das ganze Hochglazial. Das muß jedoch sehr kritisch beleuchtet werden. Ist der Unterschied — rund 15 000 Jahre — die wirkliche Altersdifferenz der beiden Torfproben, muß man zwangsläufig eine beschleunigte Ablagerung in den darüber folgenden Teilen des Profils voraussetzen. Aus dem zeitlichen Unterschied eine Bildungsrate auch nur für den Kernbereich des Profils ableiten zu wollen, muß zu unrealistischen Vorstellungen führen. Zwei Argumente würden zudem eine solche Beschleunigung fordern: Einmal könnten sich die Eiskeile vom Klima her — wenn überhaupt noch — spätestens in der Älteren Dryaszeit gebildet haben. Zum anderen muß nach den Befunden von THIERMANN (1970) die Sedimentation der Terrassensande schon zur Allerödzeit abgeschlossen gewesen sein. Es lassen sich aus dem Aufbau des Profils weder Hinweise auf eine derartige Beschleunigung gewinnen noch auf einen möglichen stratigraphischen Hiatus, der nur in die Zeit extremer klimatischer Verhältnisse hätte fallen können, also in das trockene arktische Hochglazial. Eine dann freiliegende Oberfläche wäre vielfältigen periglazialen Einwirkungen ausgesetzt gewesen. Nichts deutet darauf hin. Eine mehr oder weniger kontinuierliche Sedimentation auch zwischen Probe 1 und 2 ist nach den stratigraphischen Befunden wahrscheinlich.

Es spricht also vieles dafür, daß die angegebenen 15 000 Jahre nur ein scheinbarer Altersunterschied sind und man mit einer Verjüngung der oberen Probe rechnen muß. Als Ursache ist die Möglichkeit einer Infiltration von Huminsäuren zu prüfen, wie es im Kommentar zu den Datierungen angedeutet wird (Kommentator M. GEYH). Eine Infiltration rezenter Huminsäuren dürfte allerdings ausgeschlossen sein. Da von den überlagernden 7 m Sanden und Schluffen die untersten rund 100 cm kalkhaltig sind, wird eine Verlagerung von Huminsäuren bis zu den Torfen unterbunden (GEYH 1971: 56), auch wenn sie durch die Plaggenauflage des Esch vermehrt angefallen sind. Die Verjüngung schon in eine Zeit spätglazialer Bodenbildung zu stellen (z. B. Bölling-zeitlich), dürfte ebenso unrealistisch sein.

Zur Datierung der Oberen Niederterrasse der Ems

Da es nicht gelingt, das Alter der oberen Probe in den stratigraphischen Zusammenhang einzubauen, muß man von einer unkalkulierbaren Störung ausgehen, die zu einem scheinbaren ^{14}C-Modellalter von 12170 Jahren geführt hat. Das Alter der unteren Probe läßt sich dagegen in die stratigraphischen Befunde einbauen. Störungen sind letztlich auch bei ihr nicht auszuschließen, allerdings widersprechen sich Stratigraphie und Datierung nicht so stark wie bei der oberen Probe, so daß es keinen Anlaß gibt, ihre Richtigkeit zumindest in der Größenordnung anzuzweifeln. Nach ihr müßte die Schicht, der das Material für die Pollenanalyse entstammt, in das späte Denekamp-Interstadial fallen. In dieser Zeit war in den Niederlanden nach ZAGWIJN & PAEPE (1968) eine Strauchtundra verbreitet, und im nördlichen Harzvorland herrschte nach MANIA & STECHEMESSER (1970) ein subarktisches Klima. Das Spektrum der Pollenanalyse paßt sich gut in dieses Bild ein. Auch sie ergab einen subarktischen Vegetationstyp. Die im Profil über den Datierungen folgenden *Drepanocladus*-Torfe deuten auf ein anhaltend feuchtes Klima hin, was für die Zeit nach dem Denekamp-Interstadial ja auch der allgemeinen Auffassung entspricht (WOLDSTEDT & DUPHORN 1974: 23). Das Fehlen der Torfe in den obersten Teilen des Profils hängt möglicherweise mit der zunehmenden Trockenheit des beginnenden Hochglazials zusammen. Die Eiskeilnetze, die die Torfe durchziehen, haben sich dann wahrscheinlich im Weichsel-Hochglazial gebildet.

Die Altersbestimmungen an den beiden Torfproben können zwar nicht endgültig die zeitliche Einordnung der ONT der Ems klären. Im Zusammenhang mit den stratigraphischen Befunde, der Pollenanalyse und dem Vorkommen der Eiskeile deuten sie aber darauf hin, daß die Sedimentation nicht vor dem ausklingenden Hochglazial begonnen haben kann. Wir stimmen hierin mit THIERMANN überein, der den Sedimentationsbeginn in die Älteste Dryaszeit bzw. in das Bölling-Interstadial stellt. Die oben erwähnten Molluskenfunde, die, wenn man der zeitlichen Einordnung MANIAS (1967 a, 1967 b) folgt, Vertreter aus der Fauna der Ältesten Dryaszeit nachweisen, könnten diese Auffassung stützen.

Herrn Prof. G e y h vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung sei an dieser Stelle unser Dank für die ^{14}C-Altersbestimmungen an den beiden Torfproben ausgesprochen. Herrn Prof. K a j a (Botanisches Institut Münster) sei für die Bestimmung der Moose gedankt.

Schriftenverzeichnis

BOIGK, H., DIETZ, C., GRAHLE, H. O., HOFFMANN, K., HOLLSTEIN, W., KÜHNE, F., RICHTER, W., SCHNEEKLOTH, H. & WAGNER, R. (1960): Zur Geologie des Emslandes. — Beih. geol. Jb., **37**: 419 S., 5 Kart., 51 Abb., 5 Taf., 43 Tab.; Hannover.

GEYH, M. A. (1970): Zeitliche Abgrenzung von Klimaänderungen mit ^{14}C-Daten von Kalksintern und organischen Substanzen. — Beih. geol. Jb., **98**: 15—22, 2 Abb.; Hannover.

— (1971): Die Anwendung der ^{14}C-Methode und anderer radiometrischer Datierungsverfahren für das Quartär. — Clausthaler tekt. H., **11**, 118 S., 12 Abb.; Clausthal.

HEMPEL, L. (1963): Über morphologische Formengruppen der Erosion an der Ems. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **14**: 155—185, 5 Abb.; Öhringen.

KELLER. G. (1950): Beitrag zur Altersfrage der Terrassen an der mittleren Ems. — Z. dt. geol. Ges., **101**: 87—92, 3 Abb.; Berlin.

MANIA, D. (1967 a): Das Quartär der Aschersleben er Depression im Nordharzvorland. — Hercynia, N.F., **4**: 51—82, 13 Abb., 5 Tab.; Leipzig.

— (1967 b): Der ehemalige Aschersleben er See (Nordharzvorland) in spät- und postglazialer Zeit. — Hercynia, N.F., **4**: 199—260, 4 Taf., 13 Abb., 4 Tab.; Leipzig.

MANIA, D. & STECHEMESSER, H. (1970): Jungpleistozäne Klimazyklen im Harzvorland. — Petermanns geogr. Mitt., Erg.-H., **274**: 39—55, 3 Abb.; Gotha-Leipzig.

MÜLLER, H.-M. (1978): Weichselzeitliche Eiskeilsysteme im Emsgebiet bei Münster (Westf.). — Ein Beitrag zur Datierung der Emsterrassen. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh.; Stuttgart [in Vorb.].

THIERMANN, A. (1970): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25 000, Bl. Bevergern: 120 S., 9 Abb., 5 Taf.; Krefeld.

WEIN, N. (1969): Akkumulations- und Erosionsformen im Tal der Mittleren Ems. Diss. Univ. Münster: 259 S., 112 Abb., 14 Taf.; Münster.

WOLDSTEDT, P. & DUPHORN, K. (1974): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. — XII + 500 S., 91 Abb., 26 Tab.; Stuttgart (Koehler).

ZAGWIJN, W. H. & PAEPE, R. (1968): Die Stratigraphie der weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgiens. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **19**: 129—146, 6 Abb.; Öhringen (Rau).

Manuskript eingeg. 21. 10. 1977.

Eiszeitalter u. Gegenwart	**28**	45—50 4 Abb.	*Öhringen/Württ. 1978*

Über Talrichtungen in der nordöstlichen Lüneburger Heide

ECKHARD GRIMMEL & KLAUS SCHIPULL *)

Valley directions, downmelting ice sheet, crevasses

K u r z f a s s u n g : Die Analyse von Talrichtungen in Teilen der nordöstlichen Lüneburger Heide ergab, daß drei Richtungen mit deutlicher Dominanz auftreten. Ein genetischer Zusammenhang zwischen den Tälern und den Spaltensystemen einer niederschmelzenden Eisdecke wird vermutet.

[On Valley Directions in the Northeastern Lüneburger Heide]

A b s t r a c t : The analysis of valley directions in parts of northeastern Lower Saxony showed that three directions are clearly dominating. It is supposed that the valleys are genetically connected with systems of crevasses of a downmelting ice sheet.

1.

Das Talnetz der ehemals vergletscherten Gebiete Norddeutschlands ist häufig durch auffällige Merkmale gekennzeichnet:

1. über längere Strecken anhaltende Geradlinigkeit oder schwache Bogenform der Täler;
2. abrupter Richtungswechsel, meist im stumpfen Winkel, häufig bajonettartig;
3. Richtungen bestimmter Abschnitte eines Tales sind über Wasserscheiden und Vorfluter hinweg in benachbarten Tälern weiter zu verfolgen.

2.

Diese Merkmale wurden von STOLLER (1914), v. BÜLOW (1932), RICHTER (1937), HANNEMANN (1963), GRIMMEL (1971), GRIMMEL und SCHIPULL (1975) ursächlich in Verbindung gebracht mit dem Verlauf von Gletscherspalten.

Mit Hilfe dieser und anderer Merkmale konnten GRIMMEL und SCHIPULL (1975) — an STOLLER (1914) anknüpfend — zeigen, daß auch die Richtungen der Täler des Sprakensehler „Sanders" im wesentlichen durch den Verlauf der Spalten einer niederschmelzenden Toteisdecke bedingt sind (Abb. 1) und daß folglich auch die morphogenetische Deutung „Sander" nicht haltbar ist, was seit WOLDSTEDT (1939) angenommen wurde.

In der neuen Geologischen Übersichtskarte 1 : 200 000 (Blätter Braunschweig und Hamburg-West) sind inzwischen alle Sander der Lüneburger Heide, die in der früheren Ausgabe 1 : 300 000 von 1951 verzeichnet waren, weggelassen worden.

3.

In Abb. 2 sind die aus der Topographischen Karte 1 : 25 000 (Nr. 2730, 2731, 2830, 2831, 2930, 2931) herausgezogenen Taltiefenlinien aus dem Bereich der Göhrde und angrenzender Gebiete dargestellt.

---

*) Anschrift der Verfasser: Prof. Dr. E. G r i m m e l , Dr. K. S c h i p u l l , Institut für Geographie der Universität Hamburg, Bundesstraße 55, D-2000 Hamburg 13.

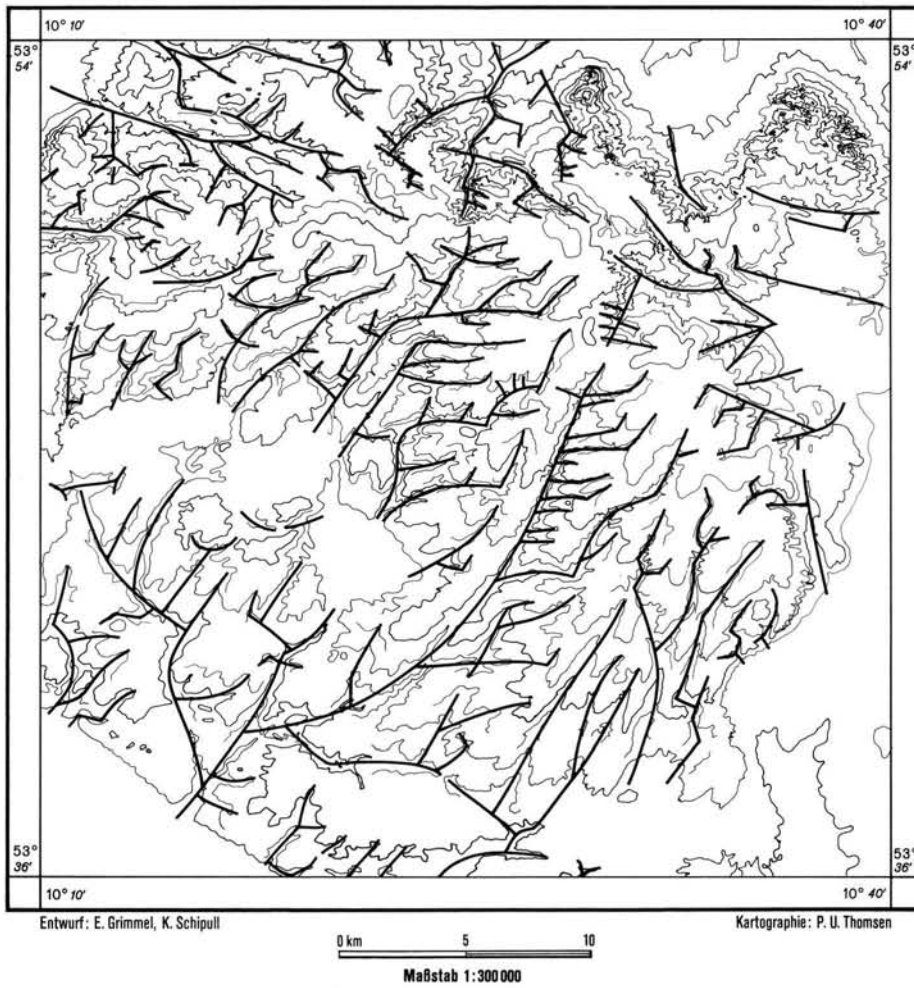


Abb. 1: Talrichtungen auf dem Sprakensehler „Sander" (Lüneburger Heide). (Aus: GRIMMEL & SCHIPULL (1975).

Dieser Ausschnitt wurde aus der klassischen „Endmoränen"-Landschaft der nordöstlichen Lüneburger Heide genommen. Trotz gegenteiligen Nachweises (OLBRICHT 1909, GRIMMEL 1971) sind in der neuen Geologischen Übersichtskarte 1 : 200 000 (Blatt Hamburg-Ost) die meisten der früher postulierten Endmoränen noch immer verzeichnet, obgleich es für diese Deutung keine überzeugenden Argumente gibt. Denn die sogenannten Höhenzüge sind in Wirklichkeit Teile einer Hochfläche, aber keine aufgesetzten Wallformen. Der Untergrund besteht im wesentlichen aus ungestört lagernden Schmelzwassersedimenten, die lokal durchaus beträchtliche Stauchungen aufweisen können, aber auf keinen Fall in ihrer Gesamtheit vom Eis zusammengeschoben sind.

Auf den Höhen liegt eine Geschiebelehm- bzw. Geschiebesanddecke, die auch in die weitgespannten, zwischen den Hochflächen liegenden Becken hineinzieht. Die Becken wurden deshalb als glazigene Erosionshohlformen und die sie umgebenden Höhen als von der

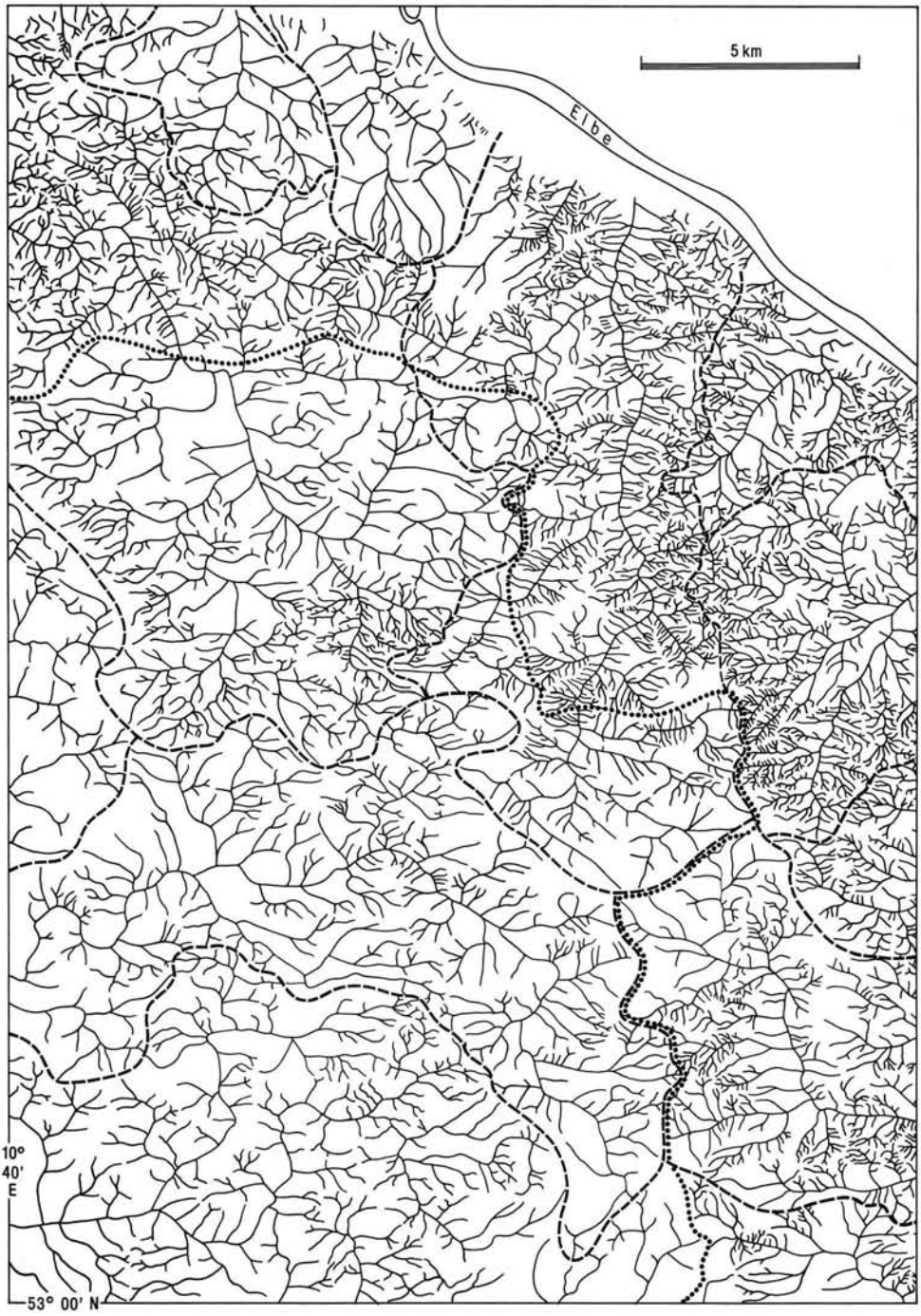


Abb. 2: Taltiefenlinien der nordöstlichen Lüneburger Heide. (Gestrichelte Linie: Hauptwasserscheiden; punktierte Linie: siehe Abschnitt 4.)

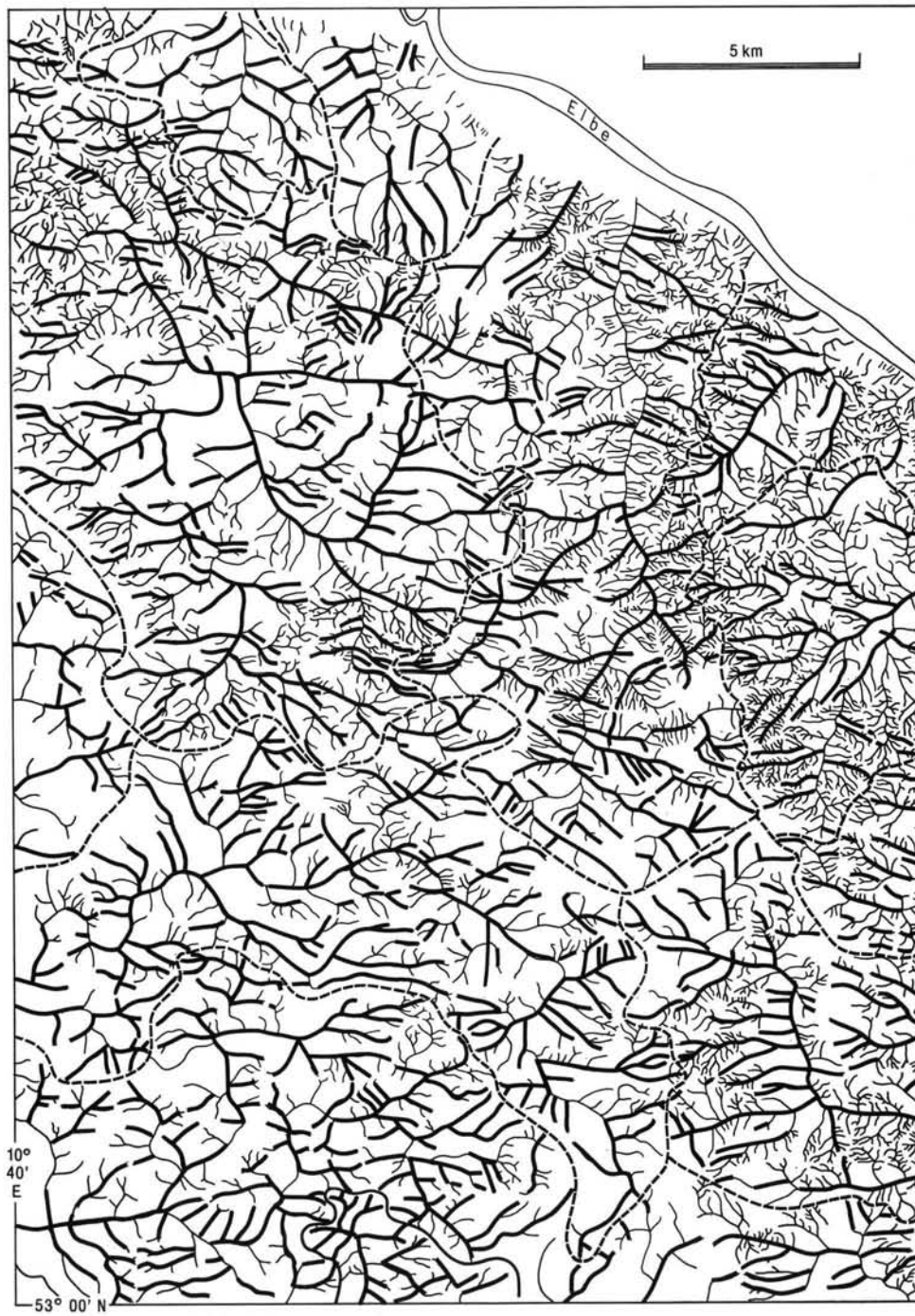


Abb. 3: Talrichtungen, die den in Abschnitt 3. genannten Kriterien genügen.

Eiserosion weitgehend verschonte Reste von Vorschütt- oder/und subglazialen Schmelzwassersedimentkörpern, zum Teil auch von Aufragungen eines älteren Glazialreliefs, interpretiert. Aus der flächenhaften Verbreitung der Geschiebelehm- bzw. -sanddecke wurde auf einen Abbau des Eises in der Form des Niederschmelzens von Toteis geschlossen und so auch von dieser Seite die Deutung der Höhenzüge als „Rückzugsstaffeln" eines oszillierenden Eisrandes widerlegt.

Die in Abb. 2 dargestellten Taltiefenlinien dieses Gebietes zeigen an vielen Stellen deutlich die oben aufgeführten Merkmale (Geradlinigkeit oder schwache Bogenform, abrupter Richtungswechsel, Fortsetzung von Talrichtungen über Wasserscheiden und Vorfluter hinweg, bajonettartiges Versetzen der Talrichtung, Parallelität benachbarter Täler: siehe Abb. 3), so daß auch von dieser Seite die morphogenetische Deutung als Subglazialrelief mit anschließend niederschmelzender Toteisdecke untermauert wird.

4.

Die Abbildungen 2 und 3 lassen die Vermutung aufkommen, daß bestimmte Talrichtungen gehäuft auftreten. Um diesen subjektiven Eindruck zu überprüfen, wurden im Bereich der Hochfläche der Göhrde und der westlich angrenzenden Gebiete alle Täler bzw. Talabschnitte nach Richtung und Länge ausgezählt. Das Gebiet wurde so abgegrenzt, daß die randzertalten Bereiche zur Elbe im Norden und zur Jeetzel im Osten hin ausgeklammert sind (Abb. 2).

Das Ergebnis der Auszählung ist in Abb. 4 dargestellt. Ein sehr deutliches Maximum liegt zwischen 80°/260°. Ein sekundäres Maximum liegt in NW/SE-Richtung. Diese beiden Richtungen entsprechen in etwa der Richtung des unteren Elbtales. Ein weiteres, kleineres Maximum folgt der NNE/SSW-Richtung und steht damit nahezu senkrecht auf dem Hauptmaximum.

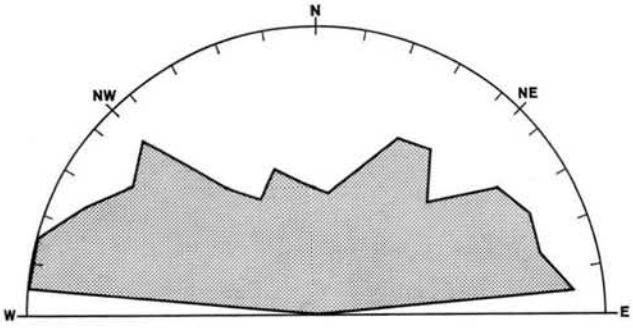


Abb. 4: Unterschiedliche Häufigkeiten der Talrichtungen.

Wenn man davon ausgeht, daß die Mehrzahl der Talrichtungen eisspaltengesteuert ist, dann stellt sich die Frage, warum gerade diese Richtungen dominieren. Ob sie allein das Resultat bestimmter Eisbewegungen sind oder auch tektonische Strukturen bzw. Bewegungen des präquartären und quartären Untergrundes als Steuerungsfaktoren Einfluß ausgeübt haben, läßt sich derzeit noch nicht entscheiden.

Schriftenverzeichnis

Bülow, K. v. (1932): Der Wallberg von Deutsch-Krone und das Gletschertor von Stranz. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **52**: Berlin.

Grimmel, E. (1971): Geomorphologische Untersuchungen in der nordöstlichen Lüneburger Heide. — Hamburger geogr. Studien, **27**: 57 S., 10 Abb., 4 Karten; Hamburg.

— & Schipull, K. (1975): Der Sprakensehler Sander: Ein klassischer „Sander" der Lüneburger Heide? — Mitt. geogr. Ges. Hamburg, **63**: 171—181, 3 Abb.; Hamburg.

Hannemann, M. (1963): Anlage und Entwicklung weichselzeitlicher glazigener und periglaziärer Täler in Südostbrandenburg. — Ber. geol. Ges. DDR, **8**: 617—636, 7 Abb.; Berlin.

Olbricht, K. (1909): Grundlinien einer Landeskunde der Lüneburger Heide. — Forsch. dt. Landes- u. Volkskde., **18**: 501—647.

Richter, K. (1937): Die Eiszeit in Norddeutschland. — Deutscher Boden, **IV**: 179 S., 63 Abb.; Berlin (Borntraeger).

Stoller, J. (1914): Der jungdiluviale Lüneburger Eisvorstoß. — Jber. Niedersächs. geol. Ver., **7**: 214—230; Hannover.

Woldstedt, P. (1939): Die Endmoränen in der südlichen Lüneburger Heide. — Abh. naturwiss. Ver. Bremen, **31**: 236—246; Bremen.

Geologische Übersichtskarte 1 : 200 000
CC 3118 Hamburg-West; Hannover 1976
CC 3126 Hamburg-Ost; Hannover 1977
CC 3926 Braunschweig; Hannover 1974

Geologische Übersichtskarte von Nordwest-Deutschland 1 : 300 000
Hannover 1951.

Topographische Karte 1 : 25 000
2730 Bleckede
2731 Neuhaus (Elbe)
2830 Dahlenburg
2831 Bredenbock
2930 Himbergen
2931 Gülden.

Manuskript eingeg. 18. 1. 1978.

Eiszeitalter u. Gegenwart	**28**	51—67 5 Abb.	*Öhringen/Württ. 1978*

Die jungpleistozänen Löß-Deckschichten der Braunkohlentagebaue der Braunschweigischen Kohlenbergwerke (BKB) zwischen Helmstedt und Schöningen

KARL-ULRICH BROSCHE & MICHAEL WALTHER *)

Upper Pleistocene, tundra-gleys, frost cracks, erosional unconfromities, loess, loess boundary, eastern Lower Saxony.

K u r z f a s s u n g : Einige mehrgliedrige Lößprofile im Raum der Tagebaue Treue, Helmstedt und Alversdorf der Braunschweigischen Kohlenbergwerke bei Helmstedt werden beschrieben, interpretiert und datiert. In den vollständigen Jungwürm-Profilen lassen sich bis zu vier Naßböden ausgliedern. Eine Parallelisierung mit der Jungwürm-Gliederung von ROHDENBURG & MEYER (1966) ist möglich. Erstmals werden aus dem Gebiet am N-Rand der Lößgrenze 1—1,2 m mächtige Mittelwürmlösse nachgewiesen, die an zwei Lokalitäten (im Tagebau Alversdorf) vom Lohner Boden abgeschlossen werden. Der Altwürmabschnitt weist in den vollständigen Profilen außerhalb von Dellen bis zu 3 Humuszonen bzw. -reste auf, zwischen die Bleichzonen eingeschaltet sind. Der letztwarmzeitliche Boden ist sowohl auf Löß (als Pseudogley oder im oberen Teil pseudovergleyter B_t-Horizont) als auch auf glazifluviatilen und moränalen Ablagerungen entwickelt. Aus den Diskordanzen innerhalb der Profile werden bis zu vier Dellenbildungsphasen und einige weitere Abtragungsphasen abgeleitet.

[The Upper Pleistocene Loess-Strata in the Brown-Coal-Mines of the Braunschweigischen Kohlenbergwerke (BKB) between Helmstedt and Schöningen]

Abstract: Several multi-sectional loess profiles in the open-cast mines Treue, Helmstedt and Alversdorf, belonging to the Brunswick coalmines near Helmstedt, were described, interpreted and dated. Up to 4 tundra gleys were distinguished in the completest Upper Würm profiles. It is possible to correlate them with the Upper Würm classification by ROHDENBURG & MEYER (1966). 1—1,2 metre thick Middle Würm loesses were found for the first time in the area on the northern edge of the loess boundary. In two locations (in the Alversdorf mine) these are covered by the „Lohner Boden".

In the completest profiles outside the concave-profile valleys, the Lower Würm section has up to 3 humus zones or remains of them, with intercalated bleached zones. The Eem-age soil occurs both on loess (as pseudogley or, in the upper part, pseudogleyed B_t-horizon) and on glaciofluvial or morainic deposits. Up to four concave valley formation phases and several erosional phases are deduced from the unconformities within the profiles.

1. Einleitung: Problemstellung und Literaturüberblick

Ziel der folgenden Ausführungen ist es, in einem ersten Beitrag die Kenntnis zur Verbreitung, Mächtigkeit, Gliederung und zum Alter jungpleistozäner Lösse am Nordrand der niedersächsischen Lößgrenze zu erweitern. Daneben wird angestrebt, einige Vorstellungen über den Verlauf jungpleistozäner Formung und ihrer Datierung im ostniedersächsischen Lößgebiet zu gewinnen. Damit soll diese Studie an Untersuchungen von ROHDENBURG (1965, 1968), BARTELS & ROHDENBURG (1968), ROHDENBURG & MEYER (1966), FRÄNZLE (1969), SEMMEL (1961, 1968) sowie SEMMEL & STÄBLEIN (1971) anknüpfen. Die von diesen Autoren erzielten Ergebnisse sollen in einem eng begrenzten, dafür aber sehr gut aufgeschlossenen Gebiet überprüft werden.

Speziell wird angestrebt, die in diesem Teil Niedersachsens fast gänzlich fehlenden Kenntnisse zur Verbreitung und Gliederung der Jungwürm- und Mittelwürmlösse zu er-

*) Anschriften der Verfasser: Priv.-Dozent Dr. Karl-Ulrich B r o s c h e , Institut für Physische Geographie der FU Berlin, Grunewaldstraße 35, 1000 Berlin 41, und cand. rer. nat. Michael W a l t h e r , Geomorphologisches Laboratorium der FU Berlin, Altensteinstr. 19, 1000 Berlin 33.

weitern, wobei auch andere Profile zum Vergleich herangezogen werden [1]). Jungwürmlösse wurden nämlich aus dem niedersächsischen Gebiet nördlich Northeim noch nicht detailliert beschrieben. Für unsere eigenen Untersuchungen ist die Hervorhebung des „Breinumer Bodens" (eines kräftigen Naßbodens) durch BARTELS & ROHDENBURG (1968) von Bedeutung, bei dem es sich u. E. um einen kräftigen Jungwürm-Naßboden handeln dürfte.

Aus der BKB-Kiesgrube, die z. Z. keine guten Lößaufschlüsse mehr aufweist, beschrieben und interpretierten ROHDENBURG & MEYER (1966: 11—16) eine Eem-Altwürmfolge in einer Delle, die — im Gegensatz zu den vollständigsten Würm-Profilen im Rhein-Main-Gebiet (SEMMEL 1968) — vier Altwürm-Humuszonen mit Bleichzonen enthielt.

Im Herbst 1976 hatten wir Gelegenheit, im Bereich der Braunkohlentagebaue der Braunschweigischen Kohlenbergwerke (BKB) zwischen Helmstedt und Schöningen Jungwürmprofile und Würm-Eem-Profile in den Tagebauen Treue, Helmstedt und Alversdorf aufzunehmen und zu deuten (Abb. 1).

2. Analyse und Gliederung der Jungwürm-Profile

2.1. Jungwürmprofil an der E-Wand des Tagebaus Treue

An der E-Seite des Tagebaus Treue (Abb. 1) befindet sich in einer breiten, ca. 3—5 m tiefen Delle, die ein Längsgefälle von 3—4° aufweist, ein über 6 m mächtiges Lößprofil. Hier lassen sich vier unterschiedlich mächtige und unterschiedlich ausgebildete Naßböden bzw. naßbodenartig überprägte Sedimentpakete erkennen (Abb. 2: Profil 1). Wegen des Fehlens des Lohner Bodens und typischer Mittel- und Altwürmlösse ist das Jungwürm-Alter des Profils sicher.

Die Basis des Profils bilden glazifluviatile Sande und Kiese, auf denen der unterste, mächtigste und am deutlichsten entwickelte Naßboden (NB 1) liegt. Er besteht aus schwach grauem, lehmigem Löß mit Rostschlieren. In seinem unteren Teil enthält er Roströhren und -streifen. Dieser 1. Naßboden (NB 1) ist in diesem Profil der einzige, dem keine schwachen Kryoturbationserscheinungen zugeordnet werden können. Wir bezeichnen ihn als „Alversdorfer Naßboden", da er auch in mehreren weiteren Profilen — vor allem im Tagebau Alversdorf — der am weitesten verbreitete graue lehmige Naßboden ist und jeweils in gleicher stratigraphischer Position auftritt.

Über diesem untersten Naßboden liegt ca. 340 cm mächtiger Löß. Über dem 2. Naßboden folgt ein heller, gelber Löß, den man als Produkt eines äolischen Ferntransportes auffassen muß; wegen der Einschaltung von kiesigen und grobsandigen Komponenten sind fluviale Prozesse nicht auszuschließen. Die grün-graue Farbe der Sandlagen weist auf eine lokale Materialkomponente, die mittel- und unteroligozänen graugrünen und grünen Glaukonitsande der Helmstedter Mulde, hin.

Auf diesem Löß kam es zu einer dritten Naßbodenbildung. Nach einer kurzzeitigen Lößanwehung kam es erneut zu einer — allerdings sehr schwachen — Naßbodenbildung, die an ihrer Basis kleine Kryoturbationserscheinungen aufweist. Weitere zu erwartende Naßböden könnten, sofern sie ausgebildet waren, einer Abtragungsphase zum Opfer gefallen sein, die sich u. a. in dem Auftreten von Sand- und Feinkieslinsen über dem obersten Naßboden zu erkennen gibt. Nach der Abtragungsphase folgte eine trocken-kalte Phase der Lößanwehung, die durch einen hellen, gelben, stark kalkhaltigen Rohlöß be-

[1]) Die beiden Verfasser führten im Sommer und Herbst 1976 recht ausgedehnte Lößuntersuchungen im Gebiet Hannover—Helmstedt—Göttingen—Eschwege—Hameln—Hildesheim durch, wodurch sie die Befunde im Helmstedter Raum sehr gut wit vielen anderen Aufschlüssen vergleichen können. Herrn Doz. Dr. E. Bibus, Frankfurt, und Herrn Dr. U. Sabelberg, Braunschweig, danken wir für Führungen in Hessen.

legt ist. Der rezente Boden ist an der Aufschlußwand im oberen Teil abgetragen, so daß nur noch der B_t-Horizont einer Parabraunerde übrig geblieben ist, die an nicht weit entfernter Stelle als Fahlerde ganz erhalten gefunden wurde.

Obwohl in diesem Profil keine Tuffbänder als Hilfsmittel für eine stratigraphische Zuordnung der einzelnen Profilteile gefunden werden konnten und auch Frostriß- und Eiskeilhorizonte fehlen, halten wir es für wahrscheinlich, daß die unteren beiden Naßböden dem wj1α- bis γ-Löß von ROHDENBURG & MEYER (1966: 37—40, 119, 122—123) entsprechen. Die Naßbodenanteile des untersten Jungwürmlösses werden von ROHDENBURG & MEYER (1966: 119, 125, 127) als besonders kräftig, tonreich und rostbänderreich charakterisiert — Eigenschaften, die für den „Alversdorfer Naßboden" ebenfalls zutreffen. Der Doppelnaßboden (Naßboden 3 und Naßboden 4) im oberen Teil des Profils könnte dem

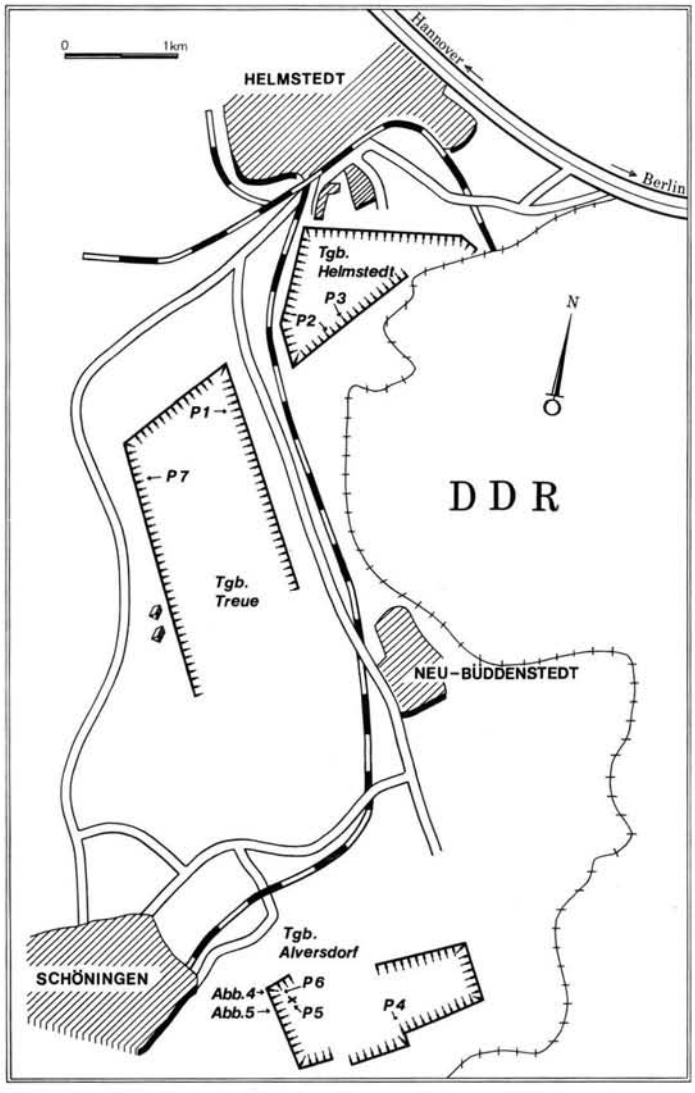


Abb. 1: Übersichtsskizze des Untersuchungsraumes.

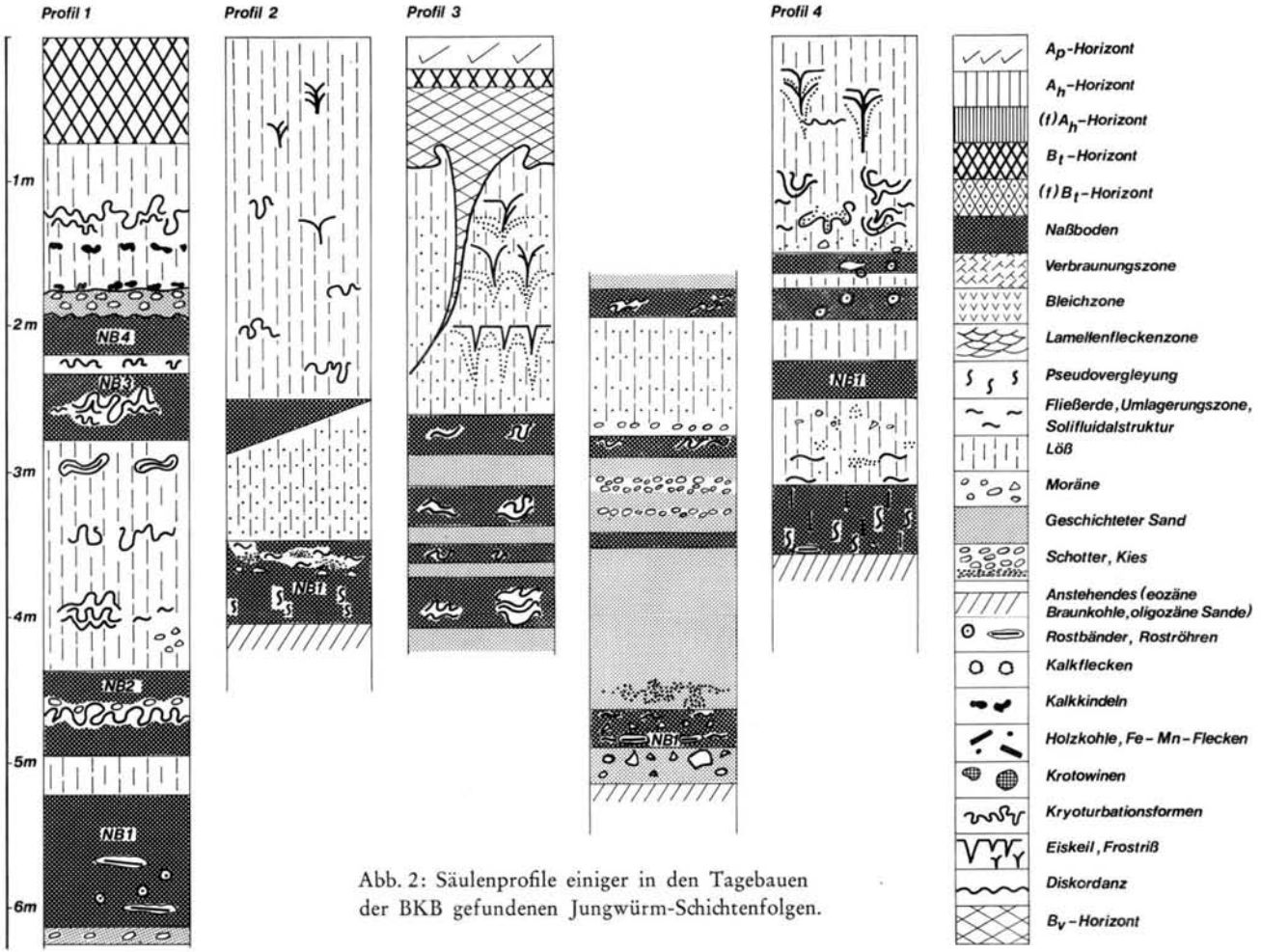


Abb. 2: Säulenprofile einiger in den Tagebauen der BKB gefundenen Jungwürm-Schichtenfolgen.

Doppelnaßboden wj2β von ROHDENBURG & MEYER (1966: 119) entsprechen. Die von diesen Autoren mitgeteilten Merkmale für diesen Lößabschnitt und die Naßböden (S. 37—40, 119, 125, 127) treffen für den Doppelnaßboden unseres Profils ebenfalls zu. Das sind Rostflecken bzw. Rostschlieren unterhalb des deutlich verlehmten Lösses (des eigentlichen Naßbodens), die Zweigliederung der Verlehmungszonen und ihre kryoturbate bzw. solifluidale Verformung, die grauviolette Farbe und die nur schwache Verlehmung des Doppelnaßbodens.

Während in Hessen nach SEMMEL (1968) dieser Doppelnaßboden (der E_2-Naßboden) die kräftigste Ausprägung unter allen Jungwürmnaßböden aufweist, trifft das offenbar im südlichen Südniedersachsen (ROHDENBURG & MEYER 1966: 39) und im Raum an der nördlichen Lößgrenze nicht zu.

Die oberen Naßböden, die den hessischen E_3- bis E_5-Naßböden entsprechen würden, scheinen im Profil 1 (Abb. 2) zu fehlen, was aufgrund der Erosionsdiskordanz über dem Doppelnaßboden (NB 3 und NB 4) nicht verwundert.

Die Interpretation der Schichtenfolge im Dellengrund läßt den Schluß zu, daß es in Ostniedersachsen Dellen gibt, die im frühen Jungwürm gebildet wurden bzw. bereits existierten. Diese Aussage läßt sich durch weitere Beobachtungen in den Tagebauen der Braunschweigischen Kohlenbergwerke belegen.

2.2. Die Jungwürmprofile an der S-Wand des Tagebaus Helmstedt

Die beiden aufgenommenen Profile an der S-Seite des Tagebaus Helmstedt nahe der alten Tongrube der Ziegelei Stegemann und der Isermannschen Feldscheune (Abb. 1 u. 2: Profile 2 u. 3) befinden sich in zwei direkt nebeneinander liegenden Dellen: in einer S—N verlaufenden, ca. 80 m breiten Delle mit knapp 8 m mächtigen Lössen bzw. Sandlössen (Profil 3) und in einer nur 15—20 m breiten Delle mit einer Lößmächtigkeit von ca. 5 m (Profil 2). Die größere Delle besitzt, betrachtet man die Lößauflagerungsfläche, ein asymmetrisches Querprofil mit einem steileren Osthang (Sekundärasymmetrie i. S. POSERS & MÜLLERS 1951).

Beide Profile weisen eine kalkhaltige Lößfolge wie das bereits beschriebene Profil von der Ostwand des Tagebaus Treue auf; im Profil 3 des Tagebaus Helmstedt befindet sich ein vom B_v-Horizont des holozänen Oberflächenbodens ausgehender deutlicher Eiskeil mit randlicher Schichtenaufbiegung. Außerdem fallen im oberen Teil des Profils 3 in drei übereinander liegenden Stockwerken kleine, sedimentsynchron entstandene Frostrisse bzw. Schrumpfungsrisse auf, die mit feinem Sand verfüllt sind. Diese sandgefüllten Risse sind von Bedeutung, weil sie jeweils — auch in vielen anderen Profilen des Niedersächsischen Berglandes — im oberen Teil der Jungwürm-Abfolgen auftreten und zwar oberhalb und unterhalb des obersten Jungwürmnaßbodens.

Es handelt sich dabei nicht um die gleichen Erscheinungen, die ROHDENBURG & MEYER (1966: 118) und ROHDENBURG (1966: 162) in ihr „Sammelprofil für Südniedersachsen und Nordhessen mit Eiskeilgenerationen" aufgenommen haben, denn die dort im oberen und unteren Teil des wj3δ-Naßbodens (E_4-Naßboden in Hessen) und des wj2β-Naßbodens (E_2-Naßboden in Hessen) eingetragenen Miniatureiskeile haben deutlich Naßbodenmaterial beeinflußt. Diese von ROHDENBURG (1966: 166) erwähnten „Kleinkeile" sind als oberflächennahe Frostbodenformen zu deuten. „Diese dürften in Anbetracht sowohl ihrer geringen Tiefe als auch ihrer stratigraphischen Stellung auf nur jahreszeitlichen Bodenfrost in den Warmphasen zurückgeführt werden können. Im Sommer wurden dann die klaffenden Spalten des ‚Texturbodens' mit dem Material des A-Horizontes gefüllt" (ROHDENBURG 1966: 166). Die von uns häufig gefundenen Schrumpfungs- bzw. Frostrisse befinden sich dagegen in Rohlössen bzw. Flugsanden und sind mit diesem Material gefüllt. Sie sind außerdem schmaler als die Kleinkeile von ROHDENBURG & MEYER (1966) — kaum 1 mm breit — und sedimentsynchron entstanden, indem sie stellenweise zu 20—25 cm langen Gebilden zusammengewachsen sind.

Die Frage nach der Genese dieser „Miniatureiskeile" bzw. „Miniaturfrostrisse" muß einstweilen offenbleiben; es kann vermutet werden, daß es sich in ihrer Anlage zum großen Teil um Desikkationsrisse handelt, wie sie bei Aufgrabungen von Miniatur-Strukturböden in spanischen Hochgebirgen ohne Dauerfrostboden häufig in ähnlichen Breiten und Abständen beobachtet werden konnten.

Da bisher weder Tuffbänder noch andere Indizien für die Feingliederung der Jungwürmlösse im nördlichen Teil des Niedersächsischen Lößgebietes gefunden wurden, kommt den Frostrißhorizonten zusammen mit den Naßböden sicherlich eine erhebliche Bedeutung für die zeitliche Einordnung bestimmter Profilteile zu.

Betrachten wir wieder die Profile 2 und 3 (Abb. 2), so zeigt sich, daß im Profil 2 neben einem jüngeren auskeilenden Naßboden unterhalb der Profilmitte an der Basis des Profils wieder ein kräftiger, deutlich verlehmter Naßboden (NB 1) auftritt (Farben: oberer Teil 2,5 Y 6/4, mittlerer Teil 5 Y 5/3 - bergfeuchter Zustand nach den Munsell Soil Color Charts). Der Naßboden weist in seinem mittleren und unteren Teil Kalkpseudomyzelien auf und wird von uns als „Alversdorfer Naßboden" eingestuft (vgl. S. 52).

Während es sich bei diesem vorwiegend olivfarbenen, deutlich verlehmten Naßboden am ehesten um Reste des wj1α- und des wj1γ-Naßbodens i. S. Rohdenburgs & Meyers (1966) handelt, kann der auskeilende, recht kräftige obere Naßboden ein Abtragungsrest des nach Rohdenburg & Meyer (1966: 39, 125) ebenfalls recht kräftigen wj3δ-Naßbodens (E_4-Naßboden) sein (s. u.). Hierfür spricht neben der deutlichen Verlehmung seine Lage unter dem durch mehrere Frostrißhorizonte gegliederten hangenden Rohlöß.

Der gleiche Boden wie an der Basis des Profils 2 findet sich auch daneben in der größeren Delle neben dieser Hohlform (Profil 3). Das Material ist hier lediglich etwas stärker aufgearbeitet. Der Boden wird von 7 unterschiedlich gut differenzierbaren naßbodenartig überprägten Sedimentpaketen überlagert.

Folgende Deutung des Profils bietet sich an: Über dem untersten, olivfarbenen, rostfleckigen, rostschlierigen umgelagerten „Alversdorfer Naßboden" folgt ein vorwiegend aus der näheren Umgebung stammender grau-gelblicher bzw. grau-grünlicher Flugsand mit Schluffkomponenten (Rohmaterial). Die Deutung der sieben naßbodenartig überprägten Lagen im Hangenden bleibt problematisch. Vermutlich ist in ihnen der wj2α-wj4γ-Löß enthalten. Über diesem Naßbodenkomplex folgt sandhaltiger Schluff als Rohmaterial mit einer graugrünen Farbe. Er ist in seinem oberen Teil von Miniaturrissen durchzogen und wird von dem bereits erwähnten ca. 1 m langen Eiskeil durchstoßen. Wegen der seitlich des Eiskeiles auftretenden Schichtaufpressung und wegen seiner Breite ist es wahrscheinlich, daß er der zweitjüngsten Eiskeilgeneration i. S. Rohdenburgs (1966) angehört. Rohdenburg (1966: 161) erwähnt ausdrücklich, daß bei den Eiskeilen der jüngsten Generation bisher keine Schichtenverschleppung an den Eiskeilseiten festgestellt werden konnte und daß es sich bei dieser Eiskeilgeneration um recht schmale Gebilde handelt. Ob im Bereich des flächig verbreiteten B_v-Materials einmal ein wj4β-Naßboden (E_5-Naßboden) entwickelt war, kann nicht gesagt werden. Rohdenburg & Meyer (1966: 40) fanden einen Rest dieses wj4β-Naßbodens nur in Sackungsmulden von Eiskeilen in der Lößgrube Vollmarshausen und in Bilshausen (vgl. auch Rohdenburg 1966: Abb. 7—10).

Die Entstehung, d. h. die erosive Eintiefung der engen und der weiten Delle ist folglich frühjungwürmzeitlich oder älter. Es dürfte sich also, was die Entstehungszeit betrifft, um einen Dellentyp handeln, wie er bereits auf der E-Seite des Tagebaus Treue auftrat (Kap. 2.1.). Der Löß hatte hier — wie an sehr vielen anderen Stellen — eine reliefausgleichende Wirkung und in einem Falle hat er ein sekundär-asymmetrisches Tälchen i. S. Posers & Müllers (1951) wieder zu einem symmetrischen umgestaltet. Es kann angenommen werden, daß die breite und tiefe Delle mit ihrer 8 m mächtigen Löß/Sandlößfolge fast im gesamten Jungwürm eine ständige Sedimentation erfahren hat und eine für diesen Raum maximale Auffüllung erlebt hat. Die in dieser Delle entwickelten Naßböden sind

allerdings im Vergleich zu denen an der W-Wand des Tagebaus Alversdorf (Kap. 3.1.) — mit Ausnahme des schwach verlagerten untersten — nicht kräftig entwickelt.

3. Mehrgliedrige Lößprofile im Tagebau Alversdorf und im Tagebau Treue

3.1. Jungwürm-Mittelwürm-Altwürm-Eem-Profile an der Westwand des Tagebaus Alversdorf

Im Tagebau Alversdorf konnten die ausgedehntesten und aussagekräftigsten Lößprofile des engeren Untersuchungsgebietes aufgenommen werden und zwar vor allem an der Westwand in dem Bereich, in dem das mächtige obere Kohleflöz in Richtung Schöningen/Hötensleben in spitzem Winkel auf die Oberfläche zuläuft und nur noch von geringmächtigen glazifluvialen und moränalen Sedimenten sowie Lössen bedeckt ist (Abb. 1).

Im folgenden werden die Befunde an der W-Wand detaillierter behandelt, während die Lößsedimente, die an der S-Wand (im Bereich des abgerissenen Dorfes Alversdorf) in einer schräg angeschnittenen, recht breiten Delle liegen, am Schluß nur vergleichend betrachtet werden. An der W-Wand wurden zwei Säulenprofile (Abb. 3: Profile 5 u. 6) und zwei längere Aufschlußprofile (Abb. 4 u. 5) aufgenommen.

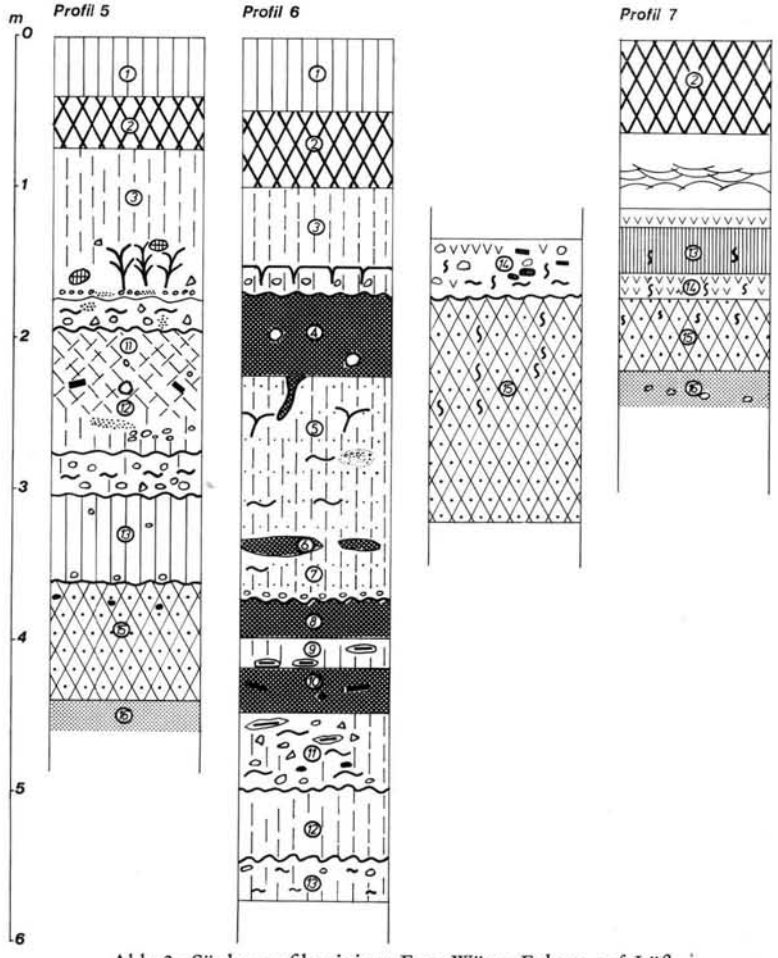


Abb. 3: Säulenprofile einiger Eem-Würm-Folgen auf Löß.

Das Profil 5 in Abb. 3 gibt den Abbauzustand vom August 1976 wieder, als der Weststoß bis auf die Höhe des Stellwerkes vorangetrieben war, während das Profil 6 (Abb. 3) den Abbauzustand vom Dezember 1976 widerspiegelt, als die Forträumung des Abraums über der Kohle ca. 80—100 m weiter nach W vorangetrieben war. Im Prinzip sind in beiden Profilen, die am 2—3° geneigten W-Hang des mehrmals künstlich umgelegten Gewässers Missaue liegen, ähnliche Sedimentabfolgen — freilich in unterschiedlicher Mächtigkeit, Ausprägung, Deutlichkeit und Vollständigkeit — erkennbar. An der Basis liegt jeweils der Eem-Boden, darüber folgen altwürmzeitliche Fließerden, Humuszonen und Bleichzonen bzw. ihre Relikte, darüber mittelwürmzeitliche braungelbe Lösse und jungwürmzeitliche Lösse (als Abfolge von gelben Rohlössen und grauen bis dunkelgrauen Naßböden bzw. Naßbodenresten sowie Frostrißhorizonten). Eine sichere Sedimentansprache und die Zuordnung der Sedimente zu den verschiedenen Abschnitten des Jungpleistozäns ist möglich, weil die sehr gut aufgeschlossenen Lösse in ihrer Abfolge mit den recht vollständigen Würm-Eem-Profilen in Südniedersachsen (z. B. Bilshausen), Nordhessen (z. B. Lohne, Nieder-Vellmar, Großenritte) sowie Mittel- und Südhessen gut vergleichbar sind.

Im Profil 5 fehlt ebenso wie im viel mächtigeren Profil 6 der Lohner Boden in seiner charakteristischen Ausprägung. Es lassen sich über dem schwach verbraunten, gelbbraunen Mittelwürmlöß Lösse finden, die mit ihrer gelbbraunen Farbe (10 YR 5/4) allerdings den Farbangaben, die SEMMEL (1968: 16, 50) zum Hainerberger Boden macht (10 YR 5/4 oder 10 YR 6/4), entsprechen.

Hervorzuheben sind für das Profil 5 drei wichtige Diskordanzen in Gestalt deutlicher Sedimentwechsel (Schotter- oder Kiesbänder bzw. -decken auf weitgehend steinfreien Basislössen): Die älteste Diskordanz befindet sich direkt über dem kräftig entwickelten, rotbraunen, entkalkten Eemboden (15), der hier auf glazifluvialen Sanden (wahrscheinlich aus der Drenthezeit) entwickelt und stark verlehmt ist. Diese Diskordanz gibt sich in Form einer Steinlage und einer Wellung der Eem-Bodenoberfläche zu erkennen.

Die zweite Diskordanz ist eine altwürmzeitliche oder mittelwürmzeitliche, denn sie befindet sich unter den gelbbraunen Mittelwürmlössen (12) und über oben hellgrau-braunem, unten dunklerem, verlehmten Löß (13), der schwach kalkhaltig ist. Er kann nur als schwach verlagertes Altwürm-Humuszonen- und Bleichhorizontmaterial gedeutet werden. Die steinige Fließerde über den genannten Sedimenten und die dazugehörige Diskordanz könnte stratigraphisch der „Niedereschbacher Zone" SEMMELS (1969, 1974) entsprechen, wovon ihre Lage im Profil und ihre z. T. schwach rotbraunen Matrix-Sedimente zeugen, die aus dem Eem-Boden stammen können.

Es ließ sich bei der Verfolgung dieser steinigen, schwach rotbraunen Fließerdedecke nach den Seiten hin nirgends an den höheren Profilteilen ein Übergang in den Eem-Boden feststellen. Es muß vielmehr angenommen werden, daß von weiter westlich (hangauf) gelegenen, eventuell Dellenschultern entsprechenden Reliefteilen das schwach rötlichbraune Material stammt. Dabei braucht nicht einmal der kräftig rotbraune Eem-Boden als Materialliefergebiet in Betracht zu kommen, denn die hier weit verbreiteten glazifluvialen Sande, Kiese und Moränen der Drenthezeit (?) weisen auch dort eine rötlich-braune Farbe auf, wo der ehemals auf ihnen entwickelte Eemboden durch Abtragung entfernt wurde.

Die oberste, deutlich in Gestalt einer steinigen Fließerde hervortretende Diskordanz tritt über den möglichen schwach verlagerten Resten des Lohner Bodens (10 YR 5/4) (11) auf, die ihrerseits über den gelbbraunen Mittelwürmlössen (12) liegen. Die oberste deutliche Umlagerungszone besitzt als Matrix einen gelben Löß. Die diese Fließerde besonders kenntlich machenden Steine stammen — wie auch die steinigen Anteile im gesamten Profil — aus den liegenden glazifluvialen Sanden und Kiesen bzw. aus den saalezeitlichen Moränen. Stratigraphisch läßt sich diese Umlagerungszone nicht genau einordnen, denn sie wird von dem erst im oberen Jungwürm auftretenden Frostrißhorizont (mit den syngenetischen, 20—30 cm tiefen Frostrissen) überlagert und von den Resten des Lohner Bodens unterlagert.

Der Rohlößanteil ist in diesem Profil nur sehr gering; als rezenter Oberflächenboden ist eine Schwarzerde über einem 0,5 m mächtigen B_t-Horizont (einer älteren Parabraunerde?) entwickelt (1, 2).

Das Profil 6 (Abb. 3) ist gleichzeitig mit der Abb. 4 und mit dem Profil 5 in Abb. 3 zu betrachten. Es läßt sich über dem entkalten, pseudovergleyten, sehr lehmigen, rötlich-braunen Eem-Boden (15) (7,5 YR 5/8), der hier auf Löß-Ausgangssubstrat entwickelt ist und im unteren Teil noch eine schwache B_t-Struktur aufweist, die grau-rötlich marmorierte Altwürm-Fließerde (14) feststellen, die in den meisten Profilen (vgl. ROHDENBURG & MEYER 1966) direkt über dem Eem-Boden folgt. Sie ist im oberen Teil schwach kalkhaltig (sekundär von oben aufgekalkt), im unteren Teil entkalkt. Sowohl schwarzbraune Eisenmangankonkretionen als auch reichlich Holzkohlestücke zeichnen sie aus. Es kann sich dabei um Reste des (f)A_l-Horizontes des Eem-Bodens handeln, die später von einer altwürmzeitlichen Landoberfläche aus pseudovergleyt wurden. Zum Alter der Umlagerungszone und der später erfolgten Pseudovergleyung haben sich besonders BRUNNACKER (1959: 134 f.), ROHDENBURG & MEYER (1966: 30), SEMMEL (1968: 25 ff.) sowie SEMMEL und STÄBLEIN (1971: 25) geäußert. Darüber folgt eine dunkel-grau-braune Altwürm-Humuszone (13), die stark verlehmt ist. Sie ist im oberen Teil schwach kalkhaltig, im unteren entkalkt. Im oberen Teil enthält sie einige Steine und weist einige Streifen auf, was für eine fluviale bzw. solifluidale Überarbeitung spricht.

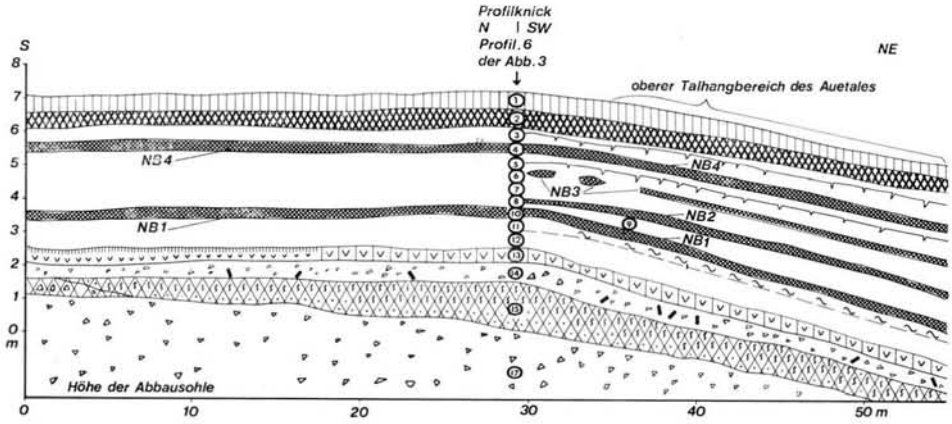


Abb. 4: Nordteil der Westwand des Tagebaues Alversdorf (vgl. Abb. 3).

An anderen Stellen weiter südlich dieser Wand findet man dagegen außerhalb von Dellen über weite Strecken eine kräftig tiefschwarz entwickelte Altwürm-Humuszone von 30—40 cm Mächtigkeit (Abb. 4, 13) über einer stark tonhaltigen, schmutzig-grauen Bleichzone. Streckenweise tritt sogar über der Altwürm-Schwarzerde noch eine weitere, schmutzig-dunkelgraue, tonige Bleichzone bzw. Reste davon auf, die zu einer wahrscheinlich weitflächig abgetragenen zweiten Altwürm-Humuszone bzw. Altwürm-Schwarzerde gehören.

Wie im bereits detailliert erläuterten Profil 5 (Abb. 3) läßt sich im Profil 6 (Abb. 3) und an weiten Strecken der übrigen Wand der gelbbraune, in Bändern schwach verbraunte kalkhaltige Mittelwürmlöß erkennen (11, 12), der keine Naßböden enthält. Für ihn kann mit LIEBEROTH (1962: 190) und SEMMEL (1968) angenommen werden, daß er während der Ablagerung pedogenetisch schwach überprägt wurde. Kräftig gelbbraune, z. T. tonreiche Sedimente mit vielen Steinanteilen und mehreren Roststreifen im oberen Teil (11) folgen

über den gelbbraunen Mittelwürmlössen. Es kann sich dabei am ehesten um die Abtragungsreste des Lohner Bodens und um die tiefsten Teile des Jungwürmlösses handeln, was auch durch die Erhaltung von Resten des Lohner Bodens in seiner typischen Ausprägung an anderen Stellen der weit ausgedehnten Aufschlußwände wahrscheinlich wird (vgl. Kap. 4). Dieses solifluidal verlagerte Sedimentpaket ist im oberen Teil kalkfrei, im unteren kalkhaltig.

Die wahrscheinlich am Beginn des Jungwürm einsetzende kräftige Abtragungsphase hat nach unseren bisherigen Befunden im engeren und weiteren Untersuchungsgebiet bei 2—3° Hangneigung fast immer den auch im Bereich der nördlichen Lößgrenze ehemals entwickelten Lohner Boden beseitigt. Wir stellen die aus den Profilbefunden zu erschließende Abtragungsphase ins früheste Jungwürm; sie muß sogleich nach dem Denekamp-Interstadial eingesetzt haben und muß als bedeutend für die Reliefgestaltung angesehen werden (s. u.).

Der unterste Jungwürm-Naßboden (der „Alversdorfer Naßboden" — Horizont 10) ist dunkelgrau bzw. aschgrau und stark lehmig. Er läßt sich über mehrere hundert Meter verfolgen (Abb. 3: Profil 6; Abb. 4 u. Abb. 5). Im Hauptteil ist er kalkfrei. Nur der obere Teil ist schwach kalkhaltig (sekundäre Aufkalkung). Darüber lassen sich im Profil 6 zwei weitere — im Vergleich zu allen bisher behandelten Profilen sehr kräftig entwickelte — kalkhaltige Naßböden und der Rest eines z. T. abgetragenen kalkhaltigen schwächeren Naßbodens (alle ebenfalls dunkelgrau und im Vergleich zu den benachbarten Schichten deutlich lehmiger) erkennen. Über dem 2. Naßboden von unten liegt eine weitere schwächere Diskordanz, die die Ursache dafür ist, daß in den hangauf gelegenen Hangteilen der zweite Naßboden ausfällt (Abb. 4).

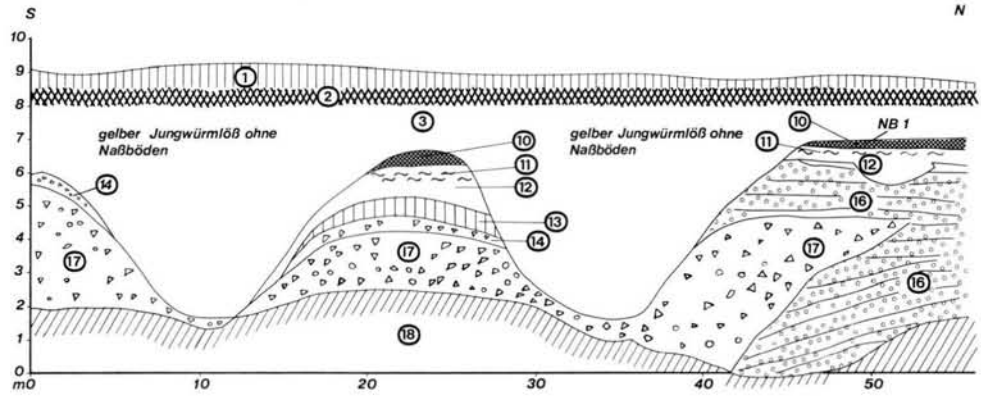


Abb. 5: Mittlerer Teil der Westwand des Tagebaues Alversdorf (Legende s. Abb. 2).

Über dieser Diskordanz befindet sich eine — fast vollständige — kalkhaltige Jungwürmfolge. An den oberen, recht kräftigen Naßboden (4) grenzt oben und unten ein Frostrißhorizont. Am unteren Rand dieses Naßbodens setzt ein kleiner Eiskeil an. Über einem etwas sandigen, gelben Rohlöß (3) findet man auch hier den rezenten Oberflächenboden als Schwarzerde (50 cm mächtiger A_h-Horizont) über dem 50 cm mächtigen B_t-Horizont einer Parabraunerde, der Humusbeläge auf den Aggregatoberflächen enthält.

Im Vergleich zum zuvor behandelten kürzeren Profil in unmittelbarer Nachbarschaft (Abb. 3: Profil 5), das etwas weiter hangab in Richtung auf die Tiefenlinie des Missauetals gelegen ist, enthält es mehr Jungwürmnaßböden und weitere andere mächtiger und deutlicher entwickelte Teile des vollständigen Eem-Würm-Standardprofils.

Eine Parallelisierung der einzelnen Jungwürmabschnitte mit dem Jungwürm-Sammel-Profil von ROHDENBURG & MEYER (1966: 119) ist möglich: Der unterste Naßboden mit Roststreifen an der Basis entspricht mit einiger Wahrscheinlichkeit dem wj1γ-Naßboden von ROHDENBURG & MEYER (1966), d. h. dem südhessischen E_1-Naßboden. Er ist im südlichen Südniedersachsen und in unserem ostniedersächsischen Untersuchungsgebiet besonders kräftig entwickelt und stark verlehmt. Der Naßboden 2 (NB 2), der deutlich schwächer verlehmt ist, wird mit dem E_2-Naßboden in Südhessen bzw. dem wj2β-Naßboden von ROHDENBURG & MEYER (1966) parallelisiert. Der schwach entwickelte und in unserem Profil (Abb. 4) auskeilende 3. Naßboden (NB 3) muß als wj3β-Naßboden angesehen werden, während der sehr kräftig entwickelte 4. Naßboden (NB 4) nur dem wj3δ-Naßboden von ROHDENBURG & MEYER (1966) entsprechen kann. Der kleine Eiskeil an seinem unteren Rand entspricht den Angaben von ROHDENBURG & MEYER (1966: 119). Zu dieser Parallelisierung paßt auch die Lage der kleinen Frostrisse über und unter dem Naßboden 4 und der über diesem Naßboden gelegene gelbe sandige Löß, der im oberen Teil eine Kalkanreicherung aufweist (C_c-Horizont des Oberflächenbodens). Der dem E_5-Naßboden in Südhessen entsprechende Naßboden (wj4β-Naßboden in der Terminologie von ROHDENBURG & MEYER 1966) konnte nicht gefunden werden. Dies verwundert nicht, denn ROHDENBURG & MEYER (1966) heben hervor, daß sie ihn bisher nur in Sackungsmulden über Eiskeilen antrafen.

Der Vergleich des mächtigen, ausführlich behandelten Säulenprofils mit dem nordöstlichen Teil des Aufschlusses (rechter Teil der Abb. 4) zeigt, daß mit der schwachen Zunahme der Lößmächtigkeit in NE-Richtung die Jungwürm-Naßböden vollständiger und mächtiger entwickelt sind und Steinlagen bzw. Solifluktionsschuttlagen zugunsten einer Abfolge von Rohlöß-Bodenfolgen zurücktreten.

Die Lokalkomponente innerhalb der Lößabfolgen, die in den übrigen Profilen (Profile 1—3) durch die Einschaltung von Grünsandlagen des Oligozäns deutlich wird, tritt an der gesamten Profilwand kaum auf.

Betrachtet man die Abb. 4 genauer, so stellt man fest, daß etwa in Höhe des Profils 6 (Abb. 3) mehrere Schichten auskeilen. Verfolgt man das Profil weiter nach Süden (linker Teil der Abb. 4), so fällt auf, daß nur der oberste und unterste Jungwürm-Naßboden („Alversdorfer Naßboden") des Detailprofils 6 über eine längere Strecke durchlaufen, d. h. einen wichtigen stratigraphischen Horizont darstellen. Der kräftig rotbraun gefärbte pseudovergleyte, oben graufleckige Eem-Boden (15) ist zunächst über Löß, weiter südlich auf Saale-Moräne entwickelt, dann in Fortsetzung auf saalezeitlichen glazifluvialen Sanden und Kiesen ausgebildet. Letzteres läßt sich außerhalb des in Abb. 4 dargestellten Profilbereiches beobachten.

Die Profile 5 und 6 (Abb. 3) sowie die Abb. 4 und 5 lassen erkennen, daß im Bereich der nördlichen Lößgrenze bis heute erhaltene altwürmzeitliche Lößsedimente mit Böden und Bodenresten sowie rißzeitliche Lösse mit dem Eem-Boden nicht nur auf die Tiefenlinien von Dellen beschränkt sind, sondern in schwach geneigtem Gelände eine flächenhafte Verbreitung aufweisen können. Das gilt auch für den unteren, wenig verbraunten Teil der gelbbraunen Mittelwürmlösse und für den untersten (horizontbeständigsten und deutlichsten) Naßboden, den „Alversdorfer Naßboden".

Die altwürmzeitlichen Abtragungsprozesse, die in ihrer flächenhaften Wirkung aus der Kappung oder Verlagerung der Altwürm-Schwarzerde bzw. -Schwarzerden bzw. der Profilteile dieser fossilen Böden erschlossen werden können (Abb. 4), lassen sich auch im rechten Teil der Abb. 5 wieder ablesen: Die typischen Mittelwürmlösse erreichen hier in einer kleinen Delle, wo zunächst die Altwürmsedimente durchschnitten wurden, eine größere Mächtigkeit als gewöhnlich. Die Abb. 5, die zwei symmetrische Dellenquerschnitte wiedergibt, ermöglicht aber hauptsächlich einige Aussagen über eine kräftige jungwürmzeitliche

Delleneintiefung. Diese muß nach der Ausbildung des im frühen Jungwürm entstandenen „Alversdorfer Naßbodens" (Horizont 10) erfolgt sein, denn sie durchschneidet als jüngstes Sediment den „Alversdorfer Naßboden" und ist mit hellgelben, z. T. schwach sandgestreiften Lössen gefüllt, die keinen Naßboden erkennen lassen.

Auf der N-Seite der südlichen Delle keilen die Jung-, Mittel- und Altwürm-Lösse mit ihren fossilen Bodenbildungen in Richtung auf die Dellentiefenlinie aus. Dieses Auskeilen der Schichten kann u. E. nur im Zuge der wahrscheinlich vorwiegend fluvialen Eintiefung der Delle im oberen Jungwürm verursacht worden sein, indem auf den recht steilen Hängen der Delle die älteren, z. T. recht tonigen Sedimente solifluidal verflossen. Die Erosionsphase, in der die ca. 5 m tiefen Dellen geschaffen wurden, dürfte zeitlich mit den Abtragungsphasen gleichzusetzen sein, die sich im Profil 5 (Abb. 3) über dem gelbbraunen Mittelwürmlöß (11) ablesen läßt.

3.2. Das Dellenprofil an der Südwand des Tagebaus Alversdorf

In einer ca. 150 m breiten flachen Delle ist der obere Teil des Lösses mit dem rezenten Boden künstlich abgeräumt worden. Im tiefsten Teil der Delle ist über unverwittertem Unteroligozänsand zunächst ein kräftig entwickelter Pseudogley, eine Umlagerungszone aus Löß und Oligozänsand sowie ein kräftiger Naßboden (NB1 des Profils 4, Abb. 2) entwickelt, der von zwei weiteren Naßbodenpartien und Rohlöß mit Frostrissen und Schichtenstörungen überlagert wird.

Wichtig ist in diesem Profil, daß der unterste im Löß entwickelte Naßboden (NB1) der mächtigste und kräftigste Naßboden ist und sich bis an den östlichen Rand der Delle verfolgen läßt. Aufgrund von Profilvergleichen mit dem Profil 6 an der Westwand des gleichen Tagebaus stufen wir ihn als den „Alversdorfer Naßboden" ein.

Der unterste Naßboden („Alversdorfer Naßboden") nimmt im gesamten Tagebau Alversdorf eine beherrschende Stellung ein — eine Tatsache, die auch Bartels & Rohdenburg (1968) für den „Breinumer Boden" in der Tongrube Breinum und in ihrer näheren, durch Bohrungen erschlossenen Umgebung herausstellen. Da wir die Breinumer Tongrube im Herbst 1976 ebenfalls aufgenommen haben und dabei Boden- und Profilabschnitt-Vergleiche mit Profilen aus dem Helmstedter Raum vornehmen konnten, haben wir keinen Zweifel daran, daß der „Breinumer Boden", den wir auch mehrfach bei Salzgitter-Thiede wiedergefunden zu haben glauben, dem „Alversdorfer Naßboden" entspricht.

Die 150 m breite Delle gehört, wie einige andere von uns untersuchte Hohlformen, einem Typ an, der fast während des gesamten Jungwürms (beginnend vor der Bildung des „Alversdorfer Naßbodens") von Lössen zusedimentiert wurde, in dieser Zeit aber kaum mehr bedeutenden Abtragungsprozessen unterlag; eine ähnliche Delleneintiefungsphase nehmen auch Semmel & Stäblein (1971: 26) an. Dies ist an der Ausbildung der Naßbodenfolge und am Fehlen von deutlichen Diskordanzen zu erkennen.

Im Unterschied zu den Dellenbereichen dürften die dellenfernen Reliefpartien, wie z. B. das Profil 6 (Abb. 3) und die Abb. 4 zeigen, im Laufe des Jungwürms schwachen Abtragungsprozessen unterlegen haben (vgl. auch Semmel & Stäblein 1971: 26).

3.3. Das Jungwürm-Altwürm-Eem-Profil im Tagebau Treue

Im Tagebau Treue besteht das Normalprofil aus einem 1—1,5 m mächtigen Löß mit einer holozänen, etwas degradierten Bodenbildung über einem mehrere Meter mächtigen glazifluviatilen und/oder moränalen, wahrscheinlich drenthezeitlichen Sediment, das seinerseits auf den unteroligozänen glaukonitischen Grünsanden (Manger 1952; Bettenstaedt 1948; Willing 1936; Zuncke 1957) liegt. In den weitflächig entwickelten geringmächtigen Lößdecken ließen sich auf der Westseite des Tagebaus keine fossilen Bodenbildungen feststellen, wohl aber in einem Profil in einer Delle, die auf das Zentrum des Tage-

baus zuläuft. In diesem Profil an der W-Seite des Tagebaus Treue (Abb. 3: Profil 7) befindet sich unter dem B_t-Horizont des holozänen Oberflächenbodens und der Lamellenfleckenzone i. S. LIEBEROTHS (1959) ein dünner Rest einer Bleichzone und darunter, die Horizonte 13, 14 und 15 umfassend, ein fA_h-, fA_l- und fB_t-Horizont, die alle Pseudovergleyungserscheinungen aufweisen. Da über dem pseudovergleyten Eem-B_t-Horizont die sonst fast regelmäßig auftretende pseudovergleyte gebleichte Umlagerungszone mit Holzkohlestükken, Fe-Mn-Konkretionen und Steinen fehlt, liegt die Vermutung nahe, daß hier der fossile Eem-Boden mit seiner kräftigen Humus- und Bleichzone erhalten ist. Diese Deutung scheint uns auch deshalb wahrscheinlich zu sein, weil im ganzen Profil keine Steinlagen bzw. durch Steinlagen angezeigte Diskordanzen auftreten. Die flache Delle, in der der beschriebene Löß liegt, ist aufgrund der in ihr liegenden Lösse als rißeiszeitlich anzusetzen.

4. Ergebnisse

In der vorliegenden Studie wurden die jungpleistozänen Lößdeckschichten im Raum der 3 Tagebaue der Braunschweigischen Kohlenbergwerke (BKB) zwischen Helmstedt und Schöningen aufgenommen, gegliedert und gedeutet. Die mächtigsten und zugleich am stärksten gegliederten Profile, die im Rahmen dieser Arbeit untersucht wurden, lassen mehrere wesentliche Aussagen zur Lößstratigraphie Niedersachsens und zu den sich daraus ergebenden Fragen nach der jungpleistozänen Formungsdynamik zu: Überwiegend gelb und oliv gefärbte Jungwürmlösse weisen die weiteste Verbreitung auf. Sie überziehen einerseits als 1—2 m mächtiger Schleier die saalezeitlichen glazifluvialen Sande, Kiese und Moränen flächenhaft und sind andererseits in Mächtigkeiten von 5—8 m in breiten und schmalen Dellen anzutreffen. Im Tagebau Alversdorf, wo die Jungwürmlösse in 3—5 m Dicke auch das Gelände außerhalb von Dellen flächenhaft bedecken, sind maximal vier deutliche Naßböden im Jungwürmlöß entwickelt (Abb. 3: Profil 6, Abb. 4).

Bei dem untersten dunkelgrauen kräftigen Naßboden, den wir „Alversdorfer Naßboden" nennen, handelt es sich wahrscheinlich um das Korrelat des „Breinumer Bodens" von BARTELS & ROHDENBURG (1968), den diese beiden Autoren nicht explizit zeitlich einstufen. Sie betonen lediglich, daß der Breinumer Boden schon etwa parallel zur heutigen Oberfläche verläuft (S. 120). „Er besitzt also eine Eigenschaft, die typisch für die Böden des Paudorfer Interstadials ist (vgl. PROŠEK & LOŽEK 1957, Abb. 1, 3 und 5; LOŽEK 1964, Abb. 3)" (BARTELS & ROHDENBURG 1968: 120). Wir stufen unseren untersten, deutlich verlehmten Naßboden, der in typischer Ausprägung außer im Helmstedter Gebiet auch mehrfach bei Salzgitter-Thiede auftritt, nicht als den Mittelwürmboden („Lohner Boden") ein, sondern als den untersten Jungwürmnaßboden (als Äquivalent des wj1γ-Naßbodens von ROHDENBURG & MEYER 1966 bzw. als Korrelat des E_1-Naßbodens von SCHÖNHALS, ROHDENBURG & SEMMEL 1964 bzw. von SEMMEL 1968); denn über ihm befinden sich in mehreren Profilen, wie bereits erwähnt, 2—3 weitere Naßböden im gelben Jungwürmlöß; darunter treten gelbbraune, schwach pedogenetisch überprägte Lösse auf, die als typische Mittelwürmlösse anzusehen sind.

Da bisher im Untersuchungsgebiet noch keine Tuffe als stratigraphische Leithorizonte gefunden werden konnten und auch mit Hilfe der Eiskeilhorizonte keine befriedigenden Profil-Korrelationen zu dem südlichen Südniedersachsen und zu Hessen herzustellen sind, gewinnen möglicherweise kleine syngenetische Frostrißhorizonte von 5—25 cm Länge und ca. 1 mm Breite eine gewisse stratigraphische Bedeutung. Sie treten als Einfachhorizont sowie stellenweise als Einfachhorizont und als Mehrfachhorizont im oberen Teil der Jungwürmlösse relativ regelmäßig auf. Sie wurden von uns sowohl fast in jedem Profil am Nordrand der Lößgrenze von Helmstedt bis Hannover als auch bis Bad Gandersheim und Einbeck wiedergefunden.

Die gelbbraunen, braun gebänderten, synsedimentär pedogenetisch überprägten Mittelwürmlösse, die wir in gleicher stratigraphischer Position wie im Tagebau Alversdorf — über altwürmzeitlichen Humus- und Bleichzonen liegend — an mehreren anderen Lokalitäten des Niedersächsischen Berglandes ebenfalls nachweisen können, werden von dem „Alversdorfer Naßboden" durch eine steinig-kiesige Solifluktionsdecke getrennt. Diese weist eine z. T. gelbbraune Matrix auf und hat wahrscheinlich den Lohner Boden aufgearbeitet. Die Farbe der gelbbraunen Matrix entspricht völlig den Angaben, die SEMMEL (1968) für den Lohner Boden anführt (10 YR 5-6/4).

Die gelbbraunen Mittelwürmlösse sind bisher im nördlichen Teil des niedersächsischen Lößgebietes noch nicht beschrieben worden. Sie wurden von uns in weiter Verbreitung in einer Mächtigkeit von 0,5—1,0 m, in einer kleinen Delle (Abb. 5) in einer maximalen Mächtigkeit von 1,2 m gefunden und lassen sich mit dem von LIEBEROTH (1963: 190) beschriebenen Würm-β-Löß und den Mittelwürmlössen von ROHDENBURG & MEYER (1966: 31—35) gleichsetzen. Einen typologisch dem „Lohner Boden" entsprechenden Mittelwürmboden konnten wir bei neuerlichen Profilaufnahmen im März 1977 im Tagebau Alversdorf an der Westwand mehrfach feststellen. Seine Farbe (10 YR 6/4), seine Lage unter der Rostbänderzone des tiefsten Naßbodens, seine Plattigkeit, seine schwache Rost- und Graufleckigkeit lassen keinen Zweifel an seiner Identität aufkommen; den gleichen Boden fanden wir auch bei Bad Gandersheim sowie bei Eschwege. Die an den erwähnten Lokalitäten gefundenen „Lohner Böden" sind autochthon und identisch mit dem „Lohner Boden" bei Lohne (Bezirk Kassel) und Bilshausen (ROHDENBURG & MEYER 1966). Für unser engeres Untersuchungsgebiet, den Raum der Braunschweigischen Kohlenbergwerke bei Helmstedt, ist es also im Gegensatz zum niederrheinischen Gebiet und Belgien (ROHDENBURG & SEMMEL 1971: 251) gelungen, das stratigraphische Äquivalent des Lohner Bodens zu finden. Wir können wie ROHDENBURG & SEMMEL (1971: 251) für Belgien und das Niederrheingebiet und SEMMEL (1968) für weite Teile Hessens eine bedeutende Abtragungsphase nach dem Mittelwürm (wahrscheinlich im frühen Jungwürm) nachweisen. Dieser Abtragung dürfte auch bei uns der Lohner Boden in weiten Teilen zum Opfer gefallen sein.

Neben den Jung- und Mittelwürmlössen konnten im Bereich der untersuchten Tagebaue an zwei Lokalitäten Altwürmlösse mit Paläoböden bzw. -bodenresten und jüngere Rißlösse mit dem eemzeitlichen Boden nachgewiesen werden. Das Profil mit den vollständigsten Altwürm-Lössen ließ drei Humuszonen bzw. Humuszonenreste erkennen, von denen die obere und die untere einer ± starken Verlagerung unterlegen war. Dies ließ sich aus einer Sandstreifigkeit bzw. aus der Einschaltung von Steinen ableiten. Die mittlere Humuszone dagegen zeigte in diesem Profil — sieht man einmal von der Abtragung von Teilen des (f)A_h-Horizontes ab — einen autochthonen Charakter und gleichzeitig eine Besonderheit: unter Resten des (f)A_h-Horizontes folgte eine stark lehmig-schmutzig-graue Beichzone ohne Sand- und Kieseinschaltungen und unter dieser folgte ein brauner Horizont mit schwacher B_t-artiger Struktur und ohne Steine. Es kann sich, da keine Indizien für Umlagerungsprozesse vorliegen, nicht um die „Niedereschbacher Zone" i. S. SEMMELS (1967) handeln — abgesehen davon, daß dies stratigraphisch auch nicht passen würde. Vielmehr muß hier eine echte altwürmzeitliche Verbraunung stattgefunden haben, die ihr zeitliches Äquivalent in den altwürmzeitlichen Pseudovergleyungsprozessen haben dürfte, die u. a. ROHDENBURG & MEYER (1966) beschreiben.

Gewöhnlich findet man an der Westwand des Tagebaus Alversdorf und des Tagebaus Treue allerdings nur Reste von ein bis zwei altwürmzeitlichen Humuszonen und ihren Bleichhorizonten. Eine viermalige Wiederholung der altwürmzeitlichen Schwarzerdebildungsprozesse, wie sie ROHDENBURG & MEYER (1966) in einer Delle in der BKB-Kiesgrube am Buschhaus feststellen konnten, konnten wir nicht finden, was allerdings aufgrund der Tatsache nicht verwundert, daß die Altwürm-Lösse an der Westwand des Tagebaus Al-

versdorf außerhalb von Dellen liegen. Die eben erwähnten Humus- und Bleichzonen lassen sich aufgrund ihrer Farbe, ihrer starken Verlehmung und ihrer stratigraphischen Lage als altwürmzeitlich einstufen. Sie liegen auf einer Fließerdedecke, die durch Eisen-Mangan-Konkretionen, Steine, Holzkohle und eine schmutzig graue, schwach rostfarbene Marmorierung ausgezeichnet ist und sich über dem Eem-Boden befindet.

Der Eem-Boden ist entweder als deutlicher fossiler B_t-Horizont mit schwacher Pseudovergleyung im oberen Teil oder als stark verlehmter Pseudogley auf Löß entwickelt; in diesem Fall zeigt er nur noch im unteren Teil schwache Reste einer B_t-Struktur. Die Frage, ob die über dem fossilen Eem-B-Horizont folgende grau-rötlich marmorierte Solifluktionsdecke mit Holzkohlestücken und Eisen-Mangan-Konkretionen als aufgearbeiteter Eem-A_l-Horizont zu deuten ist oder als ein verlagerter Bodenrest auf Löß, der erst frühwürmzeitlich sedimentiert wurde, können wir noch nicht entscheiden.

Es hat sich gezeigt, daß bei den maximal 8 m mächtigen Jungwürmlössen häufig eine lokale Sedimentkomponente in Form einer Einschaltung von graugrünen Mittel- und Unteroligozänsanden besteht. Diese lassen sich als Flugsandlagen deutlich von den durch Ferntransport herangewehten gelben Lössen unterscheiden. Versucht man, die Jungwürmabfolge mit den von Lieberoth (1963) herausgearbeiteten Sediment-Bodenfolgen zu vergleichen, so ergeben sich kaum Korrelationsmöglichkeiten (Rohdenburg & Meyer 1966: 40—41). Vergleicht man unsere Boden-Sediment-Abfolgen des Jungwürms mit dem vor allem im südlichen Südniedersachsen (Bilshausen) und in Nordhessen (Lohne, Großenritte, Vollmarshausen) aufgestellten Sammel-Profil von Rohdenburg & Meyer (1966), so zeigt sich, daß in unseren am besten entwickelten Profilen über dem „Alversdorfer Naßboden" drei weitere Jungwürm-Naßböden entwickelt sind. Parallelisiert man den „Alversdorfer Naßboden" mit dem sehr kräftig entwickelten wj1γ-Boden von Rohdenburg & Meyer (1966) bzw. mit dem E_1-Naßboden von Semmel (1968), was u. E. nach allen vorliegenden Indizien (s. o.) die einzig wahrscheinliche Korrelationsmöglichkeit ist, so stellt man fest, daß die gesamten Jungwürmlösse über unserem „Alversdorfer Naßboden" mit dem Sammel-Profil von Rohdenburg & Meyer (1966) übereinstimmen.

Folgende Haupteintiefungsphasen der Dellen im Helmstedter Braunkohlengebiet wurden mit Hilfe der Lößstratigraphie erschlossen:

1. eine rißzeitliche; in diese Dellen legte sich der jüngere Rißlöß, der in der Eem-Warmzeit von einer Parabraunerdebildung überprägt wurde. Von ihm ist bis heute der B_t-Horizont bzw. ein Pseudogley erhalten;
2. eine prämittelwürmzeitliche schwache Eintiefungsphase, durch die schmale und flache Dellen geschaffen wurden, die mit Mittelwürmlössen zugefüllt wurden (Abb. 5, rechter Teil);
3. eine ins früheste Jungwürm zu datierende Aktivitätsphase. Während ihrer Dauer entstanden wahrscheinlich ebenfalls breite Dellen oder es wurden bereits vorhandene Hohlformen vertieft, ehe es zu einer Verfüllung dieser Hohlformen durch mächtige und durch mehrere Naßböden gegliederte Jungwürm-Lösse kam;
4. eine ins obere Jungwürm zu stellende Eintiefungs- bzw. Erosionsphase, in deren Verlauf enge, 4—5 m tiefe Dellen entstanden (Abb. 5). Diese Phase ist erhebliche Zeit nach der Entwicklung des „Alversdorfer Naßbodens" anzusetzen und läßt sich außerhalb der Helmstedter Braunkohlentagebaue in mehreren Dellenprofilen bei Schöningen (Schöninger Ton- und Hohlsteinwerke) und westl. Helmstedt (in der Kiesgrube am Nordschacht Helmstedt) gleichfalls nachweisen.

Neben diesen vier Haupteintiefungsphasen der Dellen lassen sich in unserem Untersuchungsgebiet auch die Hauptdiskordanzen (in Form von Steinsohlen oder Solifluktionsschuttdecken) wiederfinden, die u. a. durch Rohdenburg & Meyer (1966), Semmel (1968)

und ROHDENBURG (1968) herausgestellt wurden: direkt über dem Eemboden, ein bis zwei Verlagerungszonen im Bereich der Altwürm-Humuszonen (-Schwarzerden), einmal wahrscheinlich eine der „Niedereschbacher Zone" (i. S. SEMMELS 1967) entsprechende Solifluktionsdecke, eine schwächere Diskordanz nach Ausbildung des zweituntersten und drittuntersten Jungwürmnaßbodens (Abb. 4). Welche dieser beiden zuletzt genannten Abtragungsphasen die 4—5 m tiefe Einschneidung der beiden Dellen der Abb. 5 zuzuschreiben ist, bleibt noch ungeklärt.

D a n k : Unser besonderer Dank gilt dem Vorstand der BKB und Herrn Dr. Kruk für die Erteilung der Erlaubnis zum Betreten der Werksanlagen. Den verantwortlichen Betriebsleitern und Betriebsführern sei für ihre entgegenkommende Unterstützung bei den Untersuchungen ebenfalls gedankt.

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

BARTELS, G. & ROHDENBURG, H. (1968): Fossile Böden und Eiskeilhorizonte in der Ziegeleigrube Breinum (Niedersächsisches Bergland) und ihre Auswertung für die Reliefentwicklung im Jungquartär. — Göttinger Bodenkdl. Ber., **6**: 109—126; Göttingen.

BETTENSTAEDT, F. (1949): Zur Paläogeographie des nordwestdeutschen Tertiärs. — Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland, 143—172; Hannover/Celle.

BIBUS E. (1974): Abtragungs- und Bodenbildungsphasen im Rißlöß. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **25**: 166—182; Öhringen/Württ.

BRONGER, A. (1976): Zur quartären Klima- und Landschaftsentwicklung des Karpatenbeckens auf (paläo-)pedologischer und bodengeographischer Grundlage. — Kieler Geogr. Schr., **45**: 1—268; Kiel.

BRUNNACKER, K. (1958): Zur Parallelisierung des Jungpleistozäns in den Periglazialgebieten Bayerns und seiner östlichen Nachbarländer. — Geol. Jb., **76**: 129—149; Hannover.

FINK, J. (1956): Zur Korrelation der Terrassen und Lösse in Österreich. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **7**: 49—77; Öhringen/Württ.

— (1962): Die Gliederung des Jungpleistozäns in Österreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **54**: 1—25; Wien.

FRÄNZLE, O. (1969): Zertalung und Hangbildung im Bereich der Süd-Ville. — Erdkde., **23**: 1—9; Bonn.

LIEBEROTH, I. (1959): Beobachtungen im nordsächsischen Lößgebiet. — Z. Pflanzenernähr., Düngung, Bodenkde., **86**: 141—155; Weinheim.

— (1962): Ein Beitrag zum Klima und zur Chronologie des Jungpleistozäns. — Forsch. u. Fortschr., **36**, 3: 73—77; Berlin.

— (1963): Lößsedimentation und Bodenbildung während des Pleistozäns in Sachsen. — Geol., **12**, 2: 149—187; Berlin.

LOŽEK, V. (1964): Mittel- und Jungpleistozäne Löß-Serien in der Tschechoslowakei und ihre Bedeutung für die Lößstratigraphie Mitteleuropas. — Report of the VI th International Congress on Quaternary Warszawa 1961, **IV**: 525—549; Lodz.

MANGER, G. (1952): Der Zusammenhang von Salztektonik und Braunkohlenbildung bei der Entstehung der Helmstedter Braunkohlenlagerstätten. — Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, **21**; Hamburg.

POSER, H. & MÜLLER, Th. (1951): Studien an asymmetrischen Tälern des niederbayrischen Hügellandes. — Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., Jg. 1951: 1—32; Göttingen.

PROŠEK, F. & LOŽEK, V. (1957): Stratigraphische Übersicht des tschechoslowakischen Quartärs. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **8**: 37—90; Öhringen/Württ.

ROHDENBURG, H. (1965): Untersuchungen zur pleistozänen Formung am Beispiel der Westabdachung des Göttinger Waldes. — Gießener Geogr. Schr., **7**: 1—76; Gießen.

— (1966): Eiskeilhorizonte in südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. — Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges., **5**: 137—170; Göttingen.

— (1968): Jungpleistozäne Hangformung in Mitteleuropa — Beiträge zur Kenntnis, Deutung und Bedeutung ihrer räumlichen und zeitlichen Differenzierung. — Göttinger Bodenkdl. Ber., **6**: 3—107; Göttingen.

— & MEYER, B. (1966): Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. — Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges., **5**: 1—135; Göttingen.

— & SEMMEL, A. (1971): Bemerkungen zur Stratigraphie des Würm-Lösses im westlichen Mitteleuropa. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **99**: 246—252; Wiesbaden.

Sabelberg, U. & Rohdenburg, H. & Havelberg, G. (1974): Bodenstratigraphische und geomorphologische Untersuchungen an den Lößprofilen Ostheim (Krs. Hanau) und Dreihausen (Krs. Marburg) und ihre Bedeutung für die Gliederung des Quartärs in Mitteleuropa. — In: Semmel, A. [Hrsg.]: Das Eiszeitalter im Rhein-Main-Gebiet. — Rhein-Mainische-Forsch., **78**: 101—121; Frankfurt am Main.

Schönhals, E. & Rohdenburg, H. & Semmel, A. (1964): Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlöß-Gliederung in Hessen. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **15**: 199—206; Öhringen/Württ.

Semmel, A. (1961): Beobachtungen zur Genese von Dellen und Kerbtälchen im Löß. — Rhein-Mainische-Forsch., **50**: 135—140; Frankfurt am Main.

— (1963): Mitteilung über ein Pleistozänprofil bei Hahnstätten (Limburger Becken). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **91**: 359—365; Wiesbaden.

— (1967): Über Prä-Würm-Lösse in Hessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **95**: 239-241; Wiesbaden.

— (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. — Frankfurter Geogr. H., **45**: 1—133; Frankfurt am Main.

— (1969): Bemerkungen zur Würmlößgliederung im Rhein-Main-Gebiet. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **97**: 395—399; Wiesbaden.

— [Hrsg.] (1974): Das Eiszeitalter im Rhein-Main-Gebiet. — Rhein-Mainische-Forsch., **78**: 1—214; Frankfurt am Main.

— & Stäblein, G. (1971): Zur Entwicklung quartärer Hohlformen in Franken. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **22**: 23—34; Öhringen/Württ.

Willing J. (1936): Das marine Unter- und Mitteloligozän im subherzynen Becken. — Jb. Hallescher Verb., N. F., **14**: 73—152, Halle.

Zuncke, G. (1957): Zur Stratigraphie und Tektonik der Dorm-Rieseberg-Achse. — Diss. Braunschweig.

Manuskript eingeg. 1. 8. 1977.

Eiszeitalter u. Gegenwart	**28**	68—82 9 Abb.	*Öhringen/Württ. 1978*

Zur Paläogeographie der nördlichen Iller-Lech-Platte und zur Genese ihrer Schotter im Altpleistozän

MANFRED LÖSCHER, KLAUS MÜNZING & WOLFGANG TILLMANNS *)

Northern alpine foreland (Iller-Lech-Platte), lower pleistocene, paleogeography (lower pleistocene Danube), stratigraphy of gravel bodies, heavy minerals, molluscs.

K u r z f a s s u n g : Der schotterpetrographische Nachweis eines altpleistozänen Donaulaufes in der nordwestlichen Iller-Lech-Platte erfordert bis in das frühe Altpleistozän hinein für die Iller einen nach NE gerichteten Abfluß. Die heutige Abflußrichtung ist erstmals mit der Entstehung der Zwischenterrassenschotter nachweisbar. Schwermineralogisch ist der altpleistozäne Donaulauf nach Einmündung in das Molassebecken nur noch auf kurze Strecke zu verfolgen. In seinen übrigen Laufabschnitten finden sich ausschließlich von der Molasse (OSM) geprägte Schwermineralspektren.

Die bei Burgau und Wörleschwang im Sediment der altpleistozänen Donau gefundenen Mollusken sind warmzeitlich. Dieser Befund wird zumindest auf Teilbereiche des betreffenden Schotterkörpers übertragen.

[On the Paleogeography of the Northern Iller-Lech-Platte and the Origin of its Gravel Bodies during Lower Pleistocene]

A b s t r a c t : The existence of the Danube in the NW area of the Iller-Lech-Platte during the Lower Pleistocene which has been proven by gravel analysis leads to the conclusion that the Iller flowed in a NE direction until the Lower Pleistocene. The direction of the present drainage manifests for the first time with the sedimentation of the "Zwischenterrassenschotter". It is possible by means of heavy minerals to follow only a short distance the direction of the lower pleistocene Danube after it passes through the Molasse-basin. In the following stretch the heavy mineral spectrum derives solely from the Molasse (OSM). The molluscs which have been found in the sediments of the lower pleistocene Danube near Burgau and Wörleschwang are warm climatic. This result can be transfered at least to parts of the concerning gravel body.

1. Vorbemerkungen

Im nördlichen Teil der Iller-Lech-Platte wurden in den letzten Jahren wichtige Hinweise für die Genese dieser Landschaft, vor allem im Altpleistozän, gefunden.

Im folgenden Text sind verantwortlich:

a) M. L ö s c h e r für Stratigraphie und Klimagenese der Schotterablagerungen und Paläogeographie,

b) K. M ü n z i n g für Mollusken,

c) W. T i l l m a n n s für Schwerminerale.

2. Die paläogeographische Entwicklung

Die Schlüsselstellung für die Klärung der paläogeographischen Entwicklung dieses Gebietes im Altpleistozän nimmt die Weißjurafazies, das Sediment der von SCHEUENPFLUG (1970, 1973) entdeckten altpleistozänen Donau ein. Hierbei handelt es sich um eine Schotterfazies, die an bestimmten Stellen im Liegenden des donaukaltzeitlichen unteren Deck-

*) Anschriften der Verfasser: Dr. M. L ö s c h e r , Geograph. Inst. d. Univ. Heidelberg, Grabengasse 1, 6900 Heidelberg; Dr. K. M ü n z i n g , Geol. Landesamt Bad.-Württ., Albertstr. 5, 7800 Freiburg i. Br.; Dr. W. T i l l m a n n s , Geol. Inst. d. Univ. Köln, Zülpicher Straße 49, 5000 Köln 1.

schotters [1]) vorkommt und die in der Fraktion 20—63 mm ϕ zu etwa 75 % aus Weißjurageröllen besteht; der Rest sind harte, widerständige Gerölle, wie sie im Einzugsbereich der Donau oberhalb von Ulm — einschließlich der pliozänen Höhenschotter auf der Westalb — vorkommen (Näheres hierzu bei SCHEUENPFLUG 1973 und LÖSCHER 1976). Alpine Carbonatgerölle fehlen in der Weißjurafazies völlig.

Der Südrand der Weißjurafazies liegt bis zu 18 km südlich des heutigen Donaustromes und bis zu 80 m höher als der würmeiszeitliche bzw. holozäne Donautalboden (Abb. 1). Das westlichste Vorkommen von nicht entkalkter Weißjurafazies liegt bei Deubach an der Ostseite des Günztales (TK 7627), das östlichste ca. 1 km östlich Welden (TK 7530). Zur Lage der genannten Orte vergleiche Abb. 2 a.

Aus den genannten Fakten ergibt sich die wichtige Konsequenz, daß zur Zeit der Sedimentation der Weißjurafazies die Iller samt einiger westlich benachbarter Flüsse nur östlich Welden in die Donau einmünden konnte [2]). Diese Vorstellung ist aus anderer Sicht auch schon von SCHAEFER (1957: 31) kurz angedeutet und von SINN (1972: 78) definitiv gefordert worden.

Bei der Wasserscheide, die damals die Einzugsgebiete von Iller und Donau voneinander getrennt haben muß, kann es sich nur um diejenige handeln, die GRAUL (1943, 1949) zwischen Mindel- und Lechtal rekonstruiert und als „Dinkelscherbener Altwasserscheide" bezeichnet hat. Das Fehlen alpiner Carbonatgerölle in der Weißjurafazies spricht nun allerdings dafür, daß sich diese Altwasserscheide wesentlich weiter nach W fortgesetzt haben muß (Abb. 2 a).

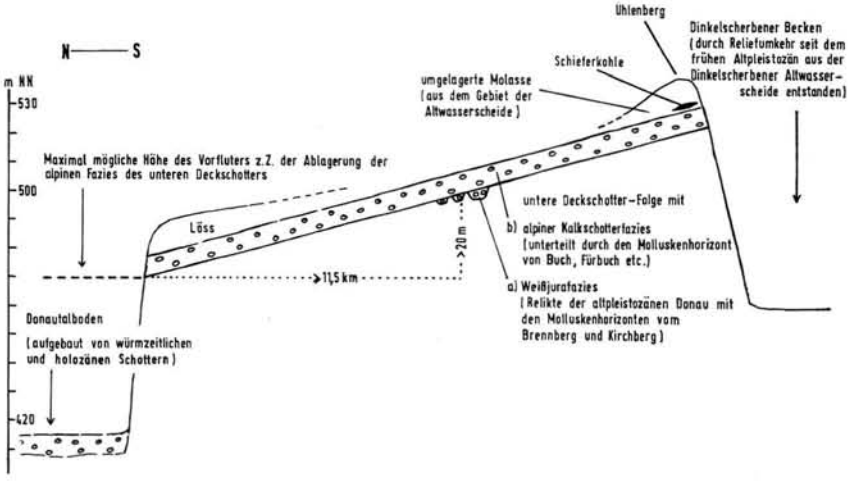


Abb. 1: Stratigraphische Beziehung der Schotterfazies und der Molluskenfaunen des unteren Deckschotters in der nördl. Iller-Lech-Platte. Entwurf M. Löscher.

---

[1]) Wie schon bei LÖSCHER (1976), wird auch hier bei der Benennung der Schotterkörper weitgehend auf die inzwischen überholte PENCKsche Nomenklatur verzichtet und stattdessen diejenige von GRAUL (1943, 1962) benützt, die der großen Anzahl der hier auftretenden Schotterablagerungen weitaus besser gerecht wird.

[2]) Der Alpenrhein muß damals schon durch das Hochrheintal abgeflossen sein, da weder in den hier besprochenen altpleistozänen, noch in den ältestpleistozänen Schotterablagerungen der Iller-Lech-Platte typische Rheingerölle gefunden worden sind. Dadurch wird der Befund von BOENIGK (1970) indirekt gestützt.

Die Weißjurafazies wird — stellenweise mit scharfer Diskordanz — von einer alpinen Kalkschotterfazies (mit unterschiedlicher Geröllführung, LÖSCHER 1976) überlagert. Zwischen beiden Schotterfazies (Abb. 1) muß ein beträchtlicher Hiatus liegen, da die hangende Fazies auf einen Vorfluter eingestellt war, der um über 20 m tiefer und um mehr als 11,5 km weiter nördlich als der Südrand der Weißjurafazies lag.

Die alpine Schotterfazies im Hangenden (Abb. 1) bedeckt ein sehr viel größeres Areal als die Weißjurafazies im Liegenden und baut den auch heute noch große Flächen abdekkenden Schotterkörper auf, den GRAUL (1962) als „unteren Deckschotter" bezeichnet hat. Er wurde von der Iller und anderen subalpinen Flüssen in der nördlichen Iller-Lech-Platte abgelagert, nachdem die Altwasserscheide in ihrem mittleren Abschnitt abgetragen worden war und die Flüsse nun einen kürzeren Weg zum Vorfluter nehmen konnten. Die Donau hatte zwischen Ablagerung der Weißjurafazies und Laufveränderung der südlichen Zuflüsse ihren Lauf nach N verlagert und dabei eine in diese Richtung abdachende Ebene hinterlassen. Auf dieser konnten sich die von den Flüssen abgelagerten Schotter seitlich miteinander verzahnen und eine zusammenhängende Schotterfläche aufbauen, die das Ausmaß der Münchener Schiefen Ebene erreichte (Abb. 2 b).

Wie durch Schotteranalysen (vor allem der Fraktion 2—6,3 cm ϕ) nachgewiesen wurde, hatten die Flüsse, die den unteren Deckschotter in der nördlichen Iller-Lech-Platte akkumulierten, damals dieselbe Abflußrichtung, wie heute noch alle größeren Flüsse östlich des Lechs in ihrem Unterlauf, nämlich von SW—NE.

Auf den unteren Deckschotter folgen zeitlich die Zwischenterrassenschotter. Sie sind auf den vorfluternahen Bereich beschränkt und hier wiederum fast ausschließlich auf ein kleines Areal beiderseits des unteren Lechs und auf ein größeres westlich bzw. südwestlich des unteren Günztales. Im letzteren treten die Zwischenterrassenschotter völlig an die Stelle des sonst so ausgedehnten unteren Deckschotters.

Wie die Geländeaufnahme ergab, werden die im N gelegenen Riedelflächen zwischen den fluvioglazialen Abflußrinnen von Günz, Weißenhorner Roth, Iller und württembergischer Rot jeweils von 2—4 Zwischenterrassenschottern aufgebaut, die — jeweils von E nach W abfallend — in Form kleiner Terrassentreppen angeordnet sind. Auf Grund des Verlaufes ihrer Rinnenränder läßt sich nachweisen, daß sie von Flüssen abgelagert wurden, die in ihrem Unterlauf nach N bzw. NNW strömten (Abb. 2 c).

Die höheren Zwischenterrassenschotter liegen schon ca. 20—30 km südlich des Vorfluters niveaugleich mit dem unteren Deckschotter und gehen auch stellenweise direkt in diesen über. Im N jedoch, am Donautalsüdrand, liegen sie um 15 m tiefer als dieser auf gleicher Breite. Daraus ergibt sich für die Zwischenterrassenschotter mit 3,1—5 ‰ auch ein durchweg höheres Gefälle als für die auf gleicher Breite liegenden unteren Deckschotter mit 2,5—3,5 ‰. Die tieferen Zwischenterrassenschotter reichen weiter nach S und lassen heute keinen direkten Kontakt mit dem unteren Deckschotter erkennen (LÖSCHER 1976: 87). Alle Zwischenterrassenschotter werden von einer kristallinarmen und dolomitfreien Kalkschotterfazies aufgebaut und in ihrer Gesamtheit vorläufig ebenfalls noch in die Donau-Kaltzeit gestellt.

Die genannten Fakten führen zu folgendem Ergebnis: Zum Zeitpunkt der Entstehung des unteren Deckschotters lag nordwestlich der Linie Wain—Dietenheim—Günzburg noch Tertiärhügelland (Reste der Dinkelscherbener Altwasserscheide). Da dieses gegenüber den morphologisch widerständigeren Schottern schneller ausgeräumt wurde, konnte eine Anzapfung durch periglazial-fluviatile (autochthone) Flüsse erfolgen. Für die nach N abgelenkten Flüsse bedeutete die neue Abflußrichtung eine Laufverkürzung um ca. 50 % und dadurch bedingt eine Zunahme des Gefälles, da der Vorfluter schon immer ein geringeres Gefälle (heute im Laufabschnitt unterhalb Ulm etwa 1 ‰, zur Zeit der altpleistozänen Donau 0,5 ‰) als die südlichen Nebenflüsse aufwies.

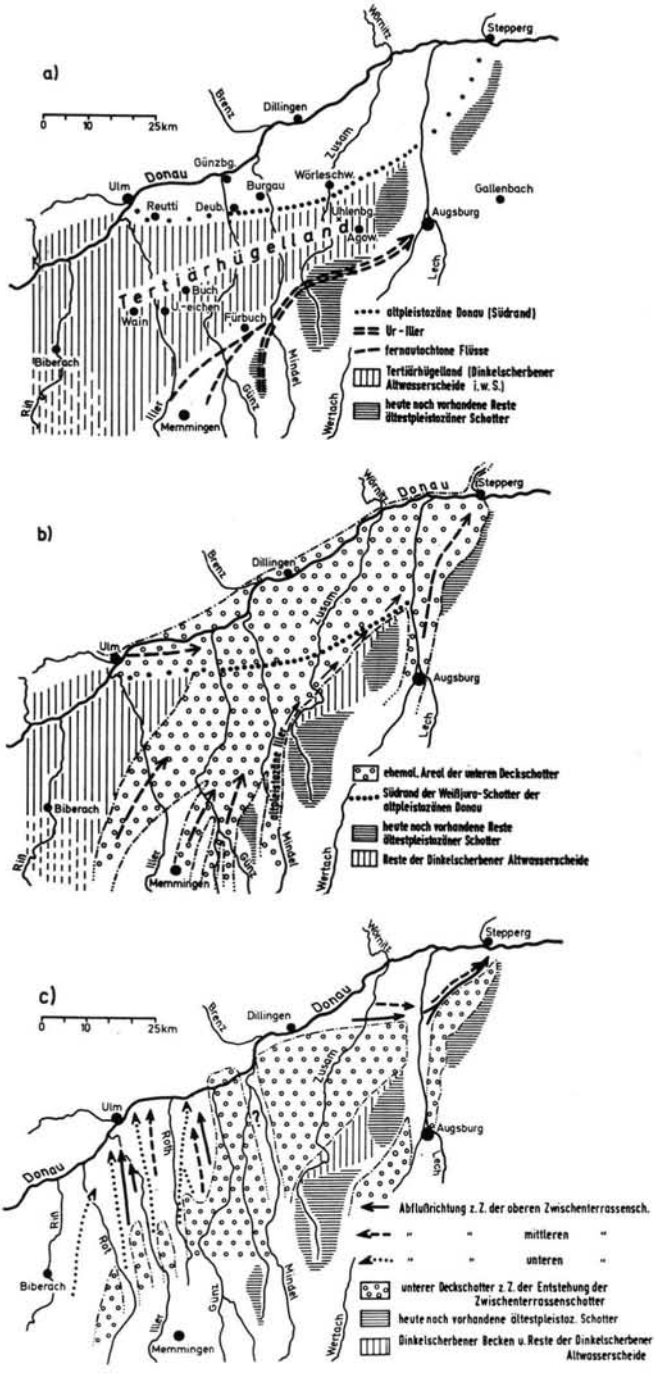


Abb. 2 a - c: Die Abflußverhältnisse der Iller-Lech-Platte an der Wende Ältest-/Altpleistozän. Entwurf M. Löscher.

Auf Grund der Anordnung der bisher untersuchten Zwischenterrassenschotter und ihrer petrographischen Zusammensetzung [3]) muß angezweifelt werden, ob die verschiedenen Zwischenterrassenschotter jeweils eigenständige kaltklimatische Akkumulationsphasen repräsentieren, wie dies gemeinhin sonst bei Schotterkörpern in der Iller-Lech-Platte und im Alpenvorland angenommen wird. Nach den petrographischen Untersuchungen scheint es sich vielmehr um umgelagertes Material aus dem südlich und südwestlich angrenzenden Deckschotter (und zwar vorwiegend aus dessen hangender Fazies, s. hierzu SINN 1972 und LÖSCHER 1976) zu handeln, das nach der Laufverlegung der ursprünglich nach NE störmenden Flüsse in den neuen Tälern sedimentiert wurde. Die Anordnung der Zwischenterrassenschotter in Form kleiner Terrassentreppen und mit den im Laufe der Zeit immer weiter nach S ausgreifenden Schotterkörpern läßt hierbei das Bestreben erkennen, die unmittelbar nach der Ablenkung noch instabilen Gefällsverhältnisse auszugleichen.

Ein eindeutiger (paläontologischer) Beweis für die nichtkaltzeitliche Genese konnte aber bis jetzt noch nicht erbracht werden.

Nach Ablagerung der Zwischenterrassenschotter gab es in der nördlichen Iller-Lech-Platte keine großen Flächen mehr, die nicht von Schotterfeldern bedeckt waren. In der nun folgenden Zeit werden die Schotter nicht mehr deckenförmig akkumuliert, sondern in die anschließend gebildeten Abflußrinnen als Schotterstränge eingelagert. Da der untere Deckenschotter und die Zwischenterrassenschotter auf die postdonauzeitlich gebildeten Talrinnen wie ein stabiles Korsett wirkten, wurden gemäß dem Wechsel von Erosion und Akkumulation die älteren Talschotter mehr oder weniger stark — und mitunter sogar völlig — ausgeräumt, bevor ein neuer Schotterkörper eingelagert werden konnte.

Nach Ablagerung der Zwischenterrassenschotter blieb in der nördlichen Iller-Lech-Platte die neue Abflußrichtung bis heute erhalten. Paläogeographisch bedeutsame Veränderungen gab es dann nur noch durch Laufverlegungen der Flüsse von einer Talrinne in eine andere, wie z. B. in der letzten Eiszeit der Wechsel der unteren Iller vom Weißenhorner Tal ins heutige untere Illertal.

3. Schwermineralogische Befunde zu den untersuchten Sedimenten

3.1. Arbeitsansatz

In diesem Abschnitt wird der Frage nachgegangen, inwieweit sich im Quartär der Iller-Lech-Platte mit Hilfe der Schwermineralanalyse paläogeographische Aussagen machen lassen und wieweit sich besonders der altpleistozäne Donaulauf mit dieser Methode nachweisen und verfolgen läßt.

Zu diesem Zweck wurden aus mehreren Profilen des genannten Gebietes Sandproben entnommen, die nach Vorbehandlung der Proben mit kochender HCl (zur Entfernung opaker Umkrustungen) und Abtrennung der Schwerminerale mittels Bromoform schwermineralogisch untersucht wurden. In den einzelnen Körnerpräparaten (Einbettungsmittel Aroclor, n=1,665) wurden jeweils 300 Körner ausgezählt.

Zu Vergleichszwecken wurden aus dem zuletzt von SCHULER (1973) beschriebenen Vorkommen einer pliozänen Donau auf dem Eselsberg bei Ulm ebenfalls Proben entnommen; dort lagern die Schotter in einer Erosionsrinne der USM, sonst in flächiger Verbreitung der OMM auf (SCHULER 1973). Weitere Vergleichsproben zur Charakterisierung der OSM wurden im Bereich der Iller-Lech-Platte an der Basis der Schotterkörper und aus dem Brockhorizont der OSM entnommen.

---

[3]) Nach bisherigen Kenntnissen enthält jede glazifluviatile Akkumulation in der Iller-Lech-Platte einen mehr oder weniger deutlichen Gehalt an Dolomiten. Da diese aber zu den Komponenten gehören, die am schnellsten verwittern, — s. hierzu FEZER (1969) zum Thema Tiefenverwitterung — enthalten umgelagerte Schottersedimente in ihrem Spektrum keine Dolomite mehr.

3.2. Befund

In den Profilen werden Granat, die Epidotgruppe (Epidot, Zoisit), Metamorphe (vorwiegend Staurolith und Disthen, untergeordnet Sillimanit und Andalusit) und die Stabilen (Zirkon, Turmalin, Rutil, untergeordnet Anatas) dargestellt.

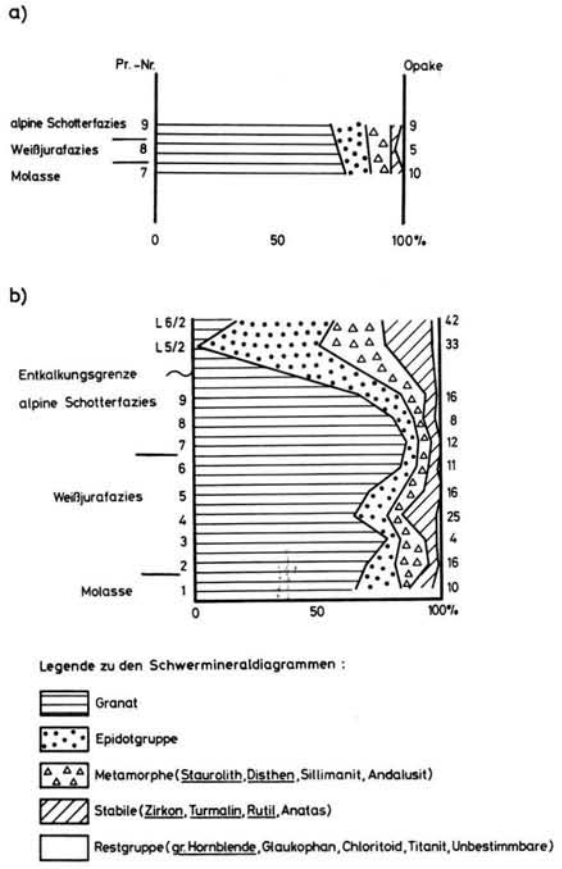


Abb. 3 a+b: Schwermineraldiagramm der Kiesgruben am Brennberg (2,5 km SW Burgau; RW 3602450/HW 5365280) und am Kirchberg (1 km E Wörleschwang; RW 4397260/HW 5367950), mit Legende zu den Schwermineraldiagrammen. Entwurf W. Tillmanns.

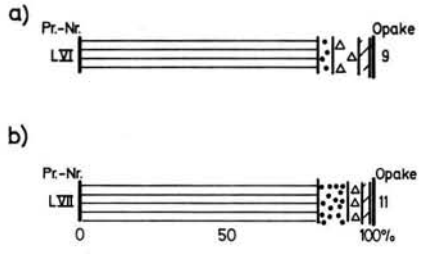


Abb. 4 a+b: Schwermineraldiagramm aus den tortonen Brockhorizonten bei a) Gallenbach (RW 4433600/HW 5364340) und b) Agawang (RW 4403100/HW 5358460). Entwurf W. Tillmanns.

Die Proben aus den Profilen Brennberg und Wörleschwang zeigen gleiche Spektren (Abb. 3 a u. b). Granat dominiert mit bis zu 80 %. Daneben treten die Epidotgruppe, Metamorphe und Stabile mit etwa gleichen Prozentzahlen auf. Damit stimmen diese Analysen mit den Proben aus der OSM (Abb. 3 a u. b, 4) weitgehend überein. Im Bereich und oberhalb der Entkalkungsgrenze gehen im Profil Wörleschwang die Granatgehalte stark zurück. Damit verbunden ist ein Ansteigen der Epidotgehalte, der Metamorphen und Stabilen. Hierbei handelt es sich offensichtlich um einen Verwitterungseffekt, dem zunächst der instabile Granat zum Opfer fällt (Weyl 1952). In Übereinstimmung damit stehen die zahlreichen Ätzfiguren und Auflösungserscheinungen an den in den Proben verbliebenen Granaten und das nahezu vollständige Fehlen der extrem instabilen grünen Hornblende. Den Einfluß der Verwitterung zeigt ebenfalls der sprunghafte Anstieg der Opaken oberhalb der Entkalkungsgrenze an. Ein zumindest teilweise ebenfalls durch Verwitterung beeinflußtes Schwermineralspektrum zeigt das Profil der Schotterkuppe Reutti (Abb. 5). Granatgehalte von 17 % im Liegenden, die auf 3 % im Hangenden absinken, zeigen zusammen mit den hohen Gehalten an Opaken den Einfluß der Verwitterung an. Gegenüber der Epidotgruppe weisen Metamorphe und Stabile (mit im Mittel 30 %) relativ hohe Anteile auf.

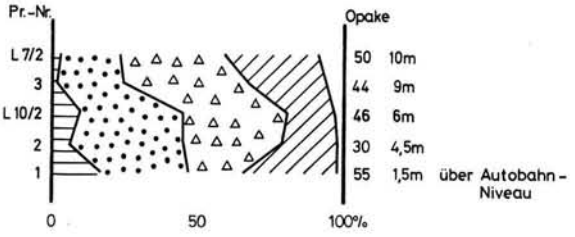


Abb. 5: Schwermineraldiagramm aus den Sedimenten des altpleistozänen Donaulaufes von der Schotterkuppe E Reutti (RW 3580230/HW 5359120). Entwurf W. Tillmanns.

Ein von den beschriebenen Spektren abweichendes Bild läßt das Profil der Kiesgrube Untereichen erkennen (Abb. 6). Die insgesamt niedrigen (um 20 %) Gehalte an Opaken zeigen zusammen mit den relativ hohen Gehalten von Granat (um 30 %) nur einen geringen Verwitterungseinfluß an. In Übereinstimmung hiermit stehen die hohen Gehalte an der extrem instabilen grünen Hornblende, die nach Weyl (1952) einer Verwitterung zuerst zum Opfer fallen müßte.

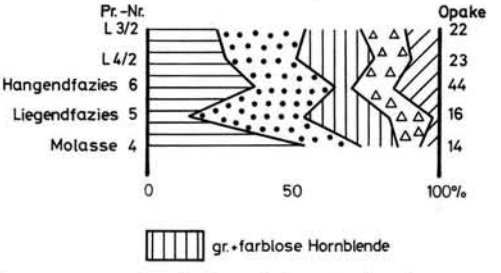


Abb. 6: Schwermineraldiagramm aus den beiden alpinen Fazies des unteren Deckschotters in der Kiesgrube Untereichen (RW 3582750/HW 5337900). Entwurf W. Tillmanns.

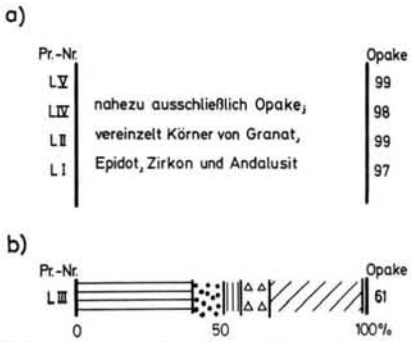


Abb. 7 a+b: Schwermineraldiagramm aus den altquartären Donausedimenten von a) Tuttlingen-Honberg (RW 3488440/HW 5315580) und b) Tuttlingen-Koppenland (RW 3484400/HW 5315820). Entwurf W. Tillmanns.

Profil Tuttlingen-Koppenland (Abb. 7) zeigt ein von Granat und Stabilen bestimmtes Spektrum (40 % bzw. 32 %). Trotz der hohen Zahl an Opaken (61 %) finden sich 6 % Hornblende in der Probe. Die Epidotgruppe ist mit 11 %, die Metamorphen sind mit 10 % vertreten.

Profil Tuttlingen-Honberg (Abb. 7) wird durch den hohen Gehalt an Opaken (um 98 %) bestimmt. Neben den Opaken fanden sich nur vereinzelt Granat, Epidot, Zirkon und Andalusit. Gemäß der Aufschlußsituation handelt es sich um einen Schotter mit extrem hohem Anteil an Lokalmaterial (Malmkalke). Demzufolge kann das Feinmaterial nur aus umgelagerten Verwitterungsbildungen stammen. In Übereinstimmung damit steht der extrem hohe Anteil an Opaken in diesem Profil.

Die den Sedimenten der pliozänen Donau entnommenen Proben enthalten Schwermineralspektren (Abb. 8), die bei insgesamt hohen Anteilen an Opaken (im Mittel um 50 %) nur geringe Granatgehalte aufweisen. In den aus dem Hangenden der Erosionsrinne entnommenen Proben (8167—8174) sind die Epidotgruppe, Metamorphe und Stabile mit jeweils um 30 % vertreten. In den Proben 8175—8183, die in Bereichen entnommen wurden, wo geringmächtige Sedimente der pliozänen Donau die OMM überlagern, finden sich erhöhte Epidotgehalte.

3.3 Deutung

Liefergebiet für die Schwerminerale im untersuchten Gebiet ist allgemein der alpine und voralpine Raum und, spezifisch für den nördlich anschließenden periglazialen Raum, der Schwarzwald mit seiner Ostabdachung (süddeutsche Schichtstufenlandschaft), der von der Donau entwässert wird. Einen ausgezeichneten Überblick über die aus den Alpen in das Molassebecken gelieferten Schwerminerale und damit über die Schwermineralführung der Molasseminerale gibt die Arbeit von Lemcke et al. (1953). Einige Schwermineralanalysen aus fluvioglazialen Schottern der Riß-Lech-Platte stellt Weyl (1952) vor. Daten zur Schwermineralführung der Donausedimente im Bereich der südlichen Frankenalb liegen mit der Arbeit von Tillmanns (1977) vor. Nach den genannten Autoren ist für die OSM und die fluvioglazialen Sedimente ein Schwermineralspektrum mit Vorherrschaft des Granats, weiter der Epidotgruppe, grüner Hornblende, Staurolith und Disthen charakteristisch. Stabile Schwerminerale finden sich nur untergeordnet. Innerhalb dieser „alpinen Schwermineralassoziation" variieren die Prozentsätze in Abhängigkeit vom Schüttungsgebiet und einer Verwitterungs- und Transportauslese z. T. erheblich (Zöbelein 1940; Weyl 1952; Tillmanns 1977).

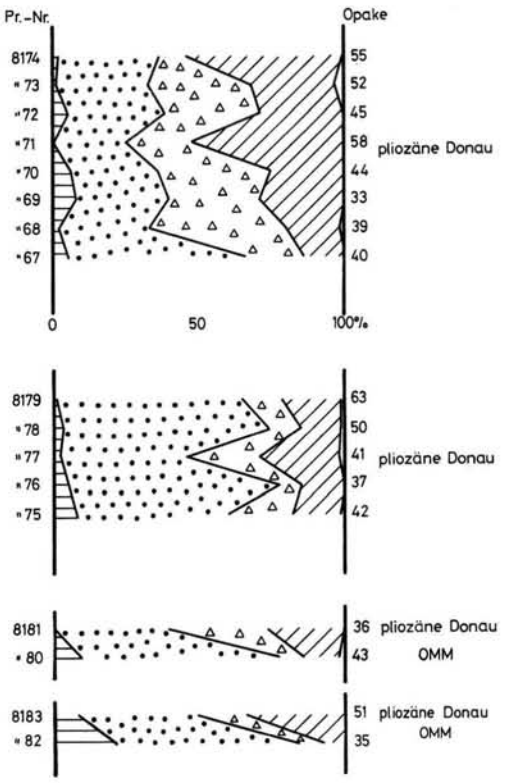


Abb. 8: Schwermineraldiagramm aus den Sedimenten der pliozänen Donau auf dem Eselsberg N Ulm. Entwurf W. Tillmanns.

Typisch alpine Schwermineralassoziationen zeigen die Proben aus den Brockhorizonten der OSM bei Gallenbach und Agawang (Abb. 4) sowie die Proben aus den Profilen Brennberg (Abb. 3 a) und Wörleschwang (Abb. 3 b). Bei den Sandfraktionen aus den Profilen Brennberg und Wörleschwang dürfte es sich — entsprechend dem Schwermineralspektrum — weitgehend um aufgearbeitete OSM handeln, wobei auch die direkte Zulieferung fluvioglazialer Sande nicht ausgeschlossen bleibt. Offensichtlich dominiert die Schüttung aus dem Alpenraum bzw. von umgelagertem Molassesand auch dann noch, wenn in der Grobfraktion (Schotter) nur Donaumaterial (vgl. Profil Wörleschwang, Abb. 9) geliefert wird. Im Bereich der Verwitterungszone geht der Granatanteil stark zurück, die Anteile der anderen Schwermineralgruppen nehmen zu und zwar entsprechend ihrer primären prozentualen Verteilung.

Daten zur Schwermineralführung von Sedimenten aus dem Einzugsbereich des Schwarzwaldes liegen mit der Arbeit von Weyl (1951) vor. Deren Assoziationen werden durch hohe Anteile an grüner Hornblende, daneben Granat und nur untergeordnet stabile Schwerminerale und Metamorphe (hier vorwiegend Sillimanit) bestimmt. Eine Abgrenzung von der „alpinen Assoziation" ist damit nur über die stark erhöhten Anteile an grüner Hornblende möglich. Dieser im Vergleich zur „alpinen Assoziation" nur quantitative Unterschied geht, wie die untersuchten Profile zeigen, nach Eintritt der Donau in die Molasse durch Aufarbeitung deren Sedimente und durch starke Zulieferung alpiner, fluvioglazialer Sande relativ schnell verloren. Das Profil Untereichen (Abb. 6) zeigt in

Übereinstimmung mit WEYL (1952) ein für alpine, unverwitterte, fluvioglaziale Schüttungen typisches Schwermineralspektrum mit relativ hohen Gehalten an grüner Hornblende.

Einen signifikanten Unterschied zur „alpinen und Schwarzwald-Schwermineralassoziation" bilden die Assoziationen aus den triassischen und jurassischen Sedimenten des süddeutschen Schichtstufenlandes, die nahezu ausschließlich stabile Schwerminerale führen (LEMCKE et al. 1953). Nur untergeordnet treten metamorphe und instabile Schwerminerale (vorwiegend Granat) auf. Am ehesten sollte sich demnach der Einfluß einer den periglazialen Raum entwässernden Donau über einen erhöhten Anteil an stabilen Schwermineralen nachweisen lassen. Hinweise hierfür zeigt schwermineralogisch erstmals das Profil der Schotterkuppe Reutti (Abb. 5), wo schon an der Aufschlußbasis bis zu 40 % stabile Schwerminerale auftreten. Dieser über das gesamte Profil relativ hohe Gehalt an stabilen Schwermineralen dürfte seine Ursache nicht allein in einer Anreicherung (zusammen mit der Epidotgruppe und den Metamorphen) durch Verwitterung des instabilen Granats haben. Dies zeigt auch der Vergleich mit den Analysen aus dem Profil Wörleschwang (Abb. 3 b), wo im Verwitterungsbereich der Anteil der Stabilen deutlich geringer als im Profil Reutti ist.

Noch deutlicher tritt der Einfluß der Donauschüttung in der Probe von Tuttlingen-Koppenland (Abb. 7) hervor. Bei niedrigen Gehalten der Epidotgruppe und der Metamorphen ist der Anteil an Stabilen so hoch, daß er allein über eine Anreicherung durch Verwitterungsauslese nicht mehr zu deuten ist.

Der außerordentlich hohe Anteil an Opaken im Profil Tuttlingen-Honberg (Abb. 7) läßt eine Deutung dieses Profils wegen der extremen Verwitterungsauslese nicht zu.

Die den Sedimenten der pliozänen Donau bei Ulm am Eselsberg entnommenen Proben (Abb. 8) zeigen über die hohen Anteile an Opaken und die niedrigen Granatgehalte einmal den Einfluß der Verwitterung an, zum anderen enthalten aber besonders die aus der Erosionsrinne entnommenen Proben (8167—8174) überproportional hohe Anteile an Stabilen, die nicht allein über eine Anreicherung bedingt durch Verwitterung deutbar sind. Bis zu 55 % stabile Schwerminerale zeigen hier deutlich den Einfluß einer Zulieferung von Schwermineralen aus dem Bereich der süddeutschen Schichtstufenlandschaft an.

3.4. Zusammenfassung zu den schwermineralogischen Befunden

In den Profilen, die nahe dem heutigen Donaulauf und damit am Südrand der süddeutschen Schichtstufenlandschaft liegen (Tuttlingen-Koppenland, Ulm-Eselsberg, Schotterkuppe Reutti) läßt sich über relativ hohe Anteile an stabilen Schwermineralen der Einfluß einer den periglazialen Raum entwässernden Donau nachweisen. Weiter im Innern des Molassegebietes gelegene Aufschlüsse (Brennberg, Wörleschwang) zeigen in der Sandfraktion nur noch eine „alpine Schwermineralassoziation", wenngleich in der Kiesfraktion ein Donau-Spektrum (Juragerölle) vorliegt. Änderungen erfahren die primär vorliegenden Schwermineralspektren durch eine Verwitterungsauslese vorwiegend des instabilen Granats und der grünen Hornblende. Parallel dazu läuft eine Anreicherung der weniger instabilen Epidotgruppe, der Metamorphen und der Stabilen (vgl. Profile Wörleschwang und Untereichen).

4. Zur Klimagenese der Weißjurafazies

4.1. Bisheriger Stand

Seit den von PENCK & BRÜCKNER (1909) und EBERL (1930) durchgeführten Untersuchungen ist es im Alpenvorland üblich, die quartären Schotterkörper bis zur Erbringung

des Gegenbeweises als kaltklimatischer Natur anzusehen. Diese zwar hochgradig hypothetische, aber allseits stillschweigend akzeptierte Vorstellung gilt auch für die oft nur noch in kleinen Resten vorkommenden ältestpleistozänen Schotterablagerungen in der Aindlinger- und Staufenberg-Terrassentreppe beiderseits des unteren Lechs (GRAUL 1943, SCHAEFER 1957).

Die warmzeitliche Genese von Schotterablagerungen ist immer noch am besten mittels faunistischer oder floristischer Funde — sofern sie wirklich innerhalb der zu bestimmenden Schotterkörper oder Schotterfazies liegen — nachzuweisen. Solche Funde sind im extramoränalen Teil des Alpenvorlandes innerhalb der holozänen Schotterablagerungen relativ häufig anzutreffen. Funde in den älteren, vor allem den alt- und ältestpleistozänen Schottern waren bis jetzt jedoch ausgesprochene Glücksfälle.

Aus den ältestpleistozänen (biberkaltzeitlichen) Schottern der Iller-Lech-Platte sind bis jetzt keine paläontologischen Funde, die eindeutige Aussagen über die Genese dieser Schotter zulassen, gemeldet worden. An altpleistozänen Funden sind die Molluskenfaunen aus dem unteren Deckschotter von Buch und Fürbuch bekannt. Sie liegen hier jedoch nicht innerhalb, sondern zwischen zwei petrographisch unterschiedlich zusammengesetzten und exakt faßbaren, als kaltzeitlich angesehenen Schotterfazies (SINN 1972, LÖSCHER 1976) und sagen somit nichts Konkretes über deren Genese aus. Letzteres gilt auch für die Molluskenfaunen von Hörlis (offensichtlich umgelagertes Material) und von Fischach in der nördlichen Staudenplatte (die Grube ist heute verfallen und eine lithologisch brauchbare Aufschlußbeschreibung liegt nicht vor). Alle genannten Faunen werden neuerdings als warmzeitlich angesehen (MÜNZING 1974).

1976 wurden nun in der Weißjurafazies der altpleistozänen Donau in den Kiesgruben am Brennberg (2,5 km SW Burgau, RW 3602450/HW 5365280, TK 1 : 25 000, 7528 Burgau) und am Kirchberg (1 km E Wörleschwang, RW 4397260/HW 5367950, TK 1 : 25 000, 7529 Zusmarshausen) im Rahmen regelmäßiger Begehungen molluskenführende, schluffig-mergelige Horizonte gefunden (Abb. 9). Es handelt sich hierbei um die bisher älteste bekannte quartäre Molluskenfauna im nördlichen Alpenvorland.

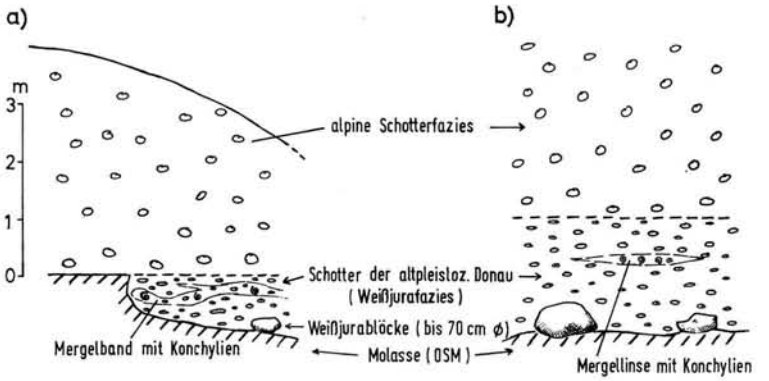


Abb. 9: Die molluskenführenden Aufschlüsse am Brennberg (2,5 km SW Burgau; RW 3602450/HW 5365280) und am Kirchberg (1 km E Wörleschwang; RW 4397260/HW 5367950). Entwurf M. Löscher.

4.2. Die Mollusken aus den Aufschlüssen Brennberg und Kirchberg

a) Kiesgrube am Brennberg

Landmollusken:

!	*Ena montana* (DRAP.)	5
!	*Aegopinella* sp.	1
	Helicigona arbustorum (L.)	1
	Perforatella bidentata (GMELIN)	5
	Trichia hispida (L.)	1
	Cochlicopa lubrica (MÜLLER)	3
	Succinea oblonga (DRAP.)	1
	Succinea sp. *(putris/elegans)*	3

Wassermollusken:

	Lymnaea palustris (MÜLLER)	4
	Lymnaea stagnalis (L.)	1
	Lymnaea peregra ovata (DRAP.)	1
	Lymnaea truncatula (MÜLLER)	Mehrere Spitzen
	Planorbarius corneus (L.)	3
	Planorbis planorbis (L.)	1
	Planorbis carinatus (MÜLLER)	1
(!)	*Anisus septemgyratus* (RSSM.)	3
	Anisus spirorbis/leucostomus	viele Innenwindungen
	Armiger crista (L.)	1
	Valvata cristata (L.)	37
	Valvata sp.	15
	Bithynia tentaculata (L.)	111 Deckel
	Bruchstücke großer Süßwassermuscheln	
	Pisidium sp.	11 Einzelklappen

b) Kiesgrube am Kirchberg

Landmollusken:

Helicigona arbustorum (L.)	1
Zonitiden (z. T. *Aegopinella* sp. ?)	4
Trichia hispida (L.)	22
Cochlicopa lubrica (MÜLLER)	14
Succinea sp. (nicht *oblonga)*	2

Es bedeutet: ! Arten, die für feucht-warme Klimaabschnitte bezeichnend sind,
(!) wahrscheinlich bezeichnend für feucht-warme Klimaabschnitte.

Von *Ena montana* lagen ein beinahe vollständiges Stück, 1 Spitze, 1 größeres Gehäusebruchstück und charakteristische Schalenbruchstücke von 2 weiteren Exemplaren vor. Bei *Aegopinella* sp. war die typische Gitterstruktur zu sehen. Das Material vom Brennberg enthielt auch Vitriniden *(Semilimax?)*. An beiden Fundstellen waren Abdrücke und Schalenbruchstücke von Clausilien häufig (etwas größer als 1 cm, rippenstreifig). *Valvata* sp. vom Brennberg sind unvollständige Stücke mit erhobenem Gewinde. Unter den Bithyniendeckeln waren einzelne, die an *leachi* erinnern.

Die Fossilien stellen nur einen Teil der ursprünglichen Thanatozönose dar, und nicht alle der oft schlecht erhaltenen Schalen ließen sich bestimmen. Trotzdem genügt das Material vom Brennberg für eine klimatisch-ökologische Auswertung, während eine stratigraphische Aussage nur beschränkt möglich ist.

Ena montana und *Aegopinella* sp. sind typische Vertreter einer vollen Warmzeit, stammen also nicht aus einem Frühinterglazial. Die beiden klimatisch anspruchsvollen Schnecken leben noch heute in unseren Laubwäldern. *Anisus septemgyratus* gilt als wahrscheinlich warmzeitlich. Die übrigen Formen kommen in warm- und kaltzeitlichen Ablagerungen vor, da sie sehr anpassungsfähig waren. Ausgesprochene Kälteindikatoren fehlen.

Der Bestand umfaßt Bewohner eines Auenwaldes und pflanzenreicher Altwässer. Die Bruchstücke großer Süßwassermuscheln können aus einem stärker fließenden Gewässer stammen. Besonders kennzeichnend für Auenwald ist *Perforatella bidentata,* die noch heute im Mindelgebiet lebt (Herold 1968). Die Molluskenfauna ist ausgesprochen quartär, eine nähere Einstufung als „pleistozäne Warmzeit" ist allerdings kaum möglich. *Anisus septemgyratus* lebt heute im östlichen Mitteleuropa und Osteuropa. In Südwest- und Süddeutschland findet er sich vorwiegend in ältest- und altpleistozänen Ablagerungen, doch wurde er noch im Riß-Würm-Interglazial nachgewiesen (Münzing 1968).

Die spärlichen Funde vom Kirchberg widersprechen dem Befund vom Brennberg nicht. Die bestimmbaren Schalen stammen von Ubiquisten, die für sich allein nur die Aussage „Quartär" ermöglichen.

4.3. Schlußfolgerungen aus dem Molluskenbefund für die Genese der Weißjurafazies

Auf Grund der am Brennberg und Kirchberg auftretenden Fauna kann somit die Weißjurafazies — zumindest in Teilbereichen — als warmzeitliches Sediment bezeichnet werden.

In diesem Zusammenhang sei auf die bei Fink (1977: 193) erwähnte genetische Einstufung der jüngsten Schotterablagerungen im österreichischen Donauabschnitt verwiesen, wonach „die Donau als großer Strom unter allen klimatischen Bedingungen genügend Wasser besaß und damit über eine Eigengesetzlichkeit hinsichtlich Erosion und Akkumulation verfügte, die von Klimarhythmen unabhängig ist; damit haben aber die Schotterkörper ... der Donau nicht jene stratigraphische Aussagekraft wie die der tributären Gerinne ..."

Die hier publizierten Molluskenfunde können vorläufig als Hinweis gewertet werden, daß obiges Zitat auch auf andere Donauabschnitte übertragbar ist und auch für frühere Zeitabschnitte Gültigkeit hatte. Damit werden die bisherigen klimagenetischen Vorstellungen von den Weißjuraschottern der altpleistozänen Donau (Scheuenpflug 1970: 184; Löscher 1976: 60) erweitert.

5. Die Bedeutung der Schwermineralanalyse und paläontologischer Methoden für die frühqartären Schotterablagerungen in der Iller-Lech-Platte

Die donau- und biberkaltzeitlichen Schotterablagerungen nehmen in der Iller-Lech-Platte eine etwa gleichgroße Fläche wie alle jüngeren Schotterablagerungen zusammen ein (Löscher 1976, Karte 4). Der Grund ist darin zu suchen, daß nach der Änderung der Abflußrichtung während der Donaukaltzeit große Teile dieser Landschaft abseits der fluvioglazialen Abflußrinnen lagen und nur von periglazialen Prozessen überformt und von autochthonen Flüssen zerschnitten wurden. Damit sind hier günstige Voraussetzungen für die Erforschung der paläogeographischen Ereignisse im Frühquartär gegeben.

Wie bei LÖSCHER (1976, Karte 2) gezeigt wurde, eignet sich hierzu vor allem die Grobkiesfraktion. Die Schwermineralanalyse ist, wie die hier publizierten Untersuchungen von TILLMANNS beweisen, hierzu weniger brauchbar, weil mit ihr offensichtlich nur die Vorgänge am Rande des Molassebeckens genauer erfaßt werden können.

Paläontologische Funde innerhalb von Schotterablagerungen bzw. innerhalb genau definierbarer und lithologisch einheitlicher Schotterfazies ermöglichen Rückschlüsse auf die Klimagenese dieser Schotter. Auf Grund der bislang geringen Anzahl auswertbarer paläontologischer Fundstellen — vor allem in den frühquartären Schottern — ist auch die Anwendbarkeit dieser Methode für den genannten Zweck vorläufig begrenzt.

Schriftenverzeichnis

BOENIGK, W. (1970): Zur Kenntnis des Altquartärs bei Brüggen. — Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, **17**: 138 S., 20 Abb., 7 Tab., 3 Taf.; Köln.

BRUNNACKER, K. & BRUNNACKER, M. (1962): Weitere Funde pleistozäner Molluskenfaunen bei München. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **13**: 129—137, 3 Tab.; Öhringen (Rau).

EBERL, B. (1930): Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorland. — VIII + 427 S., 19 Abb., 2 Taf., 1 Kt.; Augsburg.

FINK, J. (1977): Jüngste Schotterakkumulationen im österreichischen Donauabschnitt. — In: Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen, Hrsg.: FRENZEL, B., Erdwiss. Forsch., **XIII**: 190—211, 5 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden (Steiner).

FEZER, F. (1969): Tiefenverwitterung circumalpiner Pleistozänschotter. — Heidelberger geogr. Arb., **24**: VIII + 144 S., 90 Abb., 1 Tab., 4 Taf.; Heidelberg.

GRAUL, H. (1943): Zur Morphologie der Ingolstädter Ausrämungslandschaft. — Forsch. dt. Landeskde., **43**: IV + 114 S., 17 Abb., 4 Tab., 8 Kt.; Leipzig.

— (1949): Zur Gliederung des Altdiluviums zwischen Wertach-Lech und Flossach-Mindel. — **2**. Ber. Naturforsch. Ges. Augsburg: 3—31, 2 Abb., 3 Tab.; Augsburg.

— (1962): Eine Revision der pleistozänen Stratigraphie des Schwäb. Alpenvorlandes (mit einem bodenkundlichen Beitrag von BRUNNACKER, K.). — Petermanns Mitt., **106**: 253—271, 8 Abb., 4 Tab.; Gotha/Leipzig.

HEROLD, H. (1968): Ein neuer Fundort von Perforatella bidentata im bayer. Schwaben. — Mitt. dt. malakoz. Ges., **1**, 11: 242; Frankfurt/M.

LEMCKE, K., VON ENGELHARDT, W. & FÜCHTBAUER, H. (1953): Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Westteil der ungefalteten Molasse des süddeutschen Alpenvorlandes. — Beih. Geol. Jb., **11**: 172 S., 31 Abb., 72 Tab., 9 Taf.; Hannover.

LÖSCHER, M. (1976): Die präwürmzeitlichen Schotterablagerungen in der nördlichen Iller-Lech-Platte. — Heidelberger geogr. Arb., **45**: IX + 157 S., 26 Abb., 4 Tab., 8 Taf., 4 Kt., 17 Beil.; Heidelberg.

MÜNZING, K. (1966): Eine molluskenführende Pleistozänterrasse im Tal der großen Lauter (Schwäb. Alb). — Jber. Mitt. oberrhein. geol. Verein, N.F., **48**: 25—30, 1 Tab.; Stuttgart.

— (1974): Mollusken aus dem älteren Pleistozän Schwabens (mit einem Beitrag von OHMERT, W.). — Jh. geol. L.-Amt Bad.-Württ., **16**: 61—78, 1 Abb., 1 Taf.; Freiburg.

PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. — 1199 S., 156 Abb., 30 Taf., 19 Kt.; Leipzig.

SCHAEFER, I. (1957): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Augsburg und Umgebung 1:50 000. — Bayer. Geol. L.-Amt, 92 S., 4 Abb., 1 Kt., 2 Beil.; München.

SCHULER, G. (1973): Zur Stratigraphie und Lagerung des Tertiärs auf dem Oberen Eselsberg nördlich von Ulm/Donau. — Jber. Mitt. oberrhein. geol. Verein, N.F., **55**: 159—181, 4 Abb.; Stuttgart.

SINN, P. (1972): Zur Stratigraphie und Paläogeographie des Präwürm im mittleren und südlichen Illergletschervorland. — Heidelberger geogr. Arb., **37**: IX + 159 S., 21 Abb., 11 Tab., 13 Taf., 5 Kt., 12 Beil.; Heidelberg.

Scheuenpflug, L. (1970): Weißjurablöcke und -gerölle der Alb in pleistozänen Schottern der Zusamplatte (Bayerisch Schwaben). — Geologica Bavarica, **63**: 177—194, 3 Abb., 3 Tab.; München.

— (1973): Zur Problematik der Weißjuragesteine in der östlichen Iller-Lech-Platte. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **23/24**: 154—158, 1 Abb.; Öhringen (Rau).

Tillmanns, W. (1977): Zur Geschichte von Urmain und Urdonau zwischen Bamberg, Neuburg/Donau und Regensburg. — Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, **30**: 198 S., 1 Abb., 7 Beil.; Köln.

Weyl, R. (1951): Terrassengliederung und Schwermineralführung von Schotterablagerungen des südwestlichen Schwarzwaldes. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **51**: 262—272, 3 Abb., 5 Taf.; Stuttgart.

— (1952): Schwermineraluntersuchungen an eiszeitlichen Ablagerungen der Riß-Lech-Platte. — Geologica Bavarica, **14**: 107—123, 7 Abb.; München.

Zöbelein, H. K. (1940): Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im niederbayerischen Tertiär. — N. Jb. Min. etc., Beil. Bd., 84, Abt. B: 233—302, 6 Abb., 2 Tab., 3 Taf., 1 Kt.; Stuttgart.

Manuskript eingeg. 16. 1. 1978.

Eiszeitalter u. Gegenwart	**28**	83—91 3 Abb.	*Öhringen/Württ. 1978*

Genetisch-chronologische Studien im nördlichen Bereich des Inn- Chiemseegletschers

RODERICH HENRY & NORBERT RUDOLPH *)

Würm, chronology, ice recession, glacial and fluvioglacial deposits, Inn-Chiemsee-Glacier Germany, Bavaria

K u r z f a s s u n g : Aus einer detaillierten geomorphologischen Probekartierung (nach GMK 25) im Jungmoränengebiet nördlich des Chiemsees werden die genetisch-chronologischen Probleme der Vorlandfächer des Inn- und Achen (= Chiemsee-) Gletschers in ihrem nördlichen Kontakt- und Wirkungsbereich vorgestellt. Die Darstellung eines phasenhaften Nieder- und Rückschmelzens der würmzeitlichen Vorlandeismassen bestätigt oder differenziert teilweise die bisherigen Untersuchungen, teilweise werden sie aufgrund der Geländebefunde abgelehnt. Am Schluß sind die wesentlichen Ergebnisse thesenartig zusammengefaßt.

[Genetic-chronological Studies in the Northern Part of the Würm-Inn-Chiemsee-Glacier]

A b s t r a c t : The article presents the genetic-chronological ice recession problems of the Würm-Inn-Chiemsee-Glacier in the alpine foreland of South Germany (Chiemsee). Investigations made so far are partly confirmed, partly rejected by field observations within our „Detailed Geomorphological Mapping" according to GMK 25.

1. Einleitung

Bei einer Probekartierung nach der GMK 25 (Geomorphologische Kartierung — Richtlinien des „Arbeitskreises Geomorphologische Karte der BRD" zur Herstellung geomorphologischer Karten 1 : 25 000) im Jahre 1975 im Gebiet des nördlichen Inn-Chiemseegletschers haben wir neben methodischen Fragen der Kartenaufnahme und Kartengestaltung auch eingehend die genetisch-chronologischen Probleme der beiden Vorlandgletscher diskutiert.

Ohne auf die Methodik der Kartierung hier näher einzugehen, muß grundsätzlich betont werden, daß aus der GMK 25 nur dann neue Erkenntnisse zu erwarten sind, wenn das schon vorhandene Informationsmaterial (Luftbilder, Karten, Literatur) voll ausgeschöpft und durch eigene Feld- und Laborarbeiten überprüft bzw. ergänzt wird.

Speziell bei der Feldforschung ist es unerläßlich, alle geomorphologischen Formen und Formengruppen, sowohl nach ihren habituell-substantiellen, als auch nach ihren genetisch-chronologischen Aspekten sowie ihrer möglichen Überformung und Dynamik zu erfassen. Darstellungen, die diese kurz skizzierten Grundanforderungen an eine geomorphologische Kartierung nur unvollständig beachten, führen oft zu spekulativen Konstruktionen entgegen den Verhältnissen in der Landschaft. Dies wird für das Gebiet des Inn-Chiemseegletschers in den Veröffentlichungen von GRIPP & EBERS (1957) und HORMANN (1974) deutlich.

Die in den folgenden Abschnitten erläuterte genetisch-chronologische Entwicklung im Vorlandfächerbereich des Inn-Chiemseegletschers kann die bisherigen Forschungsergebnisse nur teilweise bestätigen. Neben den im Literaturverzeichnis genannten topographischen Karten standen uns die „Geologisch-morphologische Karte des diluvialen Inn-Chiemsee-Gletschers (1 : 100 000)" von TROLL (1924) und die in der Reihe „Landformen

*) Anschrift der Verfasser: Roderich H e n r y und Norbert R u d o l p h , Geographisches Institut der Universität des Saarlandes, D-6600 Saarbrücken 11.

im Kartenbild" erschienene Kartierung von RATHJENS zur Verfügung. Bei der Bezeichnung der Eisrandlagen und Schotterstufen stützten wir uns weitgehend auf diese beiden Autoren.

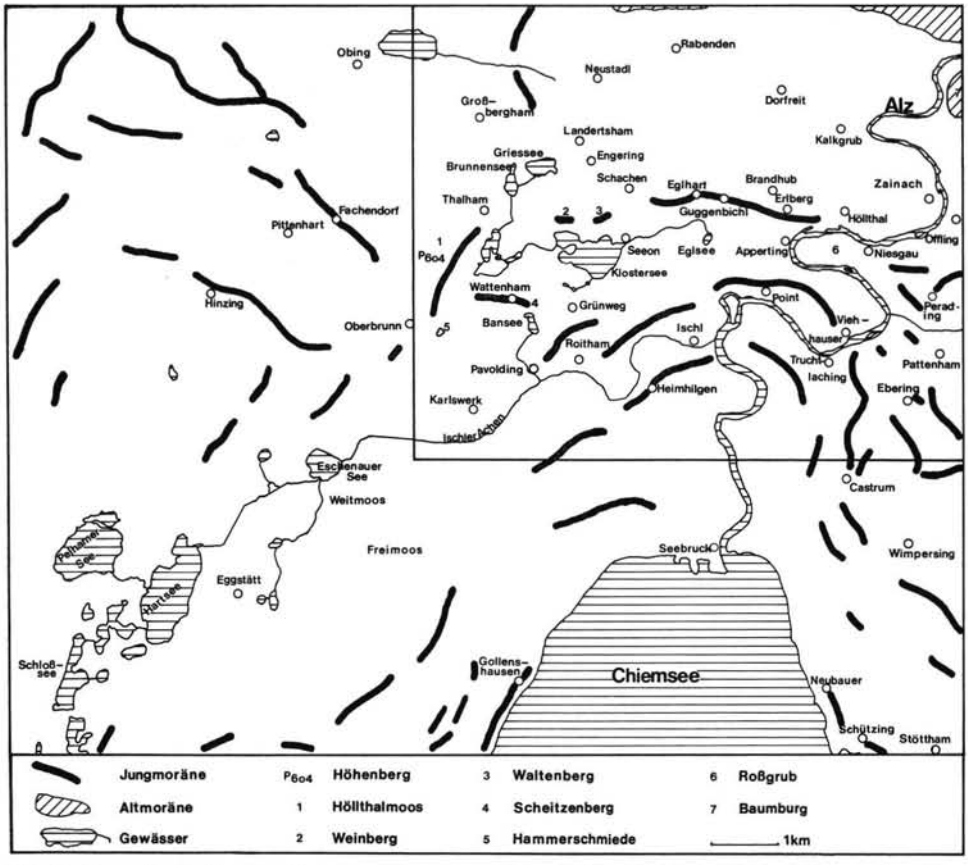


Abb. 1: Lageskizze des Kartierungsgebietes im Jungmoränengebiet des Inn-Chiemseegletschers.

2. Untersuchungsgebiet

Der geomorphologische Kartenausschnitt umfaßt das nördliche Jungmoränengebiet des Achen-(= Chiemsee-)Gletschers und den Grenzbereich zum bedeutend mächtigeren Inngletscher im Westen. Im Norden reicht noch der Südrand der Altmoräne in den Kartenausschnitt hinein (Abb. 1).

Das 500—600 m hoch gelegene Relief setzt sich aus wallförmigen, hintereinander gestaffelten Endmoränenzügen und flachwelligen Grundmoränenfeldern, aus Schotterflächen und Schotterterrassen, Kames und fluviatilen Erosionsterrassen, Toteisformen (teilweise mit Seen erfüllt oder verlandet) sowie aus ehemaligen, heute von Flach- und Hochmoor überdeckten, spätglazialen Seetonflächen zusammen.

3. Würmzeitliche Gletscherdynamik und Reliefgenese

3.1. Eisvorstoß und Ausbreitung des Inn- und Achengletschers

Das Einzugsgebiet des würmzeitlichen Inngletschers, des größten und längsten ostalpinen Gletschers, umfaßte das gesamte alpine Inntal bis in das obere Engadin. Die Hauptverbindung zum Achengletscher (Einzugsgebiet primär in den Kitzbühler Schieferalpen und den Chiemgauer Kalkalpen) bestand über die Walchsee-Furche in das Kössener Konfluenzbecken. Von beiden Gletschern zweigten Teilströme über die Wasserscheide bei Sachrang und die Dahlsen Alpe ins Tal von Aschau ab (Detailangaben über Eisverbindungen und Eishöhen s. u. a. KLEBELSBERG 1921; GANSS 1967, 1977; WEINHARDT 1973).

Die Haupteismassen des Inn- und Achengletschers, die durch das alpine Inntal bzw. Tiroler Achental nach Norden gelangten, breiteten sich mehr oder weniger fächerförmig im Vorland aus. Die deutliche Gliederung des Inngletscherzungenbeckens (TROLL 1924: 94) fehlt im Chiemseegebiet. Aus den bisherigen Aufnahmen des tieferen Untergrundes (WILHELM 1957, 1958; GANSS 1977: 212—217) lassen sich verschiedene Tiefenzüge erkennen. Sie sind präwürmzeitlich oder gar präglazial vorgezeichnet und entsprechen den Verlaufsrichtungen der Achengletscher-Teilströme.

Mit zunehmender Ausdehnung des Inn- und Achengletschers entstand zwischen den beiden unterschiedlichen Vorlandfächern eine breite Kontaktzone. Die von den Eisfronten ausgehenden Schmelzwässer schütteten mächtige Vorstoßschotterpakete auf, die durch das nachrückende Eis überfahren oder teilweise wieder ausgeräumt wurden. Aussagen über Dynamik und gegenseitige Zuordnung der beiden Gletscher während ihres Vorstoßes bis ins Alpenvorland sind sehr schwierig. Dies liegt einerseits an den völlig verschiedenen Relief- und Abflußverhältnissen in den Nährgebieten, andererseits aber auch an der Verbindung von Inn- und Achengletscher über das alpine Eisstromnetz.

Die von HORMANN (1974: 37) nachdrücklich betonte Erkenntnis, daß die großen Alpenvorlandgletscher (die durch ihre Eismächtigkeit bei zunehmender Schneegrenzendepression schließlich ausgedehnte tiefliegende Gebiete in ihr Nährgebiet einbezogen) später ihre maximale Ausdehnung erreichten als benachbarte kleinere Gletscher, ist grundsätzlich richtig. Sie kann jedoch auf die Ausdehnung und das Rückzugsverhalten von Inn- und Achengletscher nur soweit übertragen werden, wie sie in Einklang mit den Geländeverhältnissen steht. Hier ist vor allem die Verzahnung der glazialen Serien der beiden Vorlandfächer zu nennen.

3.2. Eisrückzug und Eiszerfall

3.2.1. Äußere Randlagen und ihre Schotterfelder

Der Schnaitsee/Seeoner Moränenzug (N Griessee) und der Eglharter Moränenzug kennzeichnen die äußeren nachweisbaren würmzeitlichen Randlagen des Inn- und Achengletschers in ihrem nördlichen Nahtbereich. Die sich anschließenden Schotterfelder der Neustadler und Brandhuber Stufe bilden die dazugehörigen höchsten würmzeitlichen Schotterniveaus im Kartenausschnitt. Moränenreste bei Engering und Landertsham, sowie Toteislöcher im Schotterfeld von Rabenden (E und NE Griessee) deuten auf die Fortsetzung des Schnaitsee/Seeoner Moränenbogens nach Süden und/oder eine frühere Randlage des Achengletschers. Geländebefunde für eine Verbindung zu HORMANNS (1974: 42—43) A_1-Randlagen fehlen. Außerdem ergibt sich aus den zufälligen Umrissen der Toteisformen N des Höhenberges (P_{604}) noch keine dem Achengletscher zuzuordnende Randlage. Die Kontaktzone der beiden Gletscher kann von der nördlichen Seeoner Eiszerfall-Landschaft und der Mittelmoräne des Höhenberges weiter nach SW verfolgt werden. In diesem Kon-

taktbereich berührten sich die beiden Eisfächer, wobei eine randliche Überschiebung des mächtigeren Inngletschers über den kleineren Achengletscher nicht auszuschließen ist. Auf den Einfluß des Inngletschers im Gebiet des Achengletschers auch außerhalb der Alpen weist Geschiebe aus dem Nummulitensandstein von Neubeuern hin, das bis in die Gegend von Prien und Breitbrunn gefunden wurde (Ganss 1953: 99 und frdl. Mitteilung 1975, 1977; Geist u. a. 1953: 299).

Mit dem Rückschmelzen der Eismassen von den äußeren Randlagen begann der von einzelnen Eisrandoszillationen unterbrochene Zerfall der würmzeitlichen Vorlandfächer. Gleichzeitig setzte die Zerschneidung der Jungmoränenwälle und der Schotterfelder ein. Der Fachendorf/Frabertshamer Moränenzug und sein anschließendes Rabendener Schotterfeld bilden den ersten markanten Rückzugsstand des Inngletschers im Kartenbereich. Eine entsprechende Randlage des Achengletschers ist der Wein- und Waltenberg (N Seeon) und ihr nach Norden in die Rabendener Stufe auslaufender Übergangskegel, sowie die Moränen bei Perading mit dem sich anschließenden Schotterfeld von Offling. Damit wird die seit Troll (1924: 37, 80) bestehende Auffassung einer gemeinsamen Hauptniederterrasse im unmittelbaren Anschluß an die Endmoränen beider Gletscher nicht übernommen. In dieser Zeit wurde das im Gebiet des Brunnen- und Griessees verbliebene Toteis umschottert. Nach den morphologisch-sedimentologischen Untersuchungsergebnissen handelt es sich bei dem Rücken zwischen den beiden Seen um Kames (Rathjens 1968: 9—10) und nicht um ein Os (Ebers 1957: 32).

Das folgende phasenhafte Zurückweichen des Eises wird im Schottergebiet N der Eglharter Randlage durch die beiden Trockentalniveaus der 1. und 2. Dorfreiter Stufe (modellhaft entwickelte Trompetentälchen), sowie die zahlreichen Kamesterrassen im Bereich des Seeoner Kesselfeldes und die obere Terrassenfläche am Scheitzenberg (SW Seeon) markiert. Schmelzwässer des von der Fachendorfer Moräne zurückweichenden Inngletschers flossen über einen Paß (ca. 561 m) im Süden des Höllthalmooses und die Thalhamer Fläche in das Seeoner Toteisgebiet und von dort mit Achengletscherschmelzwässern über die Niveaus der 1. und 2. Dorfreiter Stufe nach NE.

Der Achengletscher befand sich zu dieser Zeit im Bereich der Roithamer Moräne (Troll 1924: 80—81). Mit der Tieferlegung von Dorfreit 1 auf Dorfreit 2 fiel die Entwässerungsrinne bei Guggenbichl trocken und es blieben nur noch die Abflüsse bei Schachen, Erberg und an der Alz in Funktion.

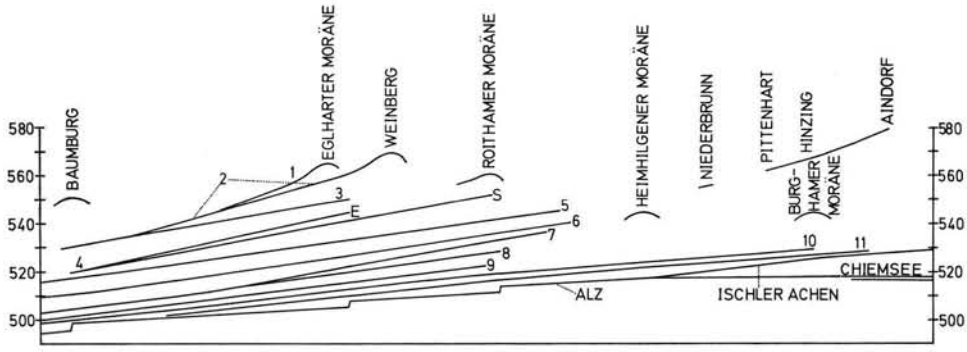


Abb. 2: Schematisiertes Längsprofil der Schotterflächen und der Terrassen entlang der Alz und der Ischler Achen vom Kartenausschnitt im NE bis zum Chiemsee. 1 = Neustadler-Brandhuber Stufe, 2 = Rabendener Stufe, 3 = 1. Dorfreiter Stufe, 4 = 2. Dorfreiter Stufe (E = Erlberg, S = Schachen), 5 = Höllthaler Stufe, 6 = Appertinger Stufe, 7 = Grünweger Stufe, 8 = Niesgauer Stufe, 9 = Zainacher Stufe, 10 = Ischler Stufe, 11 = Truchtlachinger Stufe.

3.2.2. Übergang von der vorwiegend zentrifugalen zur peripheren Entwässerung

Durch das austauende Toteis zwischen Höhenberg und Niesgau wurde nun eine periphere Rinne frei. Über die Kamesterrassen SE des Höhenberges und E des Scheitzenberges, sowie über das niederschmelzende Toteis im Gebiet zwischen Bansee und Hammerschmiede flossen die Schmelzwässer des Inngletschers (Hinzinger Moräne, Pittenharter Schotterfläche) zwischen Eglharter- und Roithamer Moräne nach E. Zusammen mit Schmelzwässern des Achengletschers (Pattenhamer Fläche) strömten diese nun über die Höllthaler Stufe nach N.

Das tiefere Appertinger Hauptniveau, das zwischen Wattenham und der Alz eine breite Erosionsstufe bildet, kennzeichnet einen zweiten Abschnitt der peripheren Entwässerung. Das Schotterfeld von Ebering ist das entsprechende Niveau E der Alz. Die Entwässerung nach N erfolgte über die Appertinger Stufe.

Bei Oberbrunn befand sich zu dieser Zeit schon ein kleiner Eisstausee. Deltastrukturen am Ostrand des Pittenharter Schotterfeldes, sowie teils mit Schluffen und Sanden vermischte tonige Ablagerungen weisen auf diesen Eisstausee hin, der sich mit dem Nieder- und Rückschmelzen des Eises nach S und E erweiterte.

Nach dem Rückzug des Inngletschers von der Hinzinger Moräne fielen das Pittenharter Schotterfeld und dann auch die periphere Appertinger Fläche trocken. Die in das Appertinger Niveau eingetiefte Rinne der Grünweger Stufe markiert noch einen kurzfristigen Abfluß des Eisstausees im Banseegebiet. Im Bereich von Niesgau vereinigte sich der Abfluß der Grünwegrinne mit Schmelzwässern aus dem Truchtlachinger Bereich und floß über die Grünweger Stufe nach N ab.

Nach HORMANN (1974: 45—46) erreichte der Inngletscher sein Hauptmaximum (Fachendorfer Moräne) nach der Roithamer Rückzugsrandlage des Achengletschers. HORMANN verband dabei den Fachendorfer Moränenzug über die Wattenhamer Randlage mit Moränen W und E Truchtlaching und subaquatischen Rücken im östlichen Chiemseebecken. Gegen diese zeitliche Abfolge und ausgedehnte Inngletscherüberschiebung nach E (J_2, J_3) sprechen folgende Überlegungen und Geländebefunde:

1. Eine Korrelation der Moränenzüge des Inngletschers mit Randlagen E der Alz und Rücken im Chiemsee ist ohne klare Verbindungsstücke nicht möglich. Letztere sind nach unseren Geländeaufnahmen (Relief, oberflächennaher Untergrund) nicht vorhanden. Bei HORMANNS J_2- und J_3-Randlagen handelt es sich um Moränenrücken verschiedenen Alters des Achengletschers, die teilweise sekundär überformt sind. Nur aufgrund der Verlaufsrichtungen einzelner, teilweise später veränderter Reliefelemente lassen sich nach unserer Auffassung keine Gletscherrandlagen konstruieren. Der subaquatische Rücken im östlichen Chiemsee (J_2), der genau auf die Moränengabelung bei Schützing-Neubauer/Stöttham gerichtet ist, legt eine Erklärung als Gletscherkerbspur nahe.

2. Die Schotterfelder, die sich an die J_2-Randlage von HORMANN (1974) anschließen, weisen völlig verschiedene Niveaus auf und sind teilweise ineinander geschachtelt (z. B. die Dorfreiter Stufen im Rabendener Schotter N der Eglharter Moräne, sowie die noch tiefer liegenden Stufen von Höllthal/Pattenham und Apperting/Ebering). Aufgrund der Höhendifferenzen der Schotterniveaus der Fachendorfer Randlage (Rabendener Stufe) und der Roithamer Randlage (Dorfreiter Stufen; HORMANNS A_3), kann letztere nicht älter, sondern muß (nach allgemein für das Alpenvorland noch anerkannten glazialmorphologischen Grundsätzen) jünger als die Fachendorfer Randlage (HORMANNS J_2) sein.

3. Die von HORMANN (1974: 43) vermutete Fortsetzung seiner J_3-Randlage unter dem Freimoos (um damit eine Verbindung zum Rücken im Chiemsee S Gollenhausen zu erhalten) ist durch die schon viel früher vorgenommenen Mooraufnahmen der BAYERISCHEN

Landesanstalt für Bodenkultur und Pflanzenbau (1954, 1957) als nicht existent nachgewiesen. Aus den genannten Aufnahmen sind nur SW—NE gerichtete Erhebungen von wenigen Metern aus Kiesen, Grobsanden und Tonen erkennbar.

3.2.3. Entwicklung nach dem Eisrückzug von der Roithamer Randlage

Eindeutige Eisrandlagen, mit denen die nach der Appertinger Stufe angelegten Niveaus zu verbinden wären, fehlen. Die einzelnen Schotterniveaus (Niesgauer-, Zainacher-, Ischler- und Truchtlachinger Stufe) lassen auf phasenhaftes Niedertauen der Gletscher schließen. Die beiden Alzterrassenniveaus von Niesgau und Zainach (527 bzw. 522 m bei Viehhauser) müssen einer Eisrandlage südlich der Roithamer Moräne entsprechen, da sie weiter im N deutlich unter dem Grünweger Niveau liegen. Ihre Fortsetzungen zu der einzigen in Betracht kommenden Eisrandlage von Heimhilgen fehlen. Sie sind entweder durch jüngere Bildungen ersetzt oder, wie das Höllthaler Niveau im Bansee-Hammerschmiede-Bereich, auf Eis abgelagert und später ausgetaut. Hinweise für letztere These geben die beiden aus Schottern aufgebauten Kuppen S Point, die dann als Kames anzusehen wären.

Die erste nachweisbare Verbindung zwischen dem Frei/Weit-Moos und der Alz bei Truchtlaching bildet die Ischler Stufe, über die auch noch zu dieser Zeit Schmelzwässer des Inngletschers zur Alz gelangten. Im Frei/Weit-Moos, sowie im Süden der Heimhilgener Moräne befanden sich Seeflächen, die durch Tonablagerungen bis in eine Höhe von 530 m belegt werden. Im Bereich der heutigen Alz bestand ein möglicher Abfluß der südlichen Seefläche, der sich schließlich auch zum Hauptabfluß entwickelte.

Durch die Tieferschaltung der Entwässerung vom Ischler- auf das Truchtlachinger Niveau erfolgte eine Absenkung des Seespiegels im Frei/Weit-Moos-Gebiet. In die breite Talsohle der Ischler Stufe wurde eine schmale Rinne eingeschnitten, in der die heutige Ischler Achen fließt. Bei Truchtlaching vereinigten sich die Abflüsse von W und SE (Tal von Castrum). Das heute gestörte Gefälle vom Erlstätter Trockental über Egerer, Wimpersing und Castrum bis nach Truchtlaching ist auf später austauendes Toteis zurückzuführen. Das Abbrechen dieses Schotterstranges in einer Kamesterrasse nach W (N Chieming) weist auf damals noch vorhandenes Eis im Chiemsee hin. Durch die allmähliche Tieferlegung des Abflusses bei Ischl wurde der Seespiegel südlich der Heimhilgener Moräne bis auf das rezente Niveau (518 m) abgesenkt. Damit war der Chiemsee in seinen wesentlichen Umrissen entstanden.

Im Seeoner und Appertinger Bereich taute das noch vorhandene Toteis nach und nach aus. Es entstanden die heutigen Hohlformen. Südlich der Wattenhamer Randlage bildete sich das von Moränen und Kames durchsetzte Toteisrelief, das weitgehend von Moor bedeckt ist. Die Toteisformen bei Viehhauser und die Roßgrub belegen, daß noch nach der Bildung der Niesgauer bzw. Zainacher Stufe Eis im Untergrund vorhanden gewesen sein muß. Wahrscheinlich tauten die letzten Reste erst aus, als die Alz schon ihren jetzigen Verlauf hatte. Dies bestätigen zwei ca. 20 m breite und 5 m tiefe Hohlformen SW der Roßgrub am Alzufer. Aufgrund ihrer Lage zur Alz, sowie Ausdehnung und Form, ist weder eine Entstehung durch den Fluß, noch durch anthropogene Einflüsse vorstellbar.

Der Moränenzug von Heimhilgen (Ölkofener Stadium nach Troll 1924: 86—87; W_1 nach Knauer 1935: 34; A_4 nach Hormann 1974: 44—45) unterscheidet sich von den vorausgegangenen Randlagen sehr wesentlich. Die Oberflächengestalt ähnelt dem Grundmoränengebiet um Großbergham. Ansätze zu Übergangskegeln sind nicht nachweisbar. Gerade die so interpretierbaren Flächen (z. B. S Pavolding und Roitham) sind mit Seetonen bedeckt. Die größtenteils aus stark lehmigem Material zusammengesetzten Moränen tragen streckenweise dieselbe Auflage. Eine genetische Erklärung des Heimhilgener Moränenzuges wäre seine Ablagerung in einen Eisstausee, der über die genannten Terras-

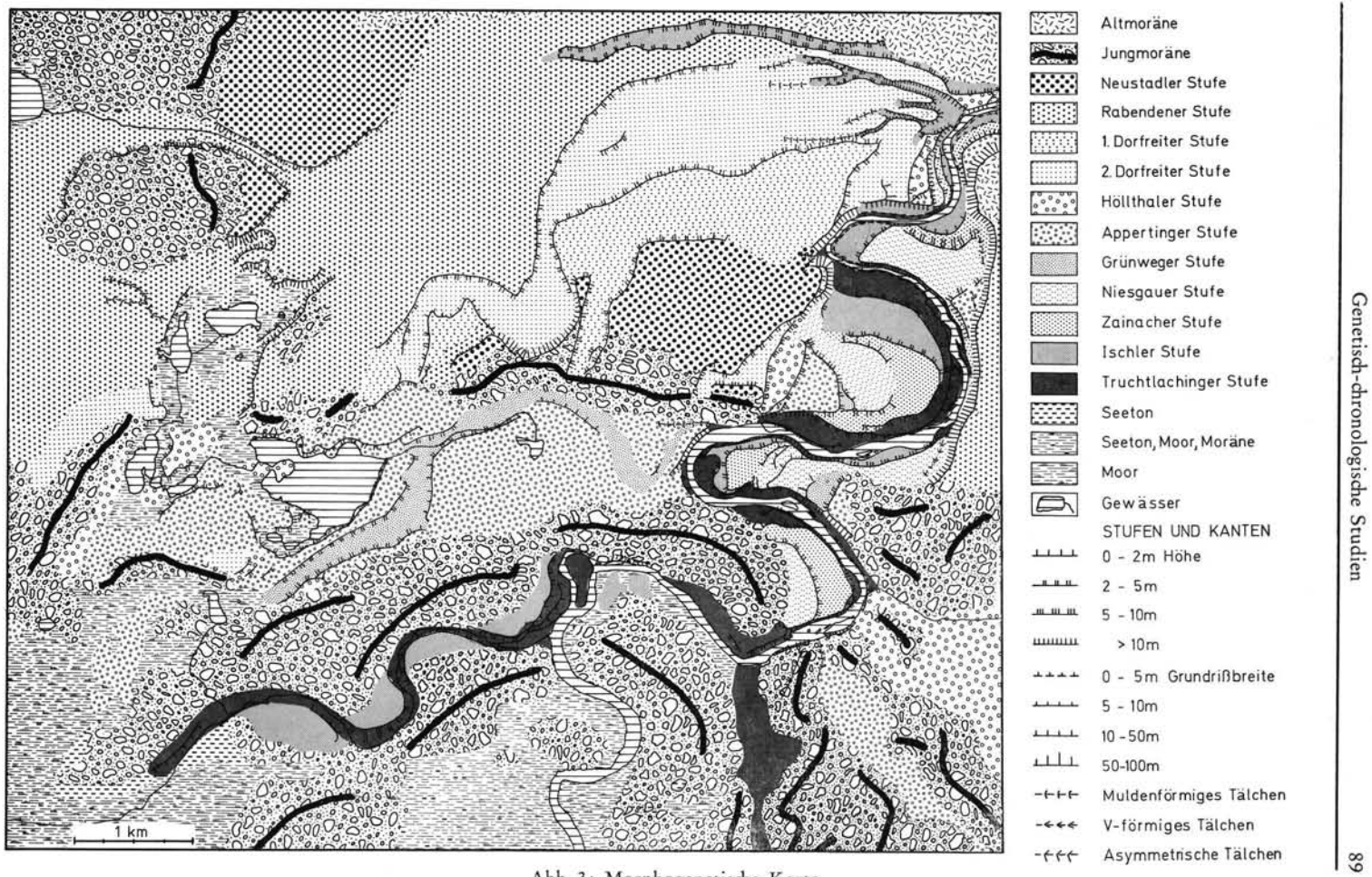


Abb. 3: Morphogenetische Karte.

senstufen abfloß. Diese Lösung muß jedoch wegen der Lage der Seetonvorkommen, die höher liegen als die Ansatzfläche der Niesgauer Stufe bei Viehhauser, ebenfalls ausscheiden.

Auch die Ausführungen von GANSS (1977: 159, 160, 183) und die von HORMANN (1974) angebotene Lösung (A_4 jünger als J_4) liefern für dieses Problem keine neuen Argumente. Außerdem gibt es für eine Reaktivierung des Achengletschers, dessen Verbindung zum Nährgebiet nach der Roithamer Randlage gestört und schließlich unterbrochen war, in der von HORMANN angenommenen Ausdehnung keine Geländebefunde. Die Erhaltung seiner auf dem Seegrund angenommenen „Wallmoränen" trotz Ablagerung auf niedertauendes Toteis, Überformung durch Schmelzwässer der beiden Gletscher und einer Überfahrung durch den erneut vorstoßenden Achengletscher, sowie dem Absinken auf den rezenten Seegrund ist schwer vorstellbar.

Nach unseren Geländeaufnahmen ist eine Erklärung des Heimhilgener Moränenzuges als Rückzugsrandlage der würmzeitlichen Alpenvorlandvergletscherung (TROLL 1924: 86—87) nicht möglich. Aufgrund der engen Begrenzung des Kartierungsgebietes möchten wir jedoch weiterreichende Schlußfolgerungen, etwa im Sinne KNAUERS (1935: 34) nicht ziehen.

4. Ergebnisse

Als Ergebnisse der geomorphologischen Kartierung hinsichtlich der genetisch-chronologischen Verhältnisse im Bereich des nördlichen Inn-Chiemseegletschers können folgende Hauptthesen genannt werden:

1. Die geomorphologische Formenschatzkartierung TROLLS (1924) ist in ihren Grundzügen für den Bereich des Kartenblattes weiterhin gültig.

2. Die bisherige Auffassung (seit TROLL 1924: 37, 80) einer gemeinsamen Hauptniederterrassenstufe von Inn- und Achengletscher wird für das Gebiet der Karte abgelehnt, da dem Rabendener Schotterfeld des Inngletschers eine Schotterstufe des Achengletschers entspricht, die ebenfalls mit einer ersten Rückzugslage verknüpft werden kann.

3. Insgesamt konnten 11 deutlich unterscheidbare Schotterflächen- und Terrassenniveaus festgestellt werden.

4. Der entscheidende Einfluß der Inngletscherschmelzwässer bei der Bildung verschiedener peripherer Schotterstufen und Schotterterrassen im westlichen Achengletschergebiet und an der Alz ist bisher zu wenig berücksichtigt worden.

5. Es sprechen alle Anzeichen dafür, daß mit dem Rückzug des Eises von der Roithamer Moräne nur noch ein phasenhafter Eiszerfall stattgefunden hat. Die Heimhilgener Moräne wird nicht als Rückzugsmoräne der letzten Vergletscherung angesehen.

6. Ein zusammenhängender spätglazialer Vorläufer des Chiemsees mit einer Spiegelhöhe von 535 m (TROLL 1924: 98—99) hat nicht bestanden, sondern es hat sich um mehrere randliche Eisstauseen gehandelt.

7. Die Geländebefunde schließen das „neue Modell des würmzeitlichen Inn-Chiemseegletschers" von HORMANN (1974) aus.

Schriftenverzeichnis

BAYBERGER, E. (1888): Der Chiemsee — Teil I. — Mitt. Ver. Erdkde., **28**: 1—75, Leipzig.

— (1889): Der Chiemsee — Teil II. — Mitt. Ver. Erdkde., **29**: 1—103; Leipzig.

BAYBERGER, F. (1882): Der Inngletscher von Kufstein bis Haag. — Petermanns geogr. Mitt., Erg.-Bd., **70**: 1—67; Gotha.

BAYERISCHE LANDESANSTALT FÜR BODENKULTUR UND PFLANZENBAU (1954, 1957): Unveröff. Mooraufnahmen im Weit- und Freimoos, Seeoner Seengebiet, Bansee-Hammerschmiede-Karlswerk, Heimhilgen Süd. München.

Ebers, E. (1957): Das Gletschertor von Seeon. — Mitt. geogr. Ges. München, **42**: 24—35; München.

Ganss, O. (1953): Neue Beobachtungen am würmzeitlichen Chiemseegletscher. — Geologica Bavarica, **19**: 94—194; München.

— (1967): Erläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 25 000 Blatt Nr. 8240 Marquartstein. — 276 S.; München.

— (1977): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000 — Erläuterungen zum Blatt Nr. 8140 Prien am Chiemsee und zum Blatt Nr. 8141 Traunstein. — 344 S.; München.

Geist, F. (1953): Über Leitgeschiebe im Inngletscherbereich. — Geologica Bavarica, **19**: 297—299; München.

Glückert, G. (1973): Toteisgebiet zwischen Rimsting und Eggstätt an der Naht des Inn- und Chiemsee-Vorlandgletschers (Obb.). — Mitt. geogr. Ges. München, **58**: 45—51; München.

Graul, H. (1957): Sind die Jungmoränen im nördlichen Alpenvorland gleichaltrig? — Petermanns geogr. Mitt. Erg.-Bd., **262**: 209—212; Gotha.

Gripp, K. & Ebers, E. (1957): Die Grenze von Inn- und Chiemseegletscher und die glazialmorphologische Kartenanalyse. — Petermanns geogr. Mitt., Erg.-Bd., **262**: 227—229; Gotha.

Hormann, K. (1974): Ein neues Modell des würmzeitlichen Inn-Chiemseegletschers. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **25**: 35—47; Öhringen.

Klebelsberg, R. v. (1921): Glacialgeologische Notizen vom bayerischen Alpenrand — Teil VI. — Z. Gletscherkde., **13**: 8—21; Innsbruck.

Klink, H. J. (1973): Räumliche Elemente des Jungmoränen-Alpenvorlandes erläutert an Luftbildern aus dem Chiemseegebiet. — Naturräumliches Gefüge im Luftbild, **11**: 63—77, Bad Godesberg.

Knauer, J. (1935): Die Ablagerungen der älteren Würmeiszeit (Vorrückphase) im Süddeutschen und Norddeutschen Vereisungsgebiet. — Abh. geol. Landesunters. Bayer. Oberbergamt, **21**: 1—65; München.

— (1937): Widerlegungen der Einwendungen C. Trolls gegen die Vorrückungsphase der Würmeiszeit. — Mitt. geogr. Ges. München, **30**: 1—38; München.

— (1941): Zur Theorie der „überfahrenen" Würmendmoränen. — Mitt. Reichsst. Bodenforsch., Zweigst. München, **37**: 3—19; München.

Kraus, E. & Ebers, E. (1965): Die Landschaft um Rosenheim. — 244 S.; Rosenheim.

Penck, A. & Brückner, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. — 3 Bände, 1199 S.; Leipzig.

Rathjens, C. (1968): Geomorphologische Beschreibung (der Eiszerfall-Landschaft bei Seeon, nördlich des Chiemsees). — In: Landformen im Kartenbild, **V, 2** — Alpenvorland: 5—11; Braunschweig.

Troll, C. (1924): Der diluviale Inn-Chiemsee-Gletscher. — Forsch. dt. Landes- u. Volkskde., **23-1**: 1—121; Stuttgart.

— (1925): Rückzugsstadien der Würmeiszeit im nördlichen Vorland der Alpen. — Mitt. geogr. Ges. München, **18**: 281—292; München.

— (1936): Die sog. Vorrückphase der Würmeiszeit und der Eiszerfall bei ihrem Rückzug. — Mitt. geogr. Ges. München, **29**: 1—38; München.

Weinhardt, R. (1973): Rekonstruktion des Eisstromnetzes der Ostalpennordseite zur Zeit des Würmmaximums mit einer Berechnung seiner Flächen und Volumina. — Heidelberger geogr. Arb., **38**: 158—178; Heidelberg.

Wilhelm, F. (1957): Die Seeoner Seengruppe. — Mitt. geogr. Ges. München, **42**: 35—48; München.

— (1958): Die Neuauslotung des Chiemseebeckens. — Münchner geogr. H., **15**: 1—50; Kallmünz - Regensburg.

Karten

1 : 5000 — Höhenflurkarten: Blätter SO VII—IX, 28—31.

TK 1 : 25 000: Blätter 7940 Obing, 7941 Trostberg, 8040 Eggstätt, 8041 Traunstein.

TK 1 : 50 000: Blätter L 7940 Trostberg, L 8140 Traunstein.

TK 1 : 100 000: Blätter C 7938 Mühldorf, C 8338 Rosenheim.

Orohydrographische Ausgaben: TK 1 : 50 000, TK 1 : 100 000.

Manuskript eingeg. 14. 2. 1978.

Eiszeitalter u. Gegenwart	28	92—108 4 Abb., 5 Taf.	Öhringen/Württ. 1978

Die Entstehung von Geröll-Osern (Esker)

KARL GRIPP *)

Ice-bordered channels, subglacial tunnels, hydrostatic pressure, esker

Zusammenfassung: Die Entstehung der von TANNER für die Bildung von Geröll-Osern postulierten Kanäle mit Eiswänden wird durch Schwinden des Tunnel-Daches von unten und oben gedeutet. Der am Tunnel-Ausgang stoßweise auftretende hohe hydrostatische Überdruck bestimmt die Höhe der Os-Aufschüttung. Beim Schwinden des Inlandeises neben dem Os verbleiben unter dem Hangschutt Toteis-Leisten (HOPPE 1952). Deren breiter unterer Teil läßt an der Flanke des Oses vorübergehend eine Stufe entstehen, auf der Wasser und Wind feinkörnigen Hangschutt neu sedimentieren. Durch Schwund der Reste der Toteis-Leisten entstehen bezeichnende Lagerungsstörungen.

[The Origin of Pebble Eskers]

Abstract: The formation of ice-bordered channels essential to the emergence of eskers according to V. TANNER is caused by melting of the roof of the subglacial tunnels both from below and from above. Intermitting high hydrostatic pressure in the tunnelsystem by snow-melting in early summer determines the thickness of the esker-deposits. When the ice melts down on both sides of the esker talus of the slopes covers ledges of dead-ice (HOPPE 1952). The broad lower part of the buried ice causes steps on the slopes of the esker for a time. Fine grained detritus is deposited by wind and water action. When the remnants of the dead-ice melt these deposits are disturbed in a characteristic manner.

1. Einleitung

Die Geographen PRICE (1973), EMBLETON & KING (1975) und SUGDEN & JOHN (1976) haben über zahlreiche Beobachtungen an rezenten „Eskern" berichtet. Auch das Vorkommen von Eisleisten an deren Seiten wird erwähnt (SUGDEN & JOHN 1976: 328). Aber die Folge der einzelnen Vorgänge bis zum heutigen Zustand eines Geröll-Oses wird nicht aufgezeigt. Daher soll nachstehend erörtert werden, wie weit für einen Geologen die Vorgänge bei Aufschüttung und Abtrag eines solchen Oses geklärt sind.

Da bei den am Rande des Inlandeises auf dem Lande abgelagerten Osern das Grundgeschehen am einfachsten gewesen sein dürfte, soll deren Entstehung untersucht werden. Hierzu wurden Oser in Finnland, Süd-Schweden und auf den dänischen Inseln besucht. Den Kollegen A. Berthelsen, Kopenhagen, Å. Hillefors, Lund, Steen Sjörring, Kopenhagen, und K. Virkkala, Helsinki, bin ich für Führungen im Gelände, Hinweise und Überlassung von Literatur sehr zu Dank verpflichtet.

2. Die Vielfalt der Anschauungen über die Entstehung von Geröll-Osern

Britische Geographen behandelten die Frage nach der Entstehung der Oser (Esker) eingehend. PRICE (1973) studierte z. T. aus mit mehrjährigem Abstand aufgenommenen Luftbildern die Oser des Casement Claciers (Alaska). Leider ist dies ein von Schutt überdeckter Gletscher. Daher konnte die Frage, ob der Os-Schutt supra-, in- oder subglazial abgelagert war, nicht entschieden werden. Unerörtert blieb, wie weit das in den Eskern beobachtete Eis Unterlage oder seitlich des Oses überschüttetes Rest-Eis war. Solches hatte HOPPE (1953) bekannt gemacht. Zudem entspricht Fig. 58.1 bei PRICE in der Verteilung

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. K. Gripp, Klosterstraße 22, 2400 Lübeck.

des Schuttes und der doppelten First-Reihe im Endstadium nicht dem, was die Natur aufzeigt. Hier, wie bei den vom gleichen Autor auf Island untersuchten Osern, fehlen leider Angaben über die Breite des Zehrgebietes und vor allem über die Höhenlage der obersten Bachschwinden, die den Überdruck bedingen.

EMBLETON & KING (1975: 493) äußern sich folgendermaßen: Eskers which originate on the ice... have ice-cores. Others are laid down englacially or subglacially and may have been built up within the ice to the level of the englacil watertable. ... Most eskers were probably deposited in channels within or beneath stagnant ice. SUGDEN & JOHN (1976: 281—291) haben eingehend über das Verhältnis von Wasser und Eis im Tunnel-System berichtet. Auf S. 325—331 werden die Esker behandelt. Die Ergebnisse von TANNER und HOPPE sowie neuere Literatur werden verwertet. Aber in der Zusammenfassung S. 330 lesen wir: Eskers form only when stream velocity is falling... Some eskers may form in tunnel in the late summer and be destroyed during the following early summer flood. Bei PRICE (1973), SUGDEN & JOHN (1976) sowie EMBLETON & KING (1975) wird weitgehend lokales und momentanes Geschehen als während längerer Zeiträume eingetreten erachtet. Die Änderungen während des Jahresablaufes werden nicht oder unrichtig bewertet. Ungesicherte Möglichkeiten wie stagnant ice werden überbewertet. Am Eisrand wechselt jedoch nach heutigem Wissen heftiges Fließen des Eises mit langsamem Fließen und teilweise vorübergehendem Stillstand ab. Auch der Geologe WEST (1972: 34) berichtet: Eskers can not occur during the advance of ice and they are therefore a sign of ice stagnation, being formed during the thinning and stagnation of the terminal zone of the ice, when meltwater was abundant. Ebenda wird für einen Esker in Norfolk angegeben: A creavasse formed where stagnation ice was under pression on the brown (Augenbraue, Stirn) of a ridge, was filled... by a stream.

Für die Oser auf dänischem Gebiet nahm HANSEN (1965: 70) an, sie seien in einem Gürtel von Toteis in Tunneln und Spalten entstanden. Horizontal liegende Schotter im Os-Kern werden als Alpha-Lagen, die (nur bei Aufpressungs-Osern vermuteten) steil einfallenden Schichten an den Flanken der Oser als Beta-Lagen bezeichnet. Damit scheint erstmalig die primäre Kern-Füllung vom sekundären Hangschutt getrennt worden zu sein.

Für RASMUSSEN (1966: 97—99) wurden die von Schmelzwässern erzeugten Tunneltäler später von Eiszungen erfüllt. Darin entstanden in bedeutend kleineren Tunneln die Oser. Dies geschah teilweise im Toteis, von dessen Oberfläche fließende Grundmoräne auf das Os gelangen konnte.

Aus Schweden liegt die letzte Zusammenfassung über Rullstensasarnas bildningssätt in MAGNUSSON & LUNDQUIST & REGNÉLL (1963: 449 f.) vor. Danach gelangte Schmelzwasser auf den Grund des Inlandeises. Infolge dessen großer Mächtigkeit stand das Wasser dort unter starkem Druck. Es konnte daher in Tunneln Höhen überschreiten und Gesteinsschutt verfrachten. Dieser blieb liegen, wo der hydrostatische Überdruck nachließ.

Nach der von TANNER (1937: 452) vertretenen Anschauung sollen die Oser Finnlands in supraglazialen Eiskanälen abgelagert sein.

In deutscher Sprache erörterten WAHNSCHAFFE & SCHUCHT (1921: 202—215) eingehend die Entstehung der Oser. Sie wiesen darauf hin, daß nach KORN (1913) Oser an den Ufern von Schmelzwasser-Rinnen in Toteis entstanden. Wenn das Dach der später „Tunneltäler" genannten Wasserläufe einbrach, entstanden Spalten, in denen subglazial Wässer flossen, die Oser aufschütteten. Also seit damals: Toteis, Spalten und Tunnel in Tunnel! 1948 vertrat v. KLEBELSBERG (1948: 293—294) abwägend die Ansicht, Oser seien in- und subglazial entstanden. Ablagerungen in inglazialen Tunneln würden von fließendem Eis verschleppt, daher seien Oser bei relativer Ruhelage des Eises, also nicht in vorrückendem Eis, aufgebaut. Solches könne zudem nur bei abgebremstem Fließen des Wassers geschehen.

Zur Entstehung der Oser seien noch die Ansichten von zwei Autoren wiedergegeben. SCHWARZBACH (1964: 241) schreibt: „Als schmale, manchmal einem Eisenbahndamm ähnliche und mehrere Kilometer lange Hügelrücken erscheinen heute die Sand- und Kiesablagerungen der pleistozänen subglazialen Flußrinnen." RICHTER (1971: 189) definiert Oser „als langgestreckte Wallberge, die auf oder zwischen Toteismassen entstanden." In dem jüngsten deutschen Schrifttum heißt es bei WOLDSTEDT & DUPHORN (1974: 33): Oser sind als Ablagerungen subglaziärer Schmelzwasserflüsse in Eistunneln und -spalten aufzufassen. LIEDTKE (1975: 33) meint: Oser seien supraglazial oder in- und subglazial zu einer nicht mehr bewegten Inlandeismasse aufgeschüttet worden.

Diese Übersicht bekundet, daß die für die Entstehung von Osern grundlegenden Vorgänge noch nicht aus einer Vielfalt von Vorgängen und Deutungen herausgeschält sind. Um dies nach Möglichkeit zu erreichen, sei der einfachste Os-bildende Vorgang untersucht. Dieser ist nicht bei Talgletschern zu erwarten, sondern in der Randzone des auf festem Untergrund fließenden Inlandeises, z. B. an den Geröll-Osern Finnlands, Schwedens und einiger angrenzender Gebiete.

Von rezenten Osern werden die Beobachtungen auf Island (TODTMANN 1960, HOPPE 1953) und Spitzbergen (KOSIBA 1960, ROTNICKY 1960; SZUPRYCZYNSKI 1965) im Text herangezogen.

3. Entstehung und Aufbau eines Geröll-Oses

Die Geschichte eines Geröll-Oses umfaßt zwei Abschnitte: A u f b a u durch Schmelzwässer im Randbereich des Inlandeises und Z e r f a l l bei Schwinden des Landeises und nachfolgendem periglazialen Geschehen.

Geröll-Oser sind Ablagerungen von Schmelzwasser-Bächen, die das Inlandeis von der Oberfläche bis zum Untergrund in einem Tunnel-System durchflossen haben. Nur an der Basis des Eises nahmen sie Schutt aus der Untermoräne und gegen den Eisrand hin auch aus der Grundmoräne auf [1]). Durch zeitweise aufgetretenen erheblichen hydrostatischen Überdruck wurde dieser Gesteinsschutt weiter verfrachtet.

3.1. Die Grundbedingungen der Aufschüttung

1. Offenbleiben des Röhren-Systems;
2. Hochgelegenes Zehrgebiet, um zeitweise erheblichen Überdruck in und am Ausgang des Tunnelsystems zu haben;
3. Ein langer distaler Teil des subglazialen Tunnels, in dem Gletscherschutt vom Schmelzwasser aufgenommen werden kann und
4. Anhäufung des verfrachteten Schutts vor und hinter dem Tunnelende.

3.1.1. Schmelz- und Regenwasser

sammelte sich im Zehrgebiet des Inlandeises in flachen Senken zu Seen und Eissümpfen. In Bächen floß es von dort weiter. Die Hauptmenge des Schmelzwassers entstand durch die schnelle frühsommerliche Schneeschmelze.

3.1.2. Gletschermühlen

Schon im oberen Teil des Zehrgebietes fiel Wasser in Schwinden (Gletscher-Mühlen). Deren Höhenlage bestimmte den höchstmöglichen Wasserspiegel und damit das Ausmaß des am Tunnelende entstehenden Überdrucks.

---

1) TODTMANN (1960: 57) erörtert die Möglichkeit, daß Wässer abwechselnd in- und subglazial flossen. Die Verfasserin hat anscheinend nicht Eis u n t e r dem Os von Resteis an dessen Flanke unterschieden. Siehe deren Abb. 23 und 34. In den Abb. 62 und 64 werden subaerische Abschnitte weiterhin inglazialer Bäche abgebildet. Hier dürfte es sich um örtlich bedingte Sonderfälle handeln.

3.1.3. Die Schmelzwässer

Die Wässer an der Oberfläche des Eises nahmen durch Sonnenstrahlen und warme Luft Temperaturen etwas höher als 0° C an. Bis zu 4° C hin erhöht sich das spezifische Gewicht des Wassers. In ruhendem Wasser sank das erwärmte Wasser nach unten und ließ dort Eis schmelzen. Dies geschah in Seen, schmalen Spalten bis hin zu Haarspalten. Auch wurden dadurch Eiskristalle und Eisstücke in ihrem Verband gelockert; an den Wänden neben fließendem Wasser geschah in geringem Ausmaß ein Gleiches. Der runde Querschnitt, die glatten Wände und die Länge der in- und subglazialen Tunnel (HELLAAKOSKI 1930) sowie die Neubildung von Röhren als Ersatz älterer, mit dem Eise aufgestiegener und dadurch ausgeschalteter, bezeugen, daß im hindurchfließenden Wasser zeitweise leicht erhöhte Temperaturen vorhanden waren, nicht nur um den Tunnel offen zu halten, sondern auch um neue Wege zu öffnen.

3.1.4. Herkunft des Os-Schuttes

Aufgebaut wurde ein Geröll-Os aus zuvor vom Eise verfrachtetem Schutt. Bei dem Inlandeis und bei Groß-Gletschern gelangte dieser in das vom Wasser durchflossene Tunnelsystem nur dann, wenn dieses die schuttführenden tiefsten Lagen des Eises durchschnitt. Bei engen Talgletschern, auf die von Berghängen und aus Mittelmoränen stammender Gesteinsschutt sich auf der Oberfläche des Eises ausbreitete, konnte Schutt durch Spalten von

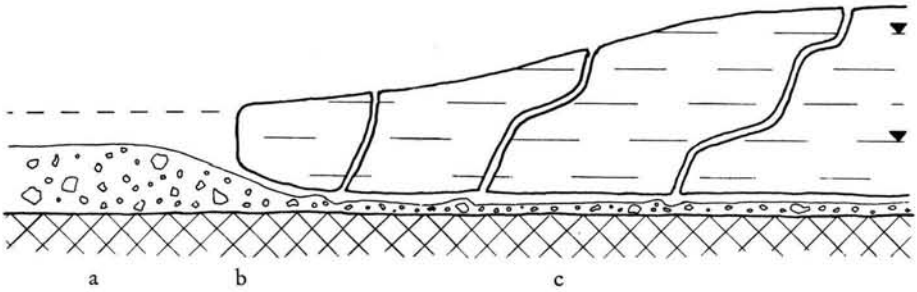


Abb. 1: Spätglaziale und subaerische Aufschüttung des Oses. Schematisch stark überhöhter Schnitt durch den Rand des Inlandeises. Durch Rückwirkung des links, außerhalb des Eisrandes zunehmend höher aufgespülten Oses wird der subglaziale Tunnel zu seinem Ende hin aufwärts verlagert. Rechts: Wasserstand im Eis, oben im Frühsommer, unten im Herbst und Winter. Gestrichelte Linie links von der Stirn des Eises: Oberkante der Eiswand des Os-Kanals. a, b, c, Lage der Profile der Abb. 2.

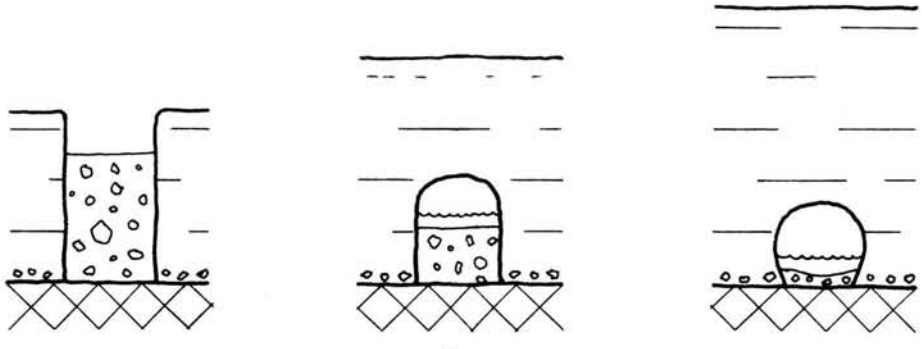


Abb. 2: Querschnitt durch den Eisrand Abb. 1 bei a, b, c. a und b subglazial gelegen; c schneidet den durch Schmelzen des Tunnel-Daches von unten und oben entstandenen eiswandigen Kanal.

oben in ein Tunnelsystem gelangen. Am Rande des Inlandeises auf ruhig gestaltetem Untergrund ist hiermit nicht zu rechnen.

3.1.5. Das Ende des Tunnels

Offene Gletschertore entstanden, wenn der Eisrand auf ebenem oder abschüssigem Felsuntergrund lag. Auslaufende Kaltluft läßt durch oben im Gegenstrom eindringende Warmluft das Tunneldach von unten her schmelzen. In ansteigendem Gelände aber trat das Wasser ruhig bis lebhaft fließend am Tunnelende aus. Ob und wie weit dabei Schutt ausgespült wurde, war infolge der Wasserbedeckung in Spitzbergen und Grönland nicht zu erkennen.

3.1.5.1. Wenn aber hydrostatischer Überdruck das Fließen des Wassers am Tunnelende beschleunigte, so wallte es auf. Das Ausmaß des Überdruckes bedingte die Höhe, bis zu der Wasser aufstieg sowie die Größe der Gerölle, die mit dem Wasser aufwärts und auswärts verfrachtet wurden. Höchster Überdruck am Ende des Tunnels entstand stoßweise und zumeist kurzfristig.

Hoher hydrostatischer Überdruck in einem Tunnelsystem entstand durch die Schneeschmelze im Anfang des Sommers, später durch plötzliches Auslaufen von angestautem Wasser. Infolge Sperrung des Ablaufes entstanden vorübergehende Seen auf der Eisoberfläche, wenn der frühsommerliche Abfluß durch Schnee oder Eis blockiert war, ferner am tiefsten Teil von Nunatakkern, von wo Wasser plötzlich in den mehrfach angetroffenen Tunneln, die Mittelmoränen begleiten, ablief. Auch sommerlicher Regen erzeugte hydrostatischen Überdruck (Gripp & Todtmann 1926: Taf. V, Fig. 1, 2; Gripp 1975: Taf. IV, Fig. 2). Wenn in tief eingeschnittenen Zungenbecken der Grundwasserspiegel hoch im Eise lag, entstanden sogar Rückstau-Becken (Taf. V, Fig. 1, 2), durch welche die Zeit hydrostatischen Überdrucks am Tunnelende verlängert wurde [2]).

3.1.5.2. Die Wirkung des hydrostatischen Überdrucks am Ende des subglazialen Tunnels.

Gehen wir vom Heutigen zum Vergangenen über, so ergibt sich: Wenn das Tunnelende dort, wo der hydrostatische Überdruck entspannt wurde, bis an die Decke des Tunnels von schnell fließendem und Schotter mitreißendem Wasser erfüllt war, dann wurde das Dach des Tunnels von unten abgetragen, einmal durch direktes Schmelzen, zum anderen zerschlugen dagegengeschleuderte Gerölle die Eiskristalle. Ferner drang das unter Druck stehende Wasser in den feinen Spalten des Eises aufwärts, erweiterte diese, so daß sich große Eisstücke aus ihrem Verband lösen konnten (Gripp 1975: Taf. IV, Fig. 1). Um den Betrag, um den das Dach zum Ende des Tunnels hin höher verlagert wurde, konnte die Ansammlung von Schottern schon im Tunnel an Mächtigkeit zunehmen.

Jene Schotter, die aus dem Bereich des hydrostatischen Überdrucks in das Vorland verfrachtet wurden, häuften sich an, zum Teil noch am Ende des schwach ansteigenden Teiles des hydrostatischen Systems, vor allem aber zwischen den nach Einsturz des Tunneldaches subaerischen Eiswänden des früheren Tunnels. Je häufiger und je kräftiger hoher hydrostatischer Überdruck eintrat, desto höher wuchs, subglazial und subaerisch, die ausgespülte Geröllmasse des künftigen Oses.

---

[2]) In der Randzone des Inlandeises sind feine Spalten, zumeist Gleitflächen, bis hinauf zum jeweiligen inglazialen Wasserspiegel mit Wasser erfüllt oder durchflossen. Am Frederikshaab Isblink (SW-Grönland) spritzte nach kräftigem Regen auf einer etwas höher als der benachbarte Sander gelegenen Oberfläche des Eises aus einer senkrechten Gleitfläche das Wasser etwa 1 m hoch. Ebendort an anderer Stelle floß Wasser aus einer schmalen waagerechten Öffnung an der Grenze zweier Eiskörper. Auch diese Wässer aus engen Hohlräumen stärken und verlängern die Wirkung des hydrostatischen Überdrucks.

5.1.5.3. Der Os-Kanal

Wenn sich das Niederschmelzen der Eisoberfläche und der Abtrag des Tunneldaches von unten hinreichend nahe kamen, brach das Dach des Tunnels ein. Dadurch entstand der Kanal mit Eiswänden, wie ihn TANNER (1937) aus Beobachtungen an finnischen Osern erkannt hatte.

Aber nicht offene Spalten, die zudem in Fließrichtung des Eises nicht zu erwarten sind, sondern die durch Schwund des Eises subaerisch gewordenen, vorher subglazialen Tunnel waren der Ursprung der Eiskanäle. Weil der Boden des subglazialen Tunnels gegen sein Ende hin infolge des hydrostatischen Überdrucks ständig höher zu liegen kam, wuchs die Füllung des Eis-Kanals zu erstaunlichen Höhen an. Unter Berücksichtigung des späteren Verlustes zur Seite hin werden Primär-Oser Höhen von 60 und mehr Metern erreicht haben. Eismassen dieser Mächtigkeit dürften aber kein Toteis gewesen sein. Auch ist nicht zu erwarten, daß durch Schubfließen bewegtes Inlandeis am Rande Toteis-Gürtel gebildet hat.

Geröll-Oser dürften somit in ihren unteren Lagen Tunnel-Ablagerungen enthalten, in ihrem oberen Teil aber als durch Eiswände eingeengte Sander aufzufassen sein [3]).

3.2. Entstehung der Perl-Oser

Die vorgebrachte Anschauung über die Entstehung der Os-Kerne ermöglicht eine Deutung der Perl-Oser. Bei diesen ist die Geröll-Zufuhr zeitweise ausgefallen. Mögliche Ursache: Entweder kein hinreichender hydrostatischer Überdruck, um ein Os aufzubauen, oder der subglaziale Fluß erfaßte zeitweise nicht schuttreiche basale Eislagen. Da die Reihe der Os-Perlen andauerndes Schmelzen der Randzone des Eises bezeugt, kommt das Ausbleiben von Schmelzwasser ohne Überdruck als Ursache für das Aussetzen langgestreckter Oser nicht in Betracht. Die Schutt-Zufuhr blieb aber aus, wenn der subglaziale Teil des Tunnel-Systems leergespült war und eine Verlängerung des subglazialen Tunnels aufwärts in schuttreiches basales Eis noch nicht eingetreten war. Die Lücken zwischen Perl-Osern dürften vorübergehendes Ausbleiben der Verlängerung des subglazialen Tunnels bezeugen.

4. Der Umbau des ausschmelzenden Oses

Der Teil der Oser, der subaerisch zwischen Eiswänden aufgehäuft war, fiel in dem Maße trocken, wie die Eiswände schwanden (TODTMANN 1960: Abb. 32, 63). Andererseits wurde beobachtet, daß Os-Rücken trocken aus dem schwindenden Eis herausschmolzen (KOSIBA 1960; TODTMANN 1960: 25). Hier müssen die subglazialen Wässer einen noch unerkannten Ablauf genommen haben.

Für die weitere Formgebung am Os war überschüttetes und daher langsam schwindendes Eis wirksam. Häufig wird von Eis unter dem Os berichtet (TODTMANN 1960: 25, Abb. 34, 64; PRICE 1973: 150). Es ist aber zu unterscheiden und in der Literatur zumeist nicht näher angegeben, ob Eis unterhalb des Os-Kernes selber oder an den Flanken des Oses beobachtet wurde. Toteis unter dem Os-Kern wird nach dem Schwinden keine erkennbaren Spuren hinterlassen. Aber Gesteinsschutt, der vom Os-Kern auf die Oberfläche des niedertauenden Eises abrutschte oder rollte, hat eine formgebende Rolle gespielt.

———

3) Im Winter wird wenig Wasser am Ende des Tunnels ausgelaufen sein. Vermutlich gab es Zeiten, in denen oben auf der Füllung des Eis-Kanals kein Wasser floß, sondern in der Schotter-Füllung ablief. Auf die hohe Porosität der Oser hat OKKO (1957) hingewiesen. Entsprechend dem Geschehen im Os-Kanal wird die Oberfläche von dessen Füllung flach gewesen sein. Erst durch Abrutschen zur Seite wird ein Os-Grat entstanden sein. Wann dies zuerst eintrat, ist unbekannt. Erstaunlich ist, daß Oser mit scharfem Rücken aus dem Eise hervortauten (TODTMANN 1960; SZUPRYSZINSKI 1965).

4.1. Schutthalden an den Flanken des zunehmend vom Eise frei werdenden Oses

Hoppe (1953) hat auf die Eis-Kerne (ice cores) an den Flanken junger Oser hingewiesen. Aber da der obere Teil der dreieckig begrenzten Eis-Leiste nur dünn und gering überdeckt war, schwand er schneller als deren tiefere Teile. Abb. 3 zeigt die Folge der Ereignisse, wie sie sich nachweislich in manchen Fällen abgespielt hat. Je höher der Os-Rücken über die Oberfläche des benachbarten Eises hervorragte, um so stärker wurde ungebundenes Sediment abgespült. Vor allem rollten Schotter abwärts. Vermutlich haben Rutschungen größeren Umfangs stattgefunden.

4.1.1. Sedimentation auf dem niederschmelzenden Absatz an der Flanke des Oses.

Je tiefer die Oberfläche des Inlandeises neben dem Os absank, desto breiter wurde die Oberfläche der neben dem Os verbleibenden, von Schutt geschützten Eis-Leiste. Sie wies nunmehr trapezförmigen Querschnitt auf (Abb. 3 c). Auf diese „Toteis-Leiste" gelangte vom Os-Kern her Gesteinsschutt. Dasselbe geschah aber auch vom Außen-Schutthang her. Auf diese Weise entstand eine Rinne auf der Toteis-Leiste.

Wenn sich in dieser Wasser sammelte, so konnte es erwärmt werden. Bei Temperaturen bis 4° C erwärmte solches Wasser den Untergrund und trug damit zum Schmelzen des unterlagernden Rest-Eises, also zur Vertiefung der Rinne bei.

Auf dem derart entstandenen Absatz konnte Sedimentation durch fließendes Wasser und Wind eintreten. Es finden sich wassergeschichtete Sande und in Becken abgesetzte Schluffe (Taf. II, Fig. 2). Im Mogenstrup Os (Sjaelland) war eine Sandlage völlig ausgeweht, also ohne Bindung der Körner, somit wahrscheinlich Wind-Absatz. Gleichzeitig wird Geröll vom aufragenden Rest des Os-Kernes dem auf dem Rest-Eis ruhenden Sediment beigemengt worden sein [4]). Neben dem eben eisfrei gewordenen Hang eines Oses werden jene zuvor subglazialen Schmelzwässer abgelaufen sein, die noch nicht sander-bildend zur Seite abfließen konnten. Ein solcher Bach dürfte streckenweise die Niedertau-Stufe (4.1.1.) benutzt haben, insbesondere wenn ihm Wasser aus den stark durchlässigen Os-Schottern zufloß.

Wenigstens ein Teil der sogenannten Os-Gräben dürfte hiermit erklärt sein.

---

[4]) Noch nicht untersucht ist, ob zwischen den Neubildungen auf der Sonnen- oder Schattenseite eines Oses Unterschiede bestehen. Zu erwarten ist lebhafteres Geschehen auf der wärmebegünstigten Seite.

Tafel I

Os aus dem Rand des Inlandeises ausschmelzend; 3 m hoch, 4 m breit. Frederikshaab Isblink, Süd-Grönland.

Fig. 1: Am Fuße des steil abfallenden Inlandeises liegt das oberflächlich übersandete Os. K. Gripp phot. 21. 7. 1930.

Fig. 2: Das gleiche Os vom Eise her gesehen. Oben auf dem Os unter dem Eis gut gerundete Gerölle von 3—5 cm ⌀. In dem von dem Randbach erzeugten Querschnitt jederseits des Os-Kernes dunkel die Resteis-Leisten. Im Hintergrund die blockreiche Satz-Endmoräne und Fels-Rundhöcker. K. Gripp phot. 30. 6. 1930.

Fig. 1

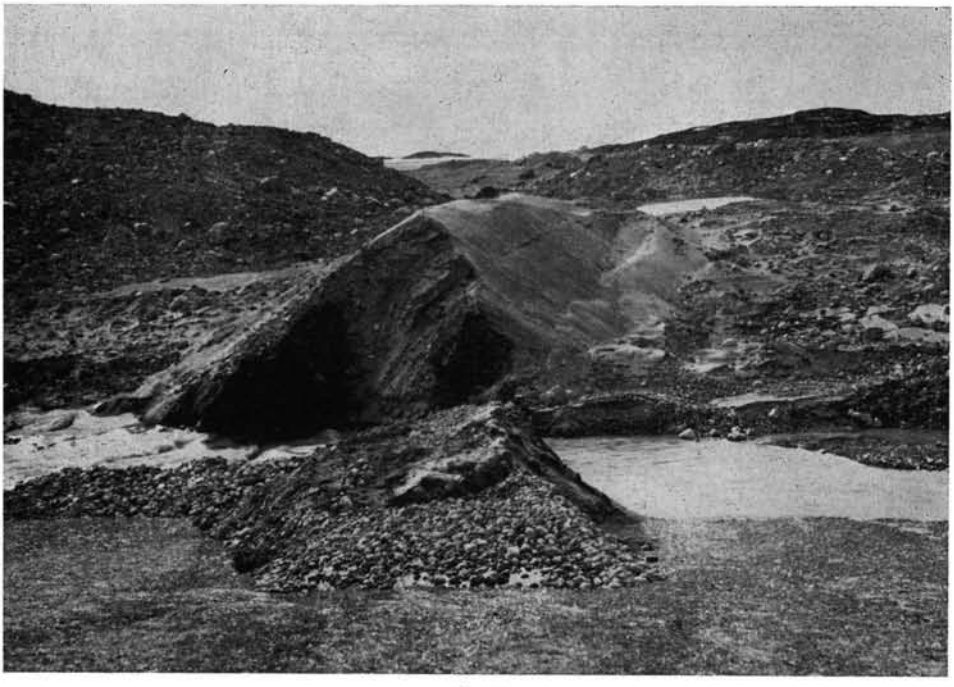


Fig. 2

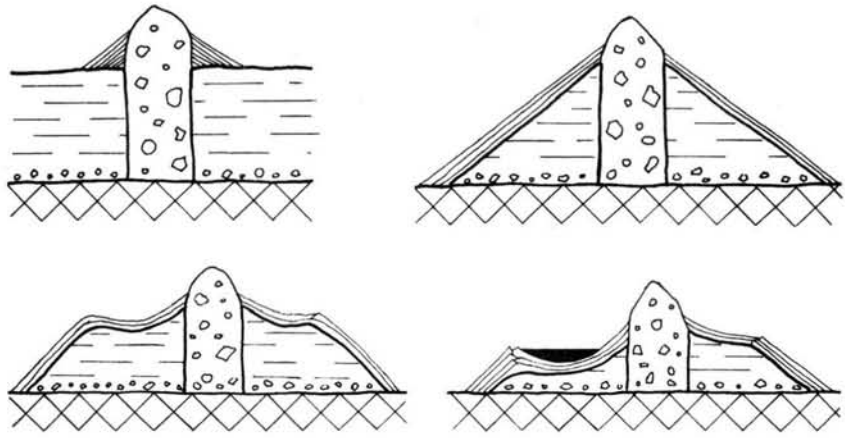


Abb. 3 a, b, c: Abbau der Füllung des Os-Kanals und Entstehen der Toteis-Leiste. In dem Maße wie die Oberfläche des Eises niederschmilzt und das Os eisfrei wird, gleitet dessen Schutt seitlich nieder und schützt beiderseits eine Toteis-Leiste für lange Zeit. d: Niederschmelzen der Toteis-Leiste. Auf dem breiten, unteren Teil der schwindenden Eis-Leiste entsteht ein zunehmend breiterer Absatz. Schutt vom Os und von der außen gelegenen Hangschutt-Decke gleitet in die Senke. Auf ihr steht Wasser, in dem Feinkorn-Sedimente abgelagert werden.

4.1.2. Sackung der auf der Toteis-Terrasse entstandenen Ablagerungen.

Die Sedimente auf der Seiten-Stufe des Os-Rückens sanken in dem Maße nieder, wie das darunter liegende Rest-Eis schmolz. Unterschiede in der Mächtigkeit der Ablagerungen, Anlagerung an den Kern des Oses und durch eingedrungenes Wasser mit Wärmegraden bis 4° C uneben niedergeschmolzene Oberfläche des Eises verursachten erhebliche Störungen in der Lage jener Sedimente, bevor sie endgültig auf stabilem Untergrund zur Ruhe kamen. Während dieser Vorgänge wird von dem restlichen Os-Kern herabgekommenes Lockergestein beigemengt und aufgelagert sein.

Die Folge dieser unterschiedlichen Vorgänge ist, daß die abgesunkenen Sedimente gestört gelagert sind. Am Porras Os in Finnland und am Mogenstrup Os auf Sjaelland hingen Becken-Ablagerungen gleichsam am Os-Kern (Taf. II, Fig. 2, Taf. IV, Fig. 1). Beim Skuldelev Os auf Sjaelland waren geschichtete Sande unter Aufrichtung dem Os-Kern angelagert. Es liegt hier nicht Eispressung vor, sondern es handelt sich um Störungen infolge ungleich tiefen Absinkens.

Tafel II

Fig. 1: Mittlerer Teil von Taf. I, Fig. 2 hell kopiert, damit die Toteis-Leisten beiderseits in dunklen Querschnitten zu erkennen sind.

Fig. 2: Mogenstrup Os, Sjaelland, s. Taf. III. Grenze Os-Kern — Osgraben-Zone. Auf Taf. III oberhalb der Personen. Im linken Viertel der Aufnahme Os-Kern und geröllführende, zumeist ungeschichtete kiesige Sande; rechts (3/4 der Aufn.) fast senkrecht stehende, kiesige Sande. Darin oben dunkel ein länglicher Hohlraum, durch Auslaufen ungebundenen Sandes, vermutlich seinerzeit vom Winde verfrachtet und in stehendem Wasser abgesetzt. Der Hohlraum wird durch Foto von unten her verkürzt (vgl. Taf. III).

Fig. 1

Fig. 2

4.1.3. Die auf eisfreiem Untergrund neben dem Os verbleibenden Ablagerungen.

Nach völligem Schwund der Eis-Leiste blieb neben dem erniedrigten Os-Kern außen der Stumpf des „ursprünglichen" Hangschuttes, bestehend aus geröllreichem Sand. Diese Schichten fallen vom Os weg ein. Sie erreichten als erste die eisfrei gewordene Erdoberfläche. Am Os-Kern selber finden wir neben jüngerem Hangschutt gleichsam an diesem hängende geschichtete Sande. Eindrucksvoll sind bei der Sackung infolge Eisschwund die am Os-Kern hängen gebliebenen Beckenablagerungen. Deren Ansatzstelle am Os-Kern bezeugt, in welcher Höhe oberhalb des Eis-Leisten-Restes sie entstanden sind.

Es lassen sich somit seitlich vom Os-Kern unterscheiden:

I. Reste des ältesten erhaltenen Schutthanges, Schichtung vom Os weg einfallend;

II. Sackungszone mit ungeregelt einfallenden Ablagerungen;

III. Innere Randzone von II, am Os-Kern gleichsam hängen geblieben, mit jüngerem Os-Hangschutt vermengt [5]).

---

[5]) Bei einem Schüttungswinkel von 35° ergibt sich

ursprüngliche Höhe des Oses	einseitige Breite der Hangschutt-Basis
40 m	30 m
60 m	47 m

ursprüngliche Höhe des Oses	angenommene Breite des Oses	Gesamtbreite Os-Ablagerungen
40 m	10 m	70 m
60 m	12 m	106 m

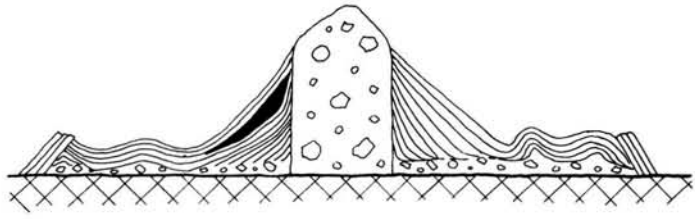


Abb. 4: Endzustand nach Schmelzen der Eis-Leiste. Da die Grundfläche der Eis-Leiste kleiner ist als deren Hangfläche kommen die auf deren Eis abgelagerten Sedimente nach Schwund des Eises auf engem Raum zu liegen. Die Schichtung wird somit durch Biegen und Verwurf gestört. Die an den Os-Kern grenzenden Ablagerungen geraten in Hänge-Stellung. Im Endzustand sind im Querschnitt zu unterscheiden: I Os-Kern = Rest des Primär-Oses; II Außen: tiefster Hangschutt, ungestört, auswärts einfallend; III Hangschutt, dessen Lagerung gestört ist durch Schwund des unterlagernden Eises. Zone des Os-Grabens. Darin Sedimente von Wasser und Wind, die nach Schwund des Toteises mit dem einen Ufer gleichsam am Os-Kern „hängenblieben".

Tafel III

Mogenstrup Os, Sjaelland, Dänemark, westlichster Aufschluß 1977. Links von den Personen Schnitt schräg durch den Rand des Os-Kerns (s. Taf. II, Fig. 2). Rechts davon, quer zur Achse des Oses aufgeschlossen, Ablagerungen, die zunächst auf der randlichen Toteis-Leiste entstanden. Mit weiterem Schwund des Eises niedersinkend wurden sie teils dem Os-Kern angelagert (Taf. II, Fig. 2), teils unter (?Pseudo)-Faltung seitlich vom Os-Kern in der Zone des Os-Grabens abgelagert.
K. Gripp phot.

Die häufig beobachteten Os-Gräben könnten ein Teil der Zone II sein [6]). Abgesehen von durch Wind angefrachtetem Sand dürften alle Ablagerungen zwischen dem Außen-Schutthang (I) und dem restlichen Os-Kern ursprünglich Bestandteil des Oses gewesen sein.

Von dem aufgezeigten Geschehen beim Entstehen eines Oses sind Änderungen, insbesondere durch das Verhalten des fließenden Eises möglich, z. B. verstärkter Eis-Zufluß und dadurch erneute Bedeckung des Oses mit Eis, also auch mit Grundmoräne.

5. Geröll-Oser und sogenanntes Toteis

Stagnierendes Inlandeis dürfte für die Entstehung von Geröll-Osern nicht von Bedeutung gewesen sein, zumal solches Eis häufig erneut fließend geworden ist. Ein hoch aufgeschüttetes Geröll-Os bezeugt hohen hydrostatischen Überdruck. Dieser kann nur in Eis von großer Mächtigkeit entstehen. Solches dürfte aber kaum Toteis-Gürtel an seinem Rand aufweisen.

6. Oser abweichender Entstehung

Vorstehend ist versucht worden, von geologischen Beobachtungen ausgehend, die Vorgänge aufzuzeigen, durch die Geröll-Oser aufgebaut und teilweise umgelagert wurden.

Abwandlungen der Vorgänge liegen vor bei Aufpressungs-Osern (Bramer 1961: [7]) und bei Osern, die aus einem subaquatischen Tunnelende aufgeschüttet wurden (Magnusson & Lundquist & Regnéll 1963). Diese bedürfen zur weiteren Klärung ihrer Entstehung einer geologischen Untersuchung ihres Aufbaus und besonders der umgelagerten Sedimente vor dem Tunnelende.

Virkkala (1963) zeigt in Fig. 16 Oser, welche die Eisrandzone des sogenannten Salpausselkä 2 durchlaufen und solche, die daran aussetzen, ähnlich auf Fig. 19. Fig. 29 läßt erkennen, daß Oser die Endmoränen-Zone (Salpausselkä 3) teils queren, teils an End-

5) Geringmächtige Füllung eines Os-Kanals läßt nur dünne Toteis-Leisten entstehen und hinterläßt Hangschutt mit geringen Störungen.

6) Es ist zu vermuten, daß ein Os-Graben auf der Toteis-Stufe entstand, wenn sowohl vom Os-Kern als auch vom Hangschutt-Mantel außen Schutt auf den unteren breiten Rest der Toteis-Leiste hinabsank. Wenn ein Os in dem schmalen Bett eines Überlauf-Gletschers (von Gripp 1975 als Glazielle bezeichnet) aufgeschüttet wurde, so mögen die Senken beiderseits des Oses als Pseudo-Osgräben angesehen werden.

7) Da im Schrifttum mehrfach angegeben ist, daß in einem Geröll-Os streckenweise ein Kern aus Grundmoräne angetroffen wurde, darf angenommen werden, daß die „Aufpressungs-Oser" ein lokaler Sonderfall der Os-Enstehung sind.

Tafel IV

Fig. 1: Os bei Porras, Finnland. Querschnitt. Links von Herrn Hillefors Kern des Oses, darüber beim Schmelzen der Eis-Leiste abgelagerter Os-Schutt. Rechts oberhalb des dunklen Hohlraums Becken-Füllung, die mit Schwund des Toteises am Kern des Oses hängenblieb.

Fig. 2: Os bei Mustalampi, Finnland. Querschnitt. In der Mitte schmaler Os-Kern, ungeschichtet, reich an Geröllen. Darüber nach beiden Seiten abfallend Hangschutt des Oses, oben von sandiger Grundmoräne überlagert. Frau Dr. Gripp-Satow phot. 9. 6. 1976.

Fig. 1

Fig. 2

moränen und kleinen Sandern enden oder von solchen unterbrochen werden. Um zu erkennen, in welcher Weise „Meeres-Einfluß" bei der Bildung der Oser wirksam gewesen ist, wären großräumige Vergleiche erwünscht.

7. Aussagen der Oser

Oser entstanden nicht unter zerklüfteten Gebirgsgletschern (Alpen, Norwegen). In diesen konnte sich ein geschlossenes Tunnelsystem und damit hoher Überdruck am Tunnelende nicht bilden. Im Lockerboden-Bereich des Alpen-Vorlandes und Norddeutschlands lag der Auslauf inglazialer Wässer häufig in Zungenbecken, also hoch oberhalb der Eis-Basis. Somit konnte dort Geröll aus Unter- oder Grundmoräne nicht erfaßt und verfrachtet werden. Die Wässer werden verteilt im inglazialen Grundwasser-Niveau den Weg zum Sander-Ansatz genommen haben.

Der Os-Kanal im Felsbereich wanderte als Teil des Eisrandes mit diesem bergwärts, dadurch entstanden die Lang-Oser.

Bei vordringendem Eisrand, also zunehmender Mächtigkeit des Eises, entstanden keine Os-Kerben, also keine Oser, sondern Sander.

Oser sind also ein Charakteristikum schwindender Eisbedeckung, aber an sich kein Beleg für das Vorhandensein von Toteis-Gürteln.

Tafel V

Rückstau-Becken Holström-Gletscher, Ekman-Bay Isfjord, Spitzbergen. Der Gletscher ist tief in den Fjord eingebettet und endet an einer breiten Stauchmoräne. Der Wasserspiegel im Eis liegt hoch. Frühjahrs-Schmelzwässer steigen daher durch Rückstau in Bachschwinden aufwärts und bilden kleine vorübergehende Seen. Deren durch Luft und Sonne erwärmtes Wasser läßt breite Becken ausschmelzen.

Fig. 1: Leergelaufenes Rückstau-Becken. Hinten rechts oberhalb der schrägen Eisfläche die Obergrenze der Wasserfüllung aus der Zeit, als der Abfluß des Tunnelsystems versperrt war. Der Trichter am Grunde des Beckens dürfte weitgehend durch plötzlichen, kurzfristigen sommerlichen Anstieg des Wassers ausgeschmolzen sein. Oberflächen-Wasser fließt allseitig in Rinnen dem inneren Becken zu. K. Gripp phot. 19. 7. 1927.

Fig. 2: Ebenda. Großes Rückstau-Becken, dessen Wände ringsum mit Schutt und Schlamm bedeckt sind. Hinten ein Fluß, zu dem zeitweise Wasser aus dem Rückstau-Becken abgelaufen sein dürfte (s. auch GRIPP 1929, Taf. XIII). K. Gripp phot. 23. 7. 1927.

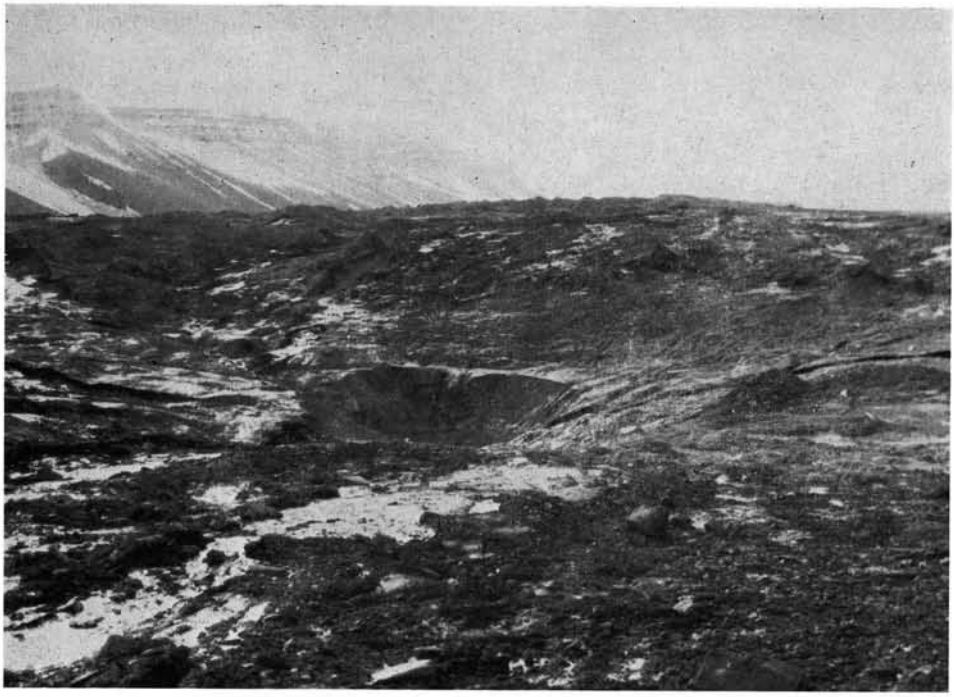


Fig. 1

Fig. 2

Schriftenverzeichnis

BRAMER, A. (1961): Bemerkungen zum Problem der Aufpressungs-Oser. — Geologie, **10**: 480—492; Berlin.

EMBLETON, C. & KING, C. A. M. (1975): Glacial Geomorphology. — London (Edward Arnold).

GEER, G. DE (1897): Om rullstensåsarnas bildningstätt. — Geol. Fören. Förhandlingar, **19**: 366—388; Stockholm.

GRIPP, K. (1929): Glaciologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen-Expedition 1927. — Abh. natw. Ver. Hamburg, **22**: 145—249; Hamburg.

— (1933): Geologie von Hamburg und seiner näheren und weiteren Umgebung. — Hamburg (Verlag Boysen).

— (1975): 100 Jahre Untersuchungen über das Geschehen am Rande des nordeuropäischen Inlandeises. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **26**: 31—73, 5 Abb., 8 Taf.; Öhringen (Rau).

— & TODTMANN, E. M. (1926): Die Endmoräne des Greenbay-Gletschers Spitzbergen, eine Studie zum Verständnis norddeutscher Diluvial-Gebilde. — Mitt. geogr. Ges. Hamburg, **37**: 45—75; Hamburg.

(Springer Verlag).

HANSEN, S. (1965): The Quaternary of Denmark. — The Geologic Systems, **I**. — New York-London (Interscience publishers).

HELLAAKOSKI, A. (1930): On the transportation of materials in the esker of Laitila. — Fennia, **52** (7); Helsinki.

HOPPE, G. (1953): Några jakttagelser vid Islandska. — Ymer 1953: 241—265; Stockholm.

KLEBELSBERG, R. VON (1948): Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie I. — Wien

KOSIBA, A. (1960): Some of results of glaciological investigations in SW-Spitzbergen. — Univ. Wroclawski im. Boleslawa Bieruta zescyty naukowe. Nauki przyrodnicze Ser. B **4**; Warszawa.

LIEDTKE, H. (1975): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. — Forsch. dt. Landeskde., **204**: 160 S., 1 Kt., 37 Abb.; Bonn-Godesberg.

MAGNUSSON, N. H. & LUNDQUIST, G. & REGNÉLL, G. (1963): Sveriges Geologi. — 4. Aufl.; Stockholm.

OKKO, V. (1957): On the thermal behaviour of some Finnish eskers. — Fennia, **81**, 5; Helsinki, referiert von C. TROLL (1959): Erdkde., Arch. wiss. Geogr. **XIII**; Bonn.

PRICE, R. J. (1973): Glacial and fluvioglacial Landforms. — Edinburgh (Oliver and Boyd).

RASMUSSEN, H. W. (1966): Danmarks geologi. — Kjöbenhavn (Gjellerups lineböger).

RICHTER, H. (1971): Glaziale Formen und Vorgänge. — In: Die Entwicklungsgeschichte der Erde, **I**: 535 S., 194 Abb.; Leipzig.

ROTNICKY, K. (1960): Survey of problems concerning eskers. — Czasopismo Geograficzno, **XXXI** (2); Warszawa. Resumé 216—219; [reiches Literaturverzeichnis].

SCHWARZBACH, M. (1964): Geologische Tätigkeit des Eises und die Periglazialgebiete. — In: BRINKMANN, R. [Hrsg.]: Lehrbuch der Allgemeinen Geologie, **1**, 1. Aufl.: VIII + 520 S., 297 Abb., 38 Tab., 1 Taf.; Stuttgart (Enke).

SUGDEN, D. E. & JOHN, B. S. (1976): Glaciers and Landscape. — London (Edward Arnold).

SZUPRYCZINSKI, J. (1965): Eskers and Kames in the Spitzbergen Area. — Geographia Polonica, **6**: 127—140; Warszawa.

TANNER, V. (1937): The problems of the eskers V. — Fennia, **68** (1); Helsinki.

TODTMANN, E. M. (1960): Gletscherforschungen auf Island. — Univ. Hamburg, Abh. Auslandskde. 65, (**C 19**); Hamburg.

VIRKKALA, K. (1963): On ice-marginal features in Southwestern Finland. — Bull. Commission Géol. Finland, **210**; Helsinki.

WAHNSCHAFFE, F. & SCHUCHT, F. (1921): Geologie und Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. — Stuttgart (Engelhorn Nachf.).

WEST, R. G. (1972): Pleistocene geology and biology. — London (Longman Group).

WOLDSTEDT, P. & DUPHORN, K. (1974): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. — 500 S., 91 Abb., 26 Tab.; Stuttgart (Koehler Verlag).

Manuskript eingeg. 27. 1. 1978.

Eiszeitalter u. Gegenwart	28	109—118 8 Abb., 1 Tab.	Öhringen/Württ. 1978

Glazigene Sichelmarken als Klimazeugen

(Nach Beobachtungen in Finnland)

MARTIN SCHWARZBACH*)

K u r z f a s s u n g : In den Koli-Bergen (Nord-Karelien, Finnland) gibt es pleistozäne Rundhöcker aus massigen präcambrischen Quarziten. Die Rundhöcker sind ausgezeichnet aufgeschlossen und zeigen außer Gletscherschrammen auch — senkrecht dazu — zahlreiche bogenförmige glaziale Schürfmarken („friction cracks"). Solche bogenförmigen Marken sind zuerst aus Nordamerika ausführlich beschrieben und genetisch gedeutet worden, später aus Nordeuropa.

Am häufigsten sind in den Koli-Bergen Marken, bei denen die k o n k a v e Wölbung nach vorn („talab", zur Gletscherzunge hin) zeigt. Sie sind z. T. als dünne, kaum eingetiefte Linien entwickelt („crescent fractures", „Parabelrisse"); z. T. aber ist längs der Bogenlinie Gesteinsmaterial herausgebrochen, so daß ein mondsichel-ähnlicher Grundriß entsteht („lunate fracture"). Es wird vorgeschlagen, diese beiden Gruppen als konkave Risse bzw. konkave Sicheln zu bezeichnen. Es gibt Übergänge zwischen beiden Typen. Die konkaven Risse treten häufig scharenweise und dicht gedrängt auf.

Seltener sind Sicheln, bei denen die k o n v e x e Seite nach vorn gerichtet ist („crescentic gouges", „Sichelbrüche"). Sie seien als konvexe Sicheln bezeichnet. — Alle bogenförmigen Marken kann man als Sichelmarken im weiteren Sinne (s. l.) zusammenfassen, die konkaven und konvexen Sicheln als Sichelmarken im engeren Sinne (s. str.) (Tab. 1). Das zahlenmäßige Verhältnis von konkaven zu konvexen Marken ist in den Koli-Bergen gelegentlich von der Größenordnung 100 : 1.

Die eigentlichen Sicheln sind durch z w e i kreisförmige oder parabolische Bögen begrenzt. Der hintere Bogen ist die Schnittlinie zwischen der Oberfläche des Rundhöckers und einer Bruchfläche, die nach vorn flach geneigt ist (primärer Bruch, „principal fracture"). Der vordere, sekundäre Bogen wird durch einen steilen Bruch gebildet; dieser kann talauf oder talab gerichtet sein (Abb. 4). Die Sicheln s. str. zeigen daher zwar nicht durch die Orientierung des Bogens, wohl aber normalerweise durch die Neigung der primären Bruchfläche die Richtung der Eisbewegung an. Die konkaven Risse sind ebenfalls zur Rekonstruktion der Eisbewegung brauchbar, weil sie — im Gegensatz zu den Sicheln — eng gedrängt auftreten. Die sichelförmigen Marken sind also als Klimazeugen wertvoll (besonders für die präkänozoischen Vereisungen). Außerdem sind sie für das Problem des glazialen Geschiebetransports und der glazialen Exaration von allgemeinem Interesse.

[Glacial crescentic marks as climatic indicators. According to observations in Finland]

A b s t r a c t : In the Koli Mts. (northern Karelia, Finland) Pleistocene glacial whalebackforms show — besides of glacial striation — many exellently exposed crescentic friction cracks on the quartzitic rocks. Similar features were already described from North America and northern Europe. Both in the American and in the German literature, the conventional nomenclature for these marks is not very logical. In this paper, it is proposed 1. to differentiate between marks which are either concave or convex downstream; 2. between "fractures" ("Risse" in German) consisting of just a fracture, and "crescents" ("Sicheln" = sickels) due to removal of rock material, which consist of two fractures (a flat "principal fracture" and a steep one).

Old classification (FLINT and others)	New classification (this paper)
crescentic gouge	convex crescent
lunate fracture	concave crescent
crescentic fracture	concave fracture

Table 1 and fig. 4 schematically show the classification of the 3 most important marks. — Most of the concave marks are concave fractures. In the Koli Mts., the rate between concave marks (mostly concave fractures) and convex crescents occasionally may reach about 100 : 1.

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. M. S c h w a r z b a c h , Geolog. Institut d. Universität, Zülpicher Str. 49, D-5000 Köln 1.

The orientation of the bends alone does not unequivocally indicate the direction of ice-movement, but the flat inclination of the "principal fracture" in the crescents generally will do so. The concave fractures are mostly to be found in clusters; therefore clustering is another good criterion to allot these marks to concave ones and to determine in this way the direction of the glacier-tongue.

Außer den häufigen und vielerwähnten, geradlinigen Gletscherschrammen, parallel zur Bewegungsrichtung des Eises, gibt es — viel seltener — auch bogen- oder sichelförmige glazigene Schürfmarken. Sie verlaufen q u e r zur Gletscherbewegung. Die Gletscherschrammen sind in bezug auf die Herkunftsrichtung des Eises meist zweideutig. Bei den Sichelmarken dagegen schien es eher möglich, in dieser Frage eine eindeutige Antwort zu erhalten. Aber die fast 100 Jahre alte Diskussion darüber gab keine sichere Entscheidung, und R. F. FLINT kam zu der Feststellung (zuletzt 1971: 97): „In summary, neither the direction of concavity of a mark nor the dip of its fracture seems to be reliable evidence of direction of movement."

Mit den Sichelmarken im weitesten Sinne haben sich zuerst amerikanische Forscher eingehend beschäftigt, so CHAMBERLIN (1888), später vor allem GILBERT (1905), LAHEE (1912), HARRIS (1943) und in Canada DREIMANIS (1953). Von HARRIS stammt auch die zusammenfassende Bezeichnung „friction cracks" für alle bogenförmigen Risse oder Brüche im Gestein, die durch die Reibung zwischen Gletschereis und Gesteinsuntergrund (oder Geschieben) verursacht werden. Über schwedische Vorkommen und ihre Genese berichtete ausführlich LJUNGNER (1930). Einzelbeobachtungen sind auch sonst aus Nordamerika und Nordeuropa veröffentlicht worden. SCHULZ (1962, 1967) kommt das Verdienst zu, für entsprechende Beispiele aus Mitteleuropa eine wertvolle Übersicht gegeben zu haben. Er mußte sich jedoch notgedrungen fast ganz auf Sichelmarken an erratischen Geschieben beschränken — fester Gesteinsuntergrund ist im norddeutschen Vereisungsgebiet eine Seltenheit, und außerdeutsche Vorkommen sind nicht jedem ohne weiteres zugänglich. Die Frage, ob man aus Sichelmarken die Herkunftsrichtung des Eises ableiten kann, läßt sich jedenfalls nur durch Beobachtungen am autochthonen Untergrund entscheiden.

Mir fielen bei einer Finnlandreise 1975 in den Koli-Bergen prachtvolle quarzitische Rundhöcker auf, die zahlreiche jungpleistozäne Sichelmarken zeigten. 1977 war ich für einige Tage wiederum in diesem Gebiet. Auf die Beobachtungen dort gründen sich die folgenden Ausführungen. Bereits OKKO hatte 1950 einzelne finnische Beispiele beschrieben, aber auf die Koli-Berge nicht Bezug genommen.

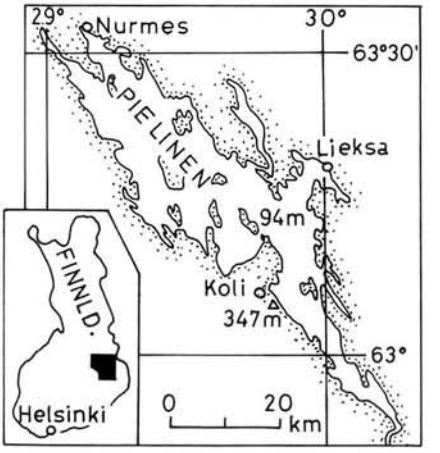


Abb. 1: Die Lage der Koli-Berge. — *Situation-map of the Koli Mts.*

Rundhöcker der Koli-Berge

Die Koli-Berge liegen in Nord-Karelien unter 63° 6′ nördl. Br., 29° 48′ östl. Länge (Abb. 1). Sie sind mit 347 m die höchsten Berge des südlichen Finnland und bilden eine Reihe von eis-überschliffenen Quarzitbuckeln, die gleichzeitig das ziemlich steile SW-Ufer des großen Pielinen-Sees bedingen. Der See-Spiegel liegt 94 m hoch.

Die weißen, massigen, oft nur undeutlich schichtigen Quarzite gehören zum präcambrischen Grundgebirge Finnlands. Gelegentlich zeigen Rippelmarken ihre sedimentäre Herkunft an.

Mindestens zum Teil fallen die Schichtflächen unter mittleren Winkeln nach SW hin ein. Ihrer nordöstlichen Streichrichtung entspricht der Verlauf des südwestlichen See-Ufers, und ebenso sind die langgestreckten Rundhöcker (und die Gletscherschrammen) ungefähr in dieser Richtung angeordnet. Manchmal liegen mehrere Rundhöcker parallel nebeneinander. Ihre äußere Formung ist offenbar weitgehend tektonisch bestimmt, d. h. durch die Streichrichtung der Quarzitschichten und auch durch steile Klüfte senkrecht dazu. Die Streichrichtung beeinflußte vielleicht auch die lokale Bewegungsrichtung des Eises, die allerdings auch generell in diesem Gebiet nach Untersuchungen der finnischen Quartär-Forscher NW—SE verläuft. Meist ist ein asymmetrisches Längsprofil der Rundhöcker deutlich, entsprechend der Eisbewegung; die Scheitellinie steigt in der Regel von NW nach SE hin an und bricht auf der Lee-Seite im SE (unter deutlicher Mitwirkung der Querklüfte) steil ab (Abb. 2). Doch gibt es auch Ausnahmen. Dazu gehört ein an 15 m langer Rundhöcker unmittelbar vor dem Hotel Ukko-Koli mit entgegengesetztem Längsprofil — ein isolierter Rundhöcker dieser Art könnte leicht zur Verwechslung von Stoß- und Lee-Seite und zur falschen Rekonstruktion der Eisbewegung führen! (Abb. 3).

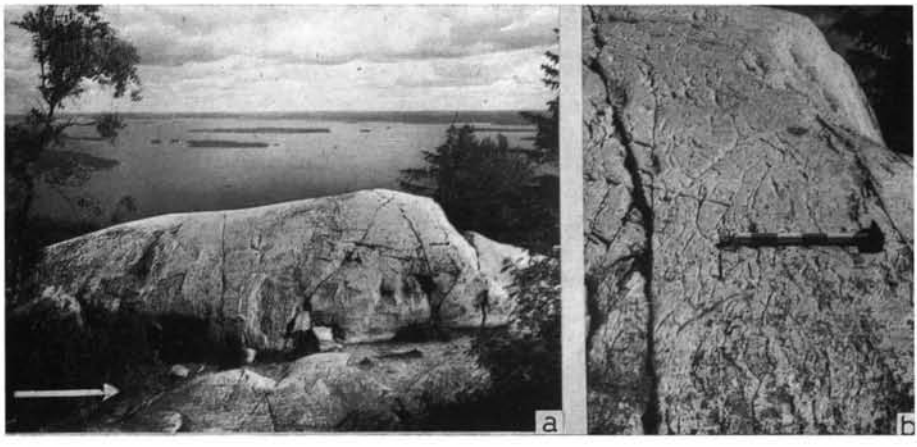


Abb. 2 a: Normal-asymmetrischer Quarzit-Rundhöcker der Koli-Berge. Im Hintergrund der See Pielinen. Die Flanke des Rundhöckers, die dem Beschauer zugewendet ist, entspricht ungefähr einer Schichtfläche (Einfallen ca. 40—50° SSW); einige Querklüfte senkrecht dazu. Kammlinie und (rechts) Hammer liegen parallel zur Eisbewegung (nach SE; von links nach rechts; weißer Pfeil). Zahlreiche Konkav-Risse (vgl. Abb. 2 b). — *Quartzitic whaleback form with normal asymmetry. Lake Pielinen in the background. The flank facing the observer, approximately corresponds to a bedding plane of the quartzites (inclination c. 40—50° SSW); some joints to be seen perpendicular to the stratification. Sky-line and hammer (on the right side) parallel to ice-movement (towards SE, from left to right; white arrow). Many concave fractures (compare with fig. 2 b).*

Abb. 2 b: Detail vom Lee-Ende des Rundhöckers mit Konkav-Rissen. — *Detail from the lee-end of the whaleback form with concave fractures.*

Abb. 3: Quarzit-Rundhöcker am Hotel Ukko-Koli. Anomale, irreführende Asymmetrie: Stoß-Seite (rechts) steil, Lee-Seite flach; das Eis kam von rechts (Pfeil). Der Rundhöcker trägt zahlreiche, verschiedenartige Sichelmarken. — *Whaleback form from near the Hotel Ukko-Koli. Anomalous, misleading asymmetry: stoss-side (right) steep, lee-side flat; ice came from the right (arrow). Many, different crescentic marks exposed on the quartzitic rock.*

Die Quarzitbuckel der Koli-Berge sind z. T. mit Flechten (und z. T. auch mit höheren Pflanzen) bewachsen, aber in der Gipfelregion z. T. völlig kahl und dort für das Studium der Schrammen und Schürfmarken am besten geeignet. Die „Spurensicherung" — um einen aus der Kriminologie nur allzu gut bekannten Begriff zu gebrauchen — ist dort optimal. Die Häufigkeit von bogenförmigen Quermarken ist sehr verschieden. Es gibt Buckel ohne Marken, andere zeigen bis zu mehr als 100. Die schon von anderen hervorgehobene Häufung auf dem Kamm wird begünstigt dadurch, daß die Kammlinie in der Bewegungsrichtung des Eises in der Regel ansteigt. Auf den Längsseiten der Rundhöcker sind sichelartige Marken seltener, auf dem distalen Steilabfall fehlen sie. Es besteht also auch hier ein Zusammenhang zwischen größerer Häufigkeit der Marken und d e n Stellen, die dem stärksten Eisdruck ausgesetzt waren.

Nomenklatur und Erscheinungsformen der Sichelmarken

Die bogenförmigen oder ähnlich gestalteten Marken sind z. T. gut charakterisiert, z. T. aber unscharf gegeneinander abgegrenzt . Ihre systematische Typisierung ist daher schwierig, die Nomenklatur verwirrend, und LJUNGNER hat aus diesem Grunde im Hinblick auf die sonst so verdienstvollen Untersuchungen CHAMBERLIN's und seine Einteilung mit Recht von einer „abschreckenden, scheinbaren Mannigfaltigkeit" gesprochen. Die Mannigfaltigkeit der Formen ist verständlich; denn bei der Entstehung der Marken wirken ja außer wechselnden primären Faktoren (wie vor allem dem Eisdruck und wohl auch der Einwirkung von großen Geschieben, die am Gletscherboden transportiert werden) auch sekundäre Einflüsse mit. Auch diese können von Ort zu Ort verschieden sein (z. B. die speziellen petrographischen Eigenschaften des Gesteinsuntergrundes, dessen Relief und Zerklüftung). Es empfiehlt sich also, nicht a l l e möglichen Erscheinungsformen der Marken in ein Schema einzugliedern, sondern sich auf die zu beschränken, die klar definiert werden können. Das sind vor allem die wirklich bogenförmigen Marken. Untergeordnete Typen, wie z. B. die „chattermarks" (von CHAMBERLIN mit den Vibriermarken einer Werkzeugmaschine verglichen) beiben also unberücksichtigt.

Als wichtigste Unterscheidungsmerkmale kann man heranziehen:

a) Die O r i e n t i e r u n g d e r B ö g e n . Ihre konvexe Seite kann in der Bewegungsrichtung des Eises liegen, also nach vorn („talab", zur Gletscherzunge hin) weisen. Aber

die Bögen können auch umgekehrt orientiert sein, d. h. die konkave Seite nach vorn zeigen. In beiden Fällen sind die Bögen meist senkrecht zu den Gletscherschrammen orientiert.

b) Die Eintiefung der Marken. Viele Marken sind oberflächlich nur ganz wenig eingetieft (oft < 1 mm). Sie erscheinen als dünne, linienartige Bögen. Man kann sie als Risse bezeichnen.

Dagegen ist bei einer zweiten Gruppe Gesteinsmaterial deutlich sichtbar herausgebrochen. In diesen Fällen besteht jede Marke aus zwei ungefähr halbkreisförmigen Bögen, die sich wie bei einer schmalen Mondsichel aneinanderlegen. Der eine Bogen ist verursacht durch eine meist flach (ca. 20°) einfallende primäre Bruchfläche („principal fracture",

Tab. 1:
Merkmale von Sichelmarken s. l. — *Characteristics of crescentic marks s. l.*

Vorgeschlagene Nomenklatur *Proposed nomenclature*		Bisherige amerikanische Nomenklatur *Conventional American nomenclature*	Nach vorn (talab): *Downstream:*	Gesteinsmaterial herausgebrochen: *Removal of rock:*
konvexe Sichel	*convex crescent*	*crescentic gouge*	konvex *convex*	deutlich (Sichelmarken s. str) *clearly (crescentic marks s. str)*
konkave Sichel	*concave crescent*	*lunate fracture*	konkav *concave*	
konkaver Riß	*concave fracture*	*crescentic fracture*		kaum *scarcely*

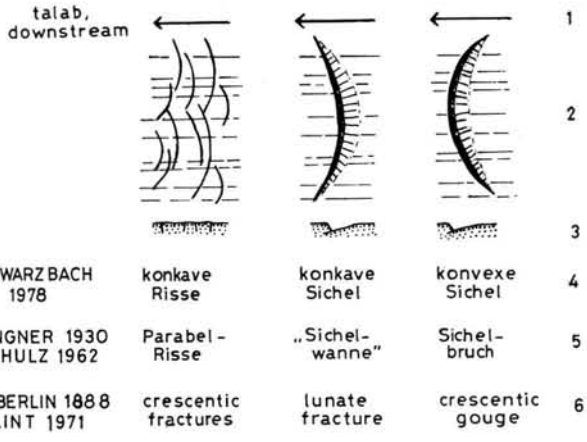


Abb. 4: Übersicht der Sichelmarken s. l. — 1 Richtung der Gletscherbewegung, 2 Grundriß der drei Haupttypen (mit Gletscherschrammen), 3 dazugehörige Querschnitte, 4—6 Nomenklatur nach SCHWARZBACH (diese Arbeit). LJUNGNER und SCHULZ („Sichelwanne" an dieser Stelle nach SCHULZ, nicht nach LJUNGNER), CHAMBERLIN (und andere) bis FLINT. — *Systematic representation of crescentic marks s. l. — 1 direction of ice-movement, 2 outline of the 3 main types (with glacial striation), 3 profiles, 4—6 nomenclature after* SCHWARZBACH *(this paper),* LJUNGNER and SCHULZ, CHAMBERLIN *(and others)* to FLINT.

GILBERT). Der andere Bogen ist eine steile, sekundäre Bruchfläche. Beide Brüche begrenzen das herausgebrochene Gesteinsmaterial; der Grundriß und die schräge Eintiefung der „Sichel" kommen auf diese Weise zustande. Nur diese Gruppe der bogenförmigen Marken kann man also als eigentliche Sichelmarken oder Sichelmarken s. str. bezeichnen. Doch lassen sich alle bogenförmigen Marken einschließlich der „Risse" als Sichelmarken s. l. zusammenfassen.

Die bisher übliche Bezeichnungsweise der verschiedenen möglichen Marken ist nicht sehr glücklich. Das gilt für die englische, meist auf CHAMBERLIN zurückgehende Nomenklatur wie für die deutsche, die LJUNGNER geprägt und SCHULZ übernommen hat (Tab. 1 u. Abb. 4). „Crescentic gouge", „lunate fracture", „crescentic fracture" geben ja keinen direkten sprachlichen Hinweis für ihre Unterscheidung. Das gleiche gilt für „Sichelbruch" und „Sichelwanne" (wobei die großen Sichelwannen von LJUNGNER zudem keine glazigenen Schürfmarken zu sein scheinen; sie wären also nicht mit den lunate fractures zu identifizieren). Daher wurde in der Tab. 1 eine neue Nomenklatur hinzugefügt, die einfacher und übersichtlicher ist. Sie legt das Hauptgewicht auf die Orientierung der Bögen. Dabei sind die nach „vorn" („talab") konvexen Marken als konvexe Sichelmarken (oder einfach: konvexe Sicheln) bezeichnet (Abb. 5), die entgegengesetzt orientierten Sicheln als konkave Sichelmarken (konkave Sicheln, Abb. 6). Die bogenförmigen Risse („Parabelrisse" bei LJUNGNER) zeigen — soweit aus der Literatur und den eigenen Beobachtungen zu entnehmen ist — stets mit ihrer konkaven Wölbung nach vorn. Sie entsprechen in dieser Beziehung also den konkaven Sicheln, und man kann sie sinngemäß als konkave Risse bezeichnen (Abb. 2 b, 4, 5, 7).

Abb. 5: Zwei konvexe Sicheln; zahlreiche konkave Risse. Neigung (ca. 30°) des eisgeschrammten Untergrundes nach rechts unten. Pfeil = Eisbewegung. — *Two convex crescents, many concave fractures. Inclination (c. 30°) of the ice-striated bedrock surface to the right-below; arrow = ice movement.*

Abb. 6: Einige große, aber nicht besonders regelmäßige konkave Sicheln (Maßstab: Bleistift, nahe dem Pfeil); zahlreiche konkave Risse. Neigung (ca. 30°) des eisgeschrammten Untergrundes nach links unten; Pfeil = Eisbewegung. — *Some big, but not very regular concave crescents (scale: pencil, near the arrow); many concave fractures. Inclination (c. 30°) of the striated bedrock surface to the left-below; arrow = ice-movement.*

Abb. 7: Zahlreiche konkave Risse; z. T. gehen sie in konkave Sicheln über (Maßstab: Bleistift, links). Neigung (ca. 5—10°) des eisgeschrammten Untergrundes nach links. Pfeil = Eisbewegung. — *Many concave fractures; partly transitions to crescents (scale: pencil, to the left). Inclination of the ice-striated bedrock surface c. 5—10° to the left; arrow = ice-movement.*

Die konvexen Sichelmarken sind (als crescentic gouges, Sichelbrüche) oft beschrieben worden und ebenso die konkaven Risse (crescentic fractures, Parabelrisse); dagegen als Seltenheiten die konkaven Sicheln (lunate fractures). Die Konkavrisse und Konkavsicheln sind im Extremfall scharf zu trennen. Doch es gibt auch Übergänge von dünnen Linien zu solchen Bögen, bei denen „punktweise" etwas Material herausgebrochen ist (Abb. 7) bis schließlich zu vollkommenen Sicheln. Im allgemeinen tendieren, wie schon HARRIS feststellte, die konkaven Risse mehr zu hyperbolischen Formen als die eigentlichen Sichelmarken.

Ein wichtiges Merkmal ist die Neigungsrichtung des primären Hauptbruches (principal fracture). Wie schon erwähnt, ist er bei den konvexen Sicheln flach geneigt, und zwar in Richtung der Eisbewegung. Das gleiche dürfte für die konkaven Sicheln gelten. Man kann auch sagen, daß bei beiden Sichel-Arten der steilere Rand normalerweise „vorn" liegt.

HARRIS hatte angenommen, daß auch bei den übrigen Marken der primäre Bruch stets „talab" geneigt ist (wenn auch z. T. recht steil). Das würde ein wichtiges Indiz für die Rekonstruktion der Eisbewegung sein. DREIMANIS (1953) zeigte aber, daß mindestens die konkaven Risse dieser Regel nicht folgen. Sie bestehen ja, im Gegensatz zu den Sicheln, nur aus einem Bruch, und der steht oft fast vertikal. Die Neigung geht aber dabei nach den Untersuchungen von DREIMANIS häufiger talauf als talab, entgegen der Verallgemeinerung von HARRIS.

Die eigentlichen Sichelmarken treten relativ vereinzelt auf, wenn auch manchmal in (nicht sehr regelmäßigen) lockeren Reihen oder Staffeln. Ganz anders die (konkaven) Risse: man findet sie oft scharenweise und einander berührend. LAHEE hat 1912 vom Northey Hill, Lisbon, N. H., überhaupt nur konkave Risse beschrieben. In den Koli-Bergen dürfte gelegentlich das Verhältnis konkaver Marken (in der Hauptsache konkave Risse) zu konvexen Marken zahlenmäßig in der Größenordnung von 100 : 1 sein!

Entstehung der Sichelmarken

Die Entstehung der bogenförmigen Marken hat schon GILBERT plausibel zu erklären versucht (vgl. zuletzt SCHULZ 1967). Ein großes Geschiebe, das am oder nahe am Untergrund des Gletschers transportiert wird, erzeugt einen Druckkegel, dessen Achse je nach dem Verhältnis von Eismächtigkeit zu Transportenergie schräg liegt. Er schneidet die Gesteinsoberfläche in einem Kegelschnitt. Vor der Achse herrscht Pressung, dahinter Zerrung. Bei kleinem Einfallswinkel entsteht in der Bewegungsrichtung des Eises ein flachgeneigter primärer Bruch, der zum Ausbrechen einer flachen, sichelförmigen Gesteinsscheibe von dreieckigem Querschnitt führt: konvexe Sichelmarke. Im Bereich der Zerrung bilden sich umgekehrt-orientierte, konkave Risse mit steiler Neigung des Bruches (Abb. 8). Inwieweit sich das überraschend kleine Zahlenverhältnis zwischen Konvexmarken und Konkavrissen, das man im Gelände beobachtet, sowie die Bildung der konkaven Sichelmarken damit befriedigend erklären läßt, wage ich nicht zu entscheiden.

Alle bogenförmigen Marken in den Koli-Bergen entstanden auf massigem Quarzit, also einem harten, spröden Gestein mit weitständiger Klüftung. Quarzit wird auch von anderen Beobachtern als bevorzugtes Material erwähnt.

Doch gibt es auch Quarzite ohne Sichelmarken. Als Beispiel seien die gleichfalls präcambrischen Quarzite bei Ruka angeführt (nördlich von Kuusamo, 66° 11′ n. Br., 29° 11′ ö. L.). Sie bilden wie die der Koli-Berge auffällige morphologische Härtlinge und sind manchmal eingeschrammt, aber sie zeigen keinerlei Sichelmarken — ganz offensichtlich wegen der intensiven, engständigen Zerklüftung der Quarzite (im cm-Abstand!).

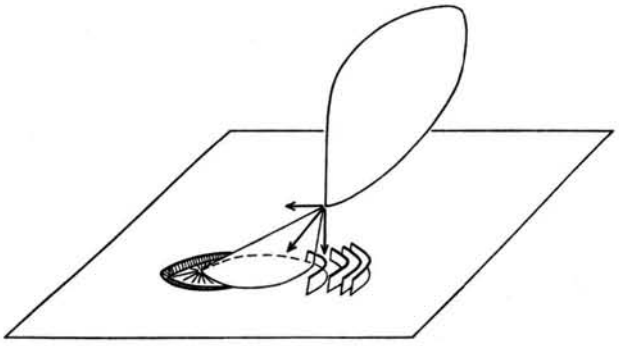


Abb. 8: Schema zur Entstehung von Konvex- und Konkav-Marken. Ein glaziales Geschiebe erzeugt beim Transport einen schräg liegenden Druck-Kegel. Dieser schneidet den Felsuntergrund in einem Kegelschnitt. Es entstehen im Pressungs-Bereich konvexe, im Zerrungs-Bereich konkave Sichelmarken. Aus W. SCHULZ 1967. — *Formation of convex and concave marks (schematically). An erratic boulder produces an inclined pressure-cone which intersects the bedrock-plane in a conic-section; convex marks come into existence in the pressure-region, concave ones in the tensile region. From* W. SCHULZ *1967.*

Ein lehrreiches Einzelbeispiel für den Einfluß des Gesteins sah ich an der Straße Varkaus-Mikkeli, 25 km nordöstlich von Mikkeli. Ein riesiger Rundhöcker wird dort aus granatführendem, stark schieferigem Gneis aufgebaut mit Adern von hellem, aplitischem Granit. Der Gneis weist nicht gerade hervorragende, aber immerhin merkbare Schrammung auf — (konkave) Sichelmarken finden sich jedoch nur auf einer 1 m breiten Aplit-Ader!

Die Sichelmarken als Klimazeugen

Die Frage, ob man mit glazigenen Konkav- und Konvexmarken die Herkunftsrichtung von Gletschereis bestimmten kann, muß man prinzipiell bejahen. Bei den Sichelmarken s. str. kann man zwar nicht aus der Bogenlage allein entscheiden, in welcher Richtung es zur Gletscherzunge ging; denn es läßt sich zunächst nicht sagen, ob es sich um Konvex- oder Konkavsicheln handelt. Wohl aber gibt die flache, talab gerichtete Neigung des primären Bruches einen Hinweis dafür. Für die eigentlichen Sichelmarken ist also das Ergebnis, zu dem HARRIS kam, richtig. Aber es gilt nicht für die bogenförmigen Risse; bei diesen wechselt die Neigung der (steilen) Bruchfläche. Trotzdem können diese Risse unter Umständen besonders wichtig sein; denn sie sind, soweit bekannt, stets Konkavmarken. Ihr haufenweises, eng gedrängtes Auftreten unterscheidet sie von allen andern bogenförmigen Marken.

Bei einer e i n z e l n e n Marke kann die Entcheidung, woher das Eis kam, unsicher sein. Aber das gilt für andere Klimazeugen ja ebenfalls: eine einzelne Beobachtung braucht nicht eindeutig zu sein.

Bei der Rekonstruktion jungpleistozäner Talgletscher bedarf es natürlich der Sichelmarken nicht. Das ist wohl auch der Grund, daß Beobachtungen aus dem Alpenbereich ganz zurücktreten, soweit ich sehe. Zum mindesten die neueren „Klassiker" der alpinen Gletscherforschung, Alb. HEIM und R. v. KLEBELSBERG, erwähnen in den entsprechenden Kapiteln ihrer Handbücher nichts. Bei den großen präkänozoischen Vereisungen können Sichelmarken jedoch von ausschlaggebender Wichtigkeit sein. So haben CROWELL und FRAKES (1970, 1971, 1972) bei den permokarbonischen Vereisungen in Südafrika und Antarktika auf solche Vorkommen und ihre Wichtigkeit für die Rekonstruktion der Gletscher-

bewegung hingewiesen. Wahrscheinlich gibt es noch andere entsprechende Beispiele; ich habe die weit verstreute Literatur nicht daraufhin durchgesehen. Man darf im übrigen vermuten, daß im Gelände nicht immer auf Sichelmarken geachtet wurde — nur wenige „präquartäre" Gletscherforscher sind mit den quartären Vereisungsspuren genügend vertraut.

Im übrigen sind die Sichelmarken aber auch bei allgemeinen Untersuchungen über den Mechanismus des Geschiebetransports, also in der allgemeinen Glaziologie, von erheblichem Interesse. —

Die vorliegende kleine Untersuchung wurde „nebenbei" durchgeführt. Sie berührt nur einzelne Fragen, die sich aus dem Thema ergeben, und ist auch regional ganz unvollständig. Sie gibt aber vielleicht die Anregung zu weiteren Arbeiten.

D a n k. Für freundliche Informationen bin ich den finnischen Kollegen Prof. J. DONNER und Prof. P. ALHONEN in Helsinki zu Dank verpflichtet.

Schriftenverzeichnis

CHAMBERLIN, T. C. (1888): The rock-scorings of the Great Ice invasions. — 7th Ann. Rep. U.S. Geol. Surv. 1885—86: 147—248; Washington.

CROWELL, J. C. & FRAKES, L. A. (1972): Late Paleozoic glaciation: V, Karroo Basin. — Geol. Soc. Amer., **83**, 2887—2912; Boulder.

DREIMANIS, A. (1953): Studies of friction cracks along shores of Circus Lake and Kasakokwog Lake, Ontario. — Amer. J. Sci., **251**: 769—783; New Haven.

FLINT, R. F. (1971): Glacial and Quaternary geology. — 892 S.; New York etc. (J. Wiley).

FRAKES, L. A. & CROWELL, J. C. (1970): Late Paleozoic glaciation: II, Africa. — Geol. Soc. Amer. Bull., **81**, 2261—2286; Boulder.

— , MATTHEWS, J. L. & CROWELL, J. C. (1971): Late Paleozoic glaciation: III, Antarctica. — Geol. Soc. Amer. Bull., **82**, 1581—1604; Boulder.

GILBERT, G. K. (1905): Crescentic gouges on glaciated surfaces. — Bull. Geol. Soc. Amer., **17**: 303—316; New York.

HARRIS, S. E. (1943): Friction cracks and the direction of glacial movement. — J. Geol. **51**: 244—258; Chicago.

LAHEE, F. H. (1912): Crescentic fractures of glacial origin. — Amer. J. Sci. (4) **33**: 41—44; New Haven.

LJUNGNER, E. (1930): Spaltentektonik und Morphologie der schwedischen Skagerrak-Küste. III. — Bull. Geol. Inst. Univ., Upsala, **21**: 255—478; Upsala.

OKKO, V. (1950): Friction cracks in Finland. — Bull. Comm. Géol. Finld., **150**: 45—50; Helsinki.

SCHULZ, W. (1962): Sichelförmige Marken auf Quarzitgeschieben von Feldberg in Mecklenburg und Halle (Saale). — Geologie, **11**, 1102—1106; Berlin.

— (1967): Über glazigene Schrammen auf dem Untergrund und sichelförmige Marken auf Geschieben in Norddeutschland. — Geogr. Ber., **43**: 125—142; Berlin.

Manuskript eingeg. 22. 8. 1977.

Eiszeitalter u. Gegenwart	**28**	119—125 6 Abb.	*Öhringen/Württ. 1978*

Glazialtektonik und Glazialstratigraphie, mit Beispielen aus Dänemark*

STEEN SJÖRRING **)

Glacial dislocations, glacial stratigraphy, sediment petrology, Denmark

Kurzfassung: In Dänemark sind eine Reihe quartärstratigraphischer Untersuchungen mit Hilfe glazialtektonischer Studien durchgeführt worden. Einige Beispiele veranschaulichen die engen Beziehungen zwischen der glazialtektonischen Lagerung und der Quartärstratigraphie.

[Glacial Dislocations and Glacial Stratigraphy Illustrated by Examples from Denmark]

Abstract: The close relationship between studies of glacial disturbances and the establishment of a local glacial stratigraphy is proved and illustrated by some selected outcrops from Denmark.

Einleitung

Die Aufschlußuntersuchungen der letzten Jahre in Dänemark haben die Diskussion über die Glazialstratigraphie in Bewegung gebracht. Die Ursache liegt darin, daß die neuen Untersuchungen und die daraus folgenden Ergebnisse nicht mit den klassischen Auffassungen (HANSEN 1965) über den Verlauf der Eiszeiten übereinstimmen. Dazu kommen in letzter Zeit einige neue Gesichtspunkte, die fraglos eine Vereinfachung der Eiszeitgeologie ergeben (MARCUSSEN 1977).

Die größte Uneinigkeit besteht über die Verhältnisse während des Weichsel-Glazials. Sie kommt zum Ausdruck in der verschiedenen Einstellung mancher Autoren zu denselben Beobachtungen: Eine schwach geschichtete Moräne könnte als „Flow-till" oder als Grundmoräne mit typischer „glaziodynamischer Struktur" gedeutet werden, und ein Faltungskomplex könnte entweder als Ergebnis glazialtektonischer Vorgänge oder als Folge des Toteisabbaues ("slumping") erklärt werden.

In diesem Referat werden einige glazialtektonische Beispiele vorgelegt, die zu der neuen Ansicht über die Glazialstratigraphie in Dänemark geführt haben.

Die Untersuchungsergebnisse und ihre Interpretation

Seit mehr als 100 Jahren sind die glazialtektonischen Verhältnisse in Dänemark — besonders an den Steilufern — untersucht worden. Eine Reihe von klassischen Untersuchungen wurde am Ristinge Klint auf Langeland durchgeführt (Abb. 1); es seien hier nur die Untersuchungen von MADSEN & NORDMANN & HARTZ (1908), MADSEN (1916) und ROSENKRANTZ (1944) erwähnt. Eine Übersicht auf Deutsch gab MADSEN (1928 a, 1928 b).

Auf der Skizze von Ristinge Klint (Abb. 2, oberer Teil) sieht man, daß die Schichtenfolge aus sieben Einheiten zusammengesetzt ist. Davon sind die sechs älteren Einheiten verschuppt, und nur die jüngste Einheit, die diskordante Moräne, ist nicht gestört worden.

---

*) Vortrag auf der Regionalkonferenz der GLQD-INQUA-Kommission am 17. 10. 1977 in Hamburg. Für redaktionelle Unterstützung danke ich F. Grube und vor allem Herrn J. Ehlers.

**) Anschrift des Verfassers: Universitätslektor Steen Sjörring, Institut for Almen Geologi, Københavns Universitet, Østervoldgade 10, DK-1350 København K, Dänemark.

Deshalb scheint ein Zusammenhang zwischen dem Eis, das die Schichtenfolge gestört hat, und der Ablagerung der diskordanten Moräne durchaus logisch.

Die Kiesanalyse der Fraktion 1,41 — 6 mm in der diskordanten Moräne (BAHNSON 1973) ergab einen Quotienten paläozoischer Kalksteine und Schiefer zu magmatischen und metamorphen Gesteinen von bis zu 0,6 (ein relativ hoher Wert). Weil die paläozoischen Gesteine aus dem baltischen Raum stammen und die Störung der Schichten von Südosten her erfolgt ist, ist die diskordante Moräne allem Anscheinen nach dem jungbaltischen Eisstrom (Eisrandlinie W_3 auf Abb. 1) zuzuordnen.

Innerhalb der älteren Einheiten des Kliffs finden sich zwei weitere weichselzeitliche Moränen, die aufgrund ihrer unterschiedlichen Petrographie zwei verschiedenen Eisvorstößen angehören müssen. Die untere Moräne (die „dünne Moräne" nach MADSEN 1928 b) hat einen P/K-Quotienten von 0,8 und muß deshalb auch aus dem baltischen Raum nach Ristinge gebracht worden sein. Die obere gestauchte Moräne (die „mächtige Moräne" nach

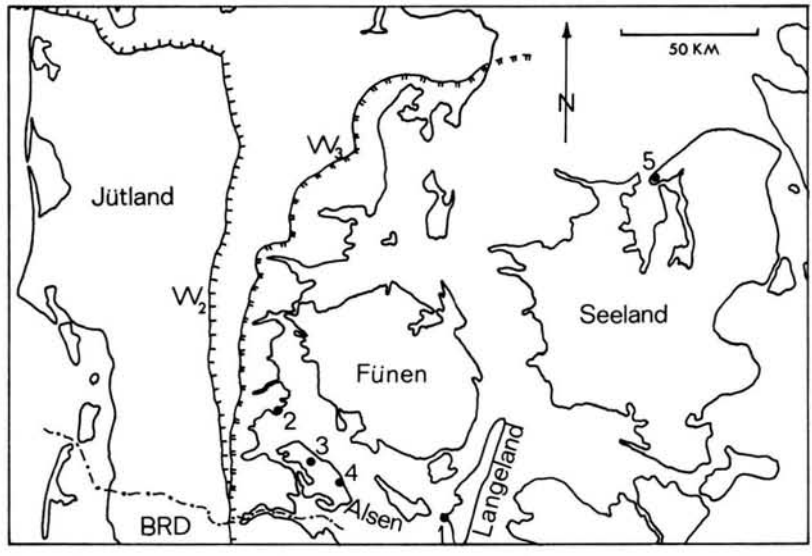


Abb. 1: Lage der erwähnten Lokalitäten. 1. Ristinge Kliff, 2. Halk Hoved Kliff, 3. Kiesgrube Hundslev, 4. Sarup Kliff, 5. Hundested Kliff. — W_2 = Eisrandlinie des Nordost-Eises, W_3 = Eisrandlinie des jungbaltischen Eisstromes.

MADSEN 1928 b) enthält ein Geschiebepflaster mit einer Schrammenrichtung, die von Nordost nach Südwest weist. Sie hat auch nur einen P/K-Quotienten von 0,3 und dürfte daher — in Übereinstimmung mit der Schrammenrichtung — wahrscheinlich aus Nordosten herantransportiert worden sein (ANDERSEN 1950, BERTHELSEN 1973 und SJØRRING 1977 a). Diese Moräne ist daher wahrscheinlich dem Nordost-Eisstrom (Eisrandlage W_2 in Abb. 1) zuzuordnen.

Ähnlich wie im Kliff bei Ristinge gibt es auch im Steilufer bei Halk Hoved (Abb. 1) drei verschiedene Moränen (JESSEN 1930 und FREDERIKSEN 1976). Bei Halk ist aber der Zeitpunkt der Dislokation früher anzusetzen als bei Ristinge und zeitlich mit derAblagerung der mittleren Moräne gleichzusetzen (Abb. 2, unterer Teil). Im Hinblick auf ihre Petrographie und die strukturellen Verhältnisse ist die mittlere Moräne dem Nordost-Eisstrom zuzuordnen (Eisrandlage W_2 in Abb. 1), und die obere Moräne gehört zum jungbaltischen Eisvorstoß (Eisrandlage W_3 in Abb. 1). Die untere Moräne im Kliff könnte da-

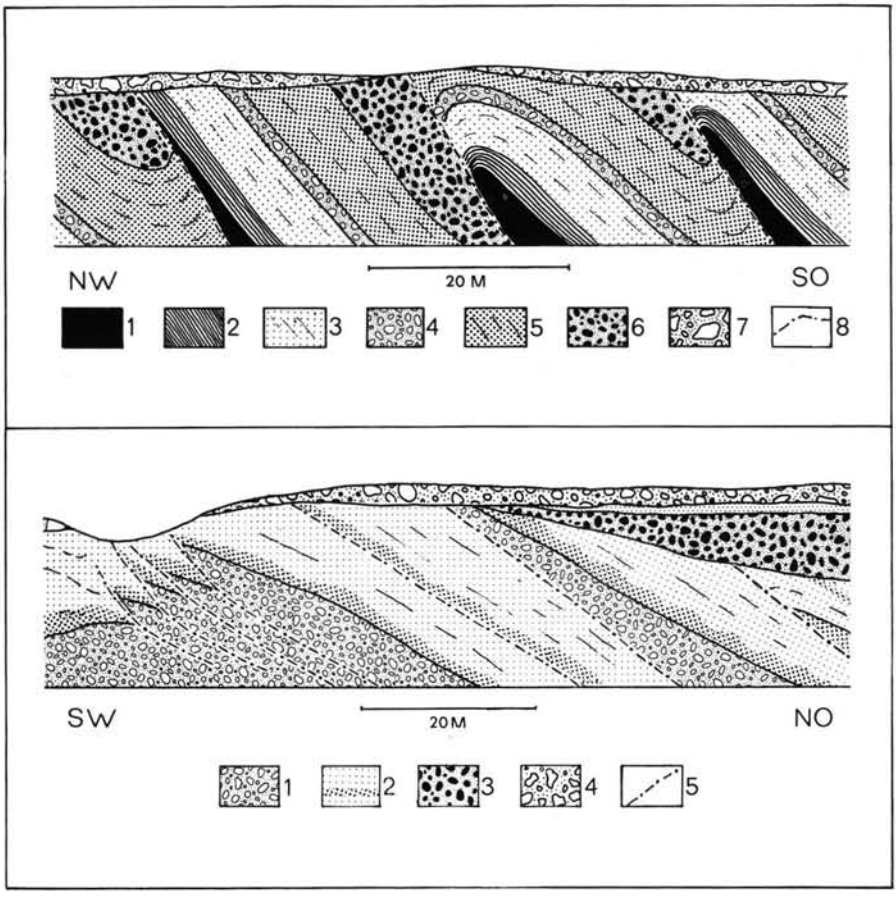


Abb. 2. O b e n : Ristinge Kliff. 1. Saalezeitlicher Ton (der „blanke" Ton), 2. Eem-Ablagerungen, 3. Glaziofluvialer Sand, 4. Baltische Moräne (die „dünne Moräne"), 5. Glaziofluvialer Sand, 6. Nordost-Moräne (die „mächtige Moräne"), 7. Baltische Moräne (die diskordante Moräne), 8. Überschiebungen. — U n t e n : Halk Hoved Kliff. 1. Die untere Moräne, 2. Glaziofluviale Sand- und Kiesablagerungen, 3. Die mittlere Moräne (Nordost-Moräne), 4. Die obere Moräne (Baltische Moräne), 5. Überschiebungen.

gegen entweder saalezeitlich oder früh-weichselzeitlich abgelagert worden sein. Nach den Untersuchungen von FREDERIKSEN (1976) und nach einigen Feinkiesanalysen (Zählungen von J. EHLERS, Universität Hamburg), ist die untere Moräne wahrscheinlich in die Saale-Eiszeit einzustufen.

Da die mittlere Moräne stellenweise im Steilufer fehlt, sind die tektonischen und stratigraphischen Verhältnisse nicht immer eindeutig zu erkennen, wenn man nicht auch die Umgebung der kritischen Stellen genau untersucht hat. Zum Beispiel könnte der in der südwestlichen Hälfte von Abb. 2 (unten) gezeigte Ausschnitt zu der Annahme verleiten, daß die obere Moräne zu dem Eisvorstoß gehört, der die Schichtenfolge gestört hat.

Dies Beispiel beweist, daß oberflächliche Untersuchungen oft zu falschen Deutungen führen können. Um diesen Schwierigkeiten beizukommen, muß man die sedimentstrukturellen und tektonischen Verhältnisse so genau wie möglich untersuchen. Einen wichtigen

Hinweis kann z. B. die Schüttungsrichtung der Schmelzwassersande geben. Für den Fall, daß die Fließrichtung in den Schmelzwasserablagerungen mit der ursprünglichen Bewegungsrichtung in der überliegenden (oder unterliegenden) Moräne übereinstimmt, liegt es nahe, daß die Schmelzwasserablagerung und die Moräne zum selben Eisvorstoß gehören. Stehen dagegen die zwei Bewegungsrichtungen im Widerspruch, muß es sich um zwei verschiedene Phasen handeln. Aufgrund dieser Betrachtungsweise ist es möglich, die Schichten zu mehreren übergeordneten Einheiten zusammenzustellen — den sogenannten „kinetostratigraphischen Einheiten" (BERTHELSEN 1973 und SJØRRING 1977 b). Zu jeder Einheit sollte jeweils ein Eisvorstoß gehören.

Die Erfahrung zeigt, daß in der Natur selten Idealprofile ausgebildet sind. Sehr oft fehlen in der Schichtenfolge eine oder mehrere Einheiten. Deshalb kann es besonders in einem Wandprofil ohne glazialtektonische Störungen schwer sein, eine korrekte Deutung vorzunehmen. Das fällt leichter im Fall von gestörten Ablagerungen, zumal in diesen Fällen oft auch ältere Einheiten mit emporgepreßt worden sind (z. B. warmzeitliche Ablagerungen, die stratigraphisch gut einzuordnen sind).

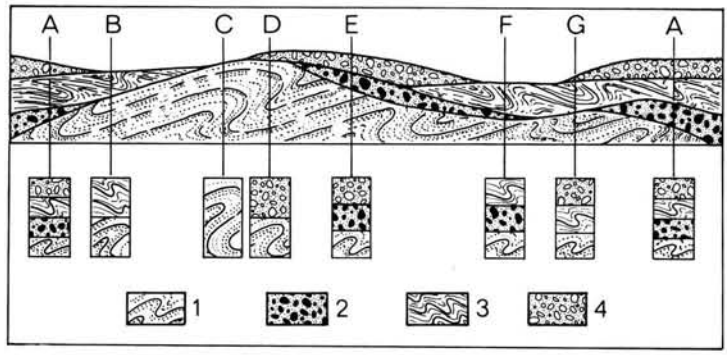


Abb. 3: Schematisches Profil mit zwei tektonischen Stockwerken. 1. Schmelzwassersedimente, von links gefaltet, 2. Moräne, von links abgelagert, 3. Schmelzwassersedimente, von rechts gefaltet, 4. Moräne, von rechts abgelagert.

In Abb. 3 ist ein Gedankenexperiment gemacht worden. Wir gehen davon aus, daß das mit „A" bezeichnete Profil eine vollständige Folge von vier verschiedenen Schichten darstellt. In den übrigen Säulen fehlen jeweils eine oder mehrere Formationen, so daß die korrekte Deutung erschwert ist. Profil D zeigt übrigens die erwähnten Verhältnisse in der südwestlichen Hälfte vom Halk Hoved Kliff (Abb. 2 unten). Die Interpretation einzelner Bohrungen oder kleiner Aufschlüsse kann daher leicht zu Fehldeutungen führen.

Die allgemeinen Formen der Störungen sind als Ergebnis der Falten- oder Schollentektonik zu sehen. Oft treten reverse Verwerfungen oder Überschiebungen auf, deren Neigungsrichtung gegen die Eisbewegungsrichtung weist. Gelegentlich kann es allerdings schwer sein, Festzustellen, ob es sich um reverse oder normale Verwerfungen innerhalb der gestörten Schollen handelt. In Abb. 4 (Ostküste von Alsen, Abb. 1) werden normale Verwerfungen in ungestörter Schichtenfolge (A) als reverse Verwerfungen erscheinen, wenn die Schichten senkrecht gestellt worden sind (B); im Gegensatz dazu werden ursprünglich reverse Verwerfungen (C) bei Senkrechtstellung zu normalen Verwerfungen verändert (D). Hier muß man zunächst das Alter der Verwerfungen (früher oder später als die Kippung der Schichten) bestimmen, wenn man die geologische Geschichte erklären will.

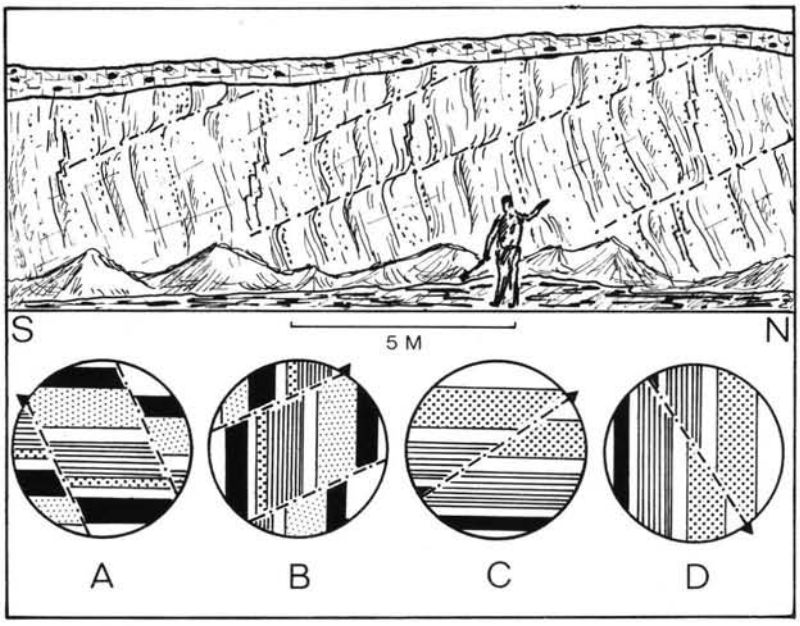


Abb. 4: Ostküste von Alsen bei Sarup. Gestauchte Schmelzwassersedimente, mit einer baltischen Moräne überdeckt. Erläuterungen siehe Text.

Bei den Faltungen ergibt sich ein anderes Problem. Betrachten wir als Beispiel die Kiesgrube von Hundslev auf Alsen (Abb. 1). Die Schichtenfolge wird von Schmelzwassersanden aufgebaut (Abb. 5), die stark gefaltet worden sind. Die Deutung ist aber nicht ohne Probleme, weil als Erklärung zwei geometrische Möglichkeiten vorhanden sind: Entweder könnte die Falte durch Eisdruck aus Westen (Abb. 5 D_A) — oder durch Eisdruck aus Osten (Abb. 5 E_D) geschaffen worden sein. Hier muß erst die ursprüngliche Oberseite der Schichten gefunden werden, bevor die Vorstoßrichtung des stauchenden Eises festgestellt werden kann. In diesem Fall ließ sich auf Grund der überkippten Schrägschichtungskörper feststellen, daß der Eisdruck aus Osten gekommen ist.

Abb. 5 A zeigt zwei Skizzen von der Kiesgrube in den Jahren 1974 und 1975. Aus der Gestalt der Schichten ist nicht ohne weiteres zu erkennen, daß es sich in beiden Fällen um dieselbe Struktur handelt. Die Ursache dafür ist in der schwach nach Norden einfallenden Faltenachse zu suchen (Abb. 5 B). Deshalb ist es wichtig, daß man die tektonischen Strukturen in der Richtung der Faltenachse besieht (Abb. 5 C). Falls der Kiesabbau weitergeht, werden von der Struktur in ein paar Jahren nur noch flachliegende Schichten zu sehen sein. Diese Schichten liegen aber in Wirklichkeit mit der Unterseite nach oben.

Bei den bisher gezeigten Beispielen liegt jeweils nur ein tektonisches Stockwerk vor. An mehreren Stellen treten jedoch auch Störungen auf, die von mehreren verschiedenen Eisströmen erzeugt wurden. Als Beispiel sei die Steilküste bei Hundested (Abb. 1) erwähnt. Im basalen Teil des Profils (Abb. 6) findet man eine weichselzeitliche Grundmoräne, die von Schmelzwassersedimenten überlagert ist (SJØRRING 1973, 1974). Die erwähnte Moräne und die zugehörigen Schmelzwassersande sind aus nördlicher Richtung zusammen gefaltet worden. Das ist nicht ungewöhnlich, doch folgen über diesem gestauchten Komplex weitere Schmelzwassersedimente, die nicht mit den Faltungen in Zusammenhang stehen. Das bedeutet also, daß zwischen den beiden Schmelzwasserablagerungen ein Eisvorstoß stattgefunden haben muß, ohne daß Moränenablagerungen davon zu finden sind.

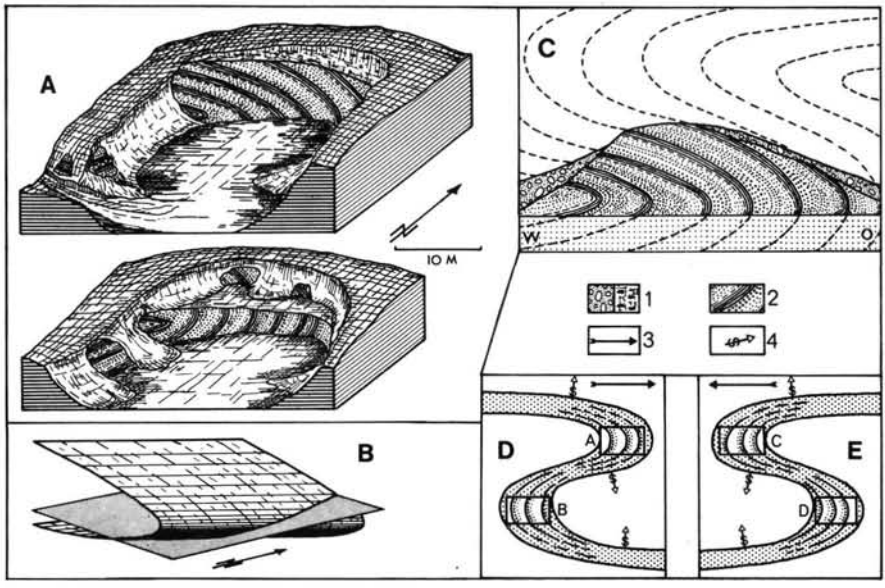


Abb. 5: Kiesgrube Hundslev, Alsen. **A**. Skizzen aus der Grube in den Jahren 1974 (unten) und 1975 (oben), **B**. Schematische Darstellung der nach Norden einfallenden Faltenachse, **C**. Die glaziotektonische Struktur in Achsenrichtung gesehen, **D**. Geometrische Darstellungen der Deutungsmöglichkeiten; 1. Tonige Moräne, 2. Schmelzwasserablagerungen, 3. Eisbewegungsrichtung (in D und E), 4. Oberseite der Schichten (in D und E).

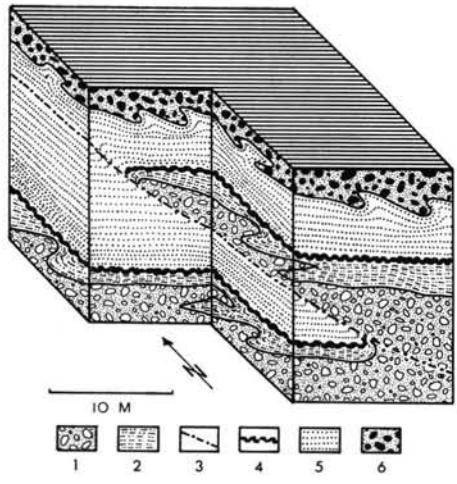


Abb. 6: Hundested Kliff. 1. Untere Moräne, 2. Schmelzwasserablagerungen des unteren Stockwerkes, 3. Überschiebungen, 4. Kies- und Steinband, 5. Schmelzwasserablagerungen des oberen Stockwerkes, 6. Obere Moräne.

Die oberen Schmelzwassersedimente sind als proglaziale Sanderablagerungen gedeutet worden. Sie sind später von dem vordringenden Eis zusammen mit der zugehörigen Grundmoräne aus östlicher Richtung gefaltet worden (Abb. 3 B und G). Bei dieser letzten Stauchung sind auch reverse Verwerfungen gebildet worden, an denen Teile des unteren Stockwerks nach oben geschoben worden sind, so daß man heute ein Kliff mit drei Moränen sieht. Die zwei unteren Moränen sind jedoch in Wirklichkeit identisch. In struktureller Hinsicht sind aber die „mittlere" und de obere Moräne praktisch gleichzeitig in ihre heutige Position gebracht worden, wodurch die „mittlere" Moräne hier auf jüngeren Schmelzwasserablagerungen ruht.

Diese wenigen Beispiele aus Dänemark mögen zeigen, mit welchen glazialtektonischen und -stratigraphischen Problemen bei Aufschlußuntersuchungen gerechnet werden muß. Die Geländearbeit in den kommenden Jahren wird sicher weitere Ergebnisse bringen. Nach den Untersuchungen der letzten Jahre läßt sich jedoch sagen, daß eine Glazialstratigraphie ohne glazialtektonische Studien wohl kaum auskommen kann, wenn man nicht eine allzu grobe Vereinfachung in Kauf nehmen will.

Schriftenverzeichnis

Andersen, S. A. (1950): Raageleje egnens geologi. — Meddr. dansk geol. Foren., **11**: 543—557, 1 Abb.; (English abstract: A re-interpretation of certain glacial morphological features of the northeast of Zealand, Denmark.); Kopenhagen (Reitzel).

Bahnson, H. (1973): Lithological investigations in some danish boulder-clay profiles. — Bull. geol. Inst. Univ. Uppsala, N.S., **5**: 93—109, 13 Abb., 2 Tab.; Stockholm (Almqvist & Wiksell).

Berthelsen, A. (1973): Weichselian ice advances and drift successions in Denmark. — Bull. geol. Inst. Univ. Uppsala, N.S., **5**: 21—29, 2 Abb.; Stockholm (Almqvist & Wiksell).

Frederiksen, J. (1976): Hvad soenderjyske klinter fortaeller. — VARV, **2**: 35—45, 7 Abb.; Kopenhagen.

Hansen, S. (1965): The Quaternary of Denmark. — In: Rankama, K. (Hrsg.): The Quaternary, **1**: 90 S., 16 Abb., 18 Tab.; New York - London - Sidney (Interscience Publishers).

Jessen, A. (1930): Klinten ved Halkhoved. — Danm. geol. Unders. Rk. IV, **2**, nr. 8: 26 S., 2 Abb., 3 Tab., 1 Tafel. (English summary: The glacial deposits in the cliff of Halkhoved); Kopenhagen (Reitzel).

Madsen, V. & Nordmann, V. & Hartz, N. (1908): Eem-Zonerne. — Danm. geol. Unders. Rk. II, **17**: 302 S., 27 Abb., Atlas mit Taf. 1—12, 1 K.; (Résumé an francais: La stratigraphie de l'argile à *Cyprina islandica.);* Kopenhagen (Reitzel).

Madsen, V. (1916): Ristinge Klint. — Danm. geol. Unders. Rk. IV, **1**, nr. 2: 32 S., 8 Abb., 2 Tab.; (Résumé en francais: Ristinge Klint.); Kopenhagen (Reitzel).

Madsen, V. (Hrsg.) (1928 a): Übersicht über die Geologie von Dänemark. — Danm. geol. Unders. Rk. V, **4**: 216 S., 16 Abb., 2 Taf.; Kopenhagen (Reitzel).

— (1928 b): Führer für die Exkursionen in Dänemark der Internationalen Geologen-Versammlung zu Kopenhagen 1928. — Danm. geol. Unders. Rk V, **5**: 112 S., 35 Abb., 1 Kt., Kopenhagen (Reitzel).

Marcussen, I. (1977): Deglaciation landscapes formed during the wasting of the late Middle Weichselian ice sheet in Denmark. — Danm. geol. Unders. Rk. II, **110**: 72 S., 14 Abb.; (Dansk sammendrag: Deglaciations landskaber dannet under smeltningen af isskjoldet i sen mellem weichsel i Danmark); Kopenhagen (Reitzel).

Rosenkrantz, A. (1944): Nye bildrag til forstaaelsen af Ristinge Klints opbygning. — Meddr. dansk geol. Foren. **10**: 431—435, 2 Abb.; Kopenhagen (Reitzel).

Sjörring, S. (1973): Some problems in the till stratigraphy of the northeastern part of Sjaelland. — Bull. geol. Inst. Univ. Uppsala, N.S., **5**: 31—35, 5 Abb., 1 Tab.; Stockholm (Almqvist & Wiksell).

— (1974): Klinterne ved Hundested. — Meddr. dansk geol. Foren., Aarsskrift for **1973**: 108—117, 4 Abb.; Kopenhagen (Reitzel).

— (1977 a): Glacialtektonik og istidsgeologi. — Dansk Natur-Dansk Skole, Aarsskrift **1977**: 31—44, 9 Abb.; Kopenhagen.

— (1977 b): The glacial stratigraphy of the island of Als, southern Denmark. — Z. Geomorph. N.F. Suppl.-Bd., **27**: 1—11, 7 Abb.; Berlin - Stuttgart (Borntraeger).

Manuskript eingeg. 1. 2. 1978.

Eiszeitalter u. Gegenwart	**28**	126—132 2 Abb.	*Öhringen/Württ. 1978*

Anwendung glaziotektonischer Untersuchungen bei der geologischen Kartierung in Dänemark

KAJ STRAND PETERSEN

Glaciotectonic, neotectonic, kinetostratigraphy, Weichselian ice-advances, mapping, Denmark

K u r z f a s s u n g : Ein Abriß des historischen Hintergrundes und der Diskussion über die Ursachen der beobachteten Dislokationen in den Kliff-Aufschlüssen der dänischen Küsten wird gegeben (mit Hinweisen auf die dänischen Veröffentlichungen). Anhand von Beispielen wird der Nutzen glaziotektonischer Untersuchungen sowohl für die geologische Kartierung als auch für die Prospektion aufgezeigt. Die Eisvorstöße der Weichsel-Kaltzeit werden im Lichte der neueren glaziotektonischen Untersuchungen diskutiert.

[Applications of Glaciotectonic Analyses in the Geological Mapping of Denmark]

A b s t r a c t : The historical background and the debate on the causes of dislocations observed in Danish coastal cliffs are outlined with reference to Danish papers. By way of examples glaciotectonic analysis is shown to be useful for geological mapping as well as for prospecting purposes. Weichselian ice advances are discussed in the light of recent glaciotectonic studies.

Einleitung

Glaziotektonische Untersuchungen werden demnächst bei der systematischen geologischen Kartierung von Dänemark eine große Rolle spielen (SØRENSEN & NIELSEN 1978). Tektonische Vorgänge werden in der geologischen Literatur Dänemarks bereits seit 150 Jahren diskutiert. Die Grundlagen lieferten die Geländeuntersuchungen, bei denen die 7 000 km lange Küstenlinie mit hervorragenden Aufschlüssen eine bedeutende Rolle gespielt hat.

Wie die folgenden Ausführungen zeigen, haben sich die Vorstellungen über den Anteil der Gletscher an der Entstehung der pleistozänen Dislokationen in den eiszeitlichen Sedimenten Dänemarks gewandelt.

FORCHHAMMER (1835) deutete die Störungen von Møns Klint als eine Folge endogener Dynamik. JOHNSTRUP (1869, 1874, 1882 a, 1882 b) dagegen befürwortete als erster in Dänemark die Eisdruck-Hypothese. JESSEN (1899, 1916, 1918, 1931, 1936) neigte anfangs zu der Vorstellung der endogenen Tektonik, arbeitete aber später das Eisdruck-Modell von Lønstrup Klint aus. Untersuchungen in einem anderen gut aufgeschlossenen Kliffgebiet, dem Røgle Klint auf Fünen, führte MADSEN & NORDMANN (1940) zur Annahme neotektonischer Bewegungen (Salz-Diapire) als Ursache der Dislokationen.

Während der ersten Hälfte dieses Jahrhunderts erhob sich zweimal die Frage, welcher Mechanismus zu den Dislokationen geführt habe. Die Diskussion wurde eröffnet durch Victor MADSEN (1915) in der Dänischen Geologischen Gesellschaft. Zu jener Zeit wurde die Hypothese von der endogenen Entstehung der Störungen von der Mehrheit der Geologen unterstützt, einschließlich JESSENS (1916) in seiner Studie über Lønstrup Klint.

Die Diskussion wurde erneut aufgenommen in den Vierziger Jahren durch GRY (1942). Zu dieser Zeit wurde das Eisdruck-Modell von JOHNSTRUP (1874) allgemein akzeptiert;

---

*) Anschrift des Verfassers: Dr. Kaj Strand P e t e r s e n , Danmarks Geologiske Undersøgelse, 31, Thoravej, DK-2400 København NV, Dänemark.

möglicherweise als ein Ergebnis von GRYS (1941) Untersuchungen von tektonischen Erscheinungen im Moler-Gebiet in Nordwest-Jütland. Auf der Grundlage tektonischer Untersuchungen, die auch heute noch nicht überholt sind, präsentierte GRY das erste regionale Bild von Dislokationen, in dem die Erscheinungen als durch Gletscher verursacht erklärt wurden.

Die Argumente in der Auseinandersetzung wurden in starkem Maße beeinflußt durch die Ergebnisse von Untersuchungen am Rande rezenter Gletscher. Als Beispiel sei die Arbeit von GRIPP (1929) „Glaciologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen-Expedition 1927" genannt.

Kenntnisse über die präquartären Ablagerungen sind eine wertvolle Voraussetzung für eine erfolgreiche Anwendung glaziotektonischer Untersuchungen für die geologische Kartierung. Dieses Wissen, das sich während der letzten zwanzig Jahre in Dänemark stark vermehrt hat, betrifft sowohl die Struktur als auch die Textur der Schichten im Liegenden des Pleistozäns. Durch solche neuen Untersuchungen sollen einerseits neotektonische Bewegungen nachgewiesen worden sein (MADIRAZZA 1978, ANDERSEN 1978). Zum anderen zeigt aber das Gebiet, in dem eozäne Ablagerungen an der präquartäden Oberfläche ausstreichen, viele Beispiele von durch Gletscher verursachten Dislokationen (NIELSEN 1973, LARSEN et al. 1977).

Die Mächtigkeit der gestörten Schichtpakete in Dänemark kann 50—100 m betragen. Die pleistozänen Ablagerungen haben eine durchschnittliche Mächtigkeit von 50 m; maximal werden sie mehr als 300 m mächtig. Manchmal ist das gesamte Pleistozän zusammen mit Teilen des präquartären Untergrundes gestaucht worden. Als eine Folge davon können mächtige Schichtenfolgen untersucht werden, wo derartige Schollen ausstreichen. Die von der Struktur her kompliziertesten Gebiete mögen daher den besten Ansatzpunkt für eine Untersuchung bieten und sollten daher noch vor den normal aufgebauten Gebieten untersucht werden (BERTHELSEN 1973). Die Nutzung der Glaziotektonik steht damit der Ansicht morphologisch orientierter Bearbeiter entgegen, die sich mit ihren Untersuchungen auf „normal" aufgebaute Gebiete konzentrieren. Es ist zu bedenken, daß die Erosionstätigkeit des jüngsten Eisvorstoßes in einem Gebiet die Ablagerung von Sedimenten übertreffen kann, so daß glaziotektonische „Fenster" entstehen (BERTHELSEN 1973: 27). Diese Erkenntnis stellt den ersten Schritt zu einer Revision der Kartiermethode dar, die ausschließlich auf morphologischen Untersuchungen basiert und auch ungleichaltrige Moränenablagerungen an der Oberfläche zusammenfaßt.

Ergebnisse der Geländeuntersuchungen

Im folgenden werden vier Beispiele für die Anwendung der glaziotektonischen Untersuchungsmethode gegeben. Drei davon beziehen sich auf Aufschlüsse auf Seeland; das letzte Beispiel ist eine Zusammenfassung von Arbeiten aus dem südlichen Teil Dänemarks. Das erste Beispiel stammt aus dem südlichen Teil Seelands, von Strandegaards Dyrehave. Der Aufschluß wurde von ØDUM (1933) beschrieben.

1. Strandegaards Dyrehave

In diesem Gebiet lassen sich keine Informationen über die Eisbewegungsrichtung aus den Oberflächenformen ableiten. Die Dislokationen sind aufgeschlossen in den Kliffs am Rande der Fakse-Bucht. Im Kern der nach Südwesten überkippten Falten ist Ton aus der Eem-Warmzeit aufgeschlossen. Dieser marine Ton gehört aller Wahrscheinlichkeit nach zu Ablagerungen, die in einer Senke in der präquartären Oberfläche südwestlich der Stevns- und Fakse-Kalkgebiete sedimentiert worden sind (MILTHERS 1908). Die Eem-Ablagerungen werden überlagert durch Moränen und geschichtete Sande, die durch das Eis

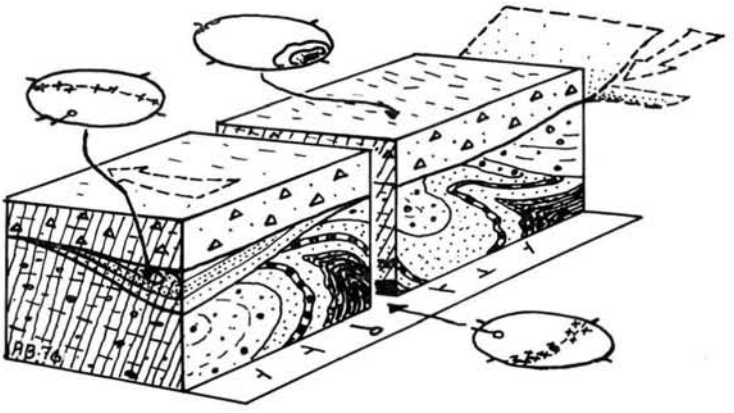


Abb. 1: Diagrammartige Skizze der glaziotektonischen Erscheinungen im Kliffaufschluß bei Strandegaards Dyrehave, von Süden gesehen (von A. BERTHELSEN).

von Nordosten her als eine Einheit gestaucht worden sind. In der obersten Grundmoräne und den darunterliegenden geschichteten Sanden finden sich Hinweise auf einen jüngeren Eisvorstoß aus Südosten (Abb. 1).

Die verschiedenen Moränenbänke wurden auf ihren Geschiebeinhalt, ihre granulometrische Zusammensetzung und — mit Hilfe paläontologischer Untersuchungen — auf ihre Altersstellung hin untersucht (PETERSEN & KONRADI 1974). Die Bedeutung der Datierung der Eisvorstöße auf Grund des Fossilgehaltes in den gestörten Schichten sei hier hervorgehoben. Schwere Mißverständnisse in bezug auf das Altersverhältnis zu anderen Aufschlüssen können so vermieden werden.

2. Halbinsel Røsnæs

Das zweite Beispiel stammt aus den Arbeiten auf der Halbinsel Røsnæs, einem Gebiet mit einer abwechslungsreichen Morphologie.

Im Nordostteil der Halbinsel findet sich eine flache Grundmoränenebene mit Kames und „hutförmigen Hügeln", von denen einige „Ruinen" früher größerer Faltenstrukturen, überfahrener Synklinalen darstellen (BERTHELSEN 1971: 66). An der Südküste der Halbinsel findet sich eine stark gewellte, hügelige Landschaft. Hier sind Ablagerungen verschiedenen Alters und verschiedener Lithologie aufgeschlossen, wie das Foto zeigt, das MILTHERS während der Kartierung aufnahm (RØRDAM & MILTHERS 1900: Taf. II). Auch die Geländeoberfläche zeigt eine Mischung von Sand, Kies, Grundmoräne und plastischem Tertiärton. Die Erscheinungen lassen sich auf Luftbildern verfolgen (BERTHELSEN 1971: Abb. 1).

Um diese Erscheinungen zu erklären, wurde eine detaillierte tektonische Analyse durchgeführt (PETERSEN 1973: Abb. 1). Zusätzlich wurde in derselben Arbeit eine stratigraphische Analyse durchgeführt, um das Alter der Erscheinungen zu bestimmen. Auf der Grundlage der Ergebnisse dieser Untersuchungen wurde ein zusammengefaßtes Profil gezeichnet (PETERSEN 1973: Abb. 2), das die Struktur eines der Rücken aus dem hügeligen Teil der Halbinsel erläutert. Auf diese Art ist es möglich, den geologischen Bau einer Landschaft auf zuverlässigere Eise auszuwerten, als dies ohne das Hilfsmittel der Glaziotektonik möglich wäre.

3. Holmstrup

Die Erkundung von Lagerstätten ist in den letzten Jahrzehnten in immer stärkerem Maße Bestandteil der geologischen Kartierung geworden. Es erscheint daher sinnvoll, an einem dritten Beispiel zu zeigen, wie glaziotektonische Untersuchungen zur Prospektion verwendet werden können.

Das Beispiel stammt aus einer Tongrube bei Holmstrup auf Seeland (PETERSEN & BUCH 1974: Abb. 1), die jetzt von der A/S Leca ausgebeutet wird. Der erste Graben durch das Gebiet zeigte eine Abfolge von tertiärem Ton (oberes Paläozän) — Grundmoräne — marinem Schluff — Grundmoräne — und geschichteten Sanden. Die tektonische Analyse zeigte, daß die Schichtenfolge aus dem zuerst ausgebeuteten Gebiet sich im Nordwesten wiederholt, nur in etwas größerer Tiefe. Nach dem Streichen der Schichten gehören diese Ablagerungen zu einer anderen Scholle in einer insgesamt dachziegelartig aufgebauten Struktur (Stereogramme in PETERSEN & BUCH 1974: Abb. 1).

Aus der tektonischen Analyse kann das zu erwartende Vorkommen des gesuchten Rohstoffes abgeleitet werden. Die Kenntnis der Schichtung und wahren Mächtigkeit der Ablagerungen erlaubt eine näherungsweise Abschätzung der zur Verfügung stehenden Menge an Ton.

4. Das südliche Dänemark

Das letzte Beispiel soll zeigen, wie weichselzeitliche Eisvorstöße aus glaziotektonischen Untersuchungen rekonstruiert werden können.

Um Korrelierungen (wie in der Tongrube Holmstrup) durchzuführen, werden bei der geologischen Kartierung Steinzählungen, granulometrische Untersuchungen und Analysen der Mikro- und Makrofaunenreste durchgeführt. Die Steinzählungsmethode hat sich dabei besonders bei lokalen Korrelierungen bewährt. Das war auch der Anwendungsbereich, für den diese Methode zuerst eingeführt wurde (geologische Kartierung von Hindsholm, USSING & MADSEN 1897). Später wurde die Steinzählung auch für Korrelationen über große Entfernungen verwendet, und eine Grundmoränenstratigraphie wurde darauf aufgebaut (MADSEN 1928). Der Wert dieser Arbeit wurde jedoch stark in Frage gestellt durch JESSEN (1930) und MARCUSSEN (1973, 1974 a). In einer Weiterführung dieser Kritik befürwortet MARCUSSEN (1977) ein Modell der Enteisung, bei dem große Mengen von Material als „flow till" und Schmelzwassersande abgelagert werden. Es ist daher wichtig, auch bei der Anwendung der glaziotektonischen Analyse, im Gelände zwischen Grundmoräne und „flow till" zu unterscheiden (MARCUSSEN 1975). In dieser Arbeit werden jedoch Gefügeuntersuchungen und geotechnische Hinweise zusammen mit morphologischen Erscheinungen diskutiert, was zu der Annahme führt, daß ein bestimmter Zusammenhang zwischen der Entstehung des Geschiebemergels und der Morphologie bestehe: „The morphological features seem to be the most general indications and they can be used with advantage to give a preliminary impression of the glacigene deposits in the landscape" (MARCUSSEN 1975: 122). Nach der Ansicht des Verfassers ist dies ein Rückfall in den Gebrauch der Morphologie zum Zwecke der Kartierung, der zu den oben erwähnten Fehlschlüssen bei der Deutung der Abfolge der Ereignisse führen kann. MARCUSSEN (1974 b) äußert sich zur Abfolge der Ereignisse im südlichen Dänemark auf Grund morphologischer Untersuchungen und kommt zu dem Schluß, „daß der jüngste Gletscher im südöstlichen Teil Dänemarks von Nordost nach Südwest vorgestoßen ist — direkt in Richtung auf die Eisrandlagen, die weiter im Süden nachgewiesen werden konnten" — in Norddeutschland?

Das regionale Bild der glazigenen Dislokationen, wie es sich aus zahlreichen Aufschlußuntersuchungen ergibt, widerspricht dieser Auffassung. Während der letzten zehn

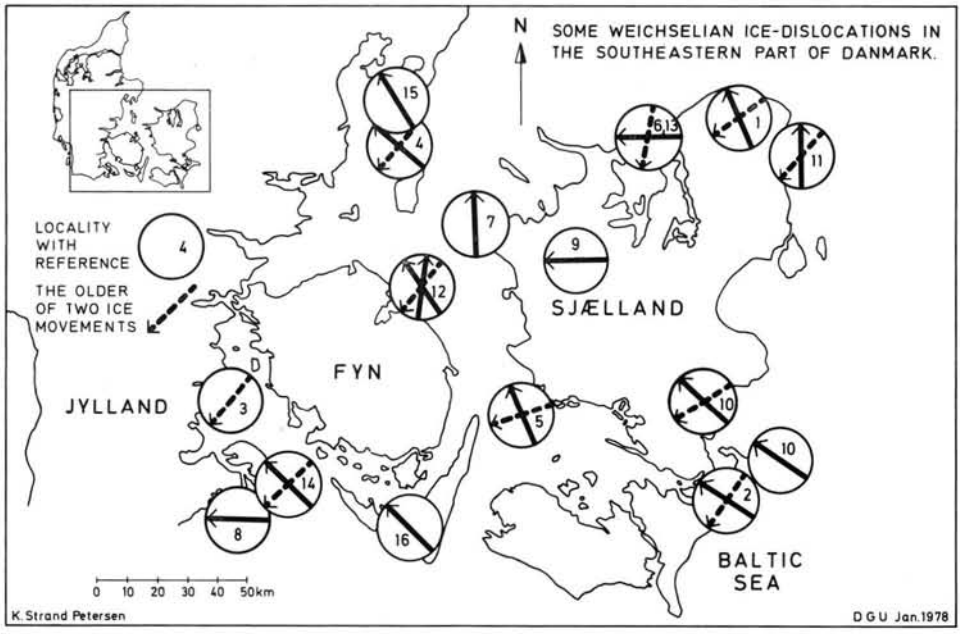


Abb. 2: Weichselzeitliche Eisbewegungen an ausgewählten Punkten im südlichen Dänemark. Es kann unterschieden werden zwischen einem älteren Eisvorstoß aus Nordosten (gestrichelte Pfeile) und einem jüngeren baltischen Eisvorstoß. Daß es sich bei den ausgewählten Lokalitäten um weichselzeitliche Ablagerungen handelt, ist durch paläontologische Untersuchungen an jedem Aufschluß nachgewiesen worden. Die Bearbeiter der Aufschlüsse sind: 1) BERTHELSEN, A., 1974. 2) BERTHELSEN, A. & KONRADI, P. & PETERSEN, K. St., 1977. 3) FREDERIKSEN, J., 1976; JESSEN, A., 1930. 4) HOUMARK-NIELSEN, M., 1976. 5) JACOBSEN, E. M., 1975. 6) JENSEN, V. 1977. 7) PETERSEN, K. St., 1973. 8) PETERSEN, K. St., 1974. 9) PETERSEN, K. St. & BUCH, A., 1974. 10) PETERSEN, K. St. & KONRADI, P., 1974. 11) RASMUSSEN, L. A., 1973. 12) RASMUSSEN, L. A., 1975. 13) SJØRRING, S., 1973. 14) SJØRRING, S., 1977. 15) THAMDRUP, K., 1970. 16) MADSEN, V. & NORDMANN, V. & HARTZ, N., 1908; MADSEN, V., 1916.

Jahre ist eine große Zahl von glaziotektonischen Arbeiten über verschiedene Gebiete im südlichen Dänemark veröffentlicht worden. Zum Teil handelt es sich dabei um Arbeiten von Studenten der Universität Kopenhagen, die durch das Konzept der „kinetostratigraphic drift units" (BERTHELSEN 1973) angeregt wurden. Einige dieser Arbeiten sind hier mit ausgewertet worden (Abb. 2), doch nur soweit wie die ermittelten weichselzeitlichen Eisbewegungen paläontologisch abgesichert sind. Die Dislokationen weisen eindeutig auf einen baltischen Eisvorstoß hin, der jünger ist als der geforderte letzte Eisvorstoß aus Nordosten (MARCUSSEN 1974 b). Außerdem zeigt sich, daß die Verwendung kinetostratigraphischer Einheiten eine Korrelation über große Entfernungen zuläßt, deren Vorteil darin liegt, daß sie unabhängig ist von der Zusammensetzung der Moränen.

Aspekte der Anwendung glaziotektonischer Untersuchungen

Die Diskussion des Eisdruck-Modells hat Forscher aus den verschiedensten Bereichen der Naturwissenschaften dazu gebracht, zusammenzuarbeiten und hat zur Untersuchung des Umlandes rezenter Gletscher angeregt. Die glaziotektonische Analyse hat sich als nützlich erwiesen sowohl bei der geologischen Kartierung als auch bei der Prospektion. Die

Zusammenstellung von Daten über die Eisbewegung mag zu einem besseren Verständnis der Abfolge der pleistozänen Eisvorstöße führen. Die Anwendung glaziotektonischer Untersuchungen bei künftigen geologischen Kartierungen bietet eine vielversprechende Voraussetzung dafür. —

Für die Übersetzung des Textes ins Deutsche möchte ich Herrn J. Ehlers danken.

Schriftenverzeichnis

ANDERSEN, H. L. (1978): Strukturer i Danmarks øvre præ-Kvartær, deres oprindelse og kvartærgeologiske betydning. — In: Abstracts, XIII. Nordiske Geologiske Vintermøde, København. 1978.

BERTHELSEN, A. (1971): Fotogeologiske og feltgeologiske undersøgelser i NV-Sjælland. — Dansk geol. Foren., Årsskrift for 1970: 64—69.

— (1973): Weichselian ice advances and drift successions in Denmark. — Bull. Geol. Inst. Univ. Upps. 5: 21—29.

— (1974): Nogle forekomster af intrusivt moræneler i NØ-Sjælland. — Dansk geol. Foren., Årsskrift for 1973: 118—131.

— & KONRADI, P. & PETERSEN, K. St. (1977): Kvartære lagfølger og strukturer i Vestmøns klinter. — Dansk geol. Foren., Årsskrift for 1976: 93—99.

FORCHHAMMER, G. (1835): Danmarks geognostiske Forhold forsaavidt som de ere afhængige af Dannelser, der ere sluttede. — Indbydelsesskrift til Reformationsfesten den 14de Novbr. 1835, København.

FREDERIKSEN, J. (1976): Hvad sønderjyske klinter fortæller. — Varv, **2**: 35—45.

GRIPP, K. (1929): Glaciologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen-Expedition 1927. — Abhandl. Naturw. Ver. Hamburg, **22** (3—4): 145—249.

GRY, H. (1941): De istektoniske Forhold i Moleromraadet. — Meddr. dansk geol. Foren., **9** (5): 586—627.

— (1942): En diskussion om vore dislocerede Klinters Dannelse. — Meddr. dansk geol. Foren., **10**: 39—51.

HOUMARK-NIELSEN, M. (1976): En glacialstratigrafisk oversigt fra Nordsamsø og Tunø. — Dansk geol. Foren., Årsskrift for 1975: 11—13.

JACOBSEN, E. M. (1975): En morænestratigrafisk undersøgelse af klinterne på Omø. — Dansk geol. Foren., Årsskrift for 1975: 15—17.

JENSEN, V. (1977): St. Karlsminde klint - materialer og strukturer. — Dansk geol. Foren. Årsskrift for 1976: 47—55.

JESSEN, A. (1899): Kortbladene Skagen, Hirtshals, Frederikshavn, Hjørring og Løkken. — Danm. geol. Unders. I række, **3**: 368 S.

— (1916): Om Dislokationerne i Lønstrup Klint. — Danm. geol. Unders. IV række, **1** (4): 28 S.

— (1918): Vendsyssels Geologi. — Danm. geol. Unders. V række, **2** 1. Aufl.: 260 S.

— (1930): Klinten ved Halkhoved. — Danm. geol. Unders. IV række, **2** (8): 26 S.

— (1931): Lønstrup Klint. — Danm. geol. Unders. II række, **49**: 142 S.

— (1936): Vendsyssels Geologi. — Danm. geol. Unders. V række, **2**: 195 S.

JOHNSTRUP, F. (1869): Om Brunkkuldannelserne i Danmark, samt om de deri forekommende forstyrrede Leiringsforhold. — Forhandlinger ved De Skandivasiske Naturforskeres tiende Møde i Christiania 1868.

— (1874): Om hævningsfænomener i Møens Klint. — Tidsskrift for populære Fremstillinger af Naturvidenskaben, V række, **1**: 42 S.

— (1882 a): Nogle Iagttagelser over Glacialphænomenerne og Cyprina-leret i Danmark. — Indbydelsesskrift til Universitetets Fest i Anledning af Hans Majestæt Kongens Fødselsdag. 74 S.

— (1882 b): Om de geologiske Forhold i den nordlige Del af Vendsyssel. — Indbydelsesskrift til Universitetets Aarsfest til Erindring om Kirkens Reformation. 43 S.

LARSEN, G. & JØRGENSEN, F. H. & PRIISHOLM, S. (1977): The stratigraphy, structure and origin of glacial deposits in the Randers area, eastern Jutland. — Geological Survey of Denmark, II Series, **111**: 36 S.

MADIRAZZA, I. (1978): Danske saltstrukturer og kvartærmorfologi. In: Abstracts XIII. — Nordiske Geologiske Vintermøde, København 1978.

MADSEN, V. (1915): Om Aarsagen til Dislokationerne i vore Klinter. — Meddr. dansk geol. Foren., **4**: 433—443.
— (1916): Ristinge Klint. — Danm. geol. Unders. IV række, **1** (2): 32 S.
— & NORDMANN, V. & HARTZ, N. (1908): Eem - Zonerne. — Danm. geol. Unders. II række, **17**: 302 S.

MADSEN, V. (Hrsg.) (1928): Summary of the geology of Denmark. — Danm. geol. Unders. V række, **4**: 219 S.
— & NORDMANN, V. (1940): Kvartæret i Røgle Klint ved Lillebelt. — Danm. geol. Unders. II række, **58**: 142 S.

MARCUSSEN, I. (1973): Stones in Danish tills as a stratigrafical tool. — Bull. geol. Inst. Univ. Upps., **5**: 177—181.
— (1974 a): Stentællingsmetoden, ledeblokanalysen og glacialstratigrafi — en kritisk vurdering. — Dansk geol. Foren., Årsskrift 1973: 20—42.
— (1974 b): En ny opfattelse af den sidste glaciation i det sydøstlige Danmark. — In: Uppsala-symposiet 1974, Senkvartär utveckling i Ostersöbäckenet. Uppsala, Sverige: 13—16.
— (1975): Distinguishing between lodgement till and flow till in Weichselian deposits. — Boreas, **4**: 113—123.
— (1977): Deglaciation landscapes formed during the wasting of the late Middle Weichselian ice sheet in Denmark. — Danm. geol. Unders. II række, **110**: 72 S.

MILTHERS, V. (1908): Kortbladene Faxe og Stevns. — Danm. geol. Unders. I række, **11**: 291 S.

NIELSEN, O. B. (1973): Eocæne aflejringer i Ølstområdet og deres indpasning i området Kvartærgeologi. — Dansk geol. Foren. Årsskrift for 1972: 100—110.

PETERSEN, K. St. (1973): Tills in dislocated driff deposits on the Røsnæs peninsula, northwestern Sjælland, Denmark. — Bull. Geol. Soc. Inst. Univ. Upps., **5**: 41—49.
— (1974): Geologisk rekognoscering fra Rügen til Angel. — Dansk geol. Foren., Årsskrift for 1973: 57—61.
— & BUCH, A. (1974): Dislocated tills with Paleogene and Pleistocene marine beds. Tectonies, lithology, macro- and microfossils. — Danm. geol. Unders., Årbog 1973: 63—91.

PETERSEN, K. & KONRADI, P. (1974): Lithologisk og Palæontologisk bekrivelse af profiler i Kvartæret på Sjælland. — Dansk geol. Toren., Årsskrift for 1973: 47—56.

RASMUSSEN, L. A. (1973): The Quaternary stratigraphy and dislocations on Ven. — Bull. Geol. Inst. Univ. Upps., **5**: 37—39.
— (1975): Kineto-stratigraphic glacial drift units on Hindsholm, Denmark. — Boreas, **4**: 209—217.

RØRDAM, K. & MILTHERS, V. (1900): Kortbladene Sejrø, Nykøbing, Kalundborg og Holbæk. — Danm. geol. Unders. I række, **8**: 143 S.

SJØRRING, S. (1973): Some problems in the till stratigraphy of the Northeastern part of Sjælland. — Bull. Geol. Inst. Univ. Upps., **5**: 31—35.
— (1977): The glacial stratigraphy of the island of Als, southern Denmark. — Z. Geomorph. N. F. Suppl. Bd., **27**: 1—11.

SØRENSEN, H. & NIELSEN, A. V., (Hrsg.) (1978): Den geologiske kortlægning af Danmark. — Danm. geol. Unders. Serie A, **2**: 79 S.

THAMDRUP, K. (1970): Klinten ved Mols Hoved, en kvartærgeologisk underspøgelse. — Dansk geol. Foren., Årsskrift for 1969: 2—8.

USSING, N. V. & MADSEN, V. (1897): Kortbladet Hindsholm. — Danm. geol. Unders. 1 række, **2**: 87 S.

ØDUM, H. (1933): Marint Interglacial paa Sjælland, Hven, Møn og Rügen. — Danm. geol. Unders. IV række, **2** (10): 44 S.

Manuskript eingeg. 10. 3. 1978.

Eiszeitalter u. Gegenwart	**28**	133—138 4 Abb.	*Öhringen/Württ. 1978*

Jungpaläozoische Glazialspuren auf dem Arabischen Schild

NORBERT WALTER ROLAND *)

Permo-Carboniferous, Gondwana, glacial deposit, erratic boulder, ice striation, ice rafting, Arabian Shield, Saudi Arabia, Yemen Arab Republic

Zusammenfassung: Glaziale Ablagerungen vom Arabischen Schild (Bani Khatmah, Saudi Arabien) sind von HELAL (1963, 1965) beschrieben worden. HADLEY & SCHMIDT (1975), die das selbe Gebiet untersuchten, bestritten jedoch ihr Vorkommen.

Im Norden der Arabischen Republik Jemen wurden inzwischen neue Beweise für eiszeitliche Ablagerungen gefunden. Jungpaläozoische bis permo-triassische Tonsteine des Wadi-Akbra-Gebietes enthielten gekritzte Geschiebe und erratische Blöcke bis 2 m Durchmesser. Diese Psephite werden als von Eisbergen verdriftetes Material gedeutet. Die Ablagerungen sind somit als glazialmarine Sedimente anzusehen, die vermutlich auf dem Schelf an der nördlichen Peripherie Gondwanas zur Ablagerung kamen.

[Late Paleozoic Glacial Influence on the Arabian Shield]

Abstract: Glacial deposits had been reported from the Wajid Sandstone (Permian and/or older) of the Bani Kathmah area, Saudi Arabia, by HELAL (1963, 1965), but their existence was not tccepted by HADLEY & SCHMIDT (1975) who investigated the same area.

New proofs of glacial deposits have been found since. In the Sadah area, northern Yemen Arab Republic, shales which overlie the Wajid Sandstone reveal typical indications of glacial influence such as erratic boulders with glacial striation. These boulders are explained as ice rafted glacial material which was drifted northward from Gondwana. The deposition of these glaciomarine sediments probably took place in a belt which extended from northern Ethiopia over northern Yemen Arab Republic and southern Saudi Arabia to Oman.

1. Einleitung

In einer ersten Notiz berichtete HELAL (1963) bereits in „Eiszeitalter u. Gegenwart" von jungpaläozoischen Glazialspuren auf dem Arabischen Schild. Seine Untersuchungsergebnisse wurden später noch ausführlicher dargelegt (HELAL 1965).

Sie fanden keine Zustimmung. D. G. HADLEY und D. L. SCHMIDT vom U.S. Geological Survey, Saudi Arabian Project, Jeddah (Saudi Arabien), untersuchten das gleiche Gebiet (Bani Khatmah, Abb. 1), aus dem HELAL (1963, 1965) seine glazialen Ablagerungen beschrieben hatte. Sie widersprachen ihm in jedem Punkt (HADLEY & SCHMIDT 1975). Auch FRAKES & KEMP & CROWELL (1975) gingen in einer umfassenden Darstellung der Gondwana-Vereisung Asiens nicht auf die bekanntgewordenen Vereisungsspuren der Arabischen Halbinsel ein. Auf einen Hinweis von SCHWARZBACH (1976) hin wurde dies mit der Unsicherheit der bisherigen Ergebnisse begründet (FRAKES & KEMP & CROWELL 1976).

Die Diskussion ist damit jedoch nicht als beendet zu betrachten, da inzwischen weitere Beweise für glaziale Ablagerungen auf der Arabischen Halbinsel erbracht werden können. Während eines Kartierungsprogrammes der Yemen Minerals & Petroleum Authority und der Deutschen Geologischen Beratergruppe, das im Sadah-Gebiet, im Norden der Arabischen Republik Jemen 1975—1977 durchgeführt wurde, konnte der glaziale Ursprung von Sedimenten nachgewiesen werden, von denen er bisher nicht bekannt war.

---

*) Anschrift des Verfassers: Dr. N. W. Roland, Bundesanstalt f. Geowissenschaften u. Rohstoffe, Stilleweg 2, 3000 Hannover 51.

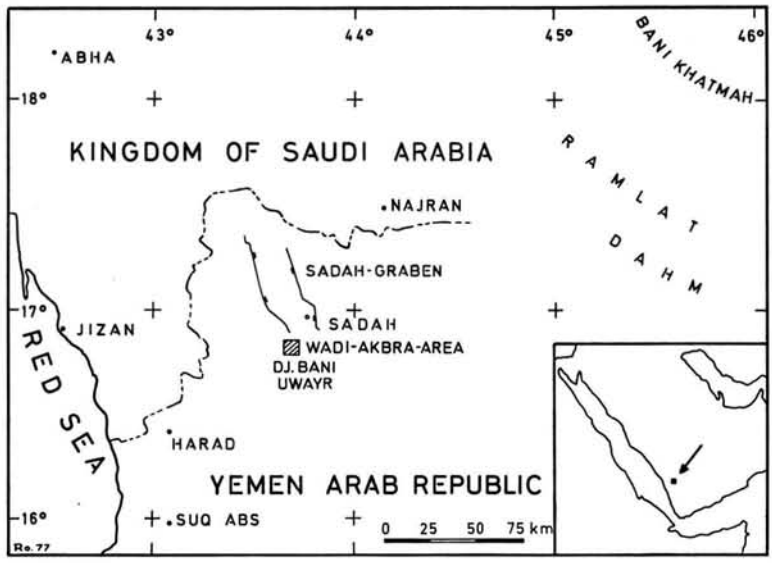


Abb. 1: Lageskizze des Wadi-Akbra-Gebietes.

2. Diskussion der Glazialablagerungen im Süden Saudi Arabiens

Konglomerate mit eingeschalteten Blöcken bis 2 m Durchmesser wurden nach POWERS (1966) bereits von HENRY und BRAMKAMP im Jahre 1950 aus dem Bani-Khatmah-Gebiet (18°10'N, 45°23'E) beschrieben. Sie sind an Wajid Sandstein (Perm oder älter, Basis Kambro-Ordovicium?) gebunden, der ausgedehnte Bereiche des präkambrischen Basements im Süden Saudi Arabiens und im Norden der Arabischen Republik Jemen bedeckt.

HELAL (1963, 1965) deutete die erratischen Blöcke in den konglomeratischen Sandsteinen als eiszeitliches Material und brachte folgende Argumente vor, um zumindest für den oberen Wajid Sandstein den glazialen Ursprung nachzuweisen. Er beschrieb:

1. Korngrößenanalysen von Bani-Khatmah-Proben, die den flachen, bimodalen Charakter von Tilliten aufweisen,
2. ein 50 m mächtiges Profil von tillit-ähnlichen Ablagerungen,
3. erratische Blöcke, die zum Teil $>$ 2 m Durchmesser erreichen,
4. Psephite mit Schrammen ähnlich denen gekritzter Geschiebe.

Im Gegensatz dazu kamen HADLEY & SCHMIDT (1975) nach Untersuchungen, die im gleichen Gebiet ebenfalls an Profilen im Wajid Sandstein durchgeführt wurden, zu folgenden Resultaten:

1. Korngrößenanalysen von Bani-Khatmah-Proben zeigten den scharfen, unimodalen Charakter von fluviatilen Sedimenten,
2. das von HELAL (1965) beschriebene Tillit-Profil wurde nicht gefunden,
3. erratische Blöcke wurden nicht beobachtet. Psephite der unterschiedlichsten Größen waren immer an Konglomerathorizonte gebunden oder in Schrägschüttungskörpern abgelagert.
4. Gekritzte Geschiebe wurden nicht entdeckt.

Außerdem wiesen HADLEY & SCHMIDT (1975) darauf hin, daß bisher keine Glossopteris-Flora und damit keine Indizien für permokarbonische Sedimente des Gondwana-Kontinents von der Arabischen Halbinsel bekannt sind und die nächstgelegenen Spuren einer permokarbonischen Vereisung ca. 3000 km entfernt liegen. Davon abgesehen, daß letzteres vermutlich nicht zutrifft (BEYTH 1973; DOW et al. 1971; HUDSON 1958), ist diese negative Beweisführung nicht zwingend. Andererseits ist der Anteil der Tonfraktionen in den Korngrößenanalysen HELALS für normale Tillite ungewöhnlich niedrig. Er liegt zwischen 5—25 % (HELAL 1965: Fig. 2). Wenn außerdem die strittigen erratischen Blöcke im Bani-Khatmah-Gebiet an Konglomeratlinsen bzw. Schrägschüttungskörper und damit an Sedimente mit erkennbarer Schichtung gebunden sind, kann definitionsgemäß (s. z. B. GARY et al. 1973) tatsächlich nicht von Tilliten gesprochen werden.

Psephite bis zu 2 m Durchmesser, die auf zwei Pedimentflächen am Fuße der Bani-Khatmah-Steilstufe gehäuft auftreten, wurden von HADLEY & SCHMIDT (1975) als „lag deposits", d. h. als Residual des Wajid Sandsteins betrachtet. Nach Ansicht dieser Autoren könnten die „lag deposits" HELAL dazu verleitet haben, glazialen Ursprung für den oberen Wajid Sandstein anzunehmen. Sie selbst verneinen den glazialen Ursprung der Blöcke, haben aber keine Erklärung für deren Herkunft anzubieten. Starke Hebungen im Liefergebiet werden als mögliche Ursache in Betracht gezogen.

3. Glazialablagerungen im Norden der Arabischen Republik Jemen

„Lag deposits" oder Restsedimente wurden im Gebiet des Wadi Akbra (16°47'N, 43° 42,5'E) ca. 20 km SSW von Sadah beobachtet (Abb. 2). Hier ist eine Fläche von rd. 2 km² von Granit-, Schiefer- und Gneis-Blöcken bestreut. Diese Blöcke, die in seltenen Fällen ebenfalls bis 2 m Durchmesser erreichen können, vorwiegend aber Durchmesser von < 1 m aufweisen, sind eindeutig aus Tonsteinen (Schiefertonen) herausgewittert, wie in frischen Aufschlüssen im Wadi Akbra zu beobachten ist.

Abb. 2: Erratische Blöcke im Wadi Akbra, herausgewittert aus Tonsteinen, die den permischen (oder älteren) Wajid Sandstein überlagern.

Diese Tonsteine folgen auf den Wajid Sandstein (Perm oder älter) und werden von Kohlan Sandstein (Trias ?) und Amran Kalk (Jura) überlagert, so daß ihr Alter jungpaläozoisch bis permotriassisch sein dürfte.

Frisch herausgewitterte oder direkt aus den anstehenden Tonsteinen geborgene Psephite vorwiegend feinkörniger Struktur weisen in zahlreichen Fällen deutliche Schrammen auf (Abb. 3—4). Psephite grobkristalliner, polymineralischer Gesteine, die der Insolations-Verwitterung bereits ausgesetzt waren, sind meist zu stark vergrust, so daß Schrammen naturgemäß nicht mehr zu erwarten sind. Entsprechend selten sind sie auf den über die Fläche des Wadi-Akbra-Gebietes verstreuten Blöcken zu beobachten.

Abb. 3 u. 4: Gekritzte Geschiebe aus dem Wadi-Akbra-Gebiet.

Die Geländebefunde zu den Psephiten des Wadi-Akbra-Gebietes lassen sich folgendermaßen zusammenfassen:

1. Die Psephite sind in toniger Matrix abgelagert.
2. Ihre Verteilung in der Ton-Matrix ist völlig unregelmäßig; sie sind nicht an Konglomerathorizonte oder grobkörnige Lagen gebunden.
3. Es handelt sich ausschließlich um Grundgebirgskomponenten (Granite, Gneise, Amphibolite etc.).
4. Alle Gerölle sind gut kantengerundet, z. T. weisen sie die Form von Dreikantern auf; mitunter sind ein oder zwei Flächen deutlich geschrammt, so daß man von gekritzten Geschieben sprechen muß.

4. Deutung und paläogeographische Folgerung

Die erratischen, bis 2 m Durchmesser messenden Blöcke und die fazettierten, gekritzten Geschiebe sind geschichteten Tonsteinen jungpaläozoischen bis permotriassischen Alters in völlig unregelmäßiger Verteilung zwischengeschaltet. Blöcke und Tonfraktion können nicht synchron vom gleichen Medium transportiert und sedimentiert worden sein.

Eine Umlagerung der Psephite durch Abgleiten — quasi als Olistolithe (Definition s. GÖRLER & REUTTER 1968) — scheidet aus mehreren Gründen aus (u. a. fehlendes Paläorelief). Gegenargumente gegen eine vulkanische Herkunft der Blöcke (z. B. Deutung der Psephite als Bomben), subaquatische Rutschung oder Schlammströme als Transportmedium etc., brachte bereits HELAL (1965).

Als Sedimentationsmechanismus kommt daher nur in Frage: Transport der Blöcke durch Gletscher, Verdriften durch Eisberge und Sedimentation der Blöcke beim Schmelzen des Eises.

Welche Konsequenzen hat diese Deutung der Geländebefunde aus dem Wadi-Akbra-Gebiet? Da die Psephite sich in Tonsteinen befinden, die den Wajid Sandstein unmittelbar überlagern, ist es wahrscheinlich, daß auch die von HELAL (1963, 1965) aus dem oberen Wajid Sandstein beschriebenen erratischen Blöcke auf die gleiche Weise sedimentiert wurden. So dürfte HELALS Deutung der Psephite als eiszeitliches Material richtig sein. Die Ansprache dieser Sedimente als Tillite ist definitionsgemäß jedoch unrichtig (GARY et al. 1973).

Für die Paläogeographie läßt sich folgender Schluß ziehen: Der südliche Bereich der heutigen Arabischen Halbinsel gehörte zum Schelf an der nördlichen Peripherie Gondwanas, von wo aus Eisberge gegen Norden drifteten und in einem, in seinem Abstand von der Küste noch nicht bekannten, der Küste ± parallel verlaufenden Gürtel ihre Sedimentfracht „abregneten".

Die saudi-arabischen und jemenitischen Vorkommen sind sicherlich nicht isoliert zu betrachten. Sie dürften Teil eines Gürtels glazialmariner Ablagerungen sein, der sich zumindest von Äthiopien über den Süden Saudi Arabiens und den Norden der Arabischen Republik Jemen bis nach Oman erstreckt, da ähnliche Ablagerungen vom nördlichen Äthiopien (DOW et al. 1971; BEYTH 1973) und von Oman (HUDSON in KING 1958) beschrieben bzw. erwähnt wurden.

Schriftenverzeichnis

BEYTH, M. (1973): Correlation of Paleozoic-Mesozoic Sediments in Northern Yemen and Tigre, Northern Ethiopia. — Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **57** (12): 2440—2443, 1 Abb.; Menasha.

DOW, D. B. & BEYTH, M. & HAILU, T. (1971): Paleozoic glacial rocks recently discovered in Northern Ethiopia. — Geol. Mag., **108** (1): 53—60, 1 Tab., 2 Abb., 1 Taf.; London.

FRAKES, L. A. & KEMP, E. M. & CROWELL, J. C. (1975): Late Paleozoic glaciation: Part VI, Asia. — Geol. Soc. America Bull., **86**: 454—464; Baltimore.

— (1976): Late Paleozoic glaciation: Part VI, Asia: Discussion and reply. — Geol. Soc. America Bull., **87**: 640; Baltimore.

GARY, M. & MCAFEE Jr. R. & WOLF, C. L. (Ed.) (1973): Glossary of Geology. — 2 ed.; 805 + 52 S.; Washington (American Geological Institute).

GÖRLER, K. & REUTTER, K.-J. (1968): Entstehung und Merkmale der Olisthostrome. — Geol. Rdsch., **57** (2): 484—514, 12 Abb.; Stuttgart.

HADLEY, D. G. & SCHMIDT, D. L. (1975): Non glacial origin for conglomerate beds in the Wajid Sandstone of Saudi Arabia. — In: CAMPBELL, K. S. W. (Ed.): Gondwana Geology: 357—371, 11 Abb.; Canberra (Australian National University Press).

HELAL, A. H. (1963): Jungpaläozoische Glazialspuren auf dem Arabischen Schild. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **14**: 121—123, 1 Abb.; Öhringen.

— (1965): On the occurence and stratigraphic position of Permo-Carboniferous tillites in Saudi Arabia. — Geol. Rdsch., **54**: 193—207, 3 Abb.; Stuttgart.

HUDSON, R. G. S. (1958): Discussion. — In: KING, L. C.: Basic palaeogeography of Gondwanaland during the late Palaeozoic and Mesozoic eras. — Quart. J. Geol. Soc., **114**: 70—71; London.

KING, L. C. (1958): Basic palaeogeography of Gondwanaland during the late Palaeozoic and Mesozoic eras. — Quart. Geol. Soc., **114**: 47—70, 4 Abb., 1 Tab.; London.

POWERS, E. W. & RAMIREZ, L. F. & REDMOND, C. D. & ELBERG Jr., E. L. (1966): Geology of the Arabian Peninsula: Sedimentary Geology of Saudi Arabia. — U.S.G.S. Prof. Paper, 560 D; 1—147, 13 Abb.; Washington.

SCHWARZBACH, M. (1974): Das Klima der Vorzeit. Eine Einführung in die Paläoklimatologie, 3. Aufl., VIII + 380 S., 191 Abb., 41 Tab.; Stuttgart (Enke).

— (1976): Late Paleozoic glaciation: Part VI, Asia: Discussion and reply. — Geol. Soc. America Bull., **87**: 640; Baltimore.

Manuskript eingeg. 15. 2. 1978.

Eiszeitalter u. Gegenwart	28	139—147 4 Abb.	Öhringen/Württ. 1978

Neue Beobachtungen zur Chronostratigraphie der mittelwisconsinzeitlichen Vergletscherungen und Böden mexikanischer Vulkane *)

KLAUS HEINE **)

Upper Pleistocene, glaciations, fossil soils, chronostratigraphy, Central Mexican Highland

K u r z f a s s u n g : Die chronostratigraphische Stellung einer mittelwisconsinzeitlichen Moräne des Nevado de Toluca/Mexiko wird beschrieben und mit früheren Stratigraphien verglichen. Der 26 000 — 21 000 a B.P.-Boden des zentralmexikanischen Hochlandes kann durch absolute Datierungen nicht nur am Malinche-Vulkan, sondern auch in der Sierra Nevada (Río Frio) und am Nevado de Toluca belegt werden. Beide Beobachtungen bestätigen die früheren stratigraphischen Beobachtungen des Verfassers.

[New observations about the chronostratigraphy of the mid-Wisconsinian glaciations and soils of the Mexican volcanoes]

A b s t r a c t : The chronostratigraphical position of a mid-Wisconsin moraine of the Nevado de Toluca volcano/Mexico is described and compared with former stratigraphies. The 26,000 — 21,000 yr B.P. soil of the central Mexican highland cannot only be proved at La Malinche volcano but also in the Sierra Nevada de México (Río Frio) and at the Nevado de Toluca volcano by radiocarbon determinations. Both observations confirm the former stratigraphical works of the author.

1. Einleitung

Verf. hat während der letzten Jahre wiederholt über stratigraphische Probleme der jungquartären Sedimente aus dem Bereich der zentralmexikanischen hohen Vulkane berichtet (HEINE 1971, 1973a + b, 1974a, 1975, 1976a; HEINE & HEIDE-WEISE 1972, 1973; HEINE & SCHÖHALS 1973; HEINE & OHNGEMACH 1976). Während die stratigraphischen Beziehungen der glazialen und periglazialen Ablagerungen und Formen für die Zeit nach 25 000 a B.P. recht gut erfaßt werden konnten, gab es bisher wenig Anhaltspunkte für die stratigraphische Stellung mittelwisconsinzeitlicher Moränen, die bisher nur am Malinche-Vulkan anhand sedimentologischer und paläopedologischer Kriterien in Verbindung mit wenigen ^{14}C-Datierungen aus liegenden und hangenden Schichten der Moränen (M I) auf rund 34 000 bis 32 000 a B.P. datiert werden konnten. Neue Beobachtungen des Verfassers aus den Jahren 1974 und 1975 ergänzen und bestätigen die früheren Befunde.

Für jungquartäre stratigraphische Korrelierungen im Bereich des südlichen zentralmexikanischen Hochlandes ist ein fossiler Boden, der von mir mit fBo1 bezeichnet wurde (HEINE 1971, 1975), von großer Bedeutung. Darauf wurde von mir an verschiedenen Stellen hingewiesen. Während bisher absolute Datierungen dieses fBo1-Bodens nur aus dem Bereich des Malinche-Vulkans vorlagen, können nun die aufgrund der Feldbeobachtungen vorgenommenen Korrelierungen des fBo1-Bodens über größere Entfernungen auch durch verschiedene ^{14}C-Datierungen bestätigt werden. Das Alter von rund 26 000 bis 21 000 a B.P. für den fBo1-Boden wird auch durch die neuen Befunde gestützt.

---

*) Der Deutschen Forschungsgemeinschaft danke ich für eine großzügige Reise- und Sachbeihilfe. Herrn Professor Dr. M.-A. G e y h vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung (Hannover) danke ich für zahlreiche ^{14}C-Datierungen.

**) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. Klaus H e i n e , Geographisches Institut der Universität, Franziskanerstraße 2, D-5300 Bonn 1.

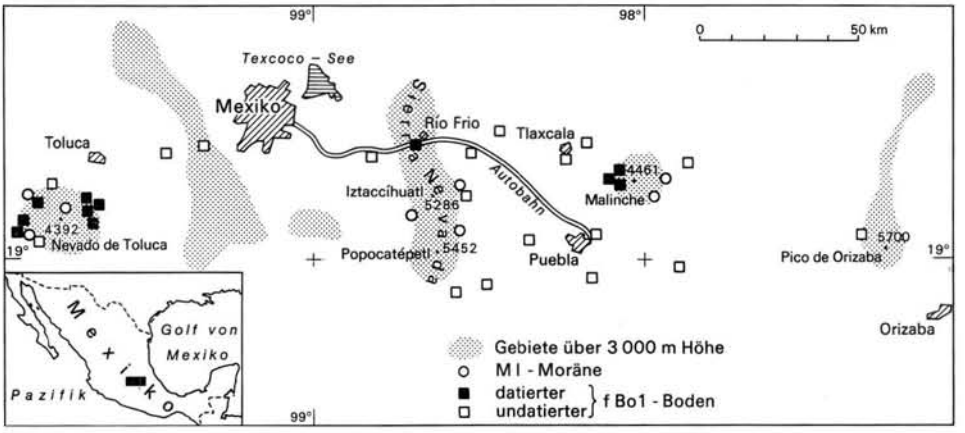


Abb. 1: Übersichtskärtchen.

2. Geländebeobachtungen

2.1. Die M I-Moränen des Nevado de Toluca

Über die chronostratigraphischen Beziehungen der glazialen und periglazialen Formen und Sedimente Zentralmexikos informiert die Zusammenstellung der Abb. 2. Am Vulkan des Nevado de Toluca (Abb. 1) konnten bisher die M I-, M III-, M IV- und M V-Vergletscherungen, die durch Moränen und Blockgletscher vertreten sind, nachgewiesen werden (Heine 1975, 1976b); anhand morphologischer Kriterien und relativ-stratigraphischer Beziehungen wurden die glazialen Formen und Ablagerungen der M I- und M III-Vergletscherungen mit den entsprechenden datierten Bildungen anderer Vulkane korreliert (Heine 1975).

Am Nordwesthang des Nevado de Toluca waren in ca. 3 820 m Höhe am 22. 2. 1975 Aufschlüsse entlang der Fahrstraße zum Kraterkessel vorhanden, die Einblicke in die Schichtabfolge gewährten (Abb. 3). Im Liegenden befanden sich einerseits glaziale Ablagerungen (Moränen in ca. 3900 m Höhe, rechtes Profil der Abb. 3), andererseits in derselben stratigraphischen Position vulkanische andesitische Brekzien (Lahar, mittleres Profil der Abb.3). Sowohl die Moräne als auch die Laharablagerungen wurden von derselben Abfolge verschiedener, vorwiegend vulkanischer Sedimente bedeckt. Aus dem Laharmaterial, dessen größere Komponenten eine leichte Einregelung hangabwärts zeigten, konnten verschiedene Holzkohlestücke geborgen werden, die zum Teil über 20 cm Länge aufwiesen und die auch teilweise eine Einregelung hangabwärts erkennen ließen. Das Alter der ^{14}C-Datierung ergab 35 600 $\pm \frac{2600}{1800}$ a B.P. (Hv 6959).

Aufgrund der geringen Bodenbildung auf dem Laharmaterial sowie dem Moränenmaterial und derselben Tephrabedeckung von Lahar und Moräne wird angenommen, daß die Moräne nur etwas jünger als das Laharmaterial sein kann; dafür spricht auch die Tatsache, daß das Moränenmaterial nicht vom Lahar bedeckt worden ist. Die Moräne ist damit ein Beleg für eine mittelwisconsinzeitliche Vergletscherung des Nevado de Toluca.

Vermutlich ebenfalls mittelwisconsinzeitliche glaziale Ablagerungen wurden an zwei anderen Stellen des Nevado de Toluca gefunden (Heine 1975); sie sind in Höhen von 3 200 und 3 000 m angetroffen worden und zeigen eine Bedeckung mit verschiedenen vulkanischen Schichten; der fossile fBo1-Boden tritt auch bei den zuletzt genannten Moränen unmittelbar über dem Moränenschutt auf.

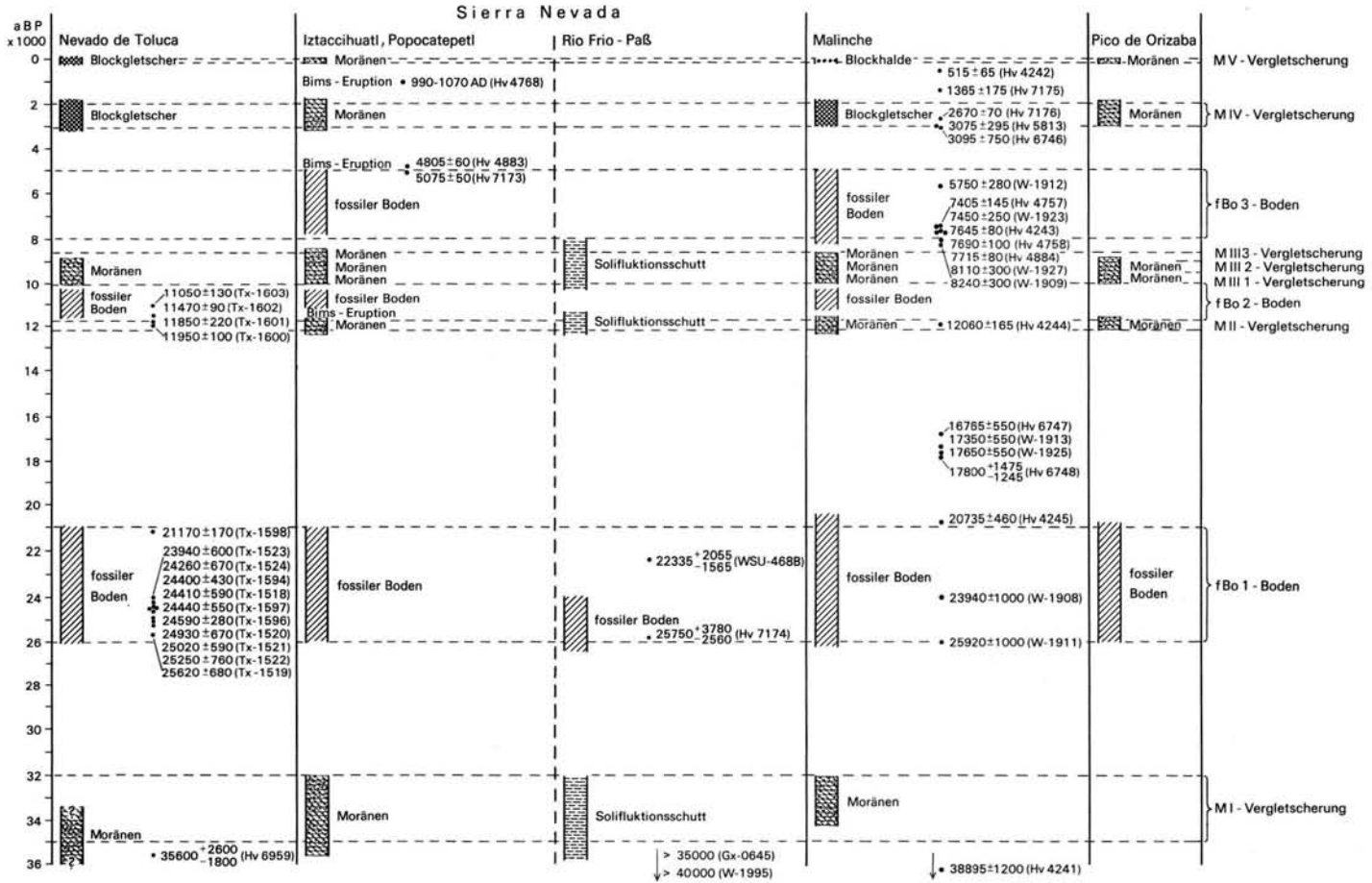


Abb. 2: Chronostratigraphische Beziehungen der glazialen und periglazialen Formen und Ablagerungen in Zentralmexiko (schematisch). Die ^{14}C-Datierungen mit den Tx-Probennummern des Nevado de Toluca sind der Arbeit von BLOOMFIELD & VALASTRO (1974) entnommen. Die Darstellung enthält alle für die genannten Vulkangebirge verfügbaren ^{14}C-Datierungen.

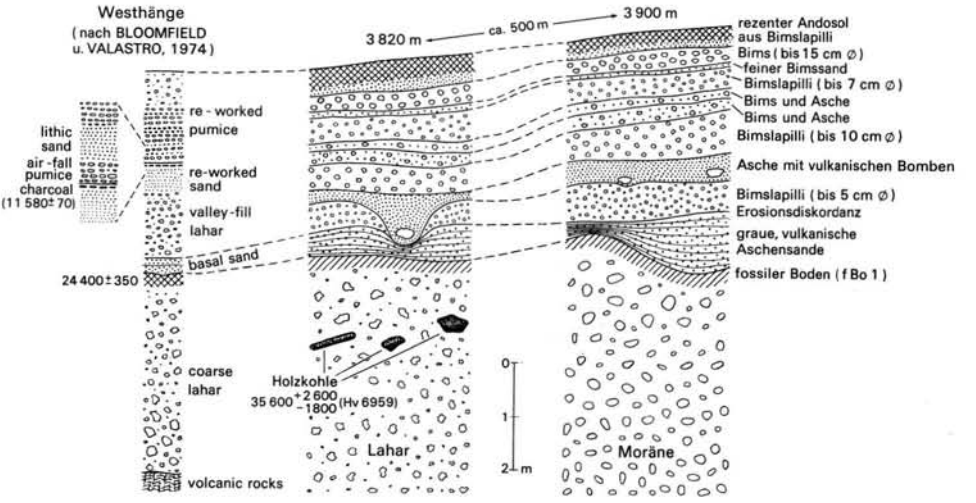


Abb. 3: Profil und stratigraphische Beziehungen der M I-Moräne des NW-Hanges des Nevado de Toluca. Die eigenen Profile lassen sich mit dem Sammelprofil für die Westflanke des Vulkans, wie es von BOOMFLIED & VALASTRO (1974) angegeben wird, korrelieren.

2.2. Der fBo1-Boden am Nevado de Toluca

BLOOMFIELD & VALASTRO (1974) machen Angaben über die spätpleistozäne Förderfolge des Nevado de Toluca, die sie mit zahlreichen ^{14}C-Datierungen belegen (Abb.2). Ihre erarbeiteten Tephra-Sequenzen lassen sich mit meinen früheren und den hier dargestellten Profilen korrelieren (Abb. 3). Der von mir als fBo1-Boden (= 25 000 a B.P.-Boden) bezeichnete und für stratigraphische Fern-Korrelierungen zwischen Malinche und Sierra Nevada einerseits und dem Nevado de Toluca andererseits benutzte fossile Boden wurde von den genannten Autoren durch 11 ^{14}C-Datierungen chronostratigraphisch eingeordnet. Die Altersbestimmungen ergaben Werte zwischen rund 26 000 und 21 000 a B.P. und entsprechen damit genau dem Alter des fBo1-Bodens des Malinche-Vulkans (HEINE 1973b: Abb. 2).

Durch die absoluten Datierungen des fBo1-Bodens am Nevado de Toluca wird auch gleichzeitig das Alter der M I-Moräne auf älter als 26 000 a B.P. festgelegt. Ob allerdings die Ablagerungen des älteren Laharstromes ein Alter von nur rund 25 000 a B.P. haben, wie BLOOMFIELD & VALASTRO (1974) aufgrund der fBo1-Boden-Datierungen vermuten, muß angezweifelt werden, denn die Datierung des Laharmaterials in unmittelbarer Nachbarschaft zum Moränenschutt auf 35 600 $\pm \frac{2600}{1800}$ a B.P. läßt zumindest für den datierten Lahar ein wesentlich höheres Alter erkennen.

2.3. Der fBo1-Boden im Bereich des Río Frio-Passes (Sierra Nevada de México)

Aufgrund paläopedologischer und mineralogischer Befunde ist wiederholt versucht worden, stratigraphische Beziehungen zwischen den Sedimenten des Beckens von Mexiko und des Tales von Puebla-Tlaxcala herzustellen. Dabei kam den Aufschlüssen entlang der Autobahn, die beide Beckengebiete verbindet (Abb. 1), im Bereich der Sierra Nevada eine

besondere Bedeutung zu (CORNWALL 1968, 1970; HEINE & SCHÖNHALS 1973; HEINE 1975). Nicht ganz übersichtlich sind die Verhältnisse im Bereich des Río Frio-Passes nördlich des Iztaccíhuatl-Vulkangebirges, denn dort schneidet die Autobahn verschiedene jüngere Lavaströme, Ignimbrite, Schutthorizonte, fossile Böden und Tephralagen, die in Abhängigkeit von dem bewegten Relief unterschiedlich mächtig oder auch nur lückenhaft von Ort zu Ort ausgebildet sind. Eine erneute Untersuchung der Río Frio-Profile unter besonderer Berücksichtigung der periglazialen Sedimente ergab neue Kriterien für die chronostratigraphische Stellung des fBo1-Bodens im Bereich des Río Frio-Gebietes und der Westseite der Sierra Nevada sowie für die Altersstellung der Río Frio-Ignimbrite.

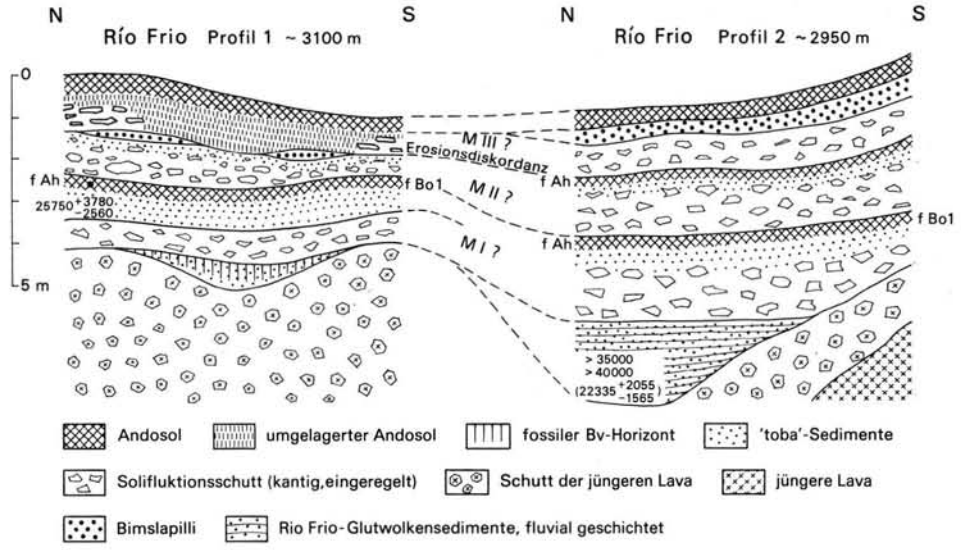


Abb. 4: Profile und stratigraphische Beziehungen der Solifluktionshorizonte sowie der Glutwolkensedimente im Bereich des Río Frio-Passes, Sierra Nevada de México.

Zwei Profile sollen herausgegriffen und näher beschrieben werden (Abb. 4). Profil 1 befindet sich in rund 3100 m Höhe westlich der Paßhöhe; Profil 2 liegt zwischen der Paßhöhe und dem Ort Río Frio in ca. 2950 m Höhe. Im Liegenden von Profil 1 erkennt man den Schutt der Jüngeren Lava (nach CORNWALL 1968); der Lavastrom selbst liegt etwas weiter südlich des Profils. Über dem Lavaschutt ist in Mulden Bodenmaterial eingeschwemmt worden. Im Hangenden folgt ein Solifluktionshorizont mit eingeregelten Komponenten; der Horizont ist 0,5 bis 2 m mächtig und enthält kantige Scherben und Blöcke, die bis 1 m ϕ erreichen können. Darüber folgen im Profil braun verwitterte „toba"-Sedimente, auf denen ein Andosol mit ausgeprägtem A_h-Horizont entstanden ist. Kleine Holzkohlestückchen befinden sich in dem fossilen Andosol. Holzkohle- und Humusbestandteile bildeten das Material für eine ^{14}C-Datierung, die ein Alter von 25 750 $\pm \frac{3780}{2560}$ a. B.P. (Hv 7174) ergab. Über dem datierten fossilen Andosol liegt ein zweiter Solifluktionshorizont, der ebenfalls aus kantigen Bruchstücken des nahegelegenen Lavastromes (Jüngere Lava) besteht; die größten Komponenten in dem 0 bis 1,5 m mächtigen Solifluktionsschutt haben einen ϕ bis zu 1 m. Im Hangenden nimmt das „toba"-Material im Solifluktionshorizont mehr und mehr zu; die „toba"-Sedimente sind leicht verwittert. Eine Erosionsdiskordanz trennt die nur in Linsen auftretenden Bimslapilli von dem liegenden (mittleren) Solifluk-

tionsschutt. Über den Bimslinsen ist stellenweise Solifluktionsschutt abgelagert, stellenweise aber auch humushaltiges schluffig-sandiges Material, das als umgelagerter Ando-Boden gedeutet werden muß. Darüber befindet sich — bis zu 1 m mächtig — der rezente Andosol.

In Profil 2 sind die Beziehungen zwischen dem Schutt der Jüngeren Lava und dem Río Frio-Ignimbrit einerseits und dem Ignimbrit und den Solifluktionshorizonten andererseits zu erkennen. Der Ignimbrit wird durch fluvial umgelagerte, geschichtete Sedimente in diesem Profil vertreten. Etwa 500 m nördlich des Profils 2 steht der Ignimbrit südlich des Dorfes Río Frio an, wo er auch verschiedene verkohlte Kiefernstämme enthält, die unterschiedliche ^{14}C-Alter ergeben haben (Cornwall 1968, 1970; Heine 1973b). Der Bimslinsenhorizont zwischen den beiden hangenden Solifluktionshorizonten des Profils 1 ist in Profil 2 nicht mehr aufzufinden. Hier tritt jedoch ein wesentlich gröberer Bims (ϕ bis 2 cm) in einer 0 bis 1 m mächtigen Schicht über dem jüngsten Solifluktionsschutt auf.

Beide Profile zeigen drei deutlich voneinander abgesetzte Solifluktionshorizonte, die auch noch in Höhen unter 3 000 m ausgebildet sind. Die beiden untersten Solifluktionslagen werden von einem fossilen Boden getrennt, der ein ^{14}C-Alter von rund 25 000 a B.P. hat und damit dem fBo1-Boden des Malinche-Vulkans (Heine 1975) und des Nevado de Toluca entspricht. Aufgrund der stratigraphischen Beziehungen der Solifluktionshorizonte zu dem fBo1-Boden lassen sich diese mit der Moränen-Stratigraphie korrelieren (Abb. 2), die für die zentralmexikanischen Vulkane erarbeitet wurde. Demnach entspricht vermutlich der unterste Solifluktionsschutt der M I-Vergletscherung, der mittlere Solifluktionsschutt der M II-Vergletscherung und der oberste Schutt der M III-Vergletscherung.

Der Río Frio-Ignimbrit ist im Liegenden des M I-Solifluktionshorizontes zu finden; er hat somit ein Alter von über rund 35 000 a B.P.

3. Diskussion der Ergebnisse

Hinweise auf eine mittelwisconsinzeitliche Vergletscherung verschiedener mexikanischer Vulkane (Malinche, Sierra Nevada und Nevado de Toluca) hat Verf. bereits in früheren Publikationen gegeben (zuletzt Heine 1975). Bisher konnte jedoch die Datierung dieser sogenannten M I-Vergletscherung nur aufgrund sedimentologischer und paläopedologischer Kriterien vorgenommen werden. Das vermutete Alter für die M I-Vergletscherung von ca. 34 000 — 32 000 a B.P. wird durch die hier erstmals erwähnte ^{14}C-Datierung im großen und ganzen bestätigt. Wahrscheinlich ist mit einem Alter von ca. 35 000 a B.P. oder etwas jünger für die M I-Moräne des Nevado de Toluca zu rechnen.

Damit fällt die M I-Vergletscherung des Nevado de Toluca (und vermutlich auch die der anderen mexikanischen Vulkane) in eine Zeit, die ein mittelwisconsinzeitliches Stadial, bzw. den Übergang von diesem Stadial zum bedeutenden Interstadial (Denekamp, Stillfried B, Karginsky, Plum Point etc. nach Mörner 1971, 1972, 1973) verkörpert. Auch für tropische und subtropische Gebiete scheint um 35 000 bis 32 000 a B.P. eine bedeutende Klimaschwankung thermischer und/oder hygrischer Art nachgewiesen zu sein (Heine 1974b; van Zinderen Bakker & Coetzee 1972 für das tropische Afrika; Bowler 1975 für Australien). Aufgrund der Ungenauigkeiten mittelwisconsinzeitlicher ^{14}C-Datierungen läßt sich nicht sagen, ob die M I-Vergletscherung mit einem außertropischen Stadial i.e.S. korrespondiert oder ob sie möglicherweise erst in der Zeit des Überganges vom Stadial zum Interstadial auftrat — analog den Verhältnissen im Spätglazial/Frühholozän, wie sie für die Vergletscherungen M II und M III der mexikanischen Gebirge belegt werden konnten (Heine 1975; Heine & Ohngemach 1976). In der Zeit nach 25 000 a B.P. waren in Mexiko die größten Gletschervorstöße nicht zeitgleich mit den Hauptvergletsche-

rungen der Außertropen, sondern traten erst am Übergang vom Pleistozän auf (M II um 12 000 a B.P., M III um 10 000 — 9000 a B.P.). Erklärungen für dieses Phänomen geben KLAUS (1973) und HEINE (1977).

Ein fossiler Boden, der fBo1-Boden (nach HEINE 1971), der ein Alter von 26 000 bis 21 000 a B.P. hat, besitzt für stratigraphische Korrelierungen im zentralmexikanischen Hochland eine große Bedeutung. Dieser fBo1- Boden konnte bisher nur am Malinche-Vulkan datiert werden (HEINE 1975); nun liegen auch Datierungen vom Nevado de Toluca und der Sierra Nevada (Río Frio) vor. Die Befunde bestätigen die früheren Folgerungen, die allein anhand der Geländebefunde gemacht wurden (HEINE 1975). Der fBo1-Boden verkörpert eine Zeit, die durch Stabilität der morphologischen Prozesse gekennzeichnet ist. Der fBo1-Boden ist sowohl an den Hängen der Vulkane als auch in den Beckenlandschaften ausgebildet. Er belegt Abtragungsruhe zwischen 26 000 und 21 000 a B.P. Da dieser Boden erst in der ausgehenden Wisconsin-Kaltzeit von Sedimenten bedeckt bzw. abgetragen wurde (HEINE 1976a), verkörpert er auch über weite Flächen im zentralmexikanischen Hochland das letzteiszeitliche Relief zwischen ca. 21 000 und 13 000 a B.P. Diese Zeitspanne ist in Mexiko durch ein kaltes und trockenes Klima charakterisiert (KLAUS 1973; HEINE 1975).

Die Identifizierung des fBo1-Bodens in den Río Frio-Profilen ergibt neue Anhaltspunkte für die stratigraphische Stellung des Río Frio-Ignimbrits sowie der „toba"-Sedimente an der Westflanke der Sierra Nevada. Die Altersangaben der Ignimbritablagerungen sind recht unterschiedlich (HEINE 1973b); MALDE (o. J.) nennt 22 335 $\pm \frac{2055}{1565}$ a. B.P. (WSU-468B), über 35 000 (GX-0645) und über 40 000 (W-1995) a B.P. Mit Sicherheit kann nun das Alter der Ignimbrite auf über 35 000 a B.P. festgesetzt werden, da der fBo1-Boden sowie die mit verschiedenen datierten Vergletscherungsphasen korrelierbaren Solifluktionshorizonte die Glutwolkensedimente bedecken. Daher müssen stratigraphische Beziehungen des fBo1-Bodens bei HEINE (1973b) und HEINE & SCHÖNHALS (1973) berichtigt werden, die für das Gebiet des Río Frio-Passes und der westlichen Sierra Nevada auf Ergebnisse von CORNWALL (1968, 1970) zurückgreifen; CORNWALL hat die Beziehungen der fossilen Böden zwischen dem Río Frio-Paß und den Beckengebieten nicht richtig erkannt, wie die hier ausgeführten speziellen Untersuchungen ergeben haben. Der fBo1-Boden ist am Río Frio-Paß nicht mit dem ‚First Red Soil' CORNWALLS (1968) identisch, wohl aber mit dem ‚First Red Soil' im Bereich des Beckens von Puebla-Tlaxcala.

Der fossile Boden fBo1 gliedert im Bereich des Río Frio-Passes einen unteren Solifluktionshorizont von zwei hangenden Solifluktionsdecken. Die stratigraphische Lage der Solifluktionshorizonte legt die Vermutung nahe, daß es sich bei den Solifluktionsdecken um korrelate Ablagerungen zu den Moränen M I, M II und M III handelt, die an den zentralmexikanischen Vulkanen nachgewiesen und chronostratigraphisch erfaßt wurden. Die M I-Moränen befinden sich stets unter dem fBo1-Boden; sie haben ein Alter zwischen 35 000 und 32 000 a B.P. Die M II-Moränen befinden sich immer über dem fBo1-Boden; ihr Alter konnte auf ca. 12 000 a B.P. festgesetzt werden. Die M III-Moränen, die in drei Staffeln untergliedert werden können (HEINE 1976a), wurden zwischen 10 000 und 9 000 a B.P. gebildet. Sie überlagern im Bereich der Sierra Nevada de México einen Bims mit Andesit, der im Bereich des Popocatépetl (südliche Sierra Nevada) als markanter Leithorizont hervortritt und der sich bis zur NW-Flanke der Iztaccíhuatl verfolgen läßt. Es konnte nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden, ob die Bimslinsen im Profil 1 (Abb. 4) dem Bims mit Andesit (P3 nach MIEHLICH 1974) des Popocatépetl entsprechen; die Untersuchungen von MIEHLICH (1974) allerdings sprechen für die Korrelierung der Bimslinsen mit dem P3-Bims-Leithorizont des Popocatépetl, wodurch sich die Verknüpfung der Solifluktionshorizonte mit der Moränen-Stratigraphie erhärten würde.

Die Solifluktionshorizonte bezeugen „periglaziale" Prozesse zu verschiedenen Zeiten in Höhen um und unter 3000 m. Anzeichen für einen Dauerfrostboden während der verschiedenen Solifluktionsphasen konnten in den Río Frio-Profilen nicht beobachtet werden, obgleich aus der Sierra Nevada fossile Eiskeile beschrieben werden (Lorenzo 1969; Heine 1975). Vermutlich sind die Solifluktionshorizonte nicht an Dauerfrostboden gebunden gewesen, sondern entstanden, als während feuchter Phasen der — in einer schluffreichen Matrix (= „toba"-Sedimente) eingebettete — Lavaschutt schwerkraftbedingt hangabwärts wanderte. Daher muß auch die Bildung der Solifluktionshorizonte zeitlich nicht unbedingt auf die relativ kurzen Phasen der starken Gletschervorstöße beschränkt gewesen sein, sondern die Solifluktionsdecken konnten sich eventuell auch schon vor und/oder nach den Gletschervorstößen bewegt haben, sofern dies die klimatischen Bedingungen zuließen.

Schriftenverzeichnis

Bloomfield, K. & Valastro, S. (1974): Late Pleistocene Eruptive History of Nevado de Toluca Volcano, Central Mexico. — Bull. Geol. Soc. Amer., **85**: 901—906, 3 Abb., 1 Tab.; Washington.

Bowler, J. M. (1975): Deglacial Events in Southern Australia: Their Age, Nature and Palaeoclimatic Significance. — Quaternary Studies - R. P. Suggate & M. M. Cresswell (Eds.), Roy. Soc. New Zealand Bull., **13**: 75—82, 3 Abb., 1 Tab.; Wellington.

Cornwall, I. W. (1968): Outline of a stratigraphical "bridge" between the Mexico and Puebla basins. — Bull. Inst. Archaeol. Univ. London, **7**: 89—140, 18 Abb.; London.

— (1970): Outline of a stratigraphical "bridge" between the Mexico and Puebla basins (Part two). — Bull. Inst. Archaeol. Univ. London, **8/9**: 1—54, 6 Abb., 4 Tab.; London.

Heine, K. (1971): Fechas C^{14} de los sedimentos del volcán La Malinche. — Anu. Geogr., **XI**: 177—183, 2 Abb., 1 Tab.; Mexico.

— (1973a): Die jungpleistozänen und holozänen Gletschervorstöße am Malinche-Vulkan, Mexiko. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **23/24**: 46—62, 9 Abb., 1 Tab.; Öhringen.

— (1973b): Zur Glazialmorphologie und präkeramischen Archäologie des mexikanischen Hochlandes während des Spätglazials (Wisconsin) und Holozäns. — Erdkde., **XXVII**: 162—180, 5 Abb., 3 Phot., 3 Tab.; Bonn.

— (1974a): Nuevas observaciones de la estratigrafía Cuaternaria de la Región del Valle "Puebla-Tlaxcala". — Comunicaciones (Proyecto Puebla Tlaxcala), **11**: 1—3, 1 Abb.; Puebla, Pue. (Mex.).

— (1974b): Bemerkungen zu neueren chronostratigraphischen Daten zum Verhältnis glazialer und pluvialer Klimabedingungen. — Erdkde., **28**: 303—312, 2 Abb., 1 Tab.; Bonn.

— (1975): Studien zur jungquartären Glazialmorphologie mexikanischer Vulkane — mit einem Ausblick auf die Klimaentwicklung. — Das Mexiko-Projekt der DFG, **VII**, 178 S., 39 Abb., 39 Bild., 9 Tab.; Wiesbaden (Steiner).

— (1976a): Schneegrenzdepressionen, Klimaentwicklung, Bodenerosion und Mensch im zentralmexikanischen Hochland im jüngeren Pleistozän und Holozän. — Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd. **24**: 160—176, 5 Fig., 3 Phot., 1 Tab.; Berlin - Stuttgart.

— (1976b): Blockgletscher- und Blockzungen-Generationen am Nevado de Toluca, Mexiko. — Die Erde, **1976**: 330—352, 6 Fig., 4 Bilder, 1 Tab.; Berlin.

— (1977): Beobachtungen und Überlegungen zur eiszeitlichen Depression von Schneegrenze und Strukturbodengrenze in den Tropen und Subtropen. — Erdkde., **XXXI**: 161—178, 8 Abb., 6 Phot., 1 Schema; Bonn.

— & Heide-Weise, H. (1972): Estratigrafía del Pleistoceno Reciente y del Holoceno en el Volcán de la Malinche y Región Circunvecina. — Comunicaciones (Proyecto Puebla Tlaxcala), **5**: 3—8, 2 Abb.; Puebla, Pue. (Mex.).

— & — (1973): Jungquartäre Förderfolgen des Malinche-Vulkans und des Popocatépetl (Sierra Nevada, Mexiko) und ihre Bedeutung für die Glazialgeologie, Paläoklimatologie und Archäologie. — Münster. Forsch. Geol. Paläont., **31/32**: 303—322, 2 Abb., 2 Tab.; Münster.

— & Ohngemach, D. (1976): Die Pleistozän/Holozän-Grenze in Mexiko. — Münster. Forsch. Geol. Paläont., **38/39**: 229—251, 7 Abb.; Münster.

— & Schönhals, E. (1973): Entstehung und Alter der „toba"-Sedimente in Mexiko. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **23/24**: 201—215, 7 Abb.; Öhringen.

KLAUS, D. (1973): Die eiszeitlichen und nacheiszeitlichen Klimaschwankungen im zentralmexikanischen Hochland und ihre Ursachen. — Erdkde., **XXVII**: 180—192, 5 Abb., 4 Tab.; Bonn.

LORENZO, J. L. (1969): Condiciones periglaciares de las altas montañas de México. — Paleoecología (Dep. Prehist. INAH), **4**: 45 S., 27 Fig., 5 Diagr.; Mexico.

MALDE, H. E. (o. J.): La Malinche Volcanic Ash Stratigraphy. — Manuskript.

MIEHLICH, G. (1974): Stratigraphie der jüngeren Pyroklastika der Sierra Nevada de México durch schwermineralanalytische und pedologische Untersuchungen. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **25**: 107—125, 6 Abb., 5 Tab.; Öhringen.

MÖRNER, N.-A. (1971): The Position of the Ocean Level during the Interstadial at about 30 000 B.P. — A Discussion from a Climatic-Glaciologic Point of View. — J. Earth Sci. Canad., **8**: 132—143, 4 Abb.; Montreal.

— (1972): The cold/warm changes during the last Ice Age. — Contr. Geol. Stockholm, **XXIV** (4): 51—77, 11 Abb., 3 Tab., 4 Taf.; Stockholm.

— (1973): Sea level variations and climatic fluctuations. — Coll. Internat. Centre Nat. Rech. Sci., **219**: 135—141, 4 Abb.; Paris.

SCHÖNHALS, E. & WERNER, G. (1975): Acumulación ferrosa en los sedimentos volcánicos no compactos en Río Frio, Sierra Nevada. — Comunicaciones (Proyecto Puebla Tlaxcala), **12**: 49—50, 2 Abb., 3 Phot.; Puebla - Mexico.

VAN ZINDEREN BAKKER, E. M. & COETZEE, J. A. (1972): A re-appraisal of late-Quaternary climate: evidence from tropical Africa. — Palaeoecol. of Africa, **7**: 151—181, 21 Tab.; Kapstadt.

Manuskript eingeg. 14. 2. 1977.

Eiszeitalter u. Gegenwart	**28**	148—166 8 Abb., 2 Tab.	*Öhringen/Württ. 1978*

Rezente Vergletscherungsspuren in zentraliranischen Hochgebirgen

JÖRG GRUNERT, HANS-GEORG CARLS & CHRISTOPH PREU*)

Climate, present glaciers, firn-patches, snowline, Central-Iran

K u r z f a s s u n g : Am Beispiel des Zardeh-Kuh Massivs (4200 m) und des Shir-Kuh Massivs (4070 m) wird die heutige Vergletscherung zentraliranischer Hochgebirge untersucht. In beiden Gebirgsmassiven herrschen vergleichbare klimatische Bedingungen: kalte/feuchte Winter und heiße/trockene Sommer. Der Zardeh-Kuh auf der Luvseite der Zagros-Ketten erhält jedoch eine etwa viermal höhere Niederschlagsmenge (überwiegend Schnee), als der Shir-Kuh auf der trockenen Leeseite. Dadurch ergibt sich ein charakteristischer steiler Anstieg der rezenten Schneegrenze quer über die Zagros-Ketten von West nach Ost von 4000—4100 m auf 4600—4700 m (BOBEK 1937).

Als Folge der höheren Niederschläge haben sich im Zardeh-Kuh Massiv mehrere kleine Wandfußgletscher sowie zahlreiche Firnflecken entwickelt, während sich im Shir-Kuh Massiv in vergleichbarer Höhe nur perennierende Firnflecken an einer einzigen Stelle halten können. Diese Firnflekken jedoch, wie auch ein neu entdeckter perennierender Firnfleck im Zardeh-Kuh Massiv in nur 2300 m Höhe, geben zu der Vermutung Anlaß, daß die rezente Schneegrenze etwa 200 m unter der von BOBEK (1937) und SCHWEIZER (1972) angegebenen Höhe verläuft. Darauf deutet auch das Verhalten des großen Firnflecks im Zardeh-Kuh Massiv in 2300 m Höhe hin, der auf Luftbildern von 1955 noch nicht ausgebildet ist. Seither hat sich hier die Schneegrenze offenbar spürbar abgesenkt.

[The Present-Day Glaciers of the Central-Iranian High Mountains]

A b s t r a c t : The paper presents the Zardeh-Kuh (4200 m) and Shir-Kuh (4070 m) mountains as two examples of the present-day glaciation of the central Iranian high mountains. Both mountain areas are subject to comparable climatic conditions: cold and wet winters as opposed to hot and dry summers. As the Zardeh-Kuh is situated at the windward side of the Zagros chains, it receives a precipitation four times higher (mostly snow) than that of the Shir-Kuh Mts., which lie on the more arid leeward side of the Zagros chains. This results in a steep increase of the present-day snowline from West to East over the Zagros chains, as was first indicated by BOBEK (1937). According to him the snowline rises from 4000/4100 m to 4600/4700 m.

Because of the higher precipitation a number of small cirque glaciers (Wandfußgletscher) as well as numerous firn patches (Firnflecken) have developed on the Zardeh-Kuh Mts., whereas in the more arid Shir-Kuh Mts. only a few persisting firn patches exist in a single location at comparable height. These firn patches together with a newly discovered persisting firn patch in the Zardeh-Kuh Mts. at an altitude of only 2300 m suggest, however, that the presentday snowline lies about 200 m below the altitudes given by BOBEK (1937) and SCHWEIZER (1972).

This view is supported by the behavior of the firn patches over the last 20 years. Aerial photographs show that the large firn patch at 2300 m in the Zardeh-Kuh Mts. did not exist in 1955. Obviously the snowline has been sensibly lowered over the last 20 years.

1. Die rezente Vergletscherung des Zardeh-Kuh Massivs

(C. PREU)

1.1. Einleitung

In den letzten Jahren sind, ausgehend von der grundlegenden Arbeit BOBEKS (1937), zahlreiche weitere glazialmorphologische Untersuchungen in den semiariden subtropischen Hochgebirgen Vorderasiens durchgeführt worden. Erwähnt seien die Arbeiten von EHLERS

*) Anschrift der Autoren: Dr. J. G r u n e r t , H. G. C a r l s und C. P r e u , Geograph. Inst. der Univ. Würzburg, Am Hubland, 8700 Würzburg.

ÜBERSICHTSKARTE von ZENTRAL-IRAN

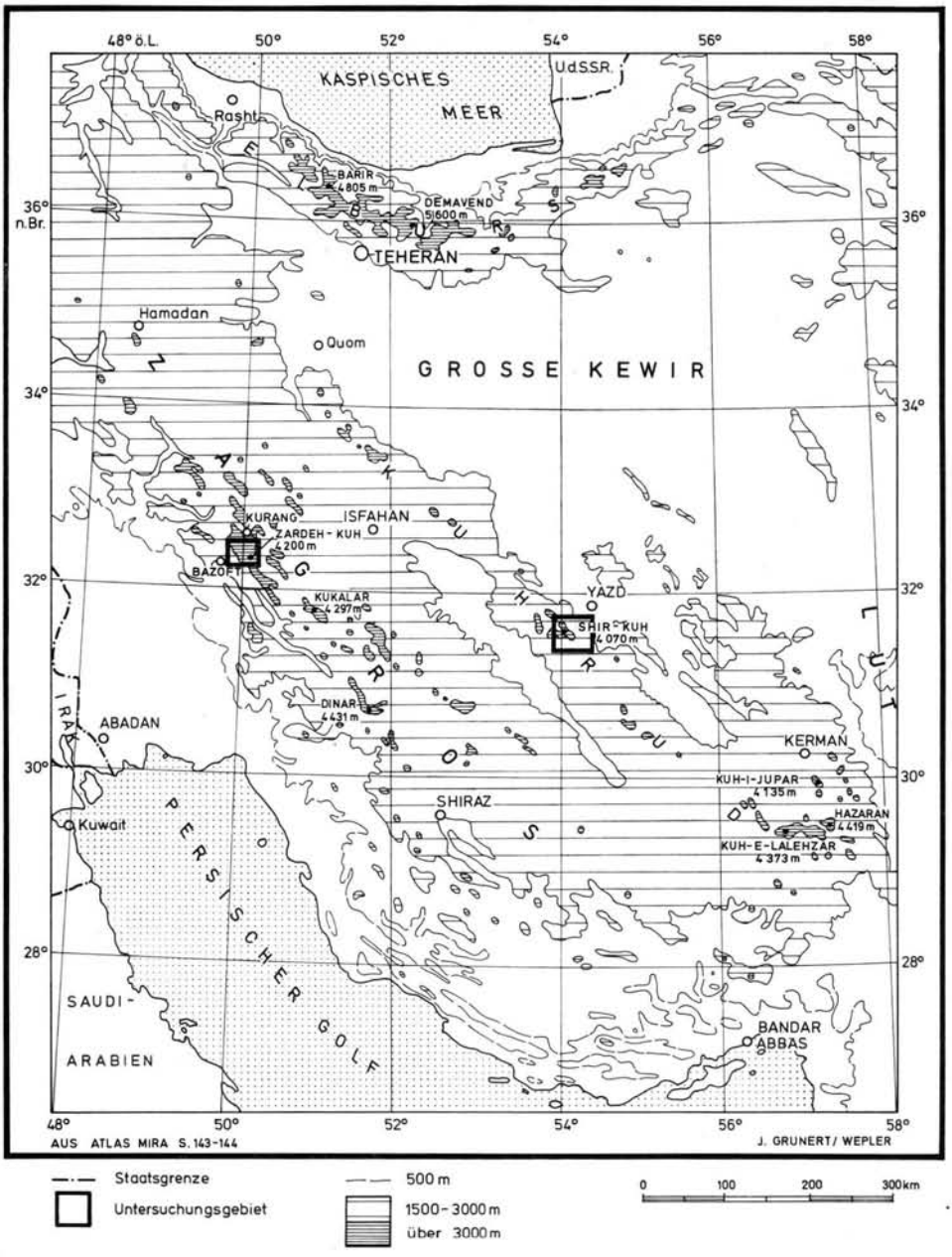


Abb. 1: Übersichtskarte von Zentral-Iran.

(1971), HAGEDORN et al. (1975), KLAER (1962, 1965, 1969), KUHLE (1976), SCHWEIZER (1970, 1972, 1975), SPREITZER (1958, 1971) und MESSERLI (1964). Ziel aller dieser Untersuchungen ist es, sowohl die wenigen rezenten Vergletscherungsbereiche als auch die weit verbreiteten Spuren der eiszeitlichen Vergletscherungen zu erfassen und deren maximale Ausdehnung festzustellen. Hierbei zeigen gerade Untersuchungen aus jüngster Zeit (HAGEDORN et al. 1975, KUHLE 1976), daß die pleistozänen Vergletscherungen, etwa in den iranischen Hochgebirgen, viel ausgedehnter waren, d. h. die Gletscher erheblich tiefer reichten als bisher angenommen. Dies zu erklären, bedeutet tiefgreifende klimatische Veränderungen in Vorderasien während der pleistozänen Kaltzeiten anzunehmen, für die es bislang noch keine voll befriedigende Modellvorstellung gibt.

Im Sommer des Jahres 1975 hatte der Autor erstmals Gelegenheit, im Rahmen eines sechswöchigen Geländeaufenthaltes glazialmorphologische Untersuchungen im Gipfelbereich des 4200 m hohen, ca. 160 km nordwestlich von Isfahan gelegenen Zardeh-Kuh Massiv durchzuführen, vorläufig mit dem Ziel, die heutigen Gletschervorkommen möglichst vollständig zu erfassen und mit Hilfe von Luftbildern zu kartieren. Die Tatsache, daß hier Gletscher vorhanden sind, ist schon seit DESIO (1934 a, 1934 b) bekannt und wurde durch die nachfolgenden Untersuchungen von MCQUILLAN (1969) bestätigt; detaillierte Geländeuntersuchungen mußten jedoch wegen der Unzugänglichkeit des Gebirgsmassivs bislang unterbleiben.

Der Verfasser beabsichtigt, auch die Verbreitung des fossilen glazialen Formenschatzes zu kartieren. Die Geländearbeiten hierzu sind gegenwärtig noch im Gange.

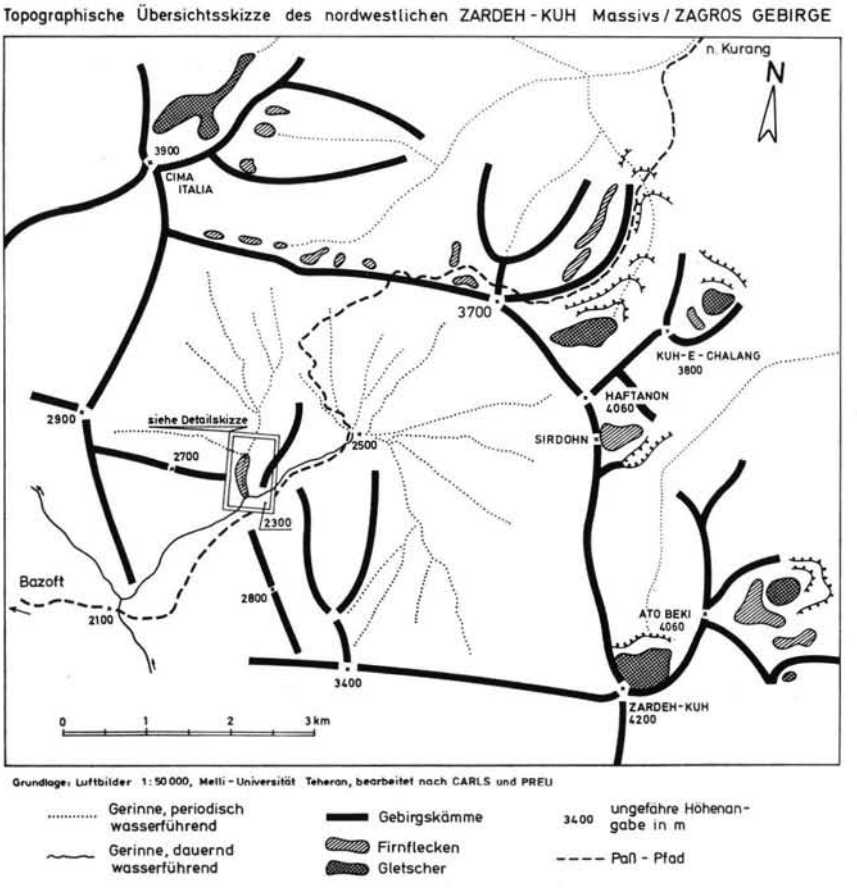


Abb. 2: Topographische Übersichtsskizze des nordwestlichen Zardeh-Kuh Massivs/Zagros Gebirge.

1.2. Lage des Untersuchungsgebietes

Das Zardeh-Kuh Massiv, ein Teil des Zagros-Gebirges, erstreckt sich in NW—SE-Richtung über eine Entfernung von etwa 50 km. Die Geländearbeiten wurden vorwiegend im inneren Teil des Massivs durchgeführt (Abb. 2). Es ist überwiegend aus gut gebankten, nach NE einfallenden mesozoischen Kalken aufgebaut, in denen eine kräftige fluviale Zerschneidung schroffe Steilwände geschaffen hat.

Zwischen Haftanon und Cima Italia führt als einziger Zugang zum Arbeitsgebiet ein Nomadenpfad von Osten kommend über einen Paß zu der westlich des Massivs gelegenen Oase Bazoft. Von diesem aus konnten der Zardeh-Kuh, Kuh-e-Chalang und Haftanon gut erreicht werden. Die Gletscher am Ato Beki und Cima Italia wurden dagegen nicht untersucht. Der Sirdohn trägt als einziger Gipfel keinen Gletscher.

1.3. Klima

Da für die Hochregion des Zardeh-Kuh Massivs keine Klimadaten vorliegen, müssen die Werte der in einem Hochtal am Fuß des Massivs in 2 300 m Höhe gelegenen Station Kurang benützt werden. Der Jahresgang des Klimas dürfte dem der Hochregion weitgehend entsprechen, dagegen wird die Jahresmitteltemperatur in der Hochregion erheblich niedriger, die Niederschlagsmenge dagegen — vor allem die Winterschneemenge — erheblich höher sein.

Tab. 1: Monatsmittelwerte der Temperaturen und Niederschläge von Kurang (2300 m). Aus C. Preu (1976).

Monate / Daten	Temp. max.	mittl. Temp.	Temp. min.	Niederschlag in mm
Januar	1,6	— 5,2	—12,0	220
Februar	4,6	— 1,5	— 7,5	170
März	7,6	1,8	— 3,9	130
April	12,1	6,7	1,3	160
Mai	19,8	12,4	5,0	100
Juni	26,5	18,0	9,5	0
Juli	29,8	21,5	13,3	0
August	29,3	20,7	12,2	0
September	26,2	17,2	8,2	0
Oktober	19,3	11,2	3,2	10
November	11,4	4,6	— 2,2	110
Dezember	4,1	— 2,9	— 9,9	110
Durchschnitt	16.0	8,7	1,4	1010 (Jahr)

Das Klima des Zardeh-Kuh Massivs kann trotz der hohen Winterniederschläge von über 1000 mm noch als „semiarid" bezeichnet werden, weil die Monate Juni—Oktober fast regenlos sind und infolge der großen Hitze Dürremonate darstellen. Für die einzelnen Jahreszeiten ergibt sich folgendes Witterungsbild:

Der Sommer zeichnet sich durch Wetterlagen aus, in denen überwiegend wolkenloser Himmel bei hohen Mitteltemperaturen (Juli 21,5° C) herrscht. Die Einstrahlung und damit die Verdunstung sowie die Ablation auf Eis- und Schneeflächen der Hochregion sind daher extrem hoch.

Der Herbst beginnt ziemlich unvermittelt mit dem Einsetzen der ersten Nachtfröste, die im Gipfelbereich schon Mitte August, in den Tallagen jedoch erst Ende September beobachtet werden. Im Oktober fällt die Mitteltemperatur schon auf 11° C, während zugleich die ersten Herbstregen fallen, wodurch die lange sommerliche Dürrezeit beendet wird.

In den Wintermonaten sinken die Mitteltemperaturen rasch weiter ab und erreichen im Januar Extremwerte von —20°. Gleichzeitig nehmen die Niederschläge zu und erreichen ihr Maximum mit 220 mm im Januar. Sie führen zu beträchtlichen Schneemengen von über 3 m in Kurang, das die iranische Regierung auf Grund der Schneesicherheit zu einem Wintersportzentrum ausbauen will (O. WEISE, frdl. mündl. Mitt.). In der Hochregion des Zardeh-Kuh sollen es nach Berichten von Einheimischen bis zu 10 m sein. Hierbei handelt es sich aber vermutlich um Schneeverwehungen.

Frühjahr: Die Schneeschmelze beginnt im April. In der zweiten Monatshälfte sind Schneefälle schon selten; dafür setzen jetzt kräftige Regenfälle ein (2. Niederschlagsmaximum im April), die die Schneeschmelze stark beschleunigen. Sie setzen sich im Mai fort und bewirken, daß das Gebirge bereits Ende Mai/Anfang Juni mit Ausnahme des Gipfelbereichs oberhalb 3500 m wieder schneefrei ist.

Das Niederschlagsregime läßt sich wie folgt zusammenfassen:

1. Sommertrockenheit über 4—5 Monate (Juni—September/Oktober);
2. Winterfeuchte während 7—8 Monaten (Oktober/November—Mai).

Über mindestens 3 Monate (Dezember, Januar, Februar) fallen diese Niederschläge ausschließlich als Schnee, 2—3 Monate lang als Schnee und Regen und 2 Monate lang als Regen.

1.4. Die rezenten Gletscher

1.4.1. Allgemeines

Bei allen Gletschern des Zardeh-Kuh Massivs handelt es sich um Wandfußgletscher, den Gletschertyp also, den SCHWEIZER (1972) als Leitform für schneegrenznahe Lagen orientalischer Hochgebirge bezeichnet. Sie ziehen sich in den viel zu großen Karen bandförmig nur am Fuß der Karrückwand entlang (KLAER 1962: 34). Die stets nach NE exponierte Wand bietet den nötigen Schutz vor der Sonneneinstrahlung und stellt außerdem eine günstige Leelage dar, in der sich große Schneemengen ablagern können.

Am oberen Teil der Karrückwände finden sich über kleinen Hangleisten Firnflecken mit zum Teil auf der Hangleiste aufliegenden Firnmoränen (SCHWEIZER 1968: 121). Zu den unterhalb liegenden Gletschern besteht in den Tiefenlinien eine Verbindung durch Firnbänder, die als Lawinenbahnen dienen und dem Gletscher große Schneemengen zuführen. Lediglich der hochgelegene Gletscher am Zardeh-Kuh füllt das Kar fast ganz aus und reicht bis zur Oberkante der steilen Karrückwand.

Die Gletscheroberflächen weisen ein sehr unruhiges Relief auf. Dies rührt von den zahlreichen Lawinen her, die meist zusammen mit viel Schutt auf das Eis niedergehen und am Fuß der Karrückwand eine steile Rampe bilden. Im Sommer taut der Schnee auf der Gletscheroberfläche weitgehend ab, wodurch allmählich eine geschlossene Schuttdecke auf dem Eis entsteht. Gleichzeitig findet eine tiefe Zerfurchung des in Resten vorhandenen Altschnees und Firns durch Schmelzwasser statt.

Am Fuß der Gletscher ragen die rezenten Stirnmoränen auf. Mit steiler, fest verbackener und bis zu 25 m hoher Innenseite zeugen sie von einer ehemals wesentlich größeren Eismächtigkeit. Die Moränenaußenseite ist dagegen erheblich flacher geböscht. In großen Karen finden sich mehrere derartige Moränenwälle, die als junge Rückzugsstadien anzusehen sind.

Die Abführung des Schmelzwassers erfolgt bei den Gletschern des Cima Italia, Haftanon und Ato Beki durch Gletscherbäche. Sie durchschneiden sämtliche vorgelagerte Morä-

nenzüge und münden schließlich in den Abe Kurang (Abb. 2). Die Gletscher des Zardeh-Kuh und Kuh-e-Chalang weisen dagegen Karstentwässerung auf; ihr Schmelzwasser versickert in Ponoren.

1.4.2. Die Gletscher im einzelnen

K u h - e - C h a l a n g (3 800 m): Der Gletscher am Kuh-e-Chalang (3 640 m) hat eine Längeserstreckung von über 100 m in N—S-Richtung und eine Breitenausdehnung von 110 m in W—E-Richtung. Dies ergibt eine Fläche von etwa 1 ha. Die Gletscheroberfläche ist nur zum Teil sichtbar, da sie besonders zum Rand hin überall von Schnee und Firn bedeckt ist. Bei dem Eis handelt es sich um ein blasiges, relativ weiches Gletschereis, an dem weder eine Bänderung noch Gletscherspalten beobachtet werden konnten. Die maximale Eismächtigkeit, die mit Hilfe der Refraktionsseismik gemessen wurde, beträgt 7,90 m. Mit Hilfe von mehreren Meßpunkten ließ sich auch die Form des Karbodens rekonstruieren: Es handelt sich um eine flache, übertiefte Wanne.

An das untere Ende des Gletschers (3 600 m) schließt sich ein großes Moränenfeld an, das im wesentlichen aus drei hintereinanderliegenden, girlandenförmig angeordneten Moränenwällen besteht. Sie kennzeichnen junge Rückzugsphasen des Gletschers. Das Moränenmaterial ist nach Messungen mit der Refraktionsseismik mindestens 45 m mächtig. Tiefere Messungen können mit dem Gerät nicht durchgeführt werden. Unterhalb dieser Moränen beginnt ein gefällereiches Tal, das keine auffälligen Moränenreste mehr enthält.

H a f t a n o n (4 060 m): Am Fuß der nach NW exponierten Steilwand unterhalb des Gipfels liegt in 3 440 m Höhe ein Gletscher von ca. 400 m Länge und 50 m Breite (Abb. 3). Das Eis ist blaues Gletschereis; es zeigt an seiner Oberfläche Spalten, Gletschermühlen und Gletschertische und ist zum überwiegenden Teil mit Schutt und Feinmaterial übersät. Der Gletscher wird von einer Stirnmoräne begrenzt, deren steile Innenseite 20 m über die Eisoberfläche aufragt. Auch hier muß daher mit einer ehemals viel größeren Eismächtigkeit gerechnet werden (Abb. 4).

Der Stirnmoräne sind weitere 5 Moränenwälle vorgelagert, die sich über eine Entfernung von 350 m verfolgen lassen. Sie werden ebenfalls als junge Rückzugsstadien des Gletschers und nicht etwa als Fließwülste eines Blockgletschers interpretiert. Dagegen sprechen das ebene, nicht konvexe Querprofil der Schuttzunge und die relativ flachen Hangneigungswinkel der einzelnen Wälle von 25—30°.

Z a r d e h - K u h (4 200 m): An der Westseite des Zardeh-Kuh liegt ein großer Wandfußgletscher mit einer Breitenausdehnung von ca. 500 m in einem weiten Halbrund und einem Höhenunterschied von ca. 150 m (3 900—4 050 m). Es handelt sich somit um den größten Gletscher des Gebirgsmassivs.

Der Gletscher besteht aus blauem Gletschereis, das zur rückwärtigen Felswand hin stark von Schutt bedeckt ist. Die Eisoberfläche weist eine Neigung von etwa 30° auf und ist vom Schmelzwasser stark zerfurcht. Am unteren Ende des Gletschers liegt eine 25 m hohe Stirnmoräne, vor deren Innenseite sich ein großes Ponor befindet. Es nimmt das gesamte Schmelzwasser auf.

Detaillierte Angaben über Eisaufbau, Eismächtigkeit etc. liegen bisher von diesem Gletscher noch nicht vor. Es werden jedoch zahlreiche Jahresschichten sowie eine Mächtigkeit von mindestens 10 m vermutet. Auf eine ehemals wesentlich größere Gletscherausdehnung weisen mehrere Moränenbögen hin, die sich im anschließenden Tal des Abe-Zardeh-Kuh hintereinander finden.

1.5. Die Schneegrenze

Die Bestimmung der klimatischen Schneegrenze im Zardeh-Kuh Massiv ist, wie in allen Gebirgen der Trockengebiete, sehr problematisch. DESIO (1934 b: 49) gibt einen Wert von 4 000—4 100 m an, den später auch BOBEK (1937) und SCHWEIZER (1972) in ihren Isochionenkarten übernommen haben. Dies würde bedeuten, daß der Abstand zwischen den Gletscheroberflächen und der Schneegrenze immerhin mehr als 500 m beträgt.

Alle Gletscher, mit Ausnahme des großen Wandfußgletschers am Zardeh-Kuh, liegen nämlich in orographisch günstiger Lage, in Karen, die nach N bzw. NE exponiert sind.

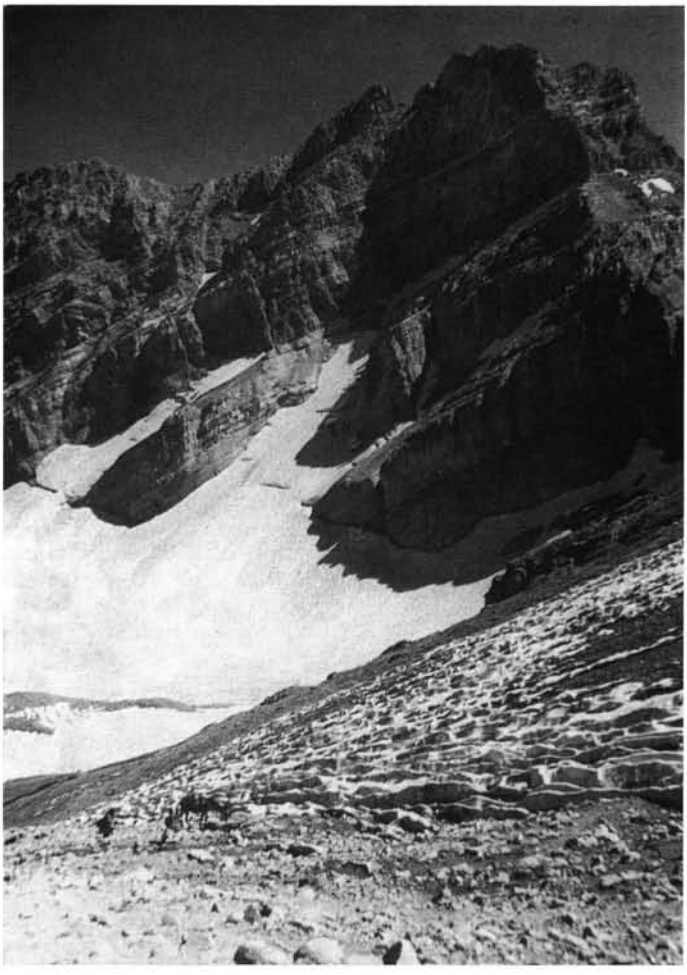


Abb. 3: Haftanon (4 060 m), einer der 5 Hauptgipfel des inneren Zardeh-Kuh Massivs: Steil ragt die wenig gliederte NW-exponierte Wand über dem Gletscher (Basis bei 3 440 m) auf. Den Übergang bilden breite Firnbänder, die in der Wand verankert die Bahnen der den Gletscher ernährenden Lawinen anzeigen. Am rechten unteren Bildrand erscheint die nach NE-exponierte Seite des Gletschers. Auf seiner Oberfläche haben sich im Altschnee und Firn Penitentes-ähnliche Formen entwickelt (Aufn. PREU, 30. 8. 75).

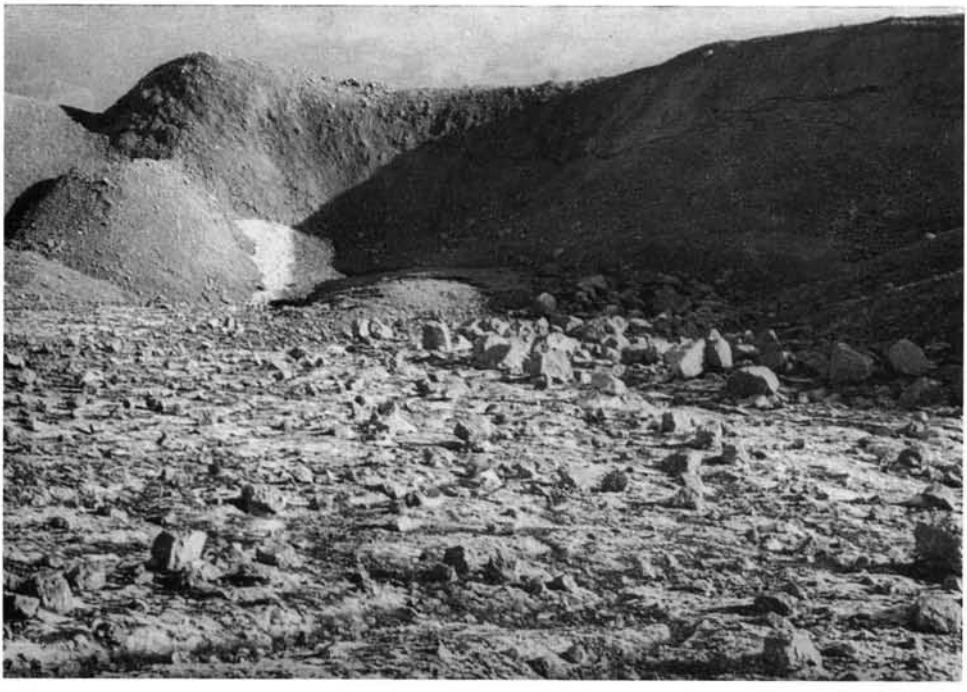


Abb. 4: Stirnmoräne des Gletschers am Haftanon (Blick nach NE): Der sich in SW—NE-Richtung am Fuß des Haftanon erstreckende Gletscher wird im NE durch eine Stirnmoräne begrenzt. Sie ragt steil (ca. 50°) etwa 10 m über dem Gletscher auf und besteht aus verbackenem Kalkschutt. Im Vordergrund ist die ausgeaperte Schuttdecke der Gletscheroberfläche zu erkennen, unter der blaues Gletschereis zum Vorschein kommt (Aufn. PREU, 25. 8. 75).

Außerdem sind diese Kare noch durch hohe seitliche Felswände vor der starken sommerlichen Strahlung geschützt. Nur so ist es zu erklären, daß die Gipfel der Berge im Spätsommer fast schneefrei werden und sich einige hundert Meter unterhalb Gletscher halten können. Günstig für die Ernährung der Gletscher sind außerdem ihre Leelage, in der sich der Schnee bevorzugt sammeln kann und ihre zusätzliche Ernährung durch Lawinen. Dies ist im allgemeinen bei Gletschern des turkestanischen Typs der Fall.

Aus der Höhenlage der Gletscher allein kann daher keinesfalls auf eine tiefe Schneegrenze von weit unter 4 000 m geschlossen werden; vielmehr scheint eine Höhe von knapp unter 4 000 m realistischer zu sein. Dafür spricht auch die Beobachtung, daß der Wandfußgletscher am Zardeh-Kuh an der Karrückwand festgefroren ist, obwohl er den ganzen Tag der Ablation ausgesetzt ist. Außerdem taut in 3 900 m Höhe der Schnee auf der Gletscheroberfläche nicht mehr völlig ab, was auf den Übergang Zehrgebiet/Nährgebiet hinweist. Da die Felspartien oberhalb 3 900 m bis zum Gipfel in 4 200 m, bei allerdings ungünstigen orographischen Bedingungen, im Spätsommer aber weitgehend schneefrei sind, erscheint es geboten, die Schneegrenze noch etwas höher als 3 900 m, etwa in 3 950—4 000 m Höhe zu legen. Damit würde der oben angegebene Wert von 4 000—4 100 m geringfügig unterschritten.

2. Der Firnfleck NW des Zardeh-Kuh, Zagros-Gebirge

(H. G. Carls)

2.1. Einleitung

Knapp sieben Stunden Fußmarsch von der nördlich des Zardeh-Kuh Massivs gelegenen Gebirgsoase Kurang (2300 m) liegt auf der Südseite des Bazoft-Passes (3800 m) ein im September 1976 erstmals aufgesuchter, bisher noch nicht näher beschriebener Firnfleck (50°, 2′ ö.L., 32°, 22′ n.Br.) mit für die Höhe ungewohnten Ausmaßen (Abb. 6).

Der Firnfleck ist 700 m lang, 30—50 m breit und besitzt eine Fläche von etwa 3 ha. Sein oberes Ende liegt in 2400 m, sein unteres in 2270 m Höhe. Er wird in seiner ganzen Länge von einem Schmelzwassertunnel durchzogen, der stellenweise durchbrochen ist und damit die Messung der Firnmächtigkeit gestattet. In der Mitte, entlang der Tiefenlinie, beträgt sie maximal 6,5 m, nimmt aber zu den Talflanken hin rasch ab (Abb. 5).

Der sich fast in N—S-Richtung erstreckende, nordexponierte Firnfleck ist auf allen Seiten von sehr steilen Hängen umgeben. Die gegenüberliegenden Talhänge werden aus fast saiger stehenden, gut gebankten Kalk aufgebaut und liefern reichlich groben Hangschutt, der oft in Form von Blöcken auf den Talboden fällt. Trotz seiner Schattenlage ist der Firnfleck noch im September von etwa 10.00 Uhr bis 14.00 Uhr der intensiven Sonneneinstrahlung ausgesetzt. Seine Oberfläche weicht tagsüber bis in 2—4 cm Tiefe auf, um in der Nacht wieder zu gefrieren.

Das Tal, in dem der Firnfleck liegt, entwässert nach N. in einer engen Schlucht, die ein gestuftes Längsprofil aufweist. Wenig unterhalb davon gelangt das Schmelzwasser in einen dauernd wasserführenden Gebirgsbach, der später in den Bazoft-Fluß, einen Nebenfluß des Karun einmündet.

2.2. Beschreibung des Firnflecks im einzelnen

2.2.1. Der Tunnel unter dem Firnfleck

Der Tunnel, der den Firnfleck in seiner ganzen Länge durchzieht, ist im September vor allem im Südteil schon stark unterbrochen. Es haben sich an einigen Stellen große Fenster in der Tunneldecke gebildet. An den überhängenden, der Strahlung jedoch teilweise ausgesetzten Wänden dieser offenen Tunnelabschnitte schreitet der Schmelzvorgang rasch voran.

Gegenüber dem zum Teil stark aufgelösten Südende des Firnflecks ist der größere Mittelteil auf 260 m Länge durchgehend untertunnelt. Der an seiner Basis bis zu 8 m breite und 3—4 m hohe Tunnel überspannt die Tiefenlinie, die eine wenige Meter breite, geröllerfüllte Rinne darstellt. Die groben, 60—80 cm großen Gerölle, die den Gerinneboden bedecken, weisen auf einen erheblichen Materialtransport während der Schneeschmelze hin. Durch den breiten Tunnel streicht tagsüber ein ständiger Luftzug, wodurch die Schmelzvorgänge an der Tunnelwand trotz der völligen Abschirmung vor der Sonnenstrahlung beträchtlich sind. Es entsteht ein wabenartiges Muster, wie es in ähnlicher Weise auch in Gletschertoren beobachtet wird.

Der Firnfleck dünnt an seinem nördlichen, unteren Ende in 2270 m Höhe als schmale Leiste aus, die von den Nomaden und deren Vieh als Weg entlang der steil aufragenden Bergflanke benutzt wird.

Abb. 5: Großer Firnfleck westlich des Zardeh-Kuh in 2 270—2 400 m Höhe (Blickrichtung S): Der allseits von steilen Bergflanken umgebene Firnfleck ist 700 m lang, 30—50 m breit und max. 6,5 m mächtig und weist eine Gliederung in bis zu 4 übereinanderliegende Firnschichten auf. Er wird in seiner gesamten Länge von einem Tunnel durchzogen, in dem ein Schmelzwasserbach fließt (Auf. Carls, 10. 9. 76).

2.2.2. Die Oberfläche des Firns

Der mit länglichen, flachen Wannen übersäte Firnfleck, der außerdem von zahlreichen, 20—30 cm tiefen Rinnen durchzogen ist, weist nicht den in höheren Gebirgslagen beobachteten Büßerschnee auf. Die Oberfläche hat kein gleichsinniges Längsgefälle; vielmehr sind an drei Stellen quer zum Tal verlaufende Erhöhungen vorhanden, die aus wenig verfestigtem Altschnee bestehen. Es handelt sich um Schnee von Lawinen, die im letzten Winter abgegangen sind.

Der Übergang von der Firnoberfläche zum Hang ist nicht scharf ausgeprägt, da junger Hangschutt an vielen Stellen über den darunterliegenden Firn gewandert ist. An den Stellen, wo Hangrunsen ausmünden, haben sich auf der Firnoberfläche regelrechte Schuttfächer ausgebildet. An denselben Stellen sind jedoch meist auch schon vom Firn zugedeckte, ältere Schuttfächer vorhanden. Die Ansammlung von 60—70 cm großen, kaum gerundeten Kalkbrocken im oberen, südlichen Teil des Firnflecks rührt offenbar von einer Geröllawine her, die vermutlich zusammen mit Lawinenschnee hier abgegangen ist. Der Talboden ist an dieser Stelle stark eingeengt.

2.2.3. Die Gliederung des Firns

An den Tunnelwänden ist eine durch dunkle Schmutzstreifen hervorgerufene deutliche Bänderung von bis zu 4 unterschiedlich mächtigen Firnlagen zu erkennen. Auffällige Festigkeitsunterschiede der einzelnen Firnschichten, die auf ein unterschiedliches Alter hin-

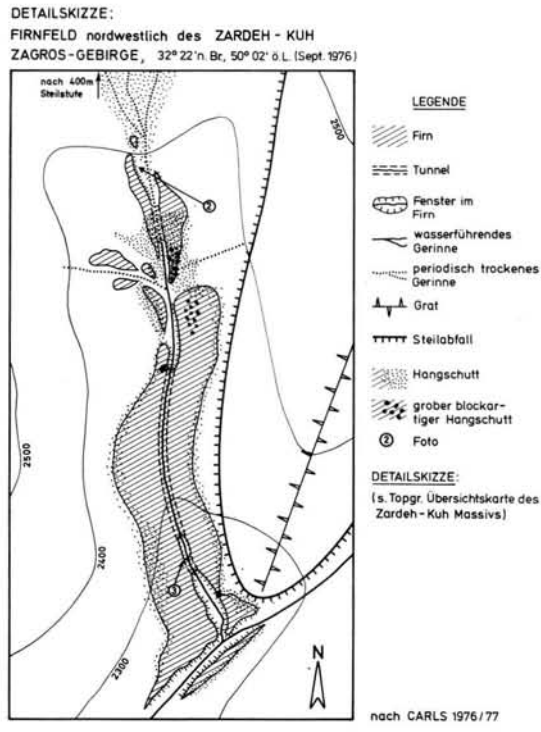


Abb. 6: Detailskizze: Firnfeld nordwestlich des Zardeh-Kuh/Zagros-Gebirge, 32° 22′ n. Br., 50°, 02′ ö. L. (Sept. 1976).

deuten würden, sind im Tunnel nicht festzustellen. Der Schmelzvorgang geht stufenlos über alle Schichten hinweg. In die dunklen Bänder sind an mehreren Stellen neben dem stets vorhandenen Feinmaterial und Schutt auch große Gesteinsbrocken eingeschlossen, während die hellen Schichten nahezu frei von Gesteinsmaterial sind. Dafür enthalten sie häufig Pflanzenreste, die von Sträuchern der Umgebung herrühren.

2.3. Entstehungsmöglichkeiten und Alter des Firnflecks

Ein Firnfleck in einer so tiefen Lage kann sich nur dann bilden und halten, wenn die Ernährung mit Schnee außerordentlich gut ist. Sie erfolgt, wie erwähnt, zum großen Teil durch Lawinen und Schneebretter, die im Winter und Frühjahr von den Steilhängen abgehen. Voraussetzung für die Lawinenbildung sind schneereiche Winter, wie sie in Iran in den letzten Jahren tatsächlich wiederholt auftraten sowie ggf. eine Verringerung der Ablation im Frühjahr und Frühsommer durch häufige Wolkenbedeckung. Begünstigt wird die Schneeansammlung in diesem Tal außerdem durch die windgeschützte Lage im Lee der westlich vorgelagerten Bergzüge.

Die Bänderung des Firnflecks spricht für eine mehrphasige Entstehung, wobei aber von vornherein nicht klar ist, ob es sich dabei um das mehrphasig aufgebaute Gebilde eines einzigen Winters oder mehrerer aufeinanderfolgender Winter handelt. Im ersten Fall würde dies bedeuten, daß im zurückliegenden Winter 4 mächtige, mehrere hundert Meter breite Lawinen abgegangen wären, was nicht sehr wahrscheinlich ist. Den Firnfleck gar als Ergeb-

nis eines einzigen, katastrophalen Lawinenereignisses zu deuten, erscheint allein schon wegen des viel zu geringen Einzugsgebietes, das einer solchen Lawine zur Verfügung stünde, ganz abwegig.

Für den zweiten Fall hingegen, die Firnanhäufung in mehreren Jahren, treffen die Befunde noch am ehesten zu: Einmal lassen sich so die dunklen Schmutzstreifen im Firn zwanglos als Jahresbänder deuten, die nach dem Ausapern im Sommer die jeweilige Firnoberfläche in Form von Schutt- und Schmutzdecken überzogen haben, und zum andern bedarf es in diesem Fall keiner übermäßig großen Schneemengen innerhalb eines Winters. Auf Grund dieser Überlegungen müßte der Firnfleck somit ein Alter von mindestens 4 Jahren haben, vorausgesetzt, daß 4 schneereiche Winter aufeinander folgten, wofür es allerdings keine sicheren Beweise gibt.

Anhaltspunkte für die Bestimmung des Maximalalters sind ebenfalls vorhanden. Beispielsweise ist der Firnfleck auf Luftbildern von 1955 noch nicht zu erkennen. Er kann sich folglich erst nach 1955 gebildet haben. Auf Luftbildern von 1965 ist er dagegen schon in fast derselben Form und Größe wie heute vorhanden; lediglich die Lage einer Tunnelöffnung hat sich mittlerweile etwas verändert.

Die Entstehung des Firnflecks muß also in den 10 Jahren von 1955 bis 1965 erfolgt sein. In diesem Zeitraum hat es offenbar im Untersuchungsgebiet extrem schneereiche Winter und möglicherweise auch wolkenreichere Sommer gegeben. In den Jahren nach 1965 bis heute jedoch hat der Firnfleck kein nennenswertes Wachstum mehr zu verzeichnen. Immerhin waren die Jahre aber so schneereich, daß er nicht abschmolz, sondern sich in seiner Größe von 1965 zumindest erhalten konnte. Es ist sogar möglich, daß er auf Grund der sehr schneereichen Winter 1975/76 und 1976/77 gegenwärtig wieder zu wachsen beginnt.

Anzeichen für eine frühere erheblich größere Ausdehnung des Firnflecks finden sich an einigen Stellen, etwa in Form einer Akkumulation von brecciös verbackenen Schottern und Schutt 5 m über dem heutigen Firnniveau. Es könnte sich hierbei um Reste einer ehemaligen Firnmoräne handeln. Außerdem wurden auf einer Felsplatte Rillen gefunden, die als Gletscherschliffe gedeutet werden können und auf frühere Bewegungen der Firn- oder Eismasse (?) schließen lassen.

2.4. Die Lage der Schneegrenze

Angesichts der sehr tiefen Lage des Firnflecks zwischen 2270 m und 2400 m erhebt sich die Frage, ob die Höhe der Schneegrenze mit 4000—4100 m (Desio 1934 b, Bobek 1937 u. a) richtig bestimmt wurde. Es ist ja durchaus zu erwarten, daß hier kein Einzelfall vorliegt und bei intensivem Suchen noch weitere solcher verborgenen Firnflecken gefunden werden. Der Abstand des Firnflecks zur Schneegrenze würde immerhin 1700 m und zu den beschriebenen kleinen Gletschern in der Hochregion des Zardeh-Kuh Massivs noch mehr als 1000 m betragen [1]).

Es scheint daher angebracht, die Schneegrenze etwas niedriger zu legen, etwa in 3900 m Höhe, auch wenn erwiesen ist, daß besondere Gunstfaktoren für die sehr tiefe Lage des Firnflecks verantwortlich sind. Außerdem läßt sich aus der Entwicklung des Firnflecks innerhalb der letzten 20 Jahre für das ganze Gebiet eine deutliche Verlagerung der Schneegrenze nach unten herleiten. Die letzten beiden sehr schneereichen Winter (1975/76 und 1976/77) lassen weiterhin vermuten, daß dieser Abwärtstrend gegenwärtig noch anhält.

---

[1]) C. Preu und O. Weise (frdl. mündl. Mitt. vom 10. 11. 77) berichten von einem 50 m langen und 3 m mächtigen Firnfleck in einem engen Tal, wenige km nördlich des Kuh-e-Chalang in nur 2500 m Höhe. Außerdem liegt in demselben Tal in 2800 m Höhe noch ein wesentlich größerer Firnfleck von ca. 1 km Länge und 8 m Mächtigkeit, unter dem ein Schmelzwasser führender Bach hindurchfließt.

3. Die Firnflecken am Kuh-e-Barfkhane, Shir-Kuh Massiv

(J. GRUNERT)

3.1. Einleitung

3.1.1. Lage und Beschreibung des Untersuchungsgebietes

Das 4 070 m hohe Shir-Kuh Massiv liegt am östlichen, leeseitigen Rand der Zagros-Ketten, im Übergangsbereich zum großen, wüstenhaften Binnenbecken Zentralirans. Die

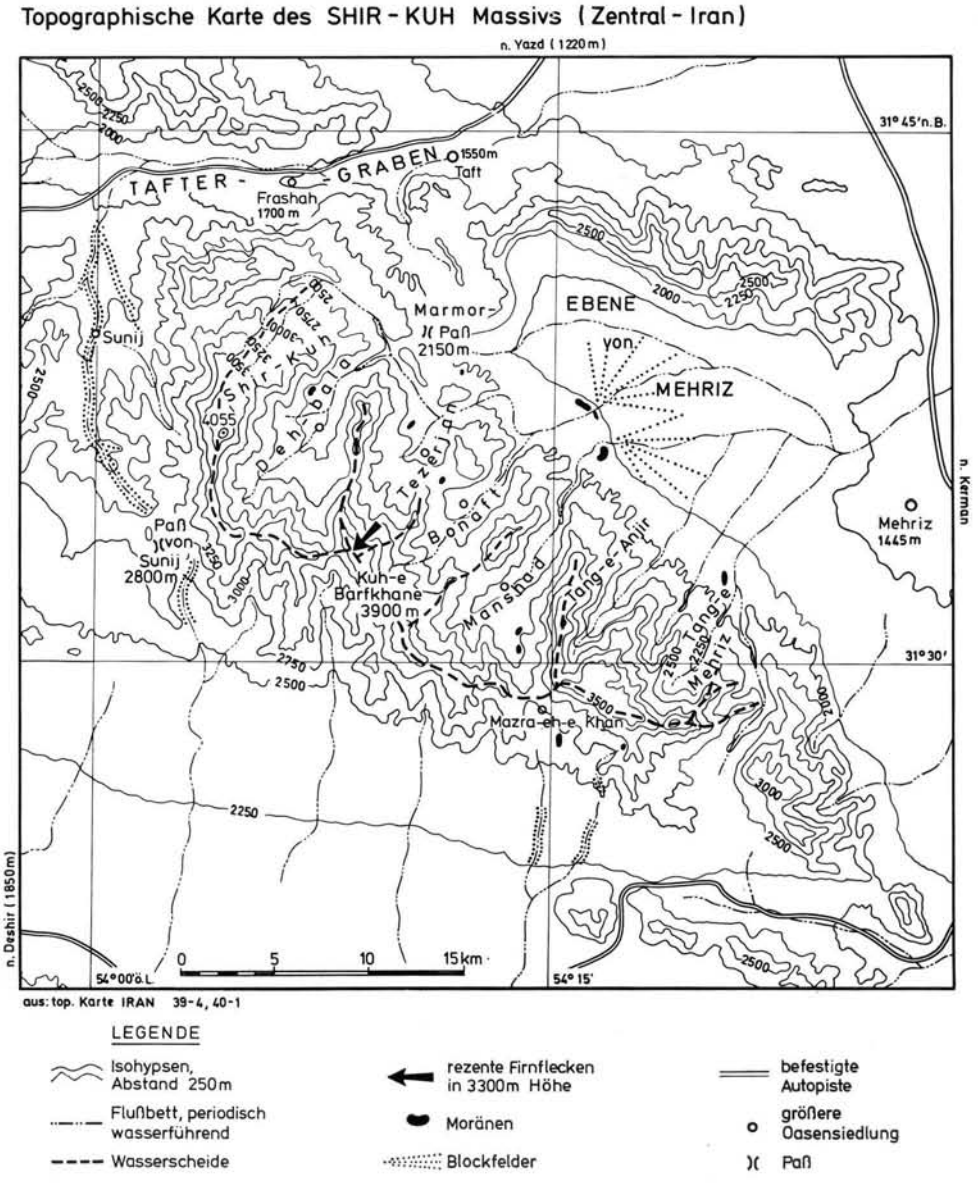


Abb. 7: Topographische Karte des Shir-Kuh Massivs (Zentral-Iran).

Basis des Massivs besteht aus einem Granitsockel, der von bis zu 600 m mächtigen harten kretazischen Kalken und Dolomiten überlagert wird, die mit 10—15° nach Norden einfallen und durch canyonartige Täler stark zerschnitten sind. Die größten Erhebungen werden von dem Kreidekalk gebildet, der im Falle des 3 900 m hohen Kuh-e-Barfkhane einen dem Granitsockel aufsitzenden Zeugenberg von fast 600 m Höhe darstellt. Auf der Südseite besitzt das Gebirgsmassiv einen wenig gegliederten, ca. 1000 m hohen Steilabfall.

3.1.2. Problemstellung

Die perennierenden „Schneeflecken" auf der Nordseite des Kuh-e-Barfkhane sind zumindest den einheimischen Bergbewohnern schon lange bekannt. Nicht umsonst haben sie dem Berg seinen Namen gegeben, der übersetzt etwa „Schneehaus-Berg" bedeutet. Näher untersucht wurden die „Schneeflecken" aber erst seit 1972 durch Angehörige des geographischen Instituts der Universität Würzburg, die im Rahmen eines von der DFG dankenswerterweise finanzierten Programms geomorphologische Forschungen im Shir-Kuh Massiv durchführten [2]).

Der Verfasser selbst hatte Gelegenheit während einer Hochgebirgstour Anfang September 1974 die „Schneeflecken" zusammen mit Herrn Dr. GLASER und Herrn HAARS genau zu vermessen. Hierbei stellte sich heraus, daß es sich nicht, wie ursprünglich angenommen, um Schnee-, sondern um perennierende Firnflecken handelt. Sie wurden seither weiterhin beobachtet, ohne daß sich bis zum Spätsommer 1976 auffällige Veränderungen etwa in Form und Größe ergeben hätten [3]).

Daß solche perennierenden Firnflecken in den Hochgebirgen Zentral-Irans nichts Ungewöhnliches sind, daß in vergleichbarer Höhe sogar kleine Gletscher vorkommen können, zeigen die Beobachtungen vom Zardeh-Kuh. Im Vergleich dazu ist das Shir-Kuh Massiv jedoch viel trockener; es bekommt nur ein Viertel bis ein Fünftel der Niederschläge im Zardeh-Kuh Massiv (1 500 mm), nämlich 350—400 mm im Jahr.

Auf Grund dieser Werte hat erstmals BOBEK (1937) den Verlauf der Schneegrenze quer über die Zagros-Ketten festgelegt, indem er einen steilen Anstieg zur trockenen Ostseite hin konstruierte. Danach müßte die potentielle Schneegrenze im Shir-Kuh Massiv in 4 600 bis 4 700 m Höhe, das heißt 1 300—1 400 m über den erwähnten Firnflecken liegen. Es stellt sich daher die Frage, ob die Annahme eines so hohen Schneegrenzwertes gerechtfertigt ist. Noch höher, nämlich bei 4 900—5 000 m, soll nach BOBEK (1937) und SCHWEIZER (1972) die Schneegrenze in dem südöstlich des Shir-Kuh gelegenen Kuh-i-Jupar Massiv (4 135 m) bei Kerman liegen. Dort kommen offenbar keine Firnflecken mehr vor (KUHLE 1976).

3.2. Das Klima des Shir-Kuh Massivs

Der Witterungswechsel im Jahresablauf ähnelt demjenigen des Zardeh-Kuh Massivs weitgehend. So besteht auch hier eine lange, etwa 7-monatige winterliche „Regenzeit" zwischen November und Mai und eine kürzere, 5-monatige Trockenzeit in den Monaten Juni —Oktober. Das Klima im Shir-Kuh Massiv ist jedoch ausgesprochen semiarid. Da eine Klimastation im Gebirge selbst fehlt, mußte der Niederschlagswert der auf der Leeseite

---

[2]) Der unter Leitung von Prof. Dr. H. Hagedorn stehenden Forschungsgruppe gehörten die Herren Dr. D. Busche, Dr. U. Glaser, Dr. J. Grunert, W. Haars und E. Schulz an. Eine zweite Gruppe unter Leitung von Prof. Dr. H. Förster (Aachen) führte geologisch-mineralogische Untersuchungen durch.

[3]) O. WEISE (frdl. mündl. Mitt. vom 10. 11. 77) berichtet jedoch, daß am 15. 10. 77, kurz vor Beginn der ersten Schneefälle, nur noch ein „Schneefleck" mit dem Fernglas zu erkennen war.

des Gebirges in nur 1200 m Höhe gelegenen Station Yazd als Grundlage genommen werden. Er beträgt dort lediglich 124 mm, nach unbestätigten Angaben sogar nur etwa 70 mm im Jahr.

Die ersten Regenfälle beginnen meist Ende Oktober, verstärken sich rasch im November und Dezember und erreichen ihr Maximum im Januar, also im Hochwinter. In den Monaten Februar bis April werden sie wieder geringer, steigen jedoch im Mai erneut an (sekundäres Maximum).

Tab. 2: Monatswerte der Temperaturen und Niederschläge von Yazd (1200 m). Aus C. Djavadi (1966).

Station: YAZD

Lat. 31° 54′	Province: Kerman	P/T: 6.4	
Long. 54° 24′	Type de climat: BWhs	Temp. moy. d'hiver:	7° 3
Alt. 1240 m	Amplitude annuelle: 27° 5	Temp. moy. d'été:	31° 1

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
T. moy.	5.5	6.8	12.0	16.1	22.9	29.0	33.0	31.3	28.0	21.7	14.9	9.8	19.2
P. moy.	36	25	10	8	11	1	0	0	0	2	19	12	124

Genetisch handelt es sich bei den Niederschlägen ganz überwiegend um solche wandernder Zyklonen der Westwinddrift, bzw. der planetarischen Hauptfrontalzone, die im Winter über dem asiatischen Festland weit nach Süden bis in die Subtropen ausbiegt.

Während die Niederschläge in Yazd im Winterhalbjahr überwiegend als Regen fallen, gehen sie im Gebirge oberhalb etwa 2500 m fast ausschließlich als Schnee nieder und führen dort alljährlich zu einer geschlossenen Schneedecke, die sich bis zum späten Frühjahr hält. Erst im April, wenn die ersten warmen Gewitterregen einsetzen, beginnt sie abzuschmelzen. Der Schmelzvorgang verläuft im Mai unter dem Einfluß häufiger Gewitterregen ziemlich rasch, so daß die Schneedecke bereits am Ende des Monats fast verschwunden ist.

E. Jungfer (frdl. mündl. Mitteilung) gibt folgende Schilderung der Schneeschmelze am 24. Mai 1976 in der Gebirgsoase Deh-bala: „Eine geschlossene Schneedecke reichte an diesem Tage noch bis etwa 3000 m herunter; noch tiefer, bis etwa 2700 m, reichte der Schnee in den Taleinschnitten. Im Laufe des Vormittags erfolgte eine kräftige Erwärmung und gleichzeitig die Bildung von Gewitterwolken. Ab Mittag fiel gewittriger Regen in mehreren Schauern. Es regnete bis in die Gipefelregion in 4000 m Höhe, wodurch dort die Schneeschmelze erheblich beschleunigt wurde. Als Folge davon führte der durch die Oase ziehende Bach Hochwasser." Es muß allerdings ergänzt werden, daß der zurückliegende Winter 1975/76 außergewöhnlich schneereich war. Aber auch in sogenannten normalen Jahren können einzelne Schneereste in Hochlagen noch bis Ende Juni beobachtet werden.

Über Schneehöhen gibt es keine zuverlässigen Angaben. Nach Berichten von Einheimischen sollen diese aber in den Gebirgsoasen in 2500 m Höhe maximal 50 cm betragen. In der Gipfelregion oberhalb 3500 m kann daher mit einer maximalen Schneehöhe von über 1 m gerechnet werden.

Nachdem die Gewittertätigkeit Ende Mai abgeflaut ist, beginnt die sommerliche Dürrezeit mit nahezu ununterbrochener Sonneneinstrahlung von Juni bis Oktober. Die Verdunstung in diesen Monaten und damit die Ablation auf den wenigen, noch verbliebenen Schneeresten ist sehr hoch. Um so erstaunlicher ist es, daß sich in nur 3300 m Höhe am Fuß des Kuh-e-Barfkhane in allerdings sehr geschützter Lage einige Schnee-, bzw. Firnflecken den ganzen Sommer über halten können.

3.3. Die Firnflecken in 3300 m Höhe

3.3.1. Allgemeines

Am Fuß der etwa 600 m hoch aufragenden Nordwand des Kuh-e-Barfkhane (3900 m) befinden sich benachbart auf gleicher Höhe drei unterschiedlich große Firnflecken (Abb. 8). Infolge des leicht gebogenen Grundrisses und der dadurch etwas vorstehenden Flanken der nur nach Norden weisenden Wand, ergibt sich für deren mittleren Teil eine optimale Strahlungsabschirmung und damit eine außerordentliche Begünstigung für perennierenden Schnee. Außerdem stellt der Wandfuß eine günstige Leelage dar für die überwiegend aus Südwesten kommenden, schneebringenden Winde, und drittens gehen auf ihn im Winter vermutlich Lawinen nieder, denen die tiefen Scharten in der Wand als Bahn dienen.

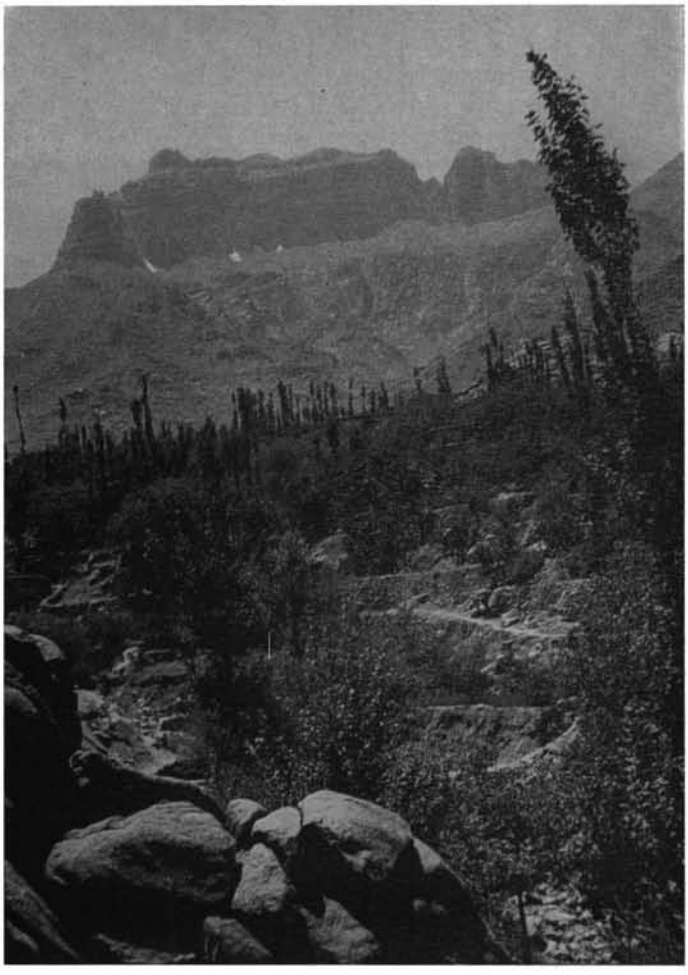


Abb. 8: Blick von der Gebirgsoase Tezerjan (2200 m) nach S auf die Kreidekalk-Nordwand des 3900 m hohen Kuh-e-Barfkhane. Am Fuß der Nordwand in 3300 m Höhe sind 3 Firnflecken erkennbar, deren größter auf der linken Seite eine Länge von ca. 100 m besitzt. Unterhalb der Firnflecken verläuft in 3150 m die Granitobergrenze (Aufn. GRUNERT, 2. 9. 75).

3.3.2. Der östliche Firnfleck (Hauptfirnfleck)

Er liegt zwischen 3 200 m und 3 270 m Höhe, ist etwa 100 m lang und maximal 20 m breit. Sein oberes Ende liegt in einer steil ansteigenden Scharte und ist 6—7 m mächtig. Von hier aus dünnt der Firnfleck ganz allmählich bis zu seinem unteren Ende hin aus. Im Mittelteil beträgt seine Mächtigkeit noch 2—3 m. Die Oberfläche ist schmutzig und von 30—40 cm großen, flachen Wannen übersät. Am 6. 9. 1974 war sie bis 11.00 Uhr vormittags noch hart gefroren. Erst danach taute sie allmählich zu einer weichen, körnigen Masse auf. Der Firnfleck wird Anfang September von 10.30—14.00 Uhr, also nur etwa $3^1/_2$ Stunden täglich von der Sonne beschienen.

Im oberen Mittelteil ist ein guter Aufschluß des Firns gegen einen randlichen, calcitisch verbackenen Moränenrest vorhanden. Die Aufschlußhöhe beträgt 2,50 m. Es sind 4 übereinanderliegende Firnlagen unterschiedlicher Mächtigkeit aufgeschlossen. Die oberste, schon ziemlich verfestigte Lage ist 1 m mächtig und besteht aus körnigem, stark lufthaltigem Firn. Die zweite, 70 cm mächtige Lage ist stärker verfestigt, aber noch als Firn anzusprechen, während die 50 cm mächtige dritte Lage bereits die Konsistenz von hartem, blasigem Eis aufweist. Aus hartem, etwas durchscheinendem Eis besteht auch die vierte, unterste Lage, die etwa 30 cm tief aufgegraben werden konnte. Ob darunter noch eine weitere Firn-, bzw. Eislage ansteht, konnte nicht geklärt werden.

Eine Deutung dieser Firnlagen als Ablagerungen eines einzigen Winters erscheint ausgeschlossen. Vielmehr handelt es sich ganz offensichtlich um Jahreslagen; der Firnfleck hätte somit ein Mindestalter von 4 Jahren.

Auf beiden Seiten des Firnflecks ziehen sich bis in Höhe der Granitobergrenze (3 150 m) etwa 10 m hohe, flache Wälle bergab, die als junge Seitenmoränen des ehemals viel größeren Firnflecks gedeutet werden können. Sie sind von holzigen Polsterpflanzen, wie etwa Lavendel u. a., ziemlich dicht bewachsen. Zur Muldenmitte hin jedoch setzt die dichte Polsterpflanzenvegetation völlig aus mit einer beidseitig etwas oberhalb der Wallbasis verlaufenden scharfen Grenze. Dies kann damit zusammenhängen, daß die Muldenmitte im Sommer sehr spät schneefrei wird und so die Vegetationsperiode zu kurz ist; es kann aber auch bedeuten, daß der Firnfleck noch vor wenigen Jahren oder Jahrzehnten (?) erheblich größer war und etwa 100 m weiter bergab reichte.

3.3.3. Die übrigen Firnflecken

Sie liegen in gleicher Höhe wie der Hauptfirnfleck; ihre Größe ist jedoch erheblich geringer und beträgt im Falle des mittleren Firnflecks 60 x 30 m, im Falle des westlichen nur 40 x 30 m. Dieser war am 6. 9. 1974 lediglich von 10.00 Uhr bis 12.00 Uhr sonnenbeschienen. Die Mächtigkeiten der Firnflecken betragen am oberen Ende 3—4 m, in der Mitte noch 1—2 m.

Außerdem liegen mehrere kleine Firnflecken, bzw. Altschneereste geschützt in Wandnischen in verschiedenen Höhen. Fast ausnahmslos wurden sie am 6. 9. 1974 von der Sonne nicht mehr erreicht.

3.4. Die Lage der Schneegrenze

Die Auffassung Bobeks, daß die potentielle Schneegrenze im Shir-Kuh Massiv in 4 600 — 4 700 m Höhe liege, muß nach der Kenntnis der Firnflecken vom Kuh-e-Barfkhane wohl etwas korrigiert werden. Sie dürfte nach Ansicht des Verfassers in höchstens 4 500 m Höhe zu ziehen sein, wobei der Abstand zu den Firnflecken dann immer noch 1 200 m betragen würde.

Für diese tiefere Lage der Schneegrenze spricht auch das Vorhandensein eines reichen periglazialen Formenschatzes von durchaus alpinem Charakter auf dem 4 000 — 4 070 m hohen Gipfelplateau des Shir-Kuh. Weiterhin spricht dafür die sehr tiefe Lage der eiszeitlichen Schneegrenze, die auf Grund zahlreicher Moränenfunde aus dem gesamten Gebirge in etwa 3 000 m bis höchstens 3 300 m gelegen haben mußte (HAGEDORN et al. 1975). Dies würde im Vergleich zu der von BOBEK (1937) postulierten heutigen Schneegrenze von 4 600 — 4 700 m Höhe eine eiszeitliche Schneegrenzdepression von 1 500 m bedeuten!

Die weitere Forderung BOBEKS, nämlich der relativ steile Anstieg der heutigen Schneegrenze von der feuchten West- zur trockenen Ostseite der Zagros-Ketten, kann jedoch bestätigt werden, da sie nach Ansicht des Verfassers sowohl im Zardeh-Kuh als auch im Shir-Kuh um etwa gleiche Beträge, nämlich um 200 m tiefer liegt, und so insgesamt ein wenig unterhalb der von BOBEK postulierten Schneegrenze verläuft.

Die Frage, ob sich in der vermuteten tieferen Lage der heutigen Schneegrenze, wie im Falle des Zardeh-Kuh, ein Trend der jüngsten Vergangenheit widerspiegelt, ist nicht eindeutig zu beantworten. Wohl gaben Einheimische die Auskunft, daß die Firnflecken am Kuh-e-Barfkhane „früher" einmal ganz verschwunden waren, daß sie andererseits „früher" aber auch schon viel größer gewesen sein sollen als heute. Bei aller Vorsicht der Interpretation deuten diese Auskünfte in jedem Fall auf spürbare Oszillationen der Schneegrenze innerhalb der letzten Jahrznhete hin.

Schriftenverzeichnis

BOBEK, H. (1937): Die Rolle der Eiszeit in Nordwestiran. — Z. Gletscherkde., **25**: 130—183, 17 Abb., 13 Fig.

— (1940): Die gegenwärtige und eiszeitliche Vergletscherung im zentralkurdischen Hochgebirge. — Z. Gletscherkde., **27**: 50—87.

— (1952): Beiträge zur klimaökologischen Gliederung Irans. — Erdkunde, **6**: 65—84, 6 Abb., 1 Kt.; Bonn.

— (1957): Die Takht-e-Sulaimangruppe im mittleren Alburzgebirge, Nordiran. — Festschr. Hundertjahrfeier geogr. Ges. Wien: 236—264, 3 Fig., 8 Abb.; Wien.

DESIO, A. (1934 a): Appunti geografici e geologici sulla catena dello Zardeh-Kuh in Persia. — Memorie Geol. e Geogr. di Dainelli, **4**: 141—167.

— (1934 b): Sull' esistenza di piccoli ghiacciai nella Persia occidentale. — Boll. Comitato Glaciologico Ital.: 39—52.

DJAVADI, C. (1966): Climats de l'Iran. — Monogr. de la Météorol. nat., **54**: 100; Paris.

EHLERS, E. (1971): Südkaspisches Tiefland (Nordiran) und Kaspisches Meer. Beiträge zu ihrer Entwicklungsgeschichte im Jung- und Postpleistozän. — Tübinger geogr. Stud., **44**: 1—184; Tübingen.

GRUNERT, J. (1977): Jungpleistozäne Tal- und Hangentwicklung im Shir-Kuh-Massiv, Zentral-Iran. — Karlsruher geogr. H., **8**: 42—61, 5 Fig., 1 Tab.; Karlsruhe.

HAARS, W., HAGEDORN, H., BUSCHE, D., FÖRSTER, H. (1974): Zur Geomorphologie des Shir-Kuh-Massivs (Zentral-Iran). — Marburger geogr. Schr., **62**: 39—48, 3 Fig.; Marburg.

HAGEDORN, H., HAARS, W. BUSCHE, D. FÖRSTER, H. (1975): Pleistozäne Vergletscherungen in Zentral-Iran. — Z. Geomorph., N. F., Suppl., **23**: 146—156, 5 Fig.; Berlin, Stuttgart (Bornträger).

HUCKRIEDE, R. (1961): Jung-Quartär und End-Mesolithikum in der Provinz Kerman (Iran). — Eiszeitalter u. Gegenwart, **12**: 25—42, 4 Abb.; Öhringen.

JUNGFER, E. (1974): Deh-bala am Shir-Kuh. Zur Geoökologie einer Gebirgsoase im Hochland von Iran. — Marburger geogr. Schr., **62**: 49—66, 1 Fig.; Marburg.

KLAER, W. (1962): Untersuchungen zur klimagenetischen Geomorphologie in den Hochgebirgen Vorderasiens. — Heidelberger geogr. Abh., **11**: 1—135, 51 Abb., 11 Fig., 4 Kt.; Heidelberg/München (Keyser'sche Verlagsbuchhandlung).

— (1965): Geomorphologische Untersuchungen in den Randgebirgen des Van-See (Ostanatolien). — Z. Geomorph., N. F., **9**: 346—355, 5 Abb.; Berlin/Stuttgart (Bornträger).

— (1969): Glazialmorphologische Probleme in den Hochgebirgen Vorderasiens. — Erdkunde, **23**: 192—200, 8 Abb., 6 Fig.; Bonn (Dümmler).

KUHLE, M. (1976): Beiträge zur Quartärmorphologie SE-iranischer Hochgebirge. Die quartäre Vergletscherung des Kuh-i-Jupar. — Göttinger geogr. Abbh., **67**: 209 S., 105 Abb.; Göttingen (Goltze).

MCQUILLAN (1969): Small glacier on Zardeh-Kuh, Zagros Mountains, Iran. — Geogr. J., **155**: 639, 1 Abb.; London.

MESSERLI, B. (1964): Der Gletscher am Erciyas Dagh und das Problem der rezenten Schneegrenze im anatolischen und mediterranen Raum. — Geogr. Helv., **29**: 19—34, 7 Abb., 2 Fig.; Bern (Kümmerli & Frey).

PREU, C. (1976): Zur rezenten Vergletscherung des inneren Zardeh-Kuh-Massives, Zagros, Iran. — Unveröff. Staatsexamensarb., Geogr. Inst. Univ. Würzburg: 171 S.

SCHWEIZER, G. (1969): Büsserschnee in Vorderasien. — Erdkunde, **23**: 200—205, 7 Abb.; Bonn (Dümmler).

— (1970): Der Kuh-e-Sabalan (Nordwestiran). Beiträge zur Gletscherkunde und Glazialmorphologie vorderasiatischer Hochgebirge. — Tübinger geogr. Stud., **34**: 163—178, 2 Abb., 3 Tab., 2 Kt.; Festschr. H. Wilhelmy; Tübingen.

— (1972): Klimatisch bedingte geomorphologische und glaziologische Züge der Hochregion vorderasiatischer Gebirge (Iran und Ostanatolien). — Erdwiss. Forsch., **IV**: 221—236.

— (1975): Untersuchungen zur Physiogeographie von Ostanatolien und Nordwestiran. Geomorphologische, klima- und hydrogeographische Studien im Vansee-Rezaiyehsee-Gebiet. — Tübinger geogr. Stud., **60**: 145 S., 12 Abb., 6 Fig., 22 Tab., 21 Kt.; Tübingen.

SPEITZER, H. (1958): Frührezente und rezente Hochstände der Gletscher des Kilikischen Ala Dag im Taurs. — Schlern-Schr., **190**: 265—281, 6 Abb., 4 Fig.; Festschr. H. Kinzl, Innsbruck (Wagner).

— (1971): Rezente und eiszeitliche Grenzen der glazialen und periglazialen Höhenstufe im zentralen Taurus (am Beispiel des Kilikischen Ala Dag). — Festschr. H. Paschinger: 139—163, 11 Abb., 1 Kt.; Graz.

WEISE, O. (1972): Zur Bestimmung der Schuttmächtigkeit auf Fußflächen durch Refraktionsseismik. — Z. Geomorph., N. F., Suppl. Bd., **14**: 54—65; Berlin/Stuttgart (Bornträger).

Manuskr. eingeg. 14. 11. 1977.

Eiszeitalter u. Gegenwart	**28**	167—178 4 Abb.	*Öhringen/Württ. 1978*

Das Ca/Mg-Verhältnis in den Marschböden, eine Folge postsedimentärer Faktoren

WERNER PRANGE *)

Soil science, Northfriesland, marshes, Ca/Mg-ratio, discussion syn-sedimentary versus post-sedimentary factors.

K u r z f a s s u n g : Das Ca/Mg-Verhältnis wurde auf typischen Kartenausschnitten einer großflächigen geologisch-bodenkundlichen Kartierung auf dem nordfriesischen Festland mit anderen Merkmalen dargestellt und verglichen. Es zeigt keine Beziehungen zu den Sedimentationsbedingungen und damit keine deutbaren Zusammenhänge mit den Kartiereinheiten und den meisten Geländemerkmalen. Dagegen kommt eine deutliche Abhängigkeit von postsedimentären Faktoren heraus, die sich überall anders überlagern und das Ca/Mg-Verhältnis bestimmen. Es ist deshalb als Grundlage für eine Kartierung und Klassifizierung der Marschböden nicht geeignet.

[Post-sedimentary processes as controlling factors of the Ca/Mg-ratio]

A b s t r a c t : The Ca/Mg-ratio, together with other data drawn in typical maps of a large scale soil mapping on the North Frisian mainland, are compared with each other. The Ca/Mg-ratio indicate no relations with the conditions under sedimentation and therefore no explainable connections with the soil units and most of the other field characteristics. On contrary there is a clear dependence from post-sedimentary factors, which everywhere add in an other kind and determine the Ca/Mg-ratio. Therefore it is not suitable as basis for mapping and classifying marsh soils.

I. Einführung

Nach dem Ca/Mg-Verhältnis wurden die Marschen in Niedersachsen in See-, Brack- und Flußmarschen untergliedert (MÜLLER 1958, 1964, 1970), in der Annahme, der heutige Ionenbelag und vor allem das Ca/Mg-Verhältnis seien durch den Salzgehalt des Wassers bei der Sedimentation und den ursprünglichen Kalkgehalt der abgelagerten Sedimente geprägt worden.

Da auf dem nordfriesischen Festland die Marschen der älteren vor dem Geestrand liegenden Köge (Abb. 1) geologisch, archäologisch und bodenkundlich nach im Gelände faßbaren Merkmalen kartiert und durch Laborergebnisse ergänzt worden waren, kann an diesem Material geprüft werden, welche Methode am besten für die Kartierung und Klassifizierung der Marschböden geeignet ist. Die geologischen Ergebnisse, bereits im Zusammenhang mit der Landschafts- und Siedlungsgeschichte dargestellt (PRANGE 1963, 1967 a und b, 1968, 1969), bilden die Grundlage dieser Untersuchung.

Zunächst waren die zahlreichen geologischen und bodenkundlichen Merkmale mit Hilfe statistischer Methoden miteinander und mit den im Labor ermittelten Analysendaten verglichen worden (PRANGE & BRÜMMER & WEBER 1974).

In der vorliegenden Arbeit werden die Ca/Mg-Werte auf Karten einiger typischer Gebiete Nordfrieslands anderen Merkmalen gegenübergestellt und aus dem lokalen Zusammenhang heraus interpretiert. Damit lassen sich auch die Ursachen kleinräumiger Unterschiede innerhalb der Kartiereinheiten direkt ablesen, die statistisch nicht herauskommen.

---

*) Dr. Werner P r a n g e , Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum der Universität Kiel, Olshausenstraße 40/60, D-2300 Kiel.

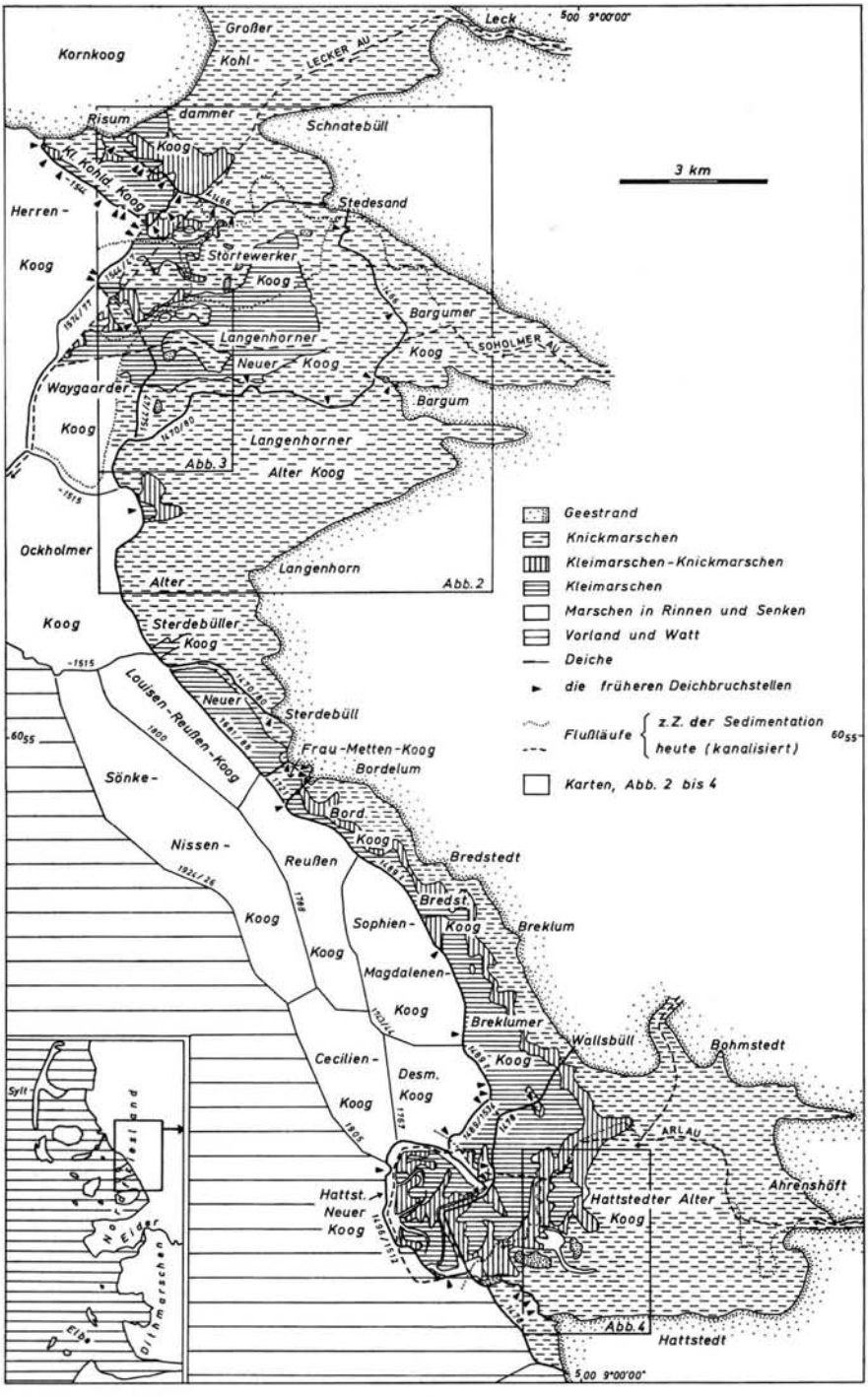


Abb. 1: Geologisch-bodenkundliche Übersichtskarte der kartierten Köge auf dem nordfriesischen Festland mit der Lage der Kartenausschnitte Abb. 2 bis 4.

Das verwendete Untersuchungsmaterial, die Geländemethode bei der Kartierung und vor allem die Gesichtspunkte bei der Auswahl der repräsentativen Profile, auf die diese Untersuchungen aufbauen, wurden bereits beschrieben (PRANGE & BRÜMMER & WEBER 1974).

II. Die Ursachen der Unterschiede im Ca/Mg-Verhältnis

Das Ca/Mg-Verhältnis, der Quotient aus wasserlöslichem und austauschbarem Ca und Mg, wird von mehreren Faktoren bestimmt. Deshalb werden besonders anhand von Karten die Beziehungen der Ca/Mg-Werte zu den Kartiereinheiten, der Korngrößenverteilung, dem Carbonatgehalt, den pH-Werten, der Höhenlage der Geländeoberfläche zu NN und dem Salzwassereinfluß untersucht (Abb. 2 bis 4).

A. Die Beziehungen des Ca/Mg-Verhältnisses zu anderen Faktoren

1. Süßwasserzuflüsse

Der Salzgehalt des Meerwassers wird an der schleswig-holsteinischen Westküste nur örtlich etwas durch Süßwasser erniedrigt, da von dem schmalen Landrücken außer der Eider nur kleine Auen zufließen.

Das ergibt auch eine Mengenberechnung nach den Pegeln Soholm und Dörpum für das Einzugsgebiet der Soholmer Au (Landesamt für Wasserhaushalt und Küsten Schleswig-Holstein in Kiel 1973). Demnach flossen im Jahre 1972 etwa 5,1 m^3/sec in die Soholmer Au ab. Das entspricht während einer Flut in sechs Stunden rechnerisch 110 160 m^3. Gleichzeitig würden auf das Marschgebiet an der Soholmer Au von etwa 40 km^2 mit einer durchschnittlichen NN-Höhe der Geländeoberfläche und bei einer Überflutungshöhe von 1 m etwa 40 Mill. m^3 Salzwasser auflaufen. Dividiert man die Salzwassermenge durch das in gleicher Zeit dazukommende Süßwasser, so macht das nur etwa den 360. Teil des Salzwassers aus, fällt also bei einem Salzgehalt von etwa 25 ‰ vor den heutigen Deichen praktisch nicht ins Gewicht.

Auch wenn man nur die mittleren, die der Au am nächsten gelegenen Marschen berücksichtigt, die etwa 20 km^2 groß sind, oder wenn man eine Überflutung von nur einem halben Meter annimmt, hat das zulaufende Süßwasser keinen wesentlichen Einfluß. Ähnlich fällt die Berechnung für die Lecker Au, deren Pegel bei Leck nur einen Abfluß von 2,25 m^3/sec verzeichnete, und für die Arlau aus.

Das Süßwasser überströmt das schwerere Salzwasser, in dem sich am Grunde das Sediment ablagert. Die Vermischung (vgl. auch BECKMANN 1971) ist gering und hängt von Windrichtung und -stärke sowie von der Morphologie unter dem Wasser ab und ändert sich damit täglich, ohne für frühere Zeiten im einzelnen rekonstruierbar zu sein.

Der Salzgehalt des Wassers am Geestrand, in dem sich die stark tonigen Sedimente ablagerten, kann also nicht 2 bis 3 ‰ betragen haben, wie nach MÜLLER's Sedimentationskonzept (1964) angenommen wurde, und ist deshalb nicht die Ursache für die überwiegend niedrigen Ca/Mg-Werte in den Knickmarschen am Geestrand. So läßt ein Vergleich der Ca/Mg-Werte in den Knickmarschen der alten Köge vor Bredstedt, in die kaum Süßwasser zufließt (Abb. 1), mit denen in den Marschen beiderseits der Soholmer und Lecker Au (Abb. 2) keine generellen Unterschiede erkennen. Auch kleinräumiger, wie im Gebiet der Soholmer und Lecker Au (Abb. 2), spiegelt sich das bei der Sedimentation nur örtlich durch die Auen zufließende Süßwasser nicht im heutigen Ca/Mg-Verhältnis wider.

Die Knickmarschen Nordfrieslands sind zwar wie in Niedersachsen aufgebaut und haben einen ähnlichen Ionenbelag, müssen aber in Nordfriesland im Meerwasser mit wenig erniedrigtem Salzgehalt abgelagert worden sein. Das hatten auch geologisch-archäologische Untersuchungen aufgrund der mittelalterlichen Salztorfgewinnung ergeben (PRANGE 1971 c).

Auch wenn das zufließende Süßwasser z. Z. der Sedimentation einen nennenswerten Einfluß auf den Salzgehalt gehabt hätte, wäre das Ca/Mg-Verhältnis dadurch nicht erniedrigt worden. Da Süßwasser im Verhältnis zum Meerwasser mehr Ca^{2+}- als Mg^{2+}-Ionen zuführt, müßte es zu einer Erhöhung der Ca/Mg-Quotienten gekommen sein. Das

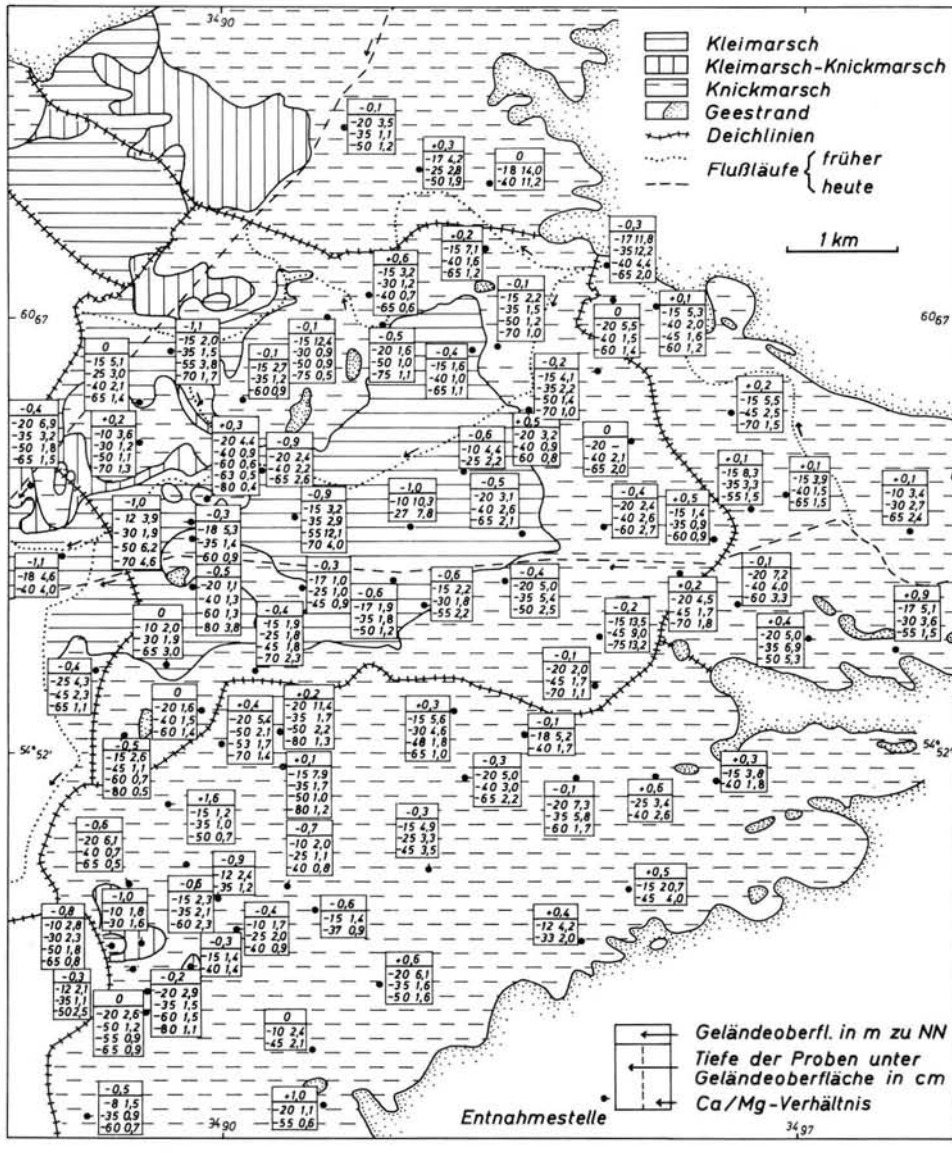


Abb. 2: Das Ca/Mg-Verhältnis in den Marschen an der Soholmer und Lecker Au im Zusammenhang mit den Kartiereinheiten und der Höhenlage der Profile zu NN.

war postsedimentär in den niedrigen, nahe am Geestrand gelegenen Knickmarschen der Fall, die bis vor etwa 25 Jahren viele Monate im Jahr von den Auen her überschwemmt waren. Dadurch wurden die dort höheren, zwischen 2 und 6 liegenden Ca/Mg-Werte verursacht (Abb. 4). Sie sind damit deutlich höher als die überwiegend unter 2 liegenden Werte in den weiter seewärtigen niedrigen Gebieten sowie in den höher gelegenen Knickmarschen (Abb. 3 u. 4).

2. Kartiereinheiten

Vergleicht man die Ca/Mg-Werte zwischen den Kleimarschen, Kleimarschen-Knickmarschen und Knickmarschen, so lassen sich auf allen Karten keine generellen Unterschiede erkennen (Abb. 2 bis 4).

In den Oberböden schwanken die Ca/Mg-Quotienten sehr; daran ist die verschieden starke Düngung abzulesen. Stellenweise scheint sie sehr gering zu sein oder zu fehlen, da die Ca/Mg-Quotienten nicht wesentlich von denen der darunterfolgenden Horizonte abweichen. In jenen zeigen sich Unterschiede von Profil zu Profil, die aber keinen Zusammenhang mit den Kartiereinheiten erkennen lassen, obwohl diese etwa auch den Sedimentationszonen entsprechen. Somit können die Ca/Mg-Werte nicht durch primäre Faktoren bei der Sedimentation verursacht sein.

Erst die statistische Untersuchung des Gesamtmaterials hatte geringe Unterschiede in den Ca/Mg-Quotienten zwischen den Kleimarschen, Kleimarschen-Knickmarschen und Knickmarschen ergeben (Prange & Brümmer & Weber 1974). Sie passen aber nicht zu dem Sedimentationskonzept Müller's (1964), nach dem man die niedrigsten Werte in den Knickmarschen erwarten müßte. Sie liegen vielmehr in den nicht verdichteten Kleimarschen. Nur in der Kartiereinheit der niedrig gelegenen Böden in Rinnen und Senken, in denen das Ca/Mg-Verhältnis stark vom salzhaltigen Grundwasser beeinflußt wird, sind sie noch niedriger.

Auch die Art der Schichtung, die am besten die Sedimentationsbedingungen bzw. die Faziesgebiete charakterisiert, zeigt statistisch gesehen keine gesicherten Zusammenhänge zum Ca/Mg-Verhältnis: die Werte zwischen den geschichteten Kleimarschen und den ungeschichteten Knickmarschen unterscheiden sich nicht signifikant.

3. Korngrößenverteilung

Ein Vergleich der Tongehalte mit den Ca/Mg-Quotienten deuten sich ebenfalls keine generellen Beziehungen an (Abb. 3 und 4).

Die Tongehalte schwanken auch innerhalb der Kartiereinheiten. Am Beispiel des südlichen Geestrandes im Arlau-Gebiet (Abb. 4) zeigt sich, daß die Tongehalte in den Knickmarschen, abgesehen vom Geestrand mit anthropogenen Sandbeimengungen, von über 50 % nahe am Geestrand bis auf etwas über 30 % weiter westlich abnehmen. Die örtlichen Unterschiede zwischen gleichweit vom Geestrand entfernten Profilen hängen mit kleinen Höhenunterschieden bei der Sedimentation zusammen. Sie steuerten die Wege des sedimentanliefernden Wassers und damit auch die feinen Korngrößenunterschiede. Sie gehen aber nicht mit Änderungen in den Ca/Mg-Quotienten einher (Abb. 4).

An dem zweiten Beispiel, dem geestferneren Gebiet an der Soholmer und Lecker Au (Abb. 3), liegen die Flächen der Kartiereinheiten nicht geestrandparallel. Vielmehr werden die Tongehalte und damit die Kartiereinheiten besonders durch kleinräumige Höhenunterschiede und die Lage zu den Rinnen bestimmt. So liegen im N Knickmarschen mit hohem Tongehalt im Schutz einer sichelförmigen Erhebung, die den Westrand einer ehemaligen Hallig inmitten von tiefen Rinnen darstellt. Das inselförmige Knickmarschgebiet in der

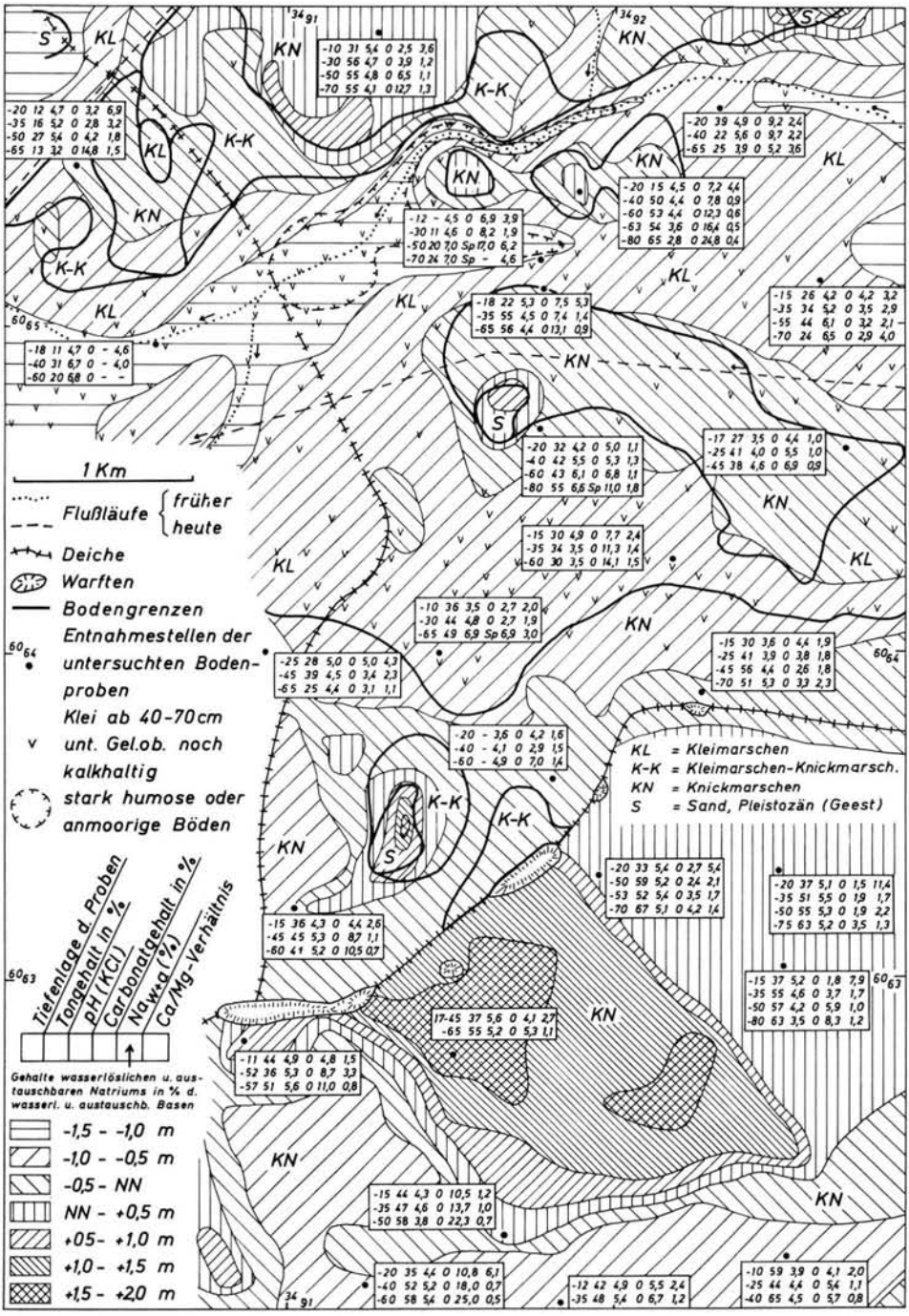


Abb. 3: Das Ca/Mg-Verhältnis in den Marschen an der unteren Soholmer und Lecker Au im Zusammenhang mit der NN-Höhe der Geländeoberfläche, der Tiefenlage der Proben, dem Tongehalt und pH-Wert sowie dem Carbonat- und Na-Gehalt.

Mitte der Karte hat sich fahnenartig im Lee einer kleinen Geestaufragung gebildet. In den Kleimarschen im Gebiet der weiten Niederungen nimmt der Tongehalt zu den Rändern allgemein zu und ebenfalls landeinwärts. Somit ist es kein Wunder, daß bei diesen allgemeinen Übergängen, besonders in Gebieten ohne deutliche morphologische Unterschiede, fließende Übergänge sein müssen, bei denen die Zuordnung des Bodens zu einer Kartiereinheit auf der Zusammenfassung von Tongehalt, Schichtung und Verdichtung beruht.

Auch in diesem Gebiet mit einem verwickelteren geologischen Aufbau zeigen die Ca/Mg-Quotienten keinen Zusammenhang mit den Kartiereinheiten (Abb. 3). Statistisch bestehen nur signifikante Unterschiede zum Tongehalt, die u. a. mit der Silikatverwitterung zusammenhängen (vgl. PRANGE & BRÜMMER & WEBER 1974, SCHROEDER & BRÜMMER 1969).

4. Carbonatgehalt

Im größten Teil der kartierten alten Köge Nordfrieslands ist der Klei bis über 70 cm unter Geländeoberfläche und damit am Geestrand großflächig ganz entkalkt.

Entgegen der Annahme MÜLLER's (1964, 1970), der stark tonige Klei der Knickmarschen sei kalkarm oder -frei sedimentiert worden, war er einst kalkhaltig wie heute in den jüngsten Kögen. Das beweisen Sedimentfallen mit kalkhaltigem muschelreichen Klei (zugeschlickte Salztorfstiche) und Muschelabdrücke im Gebiet des ganz entkalkten Kleis (PRANGE 1971 c). Wie sollte sich der Kalkgehalt auch bei der Korngrößensortierung im Watt nur in der gröberen Fraktion ansammeln, da doch Kalkpartikelchen in allen Größen vorliegen.

Stellenweise sind im Unterboden ab 40 cm unter Geländeoberfläche noch Reste des natürlichen Kalkgehaltes erhalten. Diese Gebiete fallen deutlich mit höheren Ca/Mg-Werten in den Karten auf. Das trifft einerseits für den Sterdebüller Neuen Koog und den Frau-Metten-Koog zu (Abb. 1), die später als die anderen untersuchten Köge eingedeicht worden waren (PRANGE 1968, 1971 b), so daß die Böden noch nicht so tief entkalkt sind. Aber auch in den tiefliegenden Teilen der älteren, um 1500 eingedeichten Köge findet man im Unterboden noch Reste des Kalkgehaltes, wie in einigen schmalen, an der heutigen Oberfläche etwa 1 m tiefen Prielen im Arlau-Gebiet. In den weiten nicht verlandeten Niederungen an der Soholmer und Lecker Au ist das in den Kleimarschen unter NN, überwiegend unter —0,5 m NN der Fall (Abb. 3). Diese Gebiete waren noch bis vor 25 Jahren viele Monate im Jahr überschwemmt, so daß die Carbonate nicht so tief ausgelaugt werden konnten. Die von Profil zu Profil etwas unterschiedliche Entkalkungstiefe, die sich z. T. in der Verteilung der Signaturen der Abb. 3 andeutet (Kalkgehalt noch oberhalb oder erst unterhalb von 70 cm unter Geländeoberfläche beginnend), erklärt sich dadurch, daß auch bei gleichem Tongehalt und gleicher Geländehöhe die Schichtung und damit die Verteilung der Tone verschieden ist. Damit ändert sich auch die Durchlässigkeit. Zum anderen ist auch der primäre Kalkgehalt vor allem in den Rinnen verschieden.

5. pH-Wert

Die Zusammenhänge, die sich beim Vergleich der Ca/Mg-Werte mit den Carbonatgehalten ergeben hatten, kommen auch in den pH-Werten heraus, da zwischen beiden enge Beziehungen bestehen.

Abgesehen von den Oberböden, deren pH-Werte überall verschieden stark von der Düngung bestimmt werden, bestätigt die Abb. 4 den statistischen Befund, daß sich die Kleimarschen, Kleimarschen-Knickmarschen und Knickmarschen in den pH(KCl)-Werten kaum unterscheiden (4,7 bis 4,9). Das zeigt auch die Abb. 3, obwohl dort Korngrößenzusammensetzung und Höhenlage von Profil zu Profil sehr verschieden sind. Nur im S der

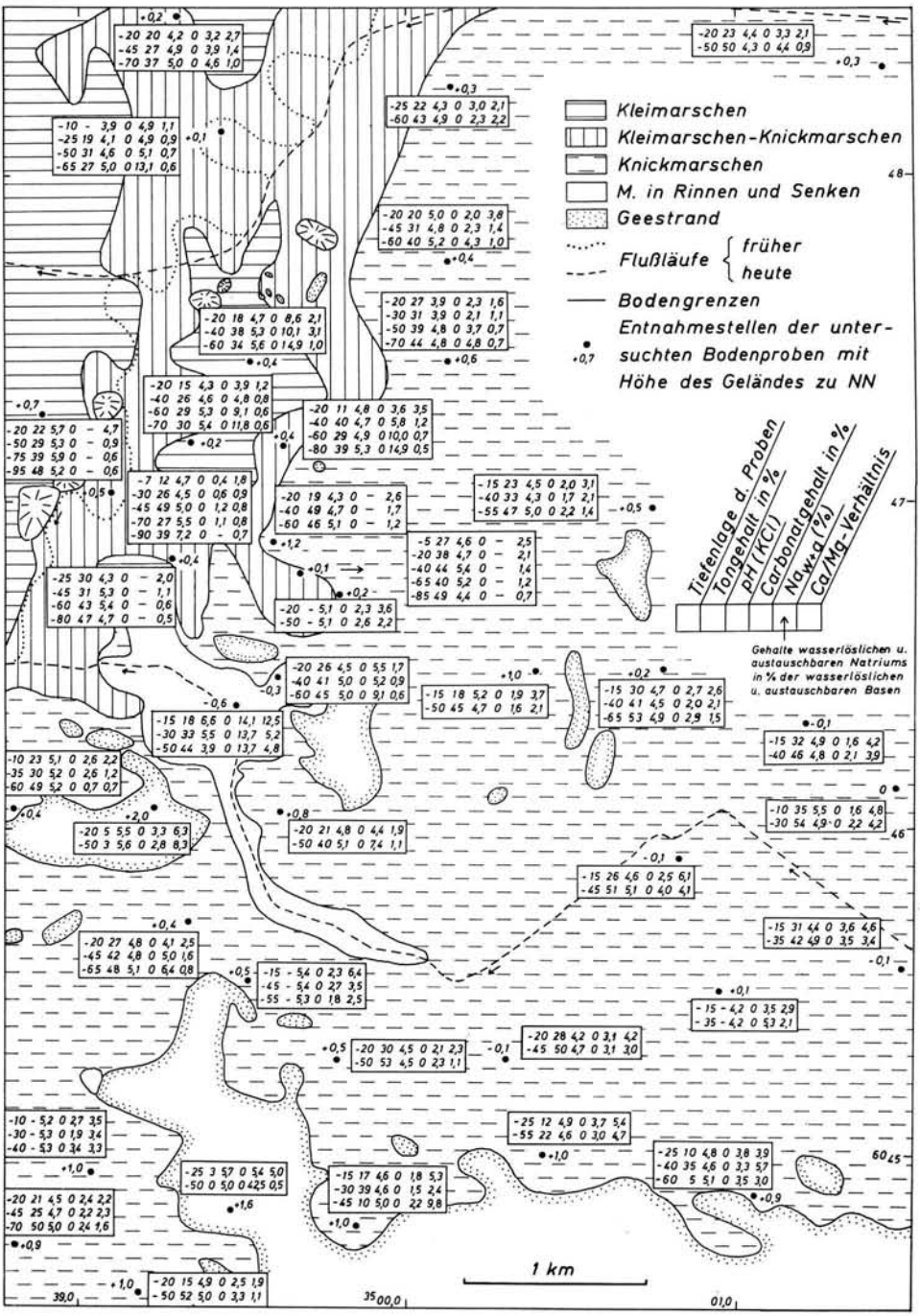


Abb. 4: Das Ca/Mg-Verhältnis in den Marschen im S des Arlau-Gebietes im Zusammenhang mit der Tiefenlage der Proben, dem Tongehalt und pH-Wert sowie dem Carbonat- und Na-Gehalt.

Arlau-Marschen (Abb. 4), wo die geestrandparallelen Zonen verschiedener Tongehalte bzw. Kartiereinheiten deutlicher ausgeprägt sind, zeigen die Kleimarschen und Kleimarschen-Knickmarschen im NW mit überwiegend über 5 etwas höhere pH(KCl)-Werte als die Knickmarschen mit unter 5 im SE. Das hängt mit Unterschieden in der Höhenlage und im Tongehalt zusammen, die einen Einfluß auf den Grad der Versauerung haben.

In den Rinnen und Senken, in denen hohes Grundwasser und Überschwemmungen die Entkalkung und Versauerung verzögerten, steigen die pH(KCl)-Werte nach unten an und liegen statistisch für die Kartiereinheit der Rinnen und Senken bei 5,9. Auch das weist wie bei den Carbonaten auf eine Abhängigkeit von der Höhenlage der Marsch und damit von der Entwässerung hin, die sich auch im Ca/Mg-Verhältnis abzeichnet.

6. Salzhaltiges Grundwasser

Der Salzgehalt im Klei pendelt sich wenige Jahre nach der Eindeichung auf ein Gleichgewicht ein. Es unterliegt Schwankungen, die mit Unterschieden in den Niederschlägen und der Verdunstung sowie der Grundwasserhöhe und -versalzung zusammenhängen.

Die heutigen prozentualen Anteile an wasserlöslichen und austauschbaren Natrium-Ionen an der Summe der austauschbaren Basen (Na_{w+a} %) weisen besonders auf eine der Ursachen hin, die die Höhe des Ca/Mg-Verhältnisses bestimmen: mit den Na-Ionen des Salzwassers werden auch Mg-Ionen zugeführt, die das Ca/Mg-Verhältnis erniedrigen.

Allgemein nehmen die Na_{w+a} %-Werte in den Profilen nach unten zu, die Ca/Mg-Quotienten ab (Abb. 3 und 4). Das ist in allen Gebieten verschiedener Kartiereinheiten der Fall; sie unterscheiden sich auch statistisch nicht darin (Prange & Brümmer & Weber 1974). Daß diese Zunahme der Natrium-Werte auf den Einfluß salzhaltigen Grundwassers zurückgeht und damit auch von der Höhenlage der Marschoberfläche bzw. der Entwässerung abhängt (vgl. auch Dittmer 1954, Dümmler 1970, Ludwig & Barkhausen & Streif 1973, Schreitling 1959), läßt sich in den Böden der Niederungen ablesen (Abb. 3). Dort steigen die Na-Werte deutlich rascher an; die Ca/Mg-Werte sind besonders niedrig. Das deutet sich auch in der Senke der Abb. 4 an: schon im Oberboden sind die Na_{w+a} %-Werte höher als in den Unterböden der hochliegenden Marschen rundherum. Nur an solchen niedrigen Stellen findet man im Gebiet der Soholmer und Lecker Au eine Salzvegetation (Christiansen & Steinberg 1956).

Der Salzwassereinfluß hängt jedoch auch örtlich mit der Entfernung der Profile vom Meer zusammen. Am Südrand der Abb. 3 liegen drei Profile in etwa gleicher Höhenlage, bei denen nur im westlichen die Na-Werte nach unten stark zunehmen. Dieser Zusammenhang kommt auch auf Abb. 4 heraus. Am Geestrand dagegen (Abb. 4) dürften die Na-Gehalte auf die Salze aus den Niederschlägen und Aerosolen zurückgehen (vgl. auch Schulz 1972), zumal die Na_{w+a} %-Werte unmittelbar am Geestrand nach unten kaum noch zunehmen oder sogar abnehmen. So wird das Na nicht aus salzhaltigem Grundwasser stammen, denn gerade an dieser Stelle fließt von der höheren Geest her etwas Süßwasser zu.

Andererseits kommen jedoch in der Marsch Süß- und Salzwasser nebeneinander vor, ohne daß immer ein Zusammenhang mit der Lage zum Meer festzustellen wäre. Das geht auch aus Angaben der Bauern über die Brunnen auf den pleistozänen Sandaufragungen in der Marsch hervor. So ist z. B. das Grundwasser auf dem Geestvorsprung der Abb. 4 stärker versalzen als auf der weiter im NW vorgelagerten Geestinsel, an deren Rand die Na_{w+a} %-Werte im Oberboden höher sind als in tieferen Horizonten.

Die Unterschiede in der Versalzung der einzelnen Gebiete werden durch die wechselnden Höhenverhältnisse und die Schichtfolge mitbestimmt (vgl. auch Dittmer 1956). So bestehen überall andere Verbindungen zu den Wasserleitern auf der Geest und unter den Marschenablagerungen, mächtige Kleischichten können salzhaltiges Grundwasser nach oben

abschirmen und Torfschichten lassen leicht Salzwasser bis in die geestrandnahen Hinterländer der Marsch durch.

Die Wege von Süß- und Salzwasser lassen sich im einzelnen kaum feststellen und somit auch nicht die Ca- und Mg-Zufuhr, die das Ca/Mg-Verhältnis mitbestimmen. Es kann deshalb kein Merkmal zur Kartierung und Klassifizierung der Marschböden sein.

B. Die Überlagerung verschiedener Einflüsse auf das Ca/Mg-Verhältnis

Da mehrere Faktoren die Höhe des Ca/Mg-Verhältnisses bestimmen, überlagern sie sich in ihrer Einzelwirkung überall anders.

Der Einfluß des Kalkgehaltes in niedrigen Gebieten (Abb. 3) wird durch den des salzhaltigen Grundwassers überlagert, so daß die wechselnde Höhe der Ca/Mg-Quotienten neben anderen Einflüssen auch das Verhältnis dieser beiden Faktoren anzeigt. So findet man in der Senke der Abb. 4 trotz hoher Na_{w+a}%-Werte auch ein hohes Ca/Mg-Verhältnis, da noch Reste des Kalkgehaltes erhalten sind. In etwas höherer Lage am Rande der Senke ist der Boden dagegen schon ganz entkalkt, so daß der Einfluß des salzhaltigen Grundwassers im niedrigeren Ca/Mg-Verhältnis deutlich zu erkennen ist.

In den weiten Gebieten mit entkalkten Böden ohne größeren Einfluß salzhaltigen Grundwassers und mit einheitlich niedrigen Ca/Mg-Werten zeigt sich, daß sie in starkem Maße auf salzhaltige Niederschläge und Aerosole zurückgehen, die mehrere Jahrhunderte lang gleichmäßig einwirken konnten.

In den besonders niedrig gelegenen entkalkten Knickmarschen in den Buchten am Geestrand haben jahrhundertelange Süßwasserüberschwemmungen, die durch weitere Vordeichungen und Sackungen infolge zunehmender Entwässerung noch verstärkt wurden, so viel Ca zugeführt, daß der Einfluß des Mg aus salzhaltigen Niederschlägen und Aerosolen zurückgedrängt wurde. So findet man dort deutlich höhere Ca/Mg-Quotienten als in den höher gelegenen Knickmarschen (vgl. Abb. 4).

Salzwassereinbrüche infolge von Deichbrüchen (vgl. Abb. 1 und PRANGE 1971 a) führten stellenweise wieder Mg zu und veränderten das Gleichgewicht zwischen den anderen Faktoren.

Auch heute wird das Ca/Mg-Verhältnis weiter verändert. So muß die stärkere Entwässerung eine schnellere und tiefere Entkalkung bewirken. Der Meeresspiegelanstieg, vor allem aber die zunehmende Sackung und der Süßwasserentzug bei der Entwässerung lassen das salzhaltige Grundwasser weiter landeinwärts vordringen (vgl. auch SCHREITLING 1959, VAN VEEN 1956). Mit der intensiveren Nutzung der entwässerten Marschböden geht auch eine stärkere Düngung einher, die sich besonders auf das Ca/Mg-Verhältnis in den Oberböden auswirken wird.

III. Ergebnisse

Die Ca/Mg-Quotienten wurden zusammen mit einigen anderen Merkmalen auf Karten typischer Marschgebiete dargestellt. Die regionalen Unterschiede und der Vergleich dieser Daten lassen erkennen, daß das Ca/Mg-Verhältnis kaum von den Faktoren bei der Ablagerung der Sedimente bestimmt wurde, wie nach dem Sedimentationskonzept MÜLLERS (1964) angenommen worden war; denn es bestehen keine Beziehungen zu den Kartiereinheiten bzw. Sedimentationszonen, dem Salzgehalt des Wassers bei der Sedimentation und dem ursprünglichen Kalkgehalt der Schlicke. Auch statistisch hatten sich keine Zusammenhänge gezeigt, außer mit dem Tongehalt, von dem die Mg-Zufuhr z. T. gespeist wird (PRANGE & BRÜMMER & WEBER 1974).

Das Ca/Mg-Verhältnis erweist sich eindeutig als ein Kennwert, der erst postsedimentär im Laufe der Boden- und Landschaftsgeschichte durch das Zusammenspiel vieler Faktoren geprägt und immer wieder verändert wurde. Das sind vor allem Entsalzung, Entkalkung, Versauerung und Silikatverwitterung, die mit der Entwässerung, der dadurch begünstigten Sackung sowie dem Vordringen salzhaltigen Grundwassers einhergehen. Hinzu kommen die jahrhundertelangen salzhaltigen Niederschläge und Aerosole, bei Deichbrüchen Salzwassereinbrüche sowie in niedrigen Hinterländern Süßwasserüberschwemmungen. In jüngster Zeit verstärkt sich der Einfluß der Düngung. Die Ergebnisse bestätigen die geologisch-archäologischen und bodenkundlichen Untersuchungen von BRÜMMER (1968), BRÜMMER & SCHROEDER (1968), BRÜMMER & SCHROEDER & Mitarbeiter (1971), DÜMMLER (1974), PRANGE (1971 c), SCHROEDER (1969) und SCHROEDER & BRÜMMER (1968, 1969).

Der Vergleich der Ca/Mg-Quotienten mit den anderen Merkmalen auf den Karten zeigt deutlich, daß der Einfluß jeder dieser Faktoren schon auf kleinstem Raum verschieden ist, so daß die Überlagerung überall zu einem anderen Ca/Mg-Verhältnis führen muß. Es ist deshalb nicht als Grundlage für eine Kartierung und Klassifizierung der Böden in der Marsch geeignet.

Schriftenverzeichnis

BECKMANN, H. (1971): Die Salinitätsverhältnisse in den Zuflüssen der Bucht von Sada (NW-Spanien, Galizien). — Lehrstuhl f. Erdölgeologie der T. U. Clausthal, 69 S., 19 Abb., Clausthal.

BRÜMMER, G. (1968): Untersuchungen zur Genese der Marschen. — Diss. Univ. Kiel, 350 S., 34 Abb., 12 Fot., 47 Tab.; Kiel.

— & SCHROEDER, D. (1968): Prozesse der Marschgenese. — Mitt. dt. bodenkundl. Ges., **8**: 247—250; Göttingen.

— & SCHROEDER, D. & Mitarbeiter (1971): Landschaften und Böden Schleswig-Holsteins — insbesondere Böden der Marschlandschaft. — Mitt. dt. bodenkundl. Ges., **13**: 7—57, 3 Abb., 1 Karte; Göttingen.

CHRISTIANSEN, W. & STEINBERG, K. (1956): Binnenland-Salzwiesen der nordfriesischen Marsch. — Die Küste, **5**: 103—112, 5 Abb., 2 Tab.; Heide/Holst.

DITTMER, E. (1954): Der Mensch als geologischer Faktor an der Nordseeküste. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **4/5**: 210—215; Öhringen/Württ.

— (1956): Die Versalzung des Grundwassers an der schleswig-holsteinischen Westküste. — Die Küste, **5**: 87—102, 3 Abb.; Heide/Holst.

DÜMMLER, H. (1970): Der Einfluß von salzhaltigem Grundwasser auf die Kationenbelegung nordfriesischer Marschböden. — Mitt. dt. bodenkundl. Ges., **10**: 302—305, 5 Abb., 2 Tab.; Göttingen.

— (1974): Anwendung von geologisch-bodenkundlichen Stoffverteilungsmustern bei der Darstellung und Interpretation der Kationenverteilung einer Marschlandschaft (Schleswig-Holstein). — Mitt. dt. bodenkundl. Ges., **18**: 305—312, 5 Abb.; Göttingen.

Landesamt f. Wasserhaushalt u. Küsten Schleswig-Holstein in Kiel (1973): Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch. Küstengebiet der Nord- und Ostsee. Abflußjahr 1972. — 158 S., 1 Karte; Kiel.

LUDWIG, G., BARKHAUSEN, J. & STREIF, H. (1973): Geochemische Untersuchungen über Paläosalinität und Ablagerungsraum holozäner Küstensedimente Ostfrieslands. — Geol. Jb., **D 3**: 35—54, 12 Abb., 3 Tab.; Hannover.

MÜLLER, W. (1958): Grundsätzliche Betrachtungen zur systematischen Gliederung der Marschböden. — Geol. Jb., **76**: 11—24; Hannover.

— (1964): Unterschiede in den chemischen und physikalischen Eigenschaften von fluviatilen, brakkischen und marinen Sedimenten. — Developments in Sedimentology, **1**: 293—300, 2 Abb.; Amsterdam, London, New York (Elsevier).

— (1970): Zur Genese und Klassifizierung der Marschböden. — Mitt. dt. bodenkundl. Ges., **10**: 294—301; Göttingen.

PRANGE, W. (1963): Das Holozän und seine Datierung in den Marschen des Arlau-Gebietes, Nordfriesland. — Meyniana, **13**: 47—76, 11 Abb.; Kiel.

— (1967 a): Über die Beziehungen zwischen Schichtfolge und Meeresspiegelanstieg im Holozän der Nordseemarschen. — Geol. Rdsch., **56**: 709—726, 6 Abb.; Stuttgart.

— (1967 b): Geologie des Holozäns in den Marschen des nordfriesischen Festlandes. — Meyniana, **17**: 45—94, 20 Abb., 2 Taf., 1 Tab.; Kiel.

— (1968): Geologische Untersuchungen in den Marschen der alten Köge vor Bredstedt, Nordfriesland. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., (1968): 619—640, 5 Abb.; Stuttgart.

— (1969): Alte mündliche Überlieferung aus Nordfriesland und ihre Verwendung bei geologischen und siedlungsgeschichtlichen Untersuchungen in der Marsch. — Nordfries. Jb., N. F., **4/5**: 262—277, 3 Abb.; Bredstedt.

— (1971 a): Geologisch-historische Untersuchungen an Deichbrüchen des 15. bis 17. Jahrhunderts in Nordfriesland. — Nordfries. Jb., N. F., **7**: 25—55, 8 Abb.; Bredstedt.

— (1971 b): 250 Jahre Frau-Metten-Koog. Eine geologisch-historische Darstellung seiner Entstehung. — Nordfriesland, **20**: 179—184, 2 Abb.; Bredstedt.

— (1971 c): Geologisch-archäologische Untersuchungen zu den Entstehungsbedingungen der Marschen in Nordfriesland. — Z. Pflanzenernähr. u. Bodenk., **130**: 151—160, 2 Abb.; Weinheim/Bergstr.

— , BRÜMMER, G. & WEBER, E. (1974): Untersuchungen zur Kartierung und Klassifizierung der Böden in der Marsch. — Meyniana, **25**: 59—86, 5 Abb., 7 Tab.; Kiel.

SCHREITLING, K.-T. (1959): Beiträge zur Erklärung der Salzvegetation in den nordfriesischen Kögen. — Mitt. Arbeitsgemeinsch. Floristik Schleswig-Holstein u. Hamburg, **8**: 3—98, 45 Abb., 16 Tab.; Kiel.

SCHROEDER, D. (1969): Bodenkunde in Stichworten. — 145 S., 53 Abb., 22 Tab., 2 Taf.; Kiel (F. Hirth).

— & BRÜMMER, G. (1968): Zur Genese und Klassifizierung der Marschen. — Mitt. dt. bodenkundl. Ges., **8**: 243—245; Göttingen.

— & BRÜMMER, G. (1969): Beiträge zur Genese und Klassifizierung der Marschen. I. Problematik der Marschengenese und -klassifizierung und Untersuchungen zum Ca/Mg-Verhältnis. — Z. Pflanzenernähr. u. Bodenk., **122**: 228—249, 4 Abb., 4 Tab.; Weinheim/Bergstr.

SCHULZ, H. D. (1972): Grundwasserneubildungen berechnet aus der Chlorid-Bilanz. — Geol. Mitt., **12**: 53—60, 3 Abb.; Aachen.

VEEN, J. VAN (1956): Die Versalzung der niederländischen Marschen und ihre Bekämpfung. — Die Küste, **5**: 73—86, 11 Abb.; Heide/Holst.

Manuskript eingeg. 30. 8. 1977.

Eiszeitalter u. Gegenwart	28	179—188 7 Abb., 1 Tab.	Öhringen/Württ. 1978

Ein Eisen-Bändchen-Stagnogley in der Bodengesellschaft der mittleren Arktis Kanadas

KLAUS EBERHARD BLEICH & KARL STAHR *)

Chemical weathering, soil genesis, lateral element transport, thin-iron-pan, middle arctic region, Banks Island Canada

K u r z f a s s u n g : Die Untersuchungsergebnisse beschreiben und deuten einen mittelarktischen Boden, der bei der Kartierung als Bändchen-Podsol bezeichnet wurde, aufgrund der weiteren Betrachtung aber eher als „arktischer Bändchen-Stagnogley" eingestuft werden müßte. Seine Morphologie ist durch laterale Zufuhr von Kalk, Eisen- und Manganhydroxiden und deren fraktionierte Fällung im Profil geprägt. Die Ergebnisse weisen auf die große Bedeutung der chemischen Verwitterung bei der Bodenbildung in der mittleren Arktis hin.

[A Surface Water Gley (Stagnogley) with Thin-Iron-Pan in the Soil Association of the Canadian Middle Arctic Region]

A b s t r a c t : Analytical results of an "middle arctic" soil profile are presented. During fieldwork this profile was called an Ironpan-Podzol (cryic Placorthod), whereas further study elucidated better calling it an "Arctic-Iropan-Stagnogley" (cryic Placaquod). The morphology of the horizons was predominantly formed by lateral supply and fractionated precipitation of lime and hydroxides of iron and manganese. These facts show the great importance of chemical weathering as a factor of the environment in the middle arctic region.

1. Einleitung und Fragestellung

Während der archäologischen Untersuchungen 1973 in Umingmak auf Banks Island/ N.W.T./Canada wurde in der Umgebung der Grabungsstelle eine bodenkundlich-geomorphologische Kartierung durchgeführt[1]). Die Feldbeobachtungen ließen eine Reihe von Phänomenen erkennen, die auf eine relativ intensive chemische Verwitterung hinweisen (Kalk-, Gips- und Salzausblühungen, Bleichzonen und Rostflecken). Die Erfassung solcher Phänomene in einem Bodenprofil läßt sich bei begrenzten technischen Möglichkeiten am besten dort in einer Landschaft durchführen, wo eine Anreicherung von Umlagerungsprodukten erwartet werden kann. Hierzu sind im allgemeinen Senkenprofile am geeignetsten (SCHLICHTING 1963). Eine Bearbeitung der genannten Vorgänge erschien vor allem deshalb notwendig, weil außer TEDROW & DOUGLAS (1964) noch keine bodenkundliche Bearbeitung aus Banks Island bekannt ist.

2. Untersuchungsgebiet

2.1. Landschaft und Bodengesellschaft

An den Geschiebemergel-Rücken südlich vom Shoran Lake (73° 30′ nördl. Breite, 120° 20′ westl. Länge), auf dem sich die Ausgrabungsstelle Umingmak befindet, lagern sich sandig-kiesige Schmelzwassersedimente mit Auenlehmdecken terrassenförmig an. Die

*) Anschriften der Verfasser: Dr. Klaus E. B l e i c h , Universität Hohenheim, Institut für Bodenkunde und Standortlehre, 7000 Stuttgart 70; Dr. Karl S t a h r , Institut für Bodenkunde und Waldernährungslehre, 7800 Freiburg, Bertoldstraße 17.

1) Über die Ausgrabungen des Instituts für Ur- und Frühgeschichte der Univ. Tübingen 1970 und 1973 vgl. MÜLLER-BECK (1977) und BLEICH (1977).

Landschaft ist durch Eiskeilnetzbildung und Kryoturbation auf schlecht gedränten Hochflächen und auf Verebnungen, durch Solifluktion an den Hängen und durch Winderosion (mit Steinpflasterbildung) an den Terrassenkanten und in Kammlagen geprägt (Abb. 1). Das Gebiet gehört mit einem Jahresmittel von —10° C und 200 mm zum mittelarktischen Bereich und ist mit Ausnahme der windgefegten Lagen recht dicht mit Zwergstrauchtundra und Moorvegetation bewachsen (THANNHEISER & SCHWEINGRUBER 1974).

Die Bodengesellschaft (Abb. 2) ist der vom Bernard River 50 km WSW beschriebenen (TEDROW & DOUGLAS 1964) sehr nahe verwandt. Auf den kiesigen Rücken mit Steinpflastern kommen „Arctic Brown Soils" vor, deren Steine auf der Unterseite Kalkkrusten ausgebildet haben (Leitprofile L 1 + L 2). Auf Verebnungen in unsortierten Polygonen von Dezimeter- bis Metergröße findet man „Regosole" (Leitprofil L 3). Auch bei diesen treten lokal Kalkkrusten unter Steinen auf, wenn sie nahe der Oberfläche liegen. Die säuligen „Bernard Soils" entstehen an Hängen durch Erosion (z. T. gully erosion) aus Zellenböden (Leitprofil L 4). Sie haben Kalk- und Gipsflecke auf den unbewachsenen Säulenkappen.

Abb.1: Luftaufnahme des Untersuchungsgebietes auf Banks Island von E. Im Vordergrund die Ausgrabungsstelle Umingmak. Am rechten oberen Bildrand der Shoran Lake.

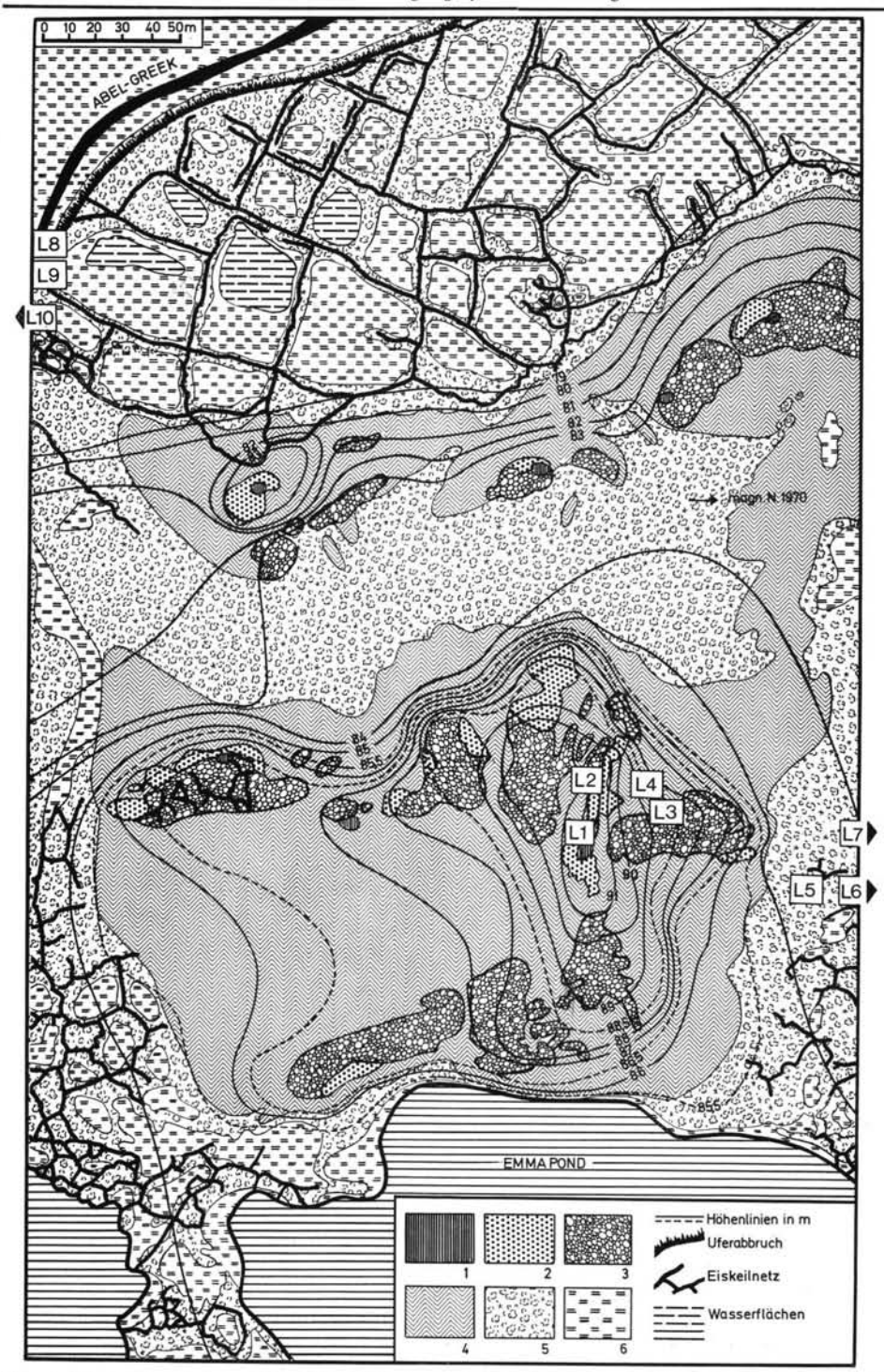


Abb. 2: Karte der Bodengesellschaft bei Umingmak auf Banks Island. Die Leitprofile sind in die Karte eingetragen. Legende: 1 Vogelsitzplätze, Arctic Brown Soils (L 1); 2 Kiesrücken, Arctic Brown Soils (L 2); 3 Kleinpolygone, Regosols (L 3); 4 Erdsäulen, Bernard Soils (L 4); 5 Torfwülste, String Bog Soils (L 5); 6 Niedermoor (L 6); kleine Pingos (L 7); am linken oberen Kartenrand beim Abel Creek: wie 6 eingezeichnet L 8 Auengleye, L 9 Tundragleye und L 10 Bändchenboden.

Die an den Hangfüßen vorkommenden „String Bog Soils" (L 5) sind durch Schluff- und damit wahrscheinlich auch Kalkzufuhr vom Hang gekennzeichnet. In den Niederungen tritt „Meadow Tundra" mit vollständig reduzierten Tundragleyen auf, die aber lokal Ockerlagen besitzen. Die „Meadow Tundra" geht häufig in Niedermoore über, in denen Eisaufpressungen (Palsas und Pingos kaum mehr als 1 m groß) an wasserreichen Eiskeilkreuzungen auftreten (BLEICH 1974). In den Bachauen treten schließlich Auengleye auf (L 8).

Die sommerliche Auftautiefe nimmt von mehreren Dezimetern auf den Kieskuppen über etwa 0.5 m in den Bernard Soils auf weniger als 0.2 m in den Niedermooren ab. Eiskeile sind mit Niedermoor, Meadow Tundra und Regosols vergesellschaftet, wobei gleichsinnig Größe und Häufigkeit abnehmen. Die Solifluktion erreicht ihre maximale Intensität in den Bernard Soils, die Kryoturbation auf den Verebnungen der Regosols. Die Geländeaufnahmen lassen einen Sandtransport von der Kuppe auf die steileren Hänge zu den Regosolen erwarten.

2.2. Lage und Aufbau des untersuchten Profils

In der untersten Terrasse liegt eine flachovale Sandkuppe von etwa 10 m Durchmesser, die seitlich von Auenlehm einsedimentiert und geringmächtig damit bedeckt ist. Sie ist an einem Prallhang durch den Abel Creek angeschnitten und ergab das im folgenden beschriebene Profil. Die Kuppe ist mit Dryas-Polstern bewachsen und in Polygone von 0.4 m Durchmesser aufgeteilt, in denen der Auenlehm von den Spalten her zusammengedrückt und linsenförmig aufgestaucht ist; der Boden ist etwa 0.5 m tief kryoturbat gestört. Die sommerliche Auftautiefe liegt 7 m hangeinwärts bei 0.7 m und nimmt zum Ufer hin erst langsam, dann immer rascher mehrere Dezimeter zu.

Profilbeschreibung:

1 A_h 5 cm mächtig, bräunlichgrauer, anlehmiger Sand, schwach kalkhaltig, singulär
2 II A_e 30—40 cm, hellgrauer Sand, mäßig fein geschichtet, mit zahlreichen dunkleren Torflinsen und Humusbändern, die Taschen und Keilspalten nachzeichnen, kalkfrei, singulär darin
3 B_h 2—5 cm, rostbraunes weiches Fe-Bändchen, am Uferhang zweistöckig (oberes an der Untergrenze von Kryoturbationsformen verlaufend, durch Keilspalten unterbrochen, unteres durchgängig und nur leicht gewellt)
4 C 5—10 cm, grauer Sand, schwach gewellt, kalkfrei, singulär
5 III D ungestörte Kies/Sand-Schichten mit Mn-Bändchen (0.3—1 cm mächtig).

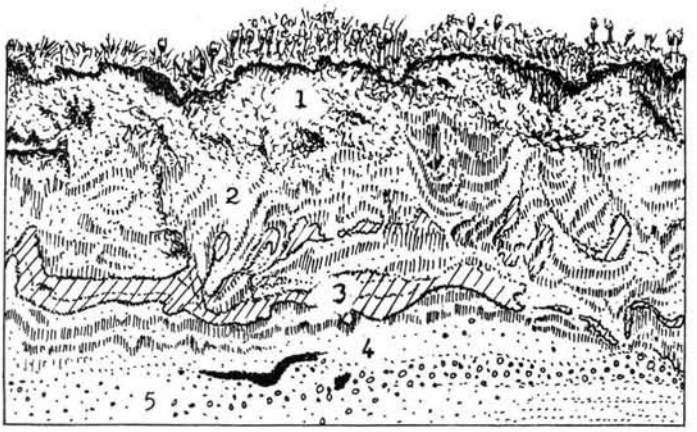


Abb. 3: Bändchen-Profil am Steilufer des Abel Creek (Zeichnung nach Farbdia).

Das untere Fe-Bändchen steigt am Uferhang seitlich im Profil hoch und liegt dann unter dem A_h-Horizont, es keilt kuppeneinwärts rasch aus (dort auf gleicher Höhe noch ein paar Mn-Flecken), das obere geht an der Unterkante von Humuslagen weiter und keilt später ebenfalls aus (2 m vom Uferhang entfernt), tritt aber an Polygonspalten erneut lokal auf. Der gebleichte, kalkfreie Oberboden und die Abfolge der Oxidbänder (oben Fe-Bändchen, darunter Mn-Bändchen) haben dem Profil bei der Kartierung die Arbeitsbezeichnung „Bändchen-Podsol" eingetragen; die Humuslagen schienen dazu zu passen (vgl. auch McKeague 1967 und Stahr 1973). Die oberflächennahe Karbonatanreicherung ließ hingegen Parallelen zu den Senkenböden semiarider Gebiete erwarten (Schlichting 1975).

3. Laborergebnisse

3.0. Methoden

Korngrößenanalyse: >2 mm Trockensiebung, <2 mm Dispersion in 0.01 n $Na_4P_2O_7$ und 2 min Ultraschallbehandlung, 2000 — 63 um Naßsiebung, <63 um Sedimentation im Köhnzylinder und Pipettanalyse; Carbonat und C org.: fraktionierte Destillation mit heißem H_3PO_4 und $K_2Cr_2O_7$ gesättigtem H_3PO_4 und konduktoletrischer CO_2-Bestimmung in Wösthoffapparatur; N-Bestimmung: Kjeldahl-Aufschluß und Titration; pH in destilliertem Wasser und 1 n KCl-Lösung bei Boden zu Lösung von 1 : 2,5; Gesamtaufchluß mit HF - HCl O_4 und Lösung in 3%iger HCl (0.1 g / 100 ml); Dithionitauszug nach Jackson bei 80° unter ständigem Rühren (2 g / 200 ml); Oxalatauszug nach Tamm und Schwertmann 1 Std. im Dunkeln (2 g / 100 ml); Pyrophosphatauszug 20 Std. mit 0.1 n $Na_4P_2O_7$ + 0.5 n Na_2SO_4 bei pH 10 und Zimmertemperatur (2 g / 100 ml) nach schriftlicher Anregung von Prof. Schwertmann, Weihenstephan; Messung der Elementgehalte im Atom-Absorptionsspektrophotometer 403 der Firma Perkin-Elmer.

Weitere Details der Analysenverfahren nach Schlichting-Blume (1966).

3.1. Korngrößenverteilung

Die Ausgangsgesteine der Bodenbildung sind gut bis sehr gut sortierte Flußsedimente, die ähnlich wie in anderen Klimagebieten bei diskontinuierlich nachlassender Schleppkraft abgelagert sind. Infolge der geringen Aggregierung war keine Vorbehandlung für die Korngrößenverteilung notwendig. Es liegen zwei deutliche Schichtgrenzen vor, die beim mittleren Korndurchmesser (md) am besten ersichtlich sind, während die Körnungsquotienten dies recht unterschiedlich deutlich machen (Tab. 1).

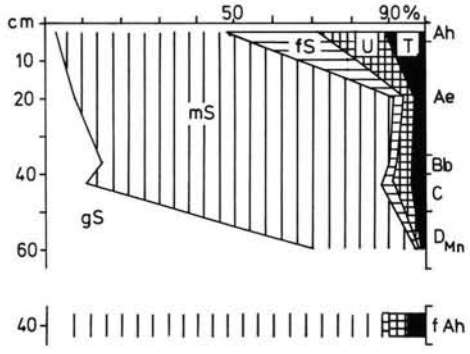


Abb.4: Korngrößenverteilung des Bändchen-Profils (alle Daten auf humusfreie 105° C trockene Feinerde bezogen; der fA_h-Horizont wurde seitlich des Profils in 40 cm Tiefe entnommen).

Tab. 1: Homogenitätsquotienten der Sandfraktion und der mittlere Durchmesser md; S = Sand, g = grob, m = mittel, f = fein.

Horizont	gS/mS	gS/fS	mS/fS	md [um]
A_h	0.06	0.12	1.9	180
II A_e	0.09	2.8	29.5	400
B_b	0.15	4.9	32.7	450
C	0.14	3.8	26.7	450
III D	2.6	58.2	22.5	1200

3.2. Chemismus (Abb. 5)

Das gesamte Profil ist (möglicherweise infolge Umlagerung alter Quarzsande) extrem kieselsäurereich; die unteren Horizonte haben SiO_2-Gehalte zwischen 93 und 95 % (A_h 84 %). Diesem „sauren" Charakter stehen die 4,5 % Carbonat im A_h und die Spuren der anderen Horizonte entgegen, die jedoch zusammen mit Humus und der Anreicherung von Oxiden den Gesamtchemismus nur unwesentlich verändert haben. Die (geringen) Erdalkali- und Alkalikonzentrationen nehmen in der Reihenfolge Ca > Mg > K > Na ab. Sesquioxide sind in etwa gleicher Konzentration vorhanden, wobei Al stärker sedimentogen, Fe hingegen mehr pedogen umverteilt wurde. Beide sind sehr viel höher konzentriert als Mn, dessen pedogene Umverteilung jedoch am stärksten ist. Die Phosphatgehalte sind mit ca. 1 ‰ angesichts der Quarzgehalte vergleichsweise hoch. Die Spurenelemente Ti, Cu und Zn haben ihre höchsten Gehalte im A_h-Horizont. Ob sie stärker an Ton, Humus oder Kalk gebunden sind, läßt sich aus den Daten nicht ermitteln.

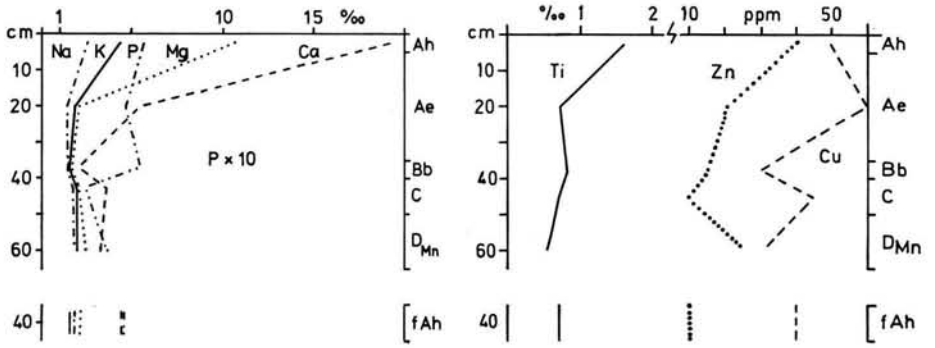


Abb. 5: Tiefenfunktionen der Gesamtgehalte wichtiger Elemente.

3.3. Humus, Kalk und pH-Werte (Abb. 6)

Der organische Kohlenstoff nimmt bis 60 cm Tiefe von 4 auf 0,2 % ab. Dort, wo die Eisenanreicherung seitlich an eine Humuslage grenzt, treten bei 40 cm noch 3 % auf. — Nennenswerter Kalkgehalt ist mit 4,5 % im A_h-Horizont, sonst nur in Spuren vorhanden. Daß diese geringe Konzentration die pH-Werte bei 8.0 und die Austauschazidität bei 7.0 zu halten vermag, spricht für eine feine Verteilung des Kalks. Die klimatisch gehemmte Produktion organischer Säuren verhindert offensichtlich eine Versauerung.

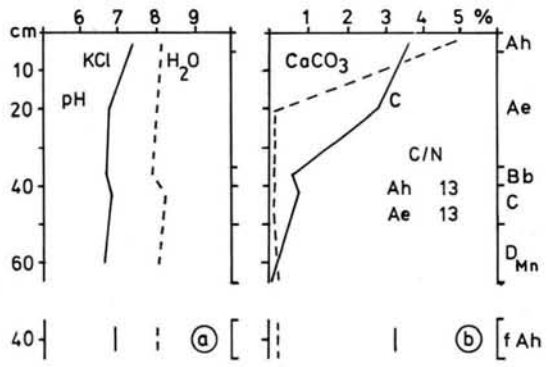


Abb.6: Kalkgehalt, organische Kohlenstoffgehalte und C/N-Verhältnisse (b) sowie pH-Werte (a) des Bändchen-Profils am Abel Creek.

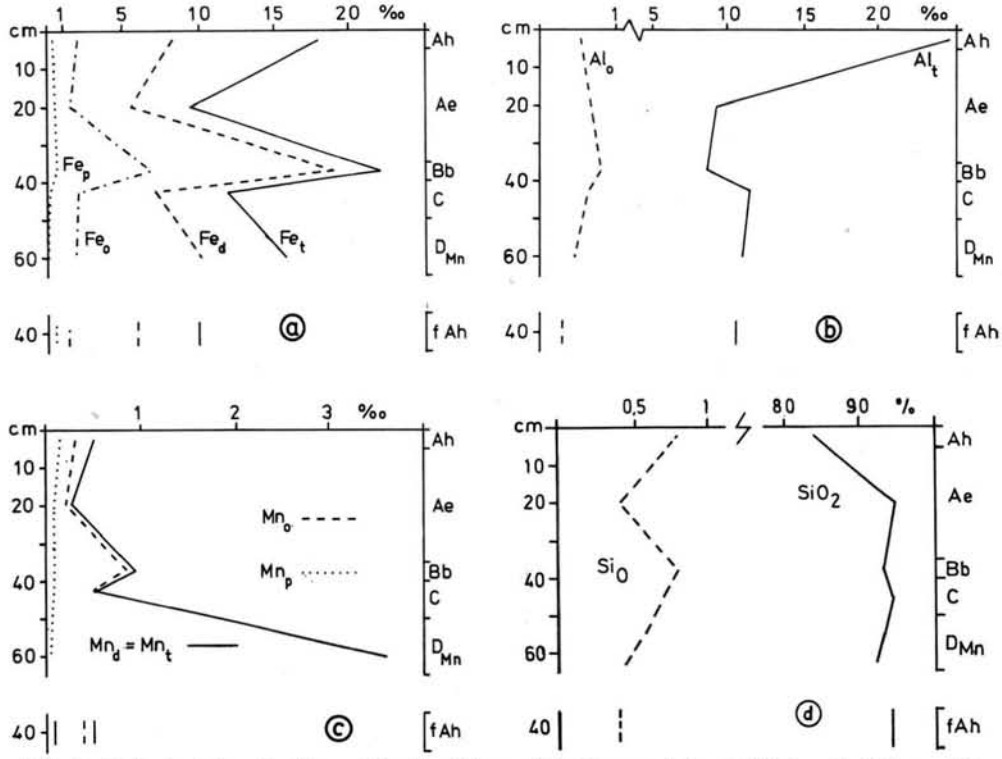


Abb. 7: Tiefenfunktion der Eisen- (a), Aluminium- (b), Mangan- (c) und Silicium-Fraktionen (d) des Bändchen-Profils am Abel Creek.

3.4. Sesquioxidfraktionen (Abb. 7 a-d)

Die Sesquioxide sowie Mn und Si wurden durch fraktionierte Extraktion in einen organischen (X_{py}), amorph oxidischen (X_o-X_{py}), kristallin oxidischen (X_d-X_o) und einen silikatischen Anteil (X_t-X_d) aufgespalten. Diese Trennung gilt jedoch strenggenommen nur für Eisen. Eine Unterteilung der Mn- und Al-Oxide ist nur schlecht möglich. Die Si_o-Gehalte können als mobile Kieselsäure aufgefaßt werden.

Von Mangan, dem mobilsten Element dieser Gruppe, sind 90—100 % oxidisch gebunden, wobei noch 70 bis 99 % oxalatlöslich sind. Organisch gebunden ist außer im A_h nur ein geringer Teil. Eisen ist zu rund 60 bis 70 % oxidisch gebunden, hiervon ist der größte Teil kristallin (etwa $^2/_3$ bis $^4/_5$). Der organisch gebundene Anteil ist relativ noch geringer als bei Mn, besonders im A_h, nämlich weniger als 5 %. Wesentlich geringer ist die Mobilität des Aluminiums, die ausnahmsweise im B_h ca. 8 % des Gesamt-Al beträgt, im A_h und D nur 2 %. Der Gehalt an mobiler Kieselsäure ist (maximal 0.2 %) absolut und relativ sehr gering.

4. Bodenentwicklung

4.1. Humuskörper

Die meiste organische Substanz ist oberflächennah angereichert. Da zusammen mit der Fe- und Mn-Anreicherung keine erhöhten Humusgehalte auftreten, ist bereits zu vermuten, daß hier keine Podsolierung (= Verlagerung von Metallkationen in organischer Komplexbildung) stattgefunden hat. Dies wird noch dadurch verdeutlicht, daß in Humuslagen abseits des untersuchten Profils keine Sesquioxid-Anreicherung festzustellen ist. Die Entstehung dieser Humuslagen ist synsedimentär (durch Umlagerung von organischem Material) vorstellbar, bei einzelnen mächtigeren Schichten auch durch Überdeckung eines teilerodierten A_h- oder O_h-Horizontes, da die übrigen Profilmerkmale (hoher Ca-Gehalt im A_h, niedriger Salzgehalt, keine Tonverlagerung) gegen eine Humusverlagerung sprechen.

4.2. Kalkumverteilung

Bei einer sedimentogenen Kalkverteilung würde bei feiner werdendem Sediment der Kalkgehalt proportional mit den im Ton gebundenen Elementen ansteigen. Ca und Mg steigen aber überproportional zu Al bzw. Fe_{sil} an; dies deutet darauf hin, daß der Kalk nicht mitsedimentiert ist. Da im Profil unterhalb kaum primäre Carbonate vorhanden sind und in anderem Zusammenhang Versickerung angenommen werden muß, ist laterale Kalkzufuhr anzunehmen. Kalklösung ist durch hohe Co_2-Partialdrucke und tiefere Temperaturen begünstigt (GARRELS & CHRIST 1965). Sie konnte im arktischen Frühsommer bevorzugt oberflächennah am Hang stattfinden, wie auch ein lateraler Transport mit dem Hangzugwasser (SCHLICHTING 1963). Die Ausfällung ist an der Oberfläche der Sandkuppe erfolgt, wo die stärkste Erwärmung und Verdunstung im Bereich des Talbodens auftrat.

4.3. Eisenverlagerung

Auffallend ist der geringe Gehalt an organisch gebundenem Eisen (Fe_{py}) im gesamten Profil wie auch in der untersuchten Humuslage. Das erhärtet die Annahme, daß keine Podsolierung stattgefunden habe. Beim vorliegenden pH ist Fe ausschließlich in reduzierter Form verlagerbar. Unter der Annahme, daß das Redoxpotential nach unten zunimmt, kommt auch ein Gley-Prozeß hierfür nicht in Frage, sondern nur ein lateraler Verlagerungsprozeß. Mit dem Befund, daß die Fe-Anreicherung nicht mit einer Al-Anreicherung verbunden ist und an Stellen mit genügend organischer Substanz unterblieb, läßt sich Fe-Wanderung und -Absatz an Redoxgradienten beweisen. Das Auftreten der Fe-Lage an Spalten, die die Polygone begrenzen, läßt erkennen, daß dort der Fe-Abscheidung eine lokale Humusmineralisation vorangegangen sein muß. Eisenlösung kann bei Naßbleichung im Oberboden, auch höher am Hang erfolgen. Ihr ist der Vorzug gegenüber einer Eisenverarmung von A_h und A_e zu geben, die wahrscheinlich auch stattgefunden hat, aber wegen der fehlenden Bilanzierungsmöglichkeiten nicht zu ermitteln ist. Die Möglichkeit einer Fe- wie auch Mn-Verlagerung befindet sich in einer Grenzsituation, da bei dem hohen pH hierfür einerseits sehr niedere Redoxpotentiale benötigt werden, andererseits im carbonatischen Milieu oberhalb pH 8 die Carbonate fallen müßten. Daß die Fe-Anreicherung an eine Porungsdiskontinuität gebunden ist, läßt sich zwar schlecht durch die Körnungsdaten

belegen, aber etwas niedrigere Tongehalte im Vergleich zu den Nachbarhorizonten lassen zusammen mit höheren gS-Gehalten und geringen Skelettanteilen auf eine Porenvergröberung schließen.

4.4. Manganverlagerung

Die Mn-Anreicherung im B_b tritt gegenüber Fe stark zurück. Hingegen weist der III D-Horizont eine Mn-Anreicherung mit sehr geringer Fe-Konzentration auf. Auch dieser Befund erhärtet einen redoxabhängigen Fe- und Mn-Transport. Die Trennung ist durch das bei Mn nötigerweise höhere Fällungspotential bedingt. Die Mn_{py}-Gehalte schließen einen Transport in organischer Bindung aus. Die Mn-Anreicherung ist deutlich an die bei 60 cm Tiefe eintretende Körnungs- und Porenvergröberung gebunden. Hinsichtlich der Lösung und des Transportes gilt Entsprechendes wie bei Fe.

5. Genese des Profils und Stoffhaushalt der Landschaft

Bei der Genese des Bodens ist in syn- und postsedimentäre Vorgänge zu differenzieren; zu ersterer gehört der Schichtwechsel im Sand, die Entstehung feiner Humuslagen und die Überdeckung mit Auenlehm, während die Entstehung des fA_h eine Sedimentationsunterbrechung verlangt. Postsedimentär ist die teilweise Humuszerstörung von gut belüfteten und maximal erwärmten Stellen mit tiefliegendem Dauerfrostboden aus, wobei das Steilufer des Abel Creek im großen ähnlich wirkt wie einzelne die Polygone begrenzende Keilspalten im kleinen. Während benachbart wandernde Fe-Sole durch organische Substanz in Lösung gehalten wurden, erfolgte hier eine Ausscheidung von Fe-Oxiden an der Porungsgrenze vom Liegenden zum Hangenden. Daß umgekehrt Humussole bevorzugt dort gefällt wurden, wo keine Fe-Oxide waren, ist nicht zu erwarten, da Fe-Oxide Huminstoffe zu fällen vermögen (Bloomfield 1955). Mit Fe wurden Mn, Ca und Mg in der Umgebung, teilweise auch am Hang gelöst und mit reduziertem Hangwasser transportiert. Während Fe und Mn zunächst gelöst blieben, konnten die Carbonate kapillar zur Oberfläche steigen und beim CO_2-Verlust des sich erwärmenden Wassers ausgeschieden werden. Fe und Mn wurden mit dem Überschußwasser in den grobporigen Unterboden transportiert, wie die Anreicherung von Mn unterhalb von Fe zeigt. Denn Mn wandert sowohl am E_h- als auch am pH-Gradienten weiter als Fe (Blume 1968). Anreicherungsorte sind, wie auch anderswo häufig beobachtet, Porungsdiskontinuitäten (beim B_b vermutet, beim Mn-Band nachgewiesen).

Die Beziehungen des untersuchten Standorts zu anderen Teilen der Landschaft sind vielfältig. Schluffige Sedimente wie der Auenlehm, müssen von den Hängen stammen, wo sie durch Solifluktion und Abspülung aus den Bernard Soils in die Täler gelangten. Kalkverarmung findet weniger auf Kuppen und an Oberhängen statt, denn dort wurde gerade Anreicherung in Oberflächennähe diagnostiziert. Hauptverarmungsorte des Kalkes dürften deshalb die String Bog Soils und die Tundragleye sein, sofern eine klastische Kalkverfrachtung außer Betracht bleibt. Die Umlagerung von Fe — und Mn — schließlich muß, da an Redoxgradienten ablaufend, vorwiegend von den Niedermooren, aber auch den Tundragleyen und String Bog Soils in die Aue führen. Hierbei wird deutlich, daß neben Kryoturbation und Solifluktion auch pedochemische Prozesse einen wesentlichen Einfluß auf die Böden der mittleren Arktis haben (Semmel 1969). Dies kann zunächst die Deutung arktischer Bodengesellschaften beeinflussen, sollte aber auch bei der Erörterung der Pedogenese mitteleuropäischer „holozäner" Böden beachtet werden.

6. Systematische Stellung

Die Sandkuppe ist von Tundragleyen umgeben, das Profil zeigt aber in der Abfolge der pedogenetischen Prozesse kaum Ähnlichkeit mit diesen. Auch zu den semiariden Gleyen

besteht infolge der nur geringen Kalkanreicherung und Salzkonzentration keine engere Beziehung. In der Fe- und Mn-Umlagerung ähnelt es weniger den Bändchen-Podsolen als den Bändchen-Stagnogleyen (STAHR 1973); es stellt damit eine Weiterentwicklung des von Cameron Island beschriebenen Profils (MCMILLAN 1960) dar, in dem eine diskontinuierliche Naßbleichungszone unter einer dünnen Rohhumusauflage beobachtet ist. Die dort angegebenen pH-Werte von 6.0 (oben) und 5.7 schließen Podsolierung als Bleichungsursache aus. Für Böden in der Niederen Arktis (Tuktoyaktuk) und am Nordrand der Waldzone (Inuvik) wird der Einfluß der Podsolierung diskutiert; die Böden werden jedoch nicht als Podsole eingestuft (PAWLUK & BREWER, 1975). Hingegen teilt TEDROW (in TEDROW et al. 1958) das Vorkommen von Nanopodsolen wenig nördlich der Baumgrenze mit. Obwohl die Bedeutung einer Stauwasserbeeinflussung für die arktischen Böden bisher nicht diskutiert wird, da sie doch durch den geschlossenen Dauerfrostboden in weiten Arealen begünstigt werden müßte, wird hier vorgeschlagen, den beschriebenen Boden als „arktischen Bändchen-Stagnogley" zu bezeichnen. Für seine bessere Einordnung sollten weitere Untersuchungen abgewartet werden, sinnvoll wären Redox-, Sauerstoffgehalts- oder Wasserhaushaltsbeobachtungen.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft sei für die finanzielle Unterstützung, Herrn Professor Dr. H. Müller-Beck, Universität Tübingen, für die Ermöglichung der Teilnahme an den Ausgrabungen herzlich gedankt. Frl. L. Henninger danken wir für die Durchführung der Analysen.

Schriftenverzeichnis

BLEICH, K. E. (1974): Zur Entstehung der Pingos im Mackenzie Delta, N.W.T.-Polarforsch., **44** (1): 60—66; Münster, Westf.

— (1977): Soil and Landscape Development in the Region of Umingmak. — In: MÜLLER-BECK, H. (Ed.): Exavation at Umingmak on Banks Island, N.W.T., 1970 and 1973; Preliminary Report. — Urgeschichtl. Materialh., **1**: 112—131; Tübingen.

BLUME, H. P. (1968): Stauwasserböden. — Arb. Univ. Hohenheim (Landw. Hochsch.), **42**: 242 S.; Stuttgart (Ulmer).

BLOOMFIELD, C. (1955): A Study of Podzolisation. — J. Soil Sci., **6**: 284—292; Oxford.

GARRELS, R. M. & CHRIST, C. C. (1965): Solutions, Minerals and Equilibria. — 450 S.; New York (Harper and Row).

MCKEAGUE, J. A., SCHNITZER, M. & HERINGA, P. K. (1967): Properties of an Ironpan humic Podzol from Newfoundland. — Can. J. Soil Sci., **47**: 23—32; Ottawa.

MCMILLAN, N. J. (1960): Soils of the Queen Elizabeth Islands (Canadian Arctic). — J. Soil Sci., **11**: 131—139; Oxford.

PAWLUK, S. & BREWER, R. (1975): Investigation of some soils developed in hummocks of the Canadian Sub-Arctic and Southern-Arctic Regions. 2. Analytical Characteristics, Genesis and Classification. — Can. J. Soil Sci., **55**: 321—330; Ottawa.

SEMMEL, A. (1969): Verwitterungs- und Abtragungserscheinungen in rezenten Periglazialgebieten (Lappland und Spitzbergen). — Würzburger geogr. Arb., **26**: 82 S.; Würzburg.

SCHLICHTING, E. (1963): Zur Deutung von „Ortstein"-Böden im subarktisch-alpinen Gebiet. — Z. Pflern., Düng., Bodenkde., **100**: 121—127; Weinheim.

SCHLICHTING, E. & BLUME, H.-P. (1966): Bodenkundliches Praktikum. Eine Einführung in pedologisches Arbeiten für Ökologen, insbesondere Land- und Forstwirte, und für Geowissenschaftler. — 209 S., 35 Abb., 1 Farbtaf. und 38 Tab.; Hamburg und Berlin (P. Parey).

SCHLICHTING, E. (1975): Tonverlagerung oder Tonabbau im Rasenpodsol oder Solod? — Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **22**: 625—628; Göttingen.

STAHR, K. (1973): Die Stellung der Böden mit Fe-Bändchen-Horizont (thin-ironpan) in der Bodengesellschaft der nördlichen Schwarzwaldberge. — Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart, N.F., **69**: 85—183; Stuttgart.

TEDROW, J. C. F., DREW, J. V., HILL, D. E. & DOUGLAS, L. A. (1958): Major genetic soils of the Arctic slopes of Alaska. — J. Soil Sci., **9**: 33—45; Oxford.

TEDROW, J. C. F. & DOUGLAS, L. A. (1964): Soil investigations on Banks Island. — Soil Sci., **98**: 53—65; Baltimore, U.S.A.

THANNHEISER, D. & SCHWEINGRUBER, F. (1974): Floristische Studien auf Banks Island, N.W.T.-Polarforsch., **44**: 27—34; Münster, Westf.

Manuskript eingeg. 15. 12. 1977.

Eiszeitalter u. Gegenwart	**28**	189—194 3 Abb.	*Öhringen/Württ. 1978*

Pollenanalytische Untersuchungen zur Entstehungs- und Entwicklungsgeschichte des Bruchbergmoores/Oberharz

BRIGITTE URBAN *)

Holocene, peat-bog, palynology, history of vegetation, environment Oberharz

K u r z f a s s u n g : Auf drei kleinen benachbarten Moorflächen des Bruchberg-Moores wurden ein durchlaufendes Pollenprofil hergestellt und weitere Untersuchungen nächst der Torfbasis durchgeführt. Anhand der Untergrundmorphologie und der Basisproben konnte die flächenhafte Moorausbreitung rekonstruiert werden.

Die ältesten Vermoorungen setzen demnach im Präboreal ein. Unterbrechungen im Moorwachstum wurden am Ende der Waldzeiten VI (älteres Atlantikum) und in VIII b (Subboreal) gefunden.

[Pollenanalytical Investigations of the Development of the Bruchbergmoor/Oberharz]

A b s t r a c t : A traversing diagram of the pollen-content has been drawn up from one of three small patches of moor in the Bruchberg-Moor and further palynological analyses have been carried out near the lowermost parts of the peat-formation. The areal extension of the moor was reconstructed by the investigation of the subsurface relief and the results of pollenanalyses.

The oldest moorifications in this area started in the Preborial. Interruptions in the moorgrowth have been found to occur in the periods VI (early Atlanticum) and VIII b (Subboreal).

1. Einleitung

BEUG (1957) machte auf das hohe Alter mancher Mittelgebirgsmoore aufmerksam. Ebenso fand WILLUTZKI (1962) im Oberharz weitere alte Vermoorungen, ließ aber erkennen, daß es sich möglicherweise nur um kleine Flächen spät- oder frühpostglazialer Entstehung handelt und großflächige Vermoorungen jüngere Bildungen sind.

Nachdem SCHULZ (1974) die großflächigen Vermoorungen des Bruchbergs anhand pollenanalytischer Untersuchungen waldgeschichtlich jüngeren Abschnitten zugeordnet hatte, lag die Vermutung nahe, auf den Hangterrassen und auf tiefer gelegenen Niveaus des Bruchberghanges ältere Bildungen finden zu können. Hierbei kam es darauf an, neben der vertikalen Entwicklung des Moores auch anhand von Torfbasisproben die flächenhafte Entwicklung zu erfassen.

Die ausgewählten drei Untersuchungsgebiete liegen am Südosthang des Bruchbergs im Oberharz in den Distrikten 201 und 200 (TK 25, Nr. 4228 und 4229) in einer Höhe zwischen 885 m und 910 m ü. NN (Abb. 1). Die Lage des Hauptprofils und der Profilpunkte der Fläche I, die im folgenden zu besprechen sind, gehen ebenfalls aus Abb. 1 hervor.

*) Anschrift der Verfasserin: Dipl.-Biol. B. U r b a n , Geologisches Institut der Universität zu Köln, Zülpicher Straße 49, D 5000 Köln 1.

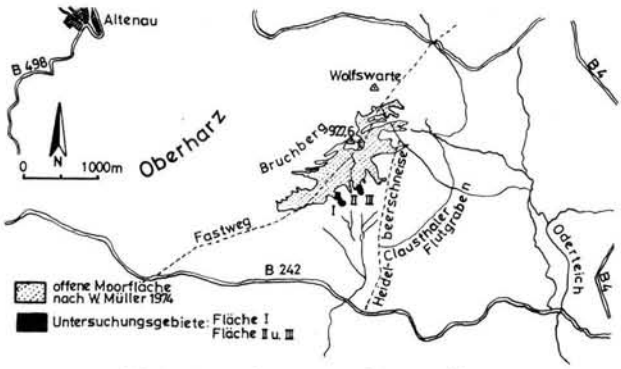


Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebiets.

2. Waldgeschichte

Das in dem Profil I 18 lokalisierte durchlaufende Pollenprofil mit einer Mächtigkeit von 315 cm setzt im waldgeschichtlichen Abschnitt IV (FIRBAS 1949) ein [1]). Nach einem starken Birkenvorstoß beginnt an der Wende IV/V (Präboreal/Boreal) die nacheiszeitliche Wiederbewaldung mit dem Ausbreiten der Kiefer und Hasel. Im Laufe des Abschnittes (V a) nehmen die Anteile der Eichenmischwaldelemente zu, wobei die Ulme eine dominierende Stelle einnimmt. Die Überschneidung der EMW-Kurve mit der *Pinus*-Kurve fällt zusammen mit der rationellen *Alnus*-Grenze und dem weiteren Absinken des Anteils von *Betula* am Waldbild (Grenze V b/VI).

Der Abschnitt VI (älteres Atlantikum) ist durch die Dominanz des Eichenmischwaldes charakterisiert, wobei die Ulme Werte bis zu 28 % erreicht. Unter den Kräuterpollen ist *Empetrum* vorübergehend zusammen mit der Summe der übrigen Ericaceen stärker vertreten. Auch sind mit Beginn des Abschnittes VI erstmals Pollenkörner von *Rhamnus frangula, Hedera helix* und *Viscum album* gefunden worden. Ein vorübergehender Stillstand des Moorwachstums ist am Ende der Waldzeit VI zu fassen. Die organogene Ablagerung setzt im Abschnitt VIII a (Subboreal) wieder ein. Das erstmalige oder vermehrte Vorkommen von siedlungsanzeigenden Pflanzen und das Auftreten von Cerealia-Pollen im waldgeschichtlichen Abschnitt VIII a deuten auf Rodungs- bzw. Siedlungstätigkeit des prähistorischen Menschen in den Harzvorlandgebieten hin.

Während des Abschnittes VIII b ist es ebenfalls nicht zur Torfbildung gekommen. An dieser Stelle befindet sich somit der zweite Hiatus im Pollenprofil. Erneutes Moorwachstum setzt in der Waldzeit IX a (älteres Subatlantikum) ein.

Die Zonen IX a und IX b werden durch die Vorherrschaft der Buche charakterisiert. Die *Carpinus*-Kurve steigt allmählich an (Maximum 12 %), jedoch bleibt im übrigen das Waldbild über diesen Zeitabschnitt hinweg unverändert. Unter den Nichtbaumpollen ist die Abnahme der siedlungsanzeigenden Pflanzen von Bedeutung, die durch die geschlossene Getreidekurve abgelöst wird (Grenze IX a/IX b).

In der nachfolgenden Siedlungszeit (X a und X b) wird der menschliche Eingriff in die natürliche Vegetationsentwicklung durch die frühgeschichtliche Besiedlung des Harzvorlandes deutlich.

Die stärkere Nutzung der Wälder zur Holzkohlegewinnung führt zu einer dadurch bedingten vermehrten Ausbreitung der Birke, und, was die Verheidung charakterisiert, auch zu einer starken Zunahme von *Calluna* (FIRBAS et al. 1939).

---

[1]) Aus technischen Gründen wurde von dessen bildlicher Wiedergabe abgesehen (vgl. URBAN 1975).

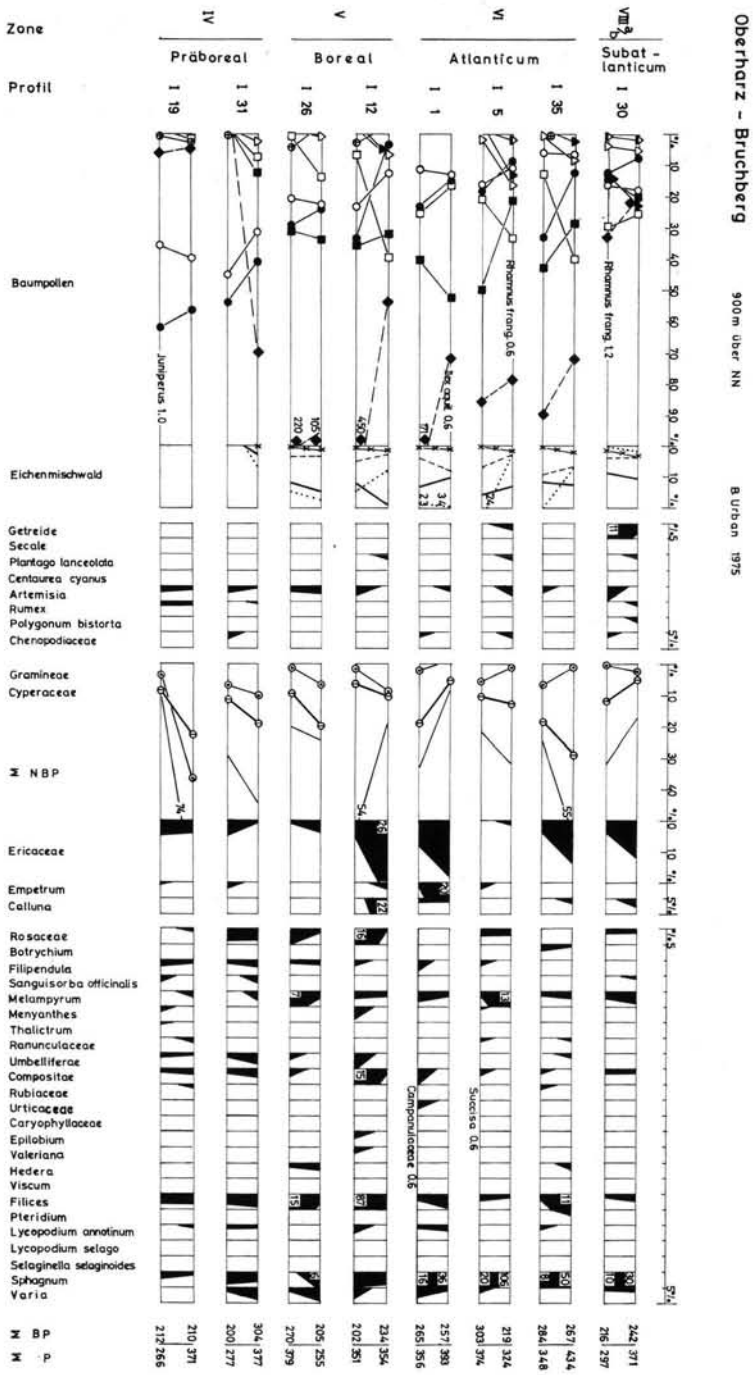


Abb. 2: Ausgewählte Torfbasis-Spektren.

Da im Harz zur Verhüttung der Erze bevorzugt die Buche geschlagen wurde, kam es anthropogenbedingt zur Ausbreitung der Fichte (X b). Das Pollendiagramm bricht an der Grenze X a/X b ab, wobei anzunehmen ist, daß jüngere Ablagerungen abgetragen wurden, da die heutige Oberfläche des Moores an der untersuchten Stelle stark zerstört und nicht von Pflanzen bewachsen ist.

Das kleine Moor (Fläche I, Abb. 3) hat an der Stelle des Hauptprofils seine größte Mächtigkeit und daher wurde hier sein Entstehungsgebiet vermutet. Seine Entwicklung, zumindest im Bereich des untersuchten Profilpunktes I 18, verlief über einen Schilftorf (Präboreal und Boreal) mit darauffolgendem Überwachsen durch einen Bruchwald (Boreal) weiter zum seggenreichen Niedermoor (Atlantikum) und schließlich zum Hochmoor hin (ab Ausgang Atlantikum).

Das Auftreten von zwei Hiati machte die Beschäftigung mit regionalen, bekannten Erscheinungen interessant. Für den markanten Hiatus unmittelbar vor dem Buchenanstieg (Grenze VIII a/VIII b) ist möglicherweise eine gute Korrelation gegeben. WILLUTZKI (1962) erwähnt unter anderem eine Rekurrenzfläche „Rfl. II" (1500 C^{14}-Jahre B.C.), die oberhalb der Grenze VIII a/VIII b, also zu Beginn des *Fagus*-Anstieges liegt.

Nimmt man ein klimatisch bedingtes Trockenfallen des Moores an — die einsetzende Verheidung, Zone VIII a) deutet auf eine Trockenphase hin — so liegt die Parallelisierung mit der „Rfl. II" der Vermoorung „Auf dem Acker" (WILLUTZKI 1962) nahe, da kleine abgeschlossene Moorkomplexe eher zur Austrocknung neigen als große zusammenhängende Moorflächen.

Die erste Unterbrechung steht am Beginn einer Zeit des Holozäns, die durch Instabilität sowohl hinsichtlich des Moorwachstums, der Bildung von Kalktuffen wie auch fluviatiler Bereiche gekennzeichnet ist (BRUNNACKER 1977).

Für den zweiten Hiatus findet sich keine regionale synchrone Erscheinung, doch die Stillstandsphase am Ende des Atlantikums (Zone VI) wird auf dieselbe Ursache zurückzuführen sein wie die soeben besprochene Entwicklung.

3. Die horizontale Entwicklung der Moore

Die in der Abb. 2 dargestellten Pollenspektren von Basisproben sind als Beispiele ausgewählt worden; es wurden bei der Datierung sämtlicher Basisproben zwischen zwei und vier Spektren (pro Probe) ausgezählt, die durchschnittlich einen vertikalen Abstand von 10 cm aufwiesen.

Das Gelände fällt von Profilpunkt (PP) I 1 nach PP I 22 terrassenförmig ab (Abb. 3), dabei liegt der PP I 16 an der Spitze eines nach Südosten geneigten Hanges. Der über die offene Moorfläche von Westen nach Südosten verlaufende Profilabschnitt durch die Punkte I 37 — I 28 zeigt eine Reliefdepression mit dem Zentrum im PP I 18. Das im Präboreal einsetzende Moorwachstum (Abb. 2 u. 3) konnte an solchen Punkten nachgewiesen werden, die sich durch Hanglage oder geschützte Lage in der flachen Hangdelle auszeichnen (Abb. 3 unterer Rand). An diesen ungefähr 900 m² großen, ältesten Moorabschnitt schließt sich ein bis zu 10 m breiter Gürtel an, der in dem darauffolgenden waldgeschichtlichen Abschnitt V hangaufwärts vermoorte.

Ebenfalls während der Waldzeit V begann das Moorwachstum in einer Mulde und an einem kleinen Hang des von Norden nach Süden verlaufenden Bergrückens (PP I 10 und I 12). Im Atlantikum, Zone VI, war bereits die heute offene Moorfläche von Moorvegetation bedeckt, ebenso wie der gesamte terrassenförmige Bergrücken bis auf seinen tiefsten Teil.

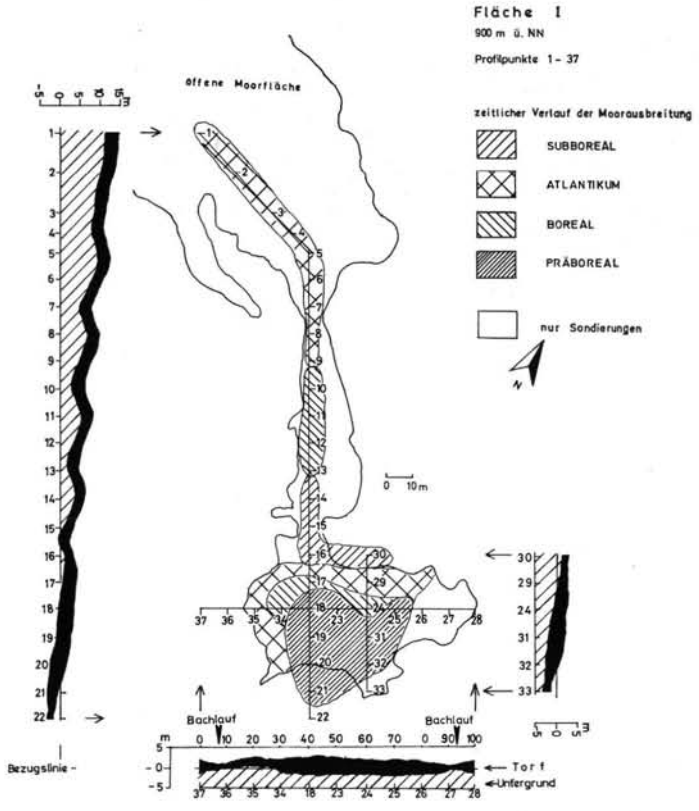


Abb. 3: Zeitlicher Ablauf der Moorausbreitung im Bereich der Fläche I. Zu den Profilen: Torfmächtigkeit = schwarz, Untergrund = schraffiert.

Es wurde bei der Diskussion des Hauptprofils schon auf den Ende des Atlantikum beginnenden und die Waldzeit VII umfassenden Hiatus hingewiesen. Auch bei der Analyse der Basisproben konnte beobachtet werden, daß es während dieser vegetationsgeschichtlichen Phase offenbar nicht zur horizontalen Moorausbreitung kam. Diese Entwicklung muß im Zusammenhang mit der Wasserführung gestanden haben. Die flächige Ausbreitung des kleinen Hangmoores ist anfänglich durch verstärktes Wachstum hangaufwärts, also dem Zug des Hangwassers entgegen, gekennzeichnet. Ursache ist die an dieser Front begünstigte Wasserversorgung der Moorvegetation.

Für die Moorflächen II und III, auf die hier nicht weiter eingegangen werden kann, trifft das besprochene Prinzip ebenfalls zu.

Durchgeführt wurde die Arbeit 1974/75 als Diplomarbeit im Botanischen Institut der Universität Köln in Zusammenarbeit mit dem Botanischen Institut der Universität Göttingen, Abteilung Palynologie, wo seither in diesem Bereich systematisch weitergearbeitet wurde. Herrn Professor U. Jensen möchte ich ebenso wie Herrn Professor Dr. H.-J. Beug für die Betreuung und Unterstützung bei der Durchführung der Untersuchungen danken.

Schriftenverzeichnis

Beug, H.-J. (1957): Untersuchungen zur spätglazialen und frühpostglazialen Floren- und Vegetationsgeschichte einiger Mittelgebirge (Fichtelgebirge, Harz und Rhön). — Flora, **145**: 167—211; Jena.

Brunnacker, K. (1977): Das Holozän im Binnenland — die geologische Gegenwart. — Geol. Rdsch., **66**: 755—770, 6 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

Firbas, F. (1949, 1952): Waldgeschichte Mitteleuropas. — Band I: 480 S.; Band II: 256 S.; Jena.

Firbas, F., Losert, H. & Broihan, F. (1939): Untersuchungen zur jüngeren Vegetationsgeschichte im Oberharz. — Planta, **30**: 256—422; Berlin.

Schulz, H. (1974): Untersuchungen über den Bruchberg/Oberharz im Hinblick auf die nacheiszeitliche Geschichte seiner Wälder und die Entwicklung seines Kamm-Hochmoores. — Unveröffentl. Staatsexamensarbeit; Göttingen.

Urban, B. (1975): Pollenanalytische Untersuchungen zur Entstehungsgeschichte des Bruchbergmoores/Oberharz. — Unveröffentl. Diplomarbeit; Köln.

Willutzki, H. (1962): Zur Waldgeschichte und Vermoorung sowie über Rekurrenzflächen im Oberharz. — Nova Acta Leopoldina N. F., **25**: Nr. 160; Leipzig.

Manuskript eingeg. 24. 11. 1977.

Eiszeitalter u. Gegenwart	**28**	195—199 1 Abb.	*Öhringen/Württ. 1978*

Ein frühpleistozänes Kalkartefakt von Würzburg-Schalksberg

ALFRED RUST *)

Excavations, limestone-implements, *Homo heidelbergensis,* animal bones

K u r z f a s s u n g : In den Jahren 1966 und 1976 wurden bei Ausschachtungsarbeiten in Würzburg-Schalksberg zahlreiche mauerzeitliche Faunenreste aus alten Ablagerungen des Mains geborgen. Zusammen mit den nichtumgelagerten, z. T. bearbeiteten Knochen wurden Werkzeuge aus Kalk entdeckt, die in altpleistozäner Technik hergestellt wurden.

[An Old-Pleistocene Limestone-Implement at Würzburg-Schalksberg]

A b s t r a c t : During excavations in the old sediments of the Main in 1966 and 1976 at Würzburg-Schalksberg the team found numerous bones according to the type of Mauer. Together with the bones which are not transported but worked on they found limestone-implements made in the old-pleistocene technic.

In den Jahren 1966 und 1976 stieß man bei Ausschachtungsarbeiten zur Errichtung von Universitätsgebäuden am Schalksberg in Würzburg auf reichgegliederte mauerzeitliche Fossilreste. Die Bergung der Tierrelikte unter Leitung von Prof. R. RUTTE (1967) mußte im angeschnittenen Bereich der Vorkommen unter höchstem Zeitdruck kurzfristig durchgeführt werden.

Im Grabungssektor wurden zahlreiche Muschelkalkstücke freigelegt, von denen einige Exemplare als artefaktverdächtig von dem Geophysiker Dr. K. ERNSTSON geborgen wurden.

Zur Beurteilung liegen mir 5 Stücke aus der Grabung Schalksberg vor, von denen zwei durch Menschenhand geformt wurden. Als einleitenden Beitrag zur Gesamtpublikation scheint es mir sinnvoll, eines dieser Artefakte als zeitgebunden technisch charakterisierend zu beschreiben. Eine größere Anzahl von Kalkstücken ist nach der Präparierung der in erhärteten Sanden eingebackenen Faunenreste zu erwarten.

Das aus vielschichtigem Muschelkalk gefertigte Werkzeug, dem Cromersande anhaften, ist 10,4 cm lang, im Mittelteil 6,4 cm breit und im Schnitt 2,5 cm hoch. Die Oberseite (Abb. 1 a) ist, wie die Kanten, ganzflächig leicht windgeschliffen, die Unterseite (Abb. 1 c) nur im oberen Drittel entsprechend dem dunkel gefärbten Bereich, der experimentell bei Auflage auf einer Tischplatte etwas aufragt und vom Wind unterlaufen werden konnte. Ausprägungen dieser Art können in Nord- und Süddeutschland in unübersehbarer Fülle (auch an Kalkstücken) beobachtet werden. Der Windschliff bewirkte auf unserem Artefakt an Ober- und Unterseite kleinräumige Stufenbildungen, bedingt durch unterschiedliche Härte der dünnen Schichten (RUST 1971). Auf der Oberseite sind einige schwache, wohl durch metallische Bergungswerkzeuge verursachte Kratzer markiert.

Das aus der Fundschicht vom Schalksberg geborgene Artefakt ist, wie zu erwarten, in einer Technik zugerichtet worden, die für die Handhabungen des Frühmenschen kennzeichnend ist!

Wahrscheinlich wurde das Werkzeug nach dem Windschliff zum zweiten Male genutzt. Darauf deutet u. a. die zweite „typische" Hohlbucht oben links (Abb. 1 a) hin, die gepunk-

*) Anschrift des Verfassers: Dr. A. R u s t , Am Rehm 52, 2070 Ahrensburg.

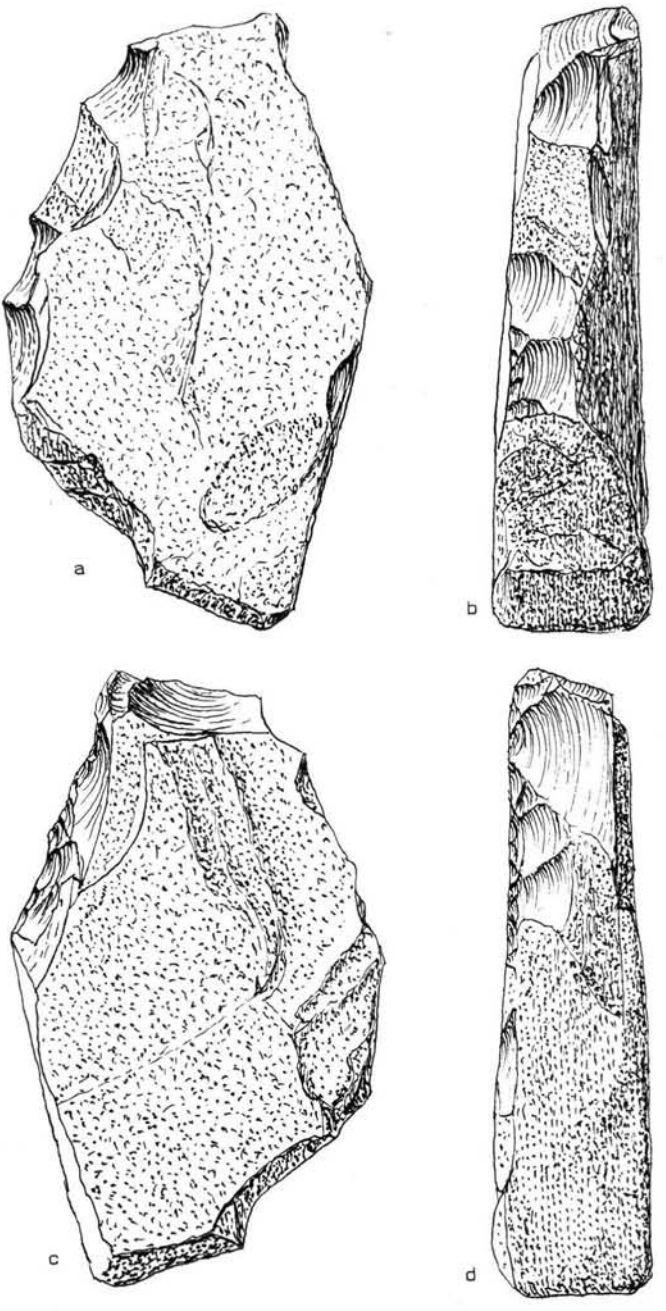


Abb. 1: Ein aus Muschelkalk in altpleistozäner Technik hergestellter Querschaber von Würzburg-Schalksberg, Gr. 2 : 3.

tet gezeichnet ist. Sie ist gleichartig windgeschliffen wie die ganze Oberfläche, die „frischen" jüngeren, nichtgeschliffenen Abschlagpartien sind in den Zeichnungen durch Strichführung wiedergegeben.

Diese Zweitnutzung von Artefakten war in der Frühzeit ein viel geübtes Brauchtum! Dazu ein Kurzreferat: In jüngeren Entwicklungsperioden konnte man bei geringem Arbeitsaufwand in kurzer Zeit eine Vielzahl von Abschlägen, Klingen, Handspitzen und dgl. anfertigen. In der Frühzeit bedurfte es oft mehr als hundert Zuschlägen, um ein Artefakt, vielleicht durch „handliche Behinderungen" bedingt (Rust 1965), im Griffbereich zum Schutze vor Verletzungen zuzuformen. Solche oft aus sehr hartem Material gefertigten, weggeworfenen, angewitterten oder vom Wind angeschliffenen Artefakte wurden von Nachfolgern aufgenommen und nur an der Schneidenpartie durch einen oder wenige Abschläge nachgeschärft, wieder verwendet.

Bei dem Artefakt vom Schalksberg handelt es sich um einen Querschaber oder Querhobel, einen Werkzeugtyp, der bis zu den Anfängen der Verwendung von geschlagenen Gesteinsstücken durch den Urmenschen zu beobachten ist.

In Abb. 1 b blicken wir auf die nach rechts aufgekantete Seitenfläche der Abb. 1 a. Am Oberende verdeutlicht das Abschlagnegativ einen von rechts geführten Schlag, darunter liegt die Markierung eines von links angesetzten Schlages. Die quergestellte Kante zwischen diesen Abschlagbahnen war ursprünglich messerscharf und verdeutlicht jenen angestrebten Abschnitt, der bei der Bearbeitung von Knochen oder Hölzern wirksam angewandt wurde. Alle weiteren Abschlagbahnen, auch in Abb. 1 c und d, markieren vermutlich die Bearbeitung zur Entschärfung der Griffpartien, was z. T. nicht ganz gesichert ist.

Wir sprachen für die Querschaber von einem technisch uralt gebundenen Regelverhalten des Frühmenschen. Eine der Stützen zur Verdeutlichung dieser Auffassung ist die Technik, in der die als älteste Werkzeuge des Menschen aufgefaßten „Pebble tools" zugerichtet wurden. Das Ausgangsmaterial zur Anfertigung dieses oder „des Uraltartefaktes" der Menschheit (was nicht zu stimmen braucht) ist ein rundliches, etwas flach gedrücktes, handliches Geröllstück, das im bearbeiteten Zustand bei der Suche heute am auffälligsten ist. Trennt man von diesem Rohling an einer Kante eng nebeneinander, alternierend mittels Schlagstein zwei Abschläge ab, so erzeugt man einen Querschaber mit ideal scharfer Arbeitskante. Bei gleichartiger Fortsetzung der Kantenbearbeitung entsteht ein Mehrfach-Querschaber oder Wellenschaber. Der Querschaber ist neben dem Nasenschaber ein prägendes Kennzeichen der Entwicklung des Frühmenschen auf technischer Ebene, wie wir sie u. a. auch an den Artefakten des Heidelbergers von Mauer und an den aus Süßwasserflint gefertigten „Eolithen" aus dem Cantalgebiet in reicher Fülle eindeutig ausgeprägt beobachten können. Solche „Primitiv-Typen" wurden im gesamten Pleistozän verwendet, z. B. vorrangig auch im Clactonien.

Eine technisch basierte Spezialuntersuchung könnte vielleicht Anhalte bieten, um wahrscheinlich zu machen, daß der Frühmensch zur Herstellung seiner rundlichen primitiven Waffen wie Speeren, Lanzen, Keulen, Wurfhölzern und dgl. bei noch ungelenker Hand seine Werkzeuge vorwiegend hobelartig schob oder zog mit ausgestreckter Hand, die wie auch der Unterarm bei hohem Krafteinsatz noch nicht „allgemein" zum Körper hin eingewinkelt wurde. Ähnliche „Bindungen" scheinen auch für die Nasenschaber maßgeblich gewesen zu sein (Rust 1965).

Als Anhang: Die Kalkartefakte vom Schalksberg wurden von einem Geophysiker geborgen. Im Gebiet der Alb leistete der Physiker und Ministerialrat Dipl.-Ing. Alfred Forstmeyer (1974) eine Pionierarbeit von hoher zukunftswirksamer Bedeutung — u. a. neben Windschliffstraten mit dem Nachweis zahlreicher Besiedlungsvorkommen mit industriell „typischen" Artefakten aus Kalk!

Von den Prähistorikern werden Kalkwerkzeuge in der Regel abgelehnt, in Bindung an eine veraltete Lehrmeinung. Diese Ablehnung kann nicht auf eine negativ verlaufene praktische Erprobung zurückgehen, d. h. auf die Herstellung und Anwendung von Werkzeugen aus Hartkalken. Praktisch negativ verlaufene Untersuchungsergebnisse auf dieser Ebene sind auch nie veröffentlicht worden.

Wesentliche Erkenntnisverluste erwachsen uns durch diese Ablehnung in Form einer Abbremsung der förderlichen Hilfseinsätze von Amateuren, die sehr wesentliche Beiträge für den Fortschritt geleistet haben. Als sehr betrüblich muß man z. T. den kürzlich von ADAM (1976) veröffentlichten Aufsatz auffassen, in dem — bezogen auf den Fundraum des Schädels von Steinheim — alle Kalkwerkzeuge als natürliche Erscheinungsformen unbegründet (!) abgelehnt werden und aufgefordert wird, sie als Schutt zu betrachten und nicht zu sammeln. Es ist natürlich recht interessant, von klimagebundenen, örtlichen tierischen Erscheinungsformen zu hören, aber solche gibt es z. B. in ganz Europa. Einmalig und nicht nur als Begleiterscheinung ist auf der Erde hingegen der Schädel von Steinheim und für die Anthropologie von außerordentlicher Bedeutung. Von hohem Wert ist dazu für die Prähistorie die Erlangung der Kenntnis, wie wir die Steinheimer Menschen in den Ablauf des technischen Fortschritts einzufügen haben, und zwar auch in Richtung auf *Homo sapiens sapiens.*

An die Amateure, vor allem auch aus dem Raume Steinheim, ist die Bitte zu richten, alle artefaktverdächtigen Kalkstücke zu sammeln und mit Schichtangaben aufzubewahren. Soweit ersichtlich führt nur dieser Weg zur „industriellen Belebung" des Menschentyps von Steinheim, die zu kennen international von hoher Bedeutung ist. Unfaßbar ist auch die „Ächtung" des „Faustkeiles" von Steinheim als Fälschung des verstorbenen, mir persönlich bekannten, achtbaren Schulrates J. ITERMANN. Dieser „Faustkeil" ist kein typischer Faustkeil, sondern ein in drei technischen Spezialmethoden gefertigtes faustkeilartiges, rechtshändiges Unikum, passend zu dem Schädel als anthropologisches Unikum. Das Biface-Artefakt von Steinheim ist ein Pendant zu den Biface-Werkzeugen von Swanscombe (mit dem Kalottenteil); außerdem liegen beide Vorkommen nicht auf primärer Lagerstätte, sondern sie sind umgelagert worden.

Über der „warmzeitlichen Schädelschicht" wurden in Steinheim Sedimente angereichert und in verstärkter Mächtigkeit auch in der dann folgenden „Kaltzeit". Diese Auffüllung des Flußbettes bewirkte einen beträchtlichen Anstieg des Flußwasserspiegels, so daß in der Folge ehemals trockene Uferpartien im Oberlauf verfrachtet wurden. Es gibt keine Begründung, auszuschließen, daß (nach vielen gleichartigen Beispielen) auch Artefakte des Steinheimers verfrachtet wurden, die heute in den „Kaltschichten" eingebettet sind. Unter den aus den „Kaltzeitschichten", und zwar aus der Profilwand entnommenen Artefakten liegen auch verlagerte Werkzeuge vor, die aus quarzitischem Sandstein gefertigt wurden, und zwar in einer Technik, wie sie für den *Homo heidelbergensis* von Mauer charakteristisch ist.

Selbstverständlich kann man mit einem Kalkwerkzeug z. B. einen nach dem Lehringer Vorbild gespeerten Elefanten aufbrechen, aus der Decke schlagen, zerwirken und auch dessen Knochen bearbeiten. Dem Verfasser des oben genannten Aufsatzes im Kosmos ist zu empfehlen, ein von ihm „anerkanntes" Silexartefakt formgerecht aus Muschelkalk nachzuformen und mit diesem im Beisein von Studenten und Amateuren z. B. ein Rind oder ein sonstiges Tier aufzubrechen, den Erfolgsablauf zu publizieren und zumindest unserem Nachwuchs damit eine Basis zu ebnen zur Erkenntnis, daß der Frühmensch sein Leben nicht nach unseren z. T. ausgefallenen, unfundierten und verkrampften Theorien gestaltete, sondern in seinem jeweiligen Jagdrevier das beste ihm zugängliche Rohmaterial zur Werkzeugherstellung nutzte.

Beispielhaft zum Thema ist auch die Verwendung von Muschelkalk am Schalksberg. Nach Auswertung durch E. RUTTE ist zu erwarten, daß nach den bisher vorliegenden Veröffentlichungen der Nachweis erbracht wird, daß die Anreicherung und die Vielfalt der Tierknochen zumindest zum Teil auch auf ein „Regelverhalten" des mitwirkenden Menschen zurückzuführen ist — des Schalksberger Heidelbergers, der am Ort besseres Rohmaterial vorfand als sein Vetter bei Mauer mit dem quarzitischen Sandstein, dazu der Ostafrikaner mit löcherigem Basalt oder gar der Peking-Mensch mit Quarz, der den geächteten Muschelkalk wohl als Himmelsgabe angesehen hätte.

Schriftenverzeichnis

ADAM, K. D. (1976): Steinheim an der Murr — eine Fossilfundstelle von Weltrang. — Kosmos, **76**, 10: 411—419, 15 Abb.; Stuttgart.

FORSTMEYER, A. (1974): Die südliche Frankenalb, Refugium des Menschen im gesamten Pleistozän. — Naturhist. Ges. Nürnberg.

RUST, A. (1965): Über Waffen- und Werkzeugtechnik des Altmenschen. — 68 S., 25 Abb., 5 Taf.; Neumünster (Wachholtz Verl.).

— (1971): Werkzeuge des Frühmenschen in Europa. — 72 S., 29 Abb.; Neumünster (Wachholtz Verl.).

RUTTE, E. (1967): Die Cromer — Wirbeltierfundstelle Würzburg-Schalksberg. — Abh. naturw. Ver. Würzburg, **8**: 1—26, 8 Abb.; Würzburg.

— (1976): Würzburg-Schalksberg. Eine Fossilfundstätte der Superlative. — Information, **10**: 26—30; Würzburg.

Manuskript eingeg. 22. 7. 1977.

Eiszeitalter u. Gegenwart	**28**	200—210 2 Abb., 1 Taf.	*Öhringen/Württ. 1978*

Zur Chronologie des Kelsterbach-Hominiden,

des ältesten Vertreters des *Homo sapiens sapiens* in Europa

Reiner Protsch & Arno Semmel *)

Homo sapiens sapiens, Combe-Capelle type, Kelsterbach-terrace, Würm-Glacial, radiocarbon, amino acid dating, Central Europe

Kurzfassung: Das Cranium eines fossilen Hominiden des Formenkreises *Homo sapiens sapiens* wurde relativ-geologisch sowie absolut durch Radiokohlenstoff und Aminosäuren auf ungefähr 31 000 Jahre B.P. datiert. Andere absolute sowie relative Daten an Mollusken und Mammutzähnen in überlagernden jüngeren Straten datieren auf 18 000 — 21 000 und 16 000 Jahren B.P. Geomorphologische und geophysikalische Datierungen stimmen somit gut überein. Er ist der älteste datierte und früheste Bewohner Zentraleuropas, der dem *Homo sapiens sapiens* angehört.

[The Chronology of the Kelsterbach Hominid]

Abstract: The cranium of a hominid belonging to *Homo sapiens sapiens* was dated relative geologically and absolutely by radiocarbon and amino-acid dating to at least 31,000 years B.P. Other absolute dates on molluscs and mammoth teeth in strata above the hominid-layer date to about 16,000 years B.P. and between 18,000 to 21,000 years B.P. Geomorphology and geophysical dating establish an accurate date for the oldest and earliest member of *Homo sapiens sapiens* in Central Europe who belongs to the Combe-Capelle type.

Einführung

Der Kelsterbacher Hominide, ein Cranium, wurde im späten Frühjahr des Jahres 1952 in der Kiesgrube Willersinn zwischen Kelsterbach und Raunheim 8 Kilometer südwestlich von Frankfurt bei Baggerarbeiten gefunden (Abb. 1). Die Kiesgrube hatte in den frühen fünfziger Jahren noch kleine Ausmaße und wurde in den folgenden Jahren nur in nördlicher und östlicher Richtung vergrößert. Die Wand und die stratigraphischen Schichten der ursprünglichen Fundstelle blieben somit erhalten, da an dieser Stelle von Anbeginn der Inbetriebnahme der Grube ein Haus stand. Der Fund wurde an der NW-Ecke der 1952er Grube geborgen. Ein Arbeiter markierte die Fundstelle am Rande der Grube sowie die genaue Tiefe und auch das Datum. Der Fund wurde dann mit diesen Aufzeichnungen einem Anthropologen zur Bearbeitung übergeben, der den Fund 23 Jahre aufbewahrte und einem der Autoren (R. P.) im Jahre 1975 mit den ursprünglichen Aufzeichnungen des Arbeiters übergab.

Da die Tiefe des Fundes mit 4,60 Meter sowie die Fundstelle in der Grube genau vermerkt waren, war es in den Siebziger Jahren nicht schwer, die ursprüngliche Fundstelle wieder zu finden. Da sich außerdem noch etwas Sand im Meatus acusticus internus befand, konnte ein Vergleich der Körnigkeit und mineralogischen Zusammensetzung des Sandes mit der Strate in 4,60 Meter Tiefe in Einklang gebracht werden. Die Fundstelle bietet eine geologisch gut faßbare Situation, weil an dieser Stelle die einzelnen Straten gut voneinander unterschieden werden können. Aufgrund einer absoluten Datierung, die ins Obere Pleistozän hineinreichte, unternahmen die Autoren den Versuch einer noch genaueren zeitlichen Rekonstruktion, die absolut wie auch relativ mit großer Wahrscheinlichkeit den

*) Anschrift der Verfasser: Prof. Dr. R. Protsch, J.-W.-Goethe-Universität, Paläoanthropologie u. Archäometrie, Siesmayerstraße 70, 6000 Frankfurt a. M. und Prof. Dr. A. Semmel, J.-W.-Goethe-Universität, Geographisches Institut, Senckenberganlage 36, 6000 Frankfurt a. M.

Hominidenfund auf etwas mehr als 30 000 Jahre B.P. einstuft. Abgesichert ist dieses relativ hohe Alter der Hominiden-Fundstelle sowie des Fundes selber durch zwei weitere Radiokohlenstoff-Datierungen an Molaren des *Mammonteus primigenius* von ca. 16 000 Jahren B.P. sowie an Mollusken von 18 000—21 000 Jahren B.P., die in den hangenden Straten gefunden wurden.

Kurze morphologische Beschreibung des Schädels in Stichworten

Die chronologische Einordnung hominider Fossilfunde ist ein großes Problem der Paläoanthropologie. Durch die zeitliche Bestimmung einzelner Genera, Spezies oder Subspezies steht und fällt oft eine Stammbaumtheorie, die sich mit dem erstmaligen Erscheinen, der stammesgeschichtlichen Entwicklung und der geographischen Verteilung von Hominiden befaßt. Sofern diese fossilen Funde in Assoziation mit faunistischem oder kulturellem Material oder in datierbaren geologischen Straten gefunden werden, ist eine chronologische Zuordnung möglich.

Dies trifft in der Regel nicht zu für das von Laien in Kiesgruben oder bei Straßenarbeiten gefundene Material, für das nur in den seltensten Fällen die genaue stratigraphische Lage beschrieben werden kann (— Man denke in diesem Zusammenhang nur an die Marokkofunde —). Oft wird die Bedeutung der Situationsbefunde für die Interpretation eines Fossils unterschätzt und nicht selten die einzelner Fundstücke aus Unkenntnis verkannt, so daß zum Teil erst Jahre später eine Bearbeitung des Materials und eine Rekonstruktion der Fundumstände erfolgt.

Der Fund von Kelsterbach bildet einen solchen seltenen Fall, bei dem erst jetzt, nach Jahren seiner Entdeckung, anhand beigefügter Notizen Aufschluß über die Fundorttiefe und damit eine Rekonstruktion der Fundumstände, m. a. W. auch eine relative Datierung möglich ist und darüber hinaus auch eine geophysikalisch absolut-chronologische Bestimmung. Das Kelsterbacher Cranium ist stark mineralisiert und besteht aus dem Os frontale mit vollkommen erhaltenen Arcus superciliares, beiden Parietalia und vollkommen erhaltenem Os occipitale bis zum hinteren Rand des Foramen magnum mit Resten der Hinterhauptkondylen. Die Ossa temporalia sind bis zum Meatus acusticus externus erhalten. Die Schädelform ähnelt etwas dem des Jungpaläolithikers von Combe-Capelle (Frankreich), der ja mit dem Individuum von Cro-Magnon die früheste Stufe des „anatomisch modernen Menschen" (Protsch 1972) in Europa repräsentiert und als geographische Subspezies *Homo sapiens sapiens* bezeichnet wird (Taf. 1).

Der Schädel von Kelsterbach kann keiner der rezent modernen europäischen Typengruppen zugeordnet werden — vielmehr weist er Merkmalsansätze aller wesentlichen Gruppen auf. Der Schädel tendiert zum dolichocranen Bereich, ist deutlich ovoid und das Hinterhaupt buckelt aus, wirkt aber nicht schuppig aufgesetzt. Die Parietalia stoßen dachförmig zusammen und die Seitenwände sind flachgewölbt und dabei konvergent. Die vorliegende Merkmalskombination entspricht eher einem Urtypus, aus dem sich möglicherweise nach seiner Verteilung in die europäischen Großräume die meisten rezenten Typengruppen entwickelt haben könnten.

Pathologische Erscheinungen

Bei der Betrachtung in der Norma lateralis fällt das Fehlen des linken Processus mastoideus auf (rechtes Temporale fehlt völlig). Bei genauerem Hinsehen und beim Vergleich mit rezenten Fällen, wirkt dieser nicht abgebrochen, sondern eher atrophiert. Allerdings kann dieser Schluß nicht mit letzter Sicherheit gezogen werden, da die Ähnlichkeit gegebenenfalls auch durch Schliff bei einer Vertriftung hervorgerufen sein könnte — jedoch spricht das höhere Alter des Individuums durchaus für eine Altersatrophie.

Tafel I: Der Kelsterbach Hominid

Fig. 1

Fig. 2

Fig. 3

Fig. 4

Fig. 1: Norma frontalis; Fig. 2: Norma verticalis; Fig. 3: Norma occipitalis; Fig. 4: Norma lateralis dextra.

Eine größere Eindellung im linken Frontalbereich vor Bregma könnte ihrer Form und der Tendenz zur Schädelperforation nach von einer Geschwulst herrühren, die unter Umständen als Todesursache gelten kann.

In Norma lateralis geht die deutlich ausbuckelnde Glabellaregion in eine relativ steile und flachgewölbte Unterstirn über. Nach einem stärker gekrümmten Übergang im mittleren Stirnbereich folgt die flachbogige, im hinteren Teil annähernd geradlinig verlaufende Oberstirn. Bregma ist der höchste Punkt des Schädels; dahinter fällt der Scheitel erst stärker, dann etwas flacher gewölbt zur abgeflachten Lambdaregion ab und geht ohne deutlichen Übergang in das wenig ausbuckelnde Occipitale über, das sich dann erst flach und ab Inion stärker gekrümmt zum Opistion wölbt. Insgesamt erscheint der Schädel relativ hoch im Verhältnis zur Länge (Tendenz zu hypsicran); das Bregma liegt relativ weit hinten. Der Mediansagittalbogen erscheint zwischen Bregma und Opistion gut, im Bereich des Opisthocranion leicht ausbuckelnd gerundet. Der linke Processus mastoideus ist nicht mehr vorhanden.

In Norma verticalis ist der Schädel hinten deutlich breiter als vorn; das Bregma liegt annähernd in der Mitte. Insgesamt wirkt der Schädel deutlich ovoid und relativ lang (Tendenz zu dolichocran). Sutura coronalis und Sutura sagittalis sind fast völlig verstrichen.

In Norma occipitalis stoßen die Parietalia dachförmig zusammen. Die größte Breite liegt ziemlich weit oben; die Seitenwände sind leicht gewölbt und nach unten konvergent. Insgesamt wirkt der Schädel etwas eckig und im Verhältnis Breite zu Höhe ausgeglichener als im Verhältnis Länge zu Höhe (Tendenz zu tapeinocran).

Eines der noch ungelösten Probleme der Paläoanthropologie ist gerade das Ersterscheinen des *Homo sapiens sapiens*, der irgendwann um 35 000 bis 30 000 Jahren B. P. als Nachfolger des Neanderthalers, des *Homo sapiens neanderthalensis* (Campbell 1962; Protsch 1974), in Europa unvermittelt erscheint. Die Theorie einer Entwicklung dieses „anatomisch modernen Menschen" aus dem Neanderthaler wird von vielen Anthropologen heute als eindeutig widerlegt angesehen, da die progressive Morphologie des Jetztmenschen sich unmöglich in so kurzer Zeit aus der robusten des Neanderthalers entwickelt haben konnte. Außerdem ist es anhand chemisch-physikalischer Datierungsmethoden erwiesen, daß schon frühe Vertreter des „anatomisch modernen Menschen" dreißig- bis vierzigtausend Jahre früher in Süd- und Ostafrika existierten (Protsch 1974, 1975, 1976).

Die geologische Situation der Fundstelle

Die Kiesgrube Willersinn liegt zwischen Kelsterbach und Raunheim auf der $t_{(6)}$-Terrasse des Mains (Semmel 1969: 74). Diese Terrasse ist auch als „Obere Niederterrasse" bezeichnet worden (Becker 1967: 11). Es handelt sich dabei um einen Schotterkörper, der in die altpleistozäne „Kelsterbacher Terrasse" (oder $t_{(1)}$-Sande i. S. von Semmel 1969: 54) eingeschnitten ist (Abb. 2). Östlich der Kiesgrube begrenzen diese $t_{(1)}$-Sande und ihnen auflagernde jüngere Mainkiese die $t_{(6)}$-Terrasse (Semmel 1978); westlich der Kiesgrube hat die $t_{(7)}$-Terrasse des Mains, die „Untere Niederterrasse", die $t_{(6)}$-Kiese ausgeräumt. Stellenweise schneidet auch das Hochflutbett des Mains direkt die $t_{(6)}$-Terrasse an, so z. B. am Anlegeplatz der Fähre nach Okriftel. Die Grenze zwischen der $t_{(7)}$- und der $t_{(6)}$-Terrasse verläuft von der gegenüber Okriftel gelegenen Einmündung der „Okrifteler Straße" in die Bundesstraße 48 nördlich dieser Bundesstraße und der Eisenbahnlinie Frankfurt/Main—Mainz—Bischofsheim. Sie war dort früher als deutliche Geländekante zu verfolgen, ist aber heute wegen der starken Überbauung des Geländes zwischen Kelsterbach und Raunheim nur noch stellenweise zu erkennen. Einzelheiten können den geologischen Karten 1 : 25 000 Hochheim a. M. und Kelsterbach entnommen werden (Semmel 1969, 1978).

Zum Alter der $t_{(6)}$-Terrasse, das in jüngerer Zeit ausführlich diskutiert wurde (BECKER 1965, 1967; SEMMEL 1969, 1972, 1974) können folgende Befunde und Überlegungen beigetragen werden: Sie ist die zweitjüngste Terrasse des Mains. Auf ihr liegen als Decksedimente Hochflutlehm, Löß oder Flugsand (SEMMEL 1969: 76, 1972: 107). Der Hochflutlehm trägt eine zweischichtige Parabraunerde und enthält an vielen Stellen Reste eines 15—20 cm mächtigen fossilen Ah-Horizontes und darunter einen 20 cm mächtigen fossilen B_t-Horizont. Über diesem fossilen Boden liegt im Hochflutlehm der alleröd zeitliche Laacher Bimstuff. Solche Profile sind großflächig südlich der Straße Schwanheim—Kelsterbach zu finden. Sie weisen den Hochflutlehm als Sediment des Spätwürms aus.

Der Hochflutlehm überlagert stellenweise Löß, der stets mit dem oberen Teil des E_2-Naßbodens des Jungwürmlösses beginnt (Nomenklatur nach SCHÖNHALS et al. 1964). Da ältere Lösse trotz der ungewöhnlich guten Aufschlußverhältnisse auf der $t_{(6)}$-Terrasse bisher nie angetroffen wurden, ist der Schluß zulässig, daß erst zu dieser Zeit die Oberfläche der $t_{(6)}$-Kiese trockengefallen war und mit Löß bedeckt werden konnte. C^{14}-Datierungen von Molluskenschalen aus dem E_2-Naßboden ergaben ein Alter von ca. 18 000 bis ca. 21 000 Jahre B.P. (SEMMEL 1974: 27), wobei die Problematik solcher Datierungen nicht verkannt werden soll; dennoch stimmen sie gut mit der relativen Lößstratigraphie überein, liegt doch der E_2-Naßboden stratigraphisch und in den Profilen absolut deutlich über dem „Lohner Boden", der als Äquivalent eines ca. 28 000—30 000 Jahre alten Interstadials angesehen wird.

Aus diesem Deckschichtenbefund ergibt sich für die $t_{(6)}$-Kiese ein Alter von mindestens 12 000 B.P. aufgrund der Hochflutlehmdecke und von mindestens 21 000 B.P. aufgrund der Lößdecke. Da nirgendwo ältere Hochflutlehm- oder Lößdecken zu finden sind, ist die Annahme naheliegend, daß die $t_{(6)}$-Kiese direkt vorher akkumuliert wurden. Diesem Befund widerspricht scheinbar die Flugsanddecke auf der $t_{(6)}$-Terrasse, ist doch die Oberfläche der Kiese unter dem Flugsand von einer kräftigen B_t-Bildung erfaßt (Ton-Anreicherungshorizont), die laut BECKER (1967: 11) zuweilen stark kryoturbat gestört ist. Daraus wäre zu folgern, daß die $t_{(6)}$-Terrasse mindestens in die vorletzte Kaltzeit gehört, es sei denn, man hält die Entwicklung intensiver B_t-Horizonte auch innerhalb der letzten Kaltzeit für möglich. BECKER verlegt die entsprechende Bodenbildung in wärmere Abschnitte des Spätglazials und sieht die kryoturbaten Stauchungen für jungtundrenzeitlich an. Somit ergäben sich Parallelen mit der schon erwähnten fossilen Bodenbildung im spätwürmzeitlichen Hochflutlehm. Aus badengenetischen Gründen ist jedoch eine zeitliche Gleichsetzung dieser Böden nicht möglich, denn die Bodenbildung auf den Kiesen ist sehr viel intensiver als die in den Hochflutlehmen. Dennoch kann die Verwitterung der Kiesoberfläche nicht als interglazial angesehen werden, weil in vielen Aufschlüssen sich überzeugend nachweisen läßt, daß die B_t-Bildung an der Kiesoberfläche von der heutigen Flugsandoberfläche her erfolgt ist, also als holozäner Vorgang gedeutet werden muß (SEMMEL 1969: 96, 1978). Die kryoturbaten Stauchungen waren vorher vorhanden und wurden nur von der Bodenbildung nachgezeichnet. Dabei können durchaus kalkhaltige Hochflutlehmreste auf den Kiesen relativ oberflächennah noch unverwittert bleiben, während im kalkfreien, sandigen Material die Verwitterung erheblich tiefer greift. Am überzeugendsten wird diese Beobachtung wohl dadurch bestätigt, daß die scheinbar fossile Bodenbildung unter mächtigeren Lagen vom Laacher Bimstuff aussetzt, weil der Tuff von der Verwitterung bisher nicht durchdrungen wurde. Ein entsprechender Aufschluß, auf den W. P l a s s einen der Autoren (A. S.) aufmerksam machte, ist seit einigen Jahren in der Kiesgrube Mitteldorf am Autobahndreieck Mönchhof zugänglich. Da hier die sonst häufig aus Flugsandgebieten des Rhein-Main-Gebietes beschriebene Alleröd-Bodenbildung (z. B. STÖHR 1966) fehlt, kann gefolgert werden, daß der Bimstuff erst sedimentiert wurde, als die Flugsandverwehung während der jüngeren Tundrenzeit den Alleröd-Boden schon entfernt hatte.

Zusammenfassend läßt sich also feststellen, daß die Deckschichten der $t_{(6)}$-Terrasse für ein würmzeitliches Alter dieser Main-Kiese sprechen. Aus ihnen ist kein Hinweis auf ein höheres Alter abzuleiten.

Der Schotterkörper der $t_{(6)}$-Terrasse selbst enthält in der Regel keine datierbaren Materialien. Um so wichtiger ist der Fund von Mammut-Molaren, der ebenfalls in der Kiesgrube Willersinn im Jahre 1960 von Grubenarbeitern gemacht wurde. Die Molaren konnten von K. D. Adam, Staatliches Museum für Naturkunde Stuttgart, bestimmt werden. Sie stammen, wie anhand der anhaftenden Sandreste nachweisbar war, aus den $t_{(6)}$-Kiesen.

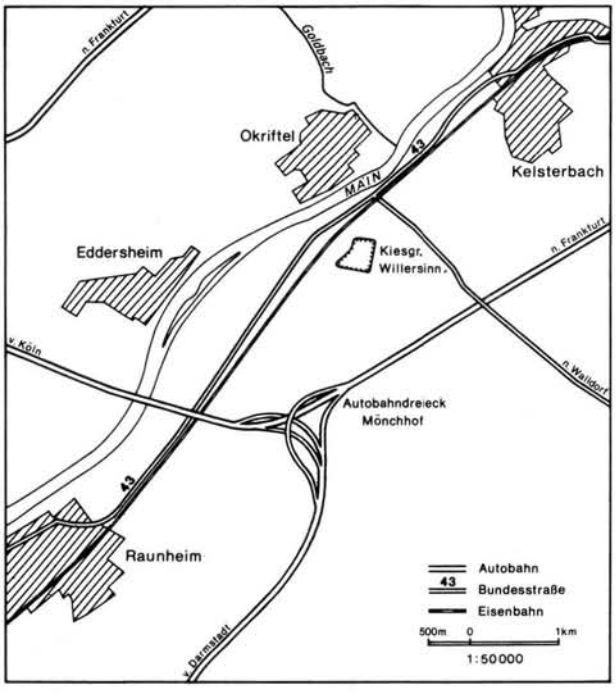


Abb. 1: Lage der Kiesgrube Willersinn.

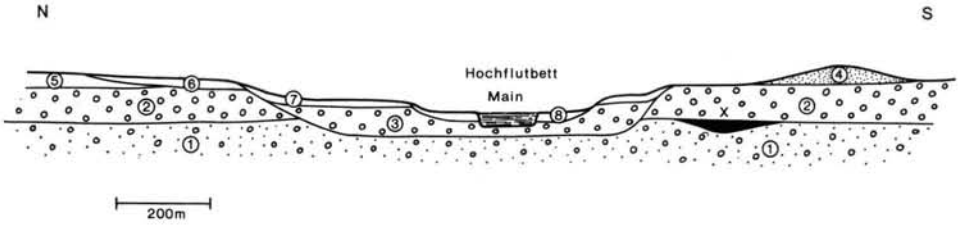


Abb. 2: Geologischer Schnitt (schematisiert) der Umgebung der Fundstelle (x). 1 = altpleistozäne (cromerzeitliche) $t_{(1)}$-Sande; 2 = würmkaltzeitliche $t_{(6)}$-Kiese; 3 = würmkaltzeitliche $t_{(7)}$-Kiese; 4 = spätglaziale Dünensande; 5 = Jungwürmlöß; 6 = älterer (spätglazialer) Hochflutlehm; 7 = jüngerer (spätglazialer bis altholozäner) Hochflutlehm; 8 = holozäner Hochflutsand. Unter der Fundstelle (x) liegt in einer Rinne eine Tonfüllung (schwarz). Die Überdeckung des Lösses (5) mit Hochflutlehm (6) liegt nicht direkt in diesem Schnitt, sondern mainabwärts bei Eddersheim und Flörsheim.

Ihre Fundstelle lag wahrscheinlich nahe der des Schädels. Sie besitzen laut K. D. Adam alle Merkmale einer progressiven Form von *Mammonteus primigenius* und sind jünger als die letzte Warmzeit (Eem). Eine C^{14}-Datierung im Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung ergab ein Alter von 15 810 ± 410 Jahren B.P. (Hv - 1961). Da diese Zähne vor 1964 datiert wurden, sind sie höchstwahrscheinlich kontaminiert, da nicht, wie unten erwähnt, die organische, sondern die anorganische Substanz des Knochens verwendet wurde. Demnach wäre der $t_{(6)}$-Terrasse sogar ein sehr junges Alter beizumessen. Doch ist hier — wie ausgeführt — eine Kontamination nicht auszuschließen. Aufgrund der Deckschichten-Stratigraphie scheint jedenfalls ein etwas höheres Alter des Kieses zutreffender und deshalb das C^{14}-Alter des Schädels akzeptabler.

Als Beweis für eine Einstufung der $t_{(6)}$-Terrasse in die Würm-Kaltzeit ließen sich schließlich noch die pollenanalytischen Untersuchungsergebnisse von Tonlagen anführen, die unter dem $t_{(6)}$-Kies liegen. Solche Tone kommen z. B. S Eddersheim vor. Sie führen nach v. d. Brelie (1974: 88) eine Flora, die als dem ausgehenden Eem zugehörig gedeutet werden kann. Ähnliche Florengesellschaften, in denen *Picea* und *Pinus* dominieren, sind jedoch stratigraphisch nicht völlig sicher einzuordnen. Die Tonlage, die an der Basis der $t_{(6)}$-Kiese im Aufschluß Willersinn liegt, enthält leider keine Pollen. Das Ergebnis einer paläomagnetischen Untersuchung durch K. Fromm vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung zeigt durchlaufend normale Magnetisierung an.

Die wahrscheinliche Fundstelle des Schädels in der Kiesgrube Willersinn lag ca. 10 bis 16 m von der heutigen Aufschlußstelle in der äußersten NW-Ecke der Grube (S der Kiesgrubengebäude). Das Profil:

0— 0,60 m	brauner, schluffiger Sand mit Main-Geröllen, in Kryoturbationstaschen Reste vom Laacher Bimstuff;
0,60— 5,60 m	Wechsel von Sand und Kieslagen des Mains mit fahlrötlichbrauner Farbe („Buntsandsteinfarbe"). Keine Kalkgerölle, Rostbänderung bis ca. 4,50 m, bei 3,50 und 4,50 jeweils 20—50 cm mächtige gröbere Kieslagen, in sandigen Bereichen mehrere braune Schlufflagen.
(4,60 m	Hominide)
————————	Basis der $t_{(6)}$-Terrasse
5,60— 6,30 m	graue Tonlage, eisenschüssig, beschränkt auf eine Rinne.
6,30—10.00 m +	weißlichgrauer Sand der $t_{(1)}$-Terrasse mit einzelnen Kieslagen.

Die Kieslage bei 4,60 m unter Flur müßte der Fundschicht des Schädels entsprechen.

Absolute Datierung des Schädels

Die chemisch-physikalischen Datierungsmethoden, die aus ungefähr acht bis neun Verfahren bestehen, die zum Teil an den Anfang der Entstehung der Erde zurückdatieren können, berechnen nicht nur das früheste Auftreten der Hominiden auf ca. 14 Millionen Jahre, sondern haben gerade auch im rezenten Bereich der Hominidenevolution oft Probleme gelöst, die durch andere Hilfsmittel leider nicht zu klären sind.

Kollagen (C^{14}-Datierung)

C^{14}-Datierung von Knochen, sei es faunales oder hominides osteologisches Material, wurde zwar schon vor 1964 angewandt, beinhaltete jedoch vor diesem Zeitpunkt große Fehlerquellen, da oft der ganze Knochen datiert wurde, also hauptsächlich der anorganische Teil, der aus Kalzium-Karbonat und Kalzium-Phosphat (Apatit) besteht. Die Fehlermöglichkeit resultiert aus dem Umstand, daß in den knochenenthaltenden Straten Wasser über Kalkstein sickert und somit zusätzliches, gelöstes Apatit in den Knochen sekundär eingelagert wird, so daß sich primäres und sekundäres Apatit vermischt, da sehr alter oder rezenter Kohlenstoff von dem Wasser mitgeführt wird. Knochen, die vor 1964 datiert wurden, waren also in der Regel mit hoher Wahrscheinlichkeit kontaminiert. Manche Kno-

chen können jedoch von oberen Schichten und ohne Vorkommen von Wasser so abgeschirmt sein, daß kein sekundäres C^{14} eingeschwemmt wird. Da eine Bestimmung des sekundär in den Knochen eingelagerten Apatits meistens sehr schwierig ist, begannen BERGER, HORNEY & LIBBY (1964) eine Methode zu entwickeln, die später verbessert wurde (LONGIN 1971; PROTSCH 1974) und ausschließlich den organischen Gehalt von Knochen zur Radiokohlenstoffdatierung benutzt. Der organische Gehalt, das Kollagen, nimmt zwar bei ungünstiger Lagerung ab, jedoch wird es kaum durch exogene Faktoren kontaminiert und beeinflußt. Kontamination, wie z. B. Teer und Bitumen, kann methodisch entfernt werden (HO et al. 1969; LONGIN 1971; PROTSCH 1974, 1977). Ein Vergleich von Knochendatierung durch Kollagen und Apatit, sowie Kollagen und den sonst üblichen anderen organischen Mitteln, wie z. B. Holz und Holzkohle zeigten, daß Knochendatierungen oft genauer als Holzdatierungen sind und meistens auch das einzig vorhandene verwendungsfähige Material (PROTSCH & BERGER 1973).

Es ist oft schwer, die für die Datierung benötigte Menge Knochen genau zu berechnen, jedoch kann eine Mikroanalyse des Stickstoffs an 50 mg Knochenkompakta ein Hilfsmittel sein. Da sich das Verhältnis von Stickstoff zu Kohlenstoff zu Kollagen ungefähr wie 1 zu 3 zu 2 verhält, ist es leicht, die Gesamtknochenmenge zu berechnen, die zur Datierung benötigt wird. Im Falle des Kelsterbach-Hominiden war der Stickstoffgehalt 1,2 %, so daß eine Gesamtmenge von ca. 45 g Knochen benötigt wurde. Um die Gesamtmorphologie eines vielleicht wichtigen Fossils nicht zu zerstören, wurde von dem zu datierenden Knochenteil ein Abguß angefertigt. Allzuoft wurden wichtige hominide Funde, die in der Vergangenheit zur Datierung benutzt wurden, vollkommen zerstört und dann nachträglich erst als wichtiges hominides Fossil erkannt. Beispiele solcher Zerstörungen wichtigen Knochenmaterials von Hominiden aufgrund von Datierungen sind zahlreich bekannt. Aufgrund der Berechnung des Stickstoff-Kohlenstoff-Verhältnisses und somit des Kollagengehaltes wurden im vorliegenden Falle 45 g Knochen zur Radiokohlenstoff-Kollagendatierung verwertet, die von PROTSCH (1973) ausführlich beschrieben wurde. Es konnte vorher durch mikroskopische Untersuchung festgestellt werden, daß keine Konservierungsmittel auf der Lamina externa, Diplöe, und Lamina interna auflagen, jedoch wurden trotzdem aus Sicherheitsgründen etwa 0,5 mm der Kompakta mechanisch entfernt. Nach Herauslösen des Apatits, der anorganischen Substanz des Knochens, Entfernen von Huminsäuren, Umwandlung in Gelatine (LONGIN 1971), und selektivem Herauslösen von Aminosäuren durch Flüssigkeitschromatographie mit Hilfe von Dowex-50-WX-8 konnte eine genügend große Menge von Aminosäuren zur C^{14}-Datierung und Aminosäurendatierung gewonnen werden. Viereinhalb g Aminosäuren (Kollagen) lieferten mehr als die benötigten 3 l CO_2 für den Gasproportionalzähler des Radiokohlenstofflabors in Frankfurt. Der Zähler des Frankfurter C^{14}-Labors hat ein Fassungsvermögen von 2 l bei einem Druck von 1,5 bar. Da Kollagen etwa zur Hälfte aus Kohlenstoff besteht, konnten bei einer maximalen Verbrennungsauswertung des Kollagens von 96—98 % bei der Umwandlung von Kollagen in Kohlendioxid etwas über 4 l Kohlendioxid aus 2,24 g reinem Kohlenstoff gewonnen werden.

Die bisherigen Proben waren im Radiokohlenstofflabor in Frankfurt nach dem Verbrennungsverfahren von UCLA (University of California, Los Angeles) bearbeitet worden. Es stellte sich jedoch in Frankfurt heraus, daß die Auswertung des Kollagens und anderer organischer Substanz bei der Umwandlung in Kohlendioxid nur etwas mehr als 85 % betrug. Es bestand also bei besonders kleinen organischen Proben die Gefahr, zuviel Material zu verlieren. Außerdem war es äußerst schwierig, die große Menge der bei der Verbrennung entstandenen flüssigen Luft wieder vom CO_2 zu trennen. Das CO_2 schien außerdem trotz Durchfluß durch Silbernitrat und Chromsäure weiterhin viele elektronegative Verunreinigungen zu enthalten.

Es wurde deshalb ein Umbau der Verbrennungsanlage auf das System beschlossen, das in Heidelberg von MÜNNICH (1957) schon seit vielen Jahren benutzt wird.

Bei der Verbrennung wurde anstatt von Sauerstoff und Stickstoff, Sauerstoff und Argon benutzt. Vor dem Verbrennungsrohr waren Gasflußregler, Überlaufdruckregler und Blasenzähler sowie zwei wassergefüllte Manometer vorgeschaltet. Hinter dem Verbrennungsrohr wurde eine Kühlfalle angeschlossen, die in einem Gemisch von Trockeneis und Alkohol eingetaucht war. Dadurch wurde die flüssige Luft, die vielleicht noch bei der Verbrennung entstand, eingekühlt. Hinter dieser Kühlfalle befand sich dann ein mit Kupferoxid gefülltes Rohr in einem Ofen, der auf 800° C angeheizt wurde. Dieses System garantiert die völlige Verbrennung der Probe und eine Auswertung bis zu 98 %. Nachdem der Gasstrom das Kupferoxid passiert hatte, wird er über einen Kondensatabschneider in zwei Waschflaschen mit $KMnO_4$Lösung geleitet, die zur Oxidation des CO_2 dienen. Diese zwei Waschflaschen mit $KMnO_4$-Lösung sind miteinander so verbunden, daß das CO_2 nach Passieren der ersten Lösung in die zweite Lösung einfließen muß. Hinter diesen zwei Waschflaschen ist wiederum ein U-Rohr angeschaltet, welches in ein Gemisch von Alkohol und Trockeneis als Kühlmischung eingetaucht ist. Wiederum dahinter ist ein Röhrchen eingeschaltet, das Silika-Gel enthält. Beide Systeme haben den Zweck, flüssige Luft oder andere Flüssigkeiten einzufrieren oder zu binden, so daß schließlich reines CO_2 in die dahinter angeschlossene Vakuumapparatur fließen kann. Diese Apparatur kann durch den Anschluß von zwei Pumpen, einer Vorvakuumpumpe, die bis 10^{-3} Torr evakuieren kann, sowie einer Hochvakuumpumpe, die bis 10^{-6} Torr arbeitet, alle noch neben dem CO_2 vorhandenen Verunreinigungen evakuieren. In diesem System sind vier Glasbehälter eingebaut, die in flüssigen Stickstoff eingetaucht werden und bei einer Temperatur von etwas über —190° C das durchfließende CO_2 einfrieren. Alle übrigen Verunreinigungen können durch die Pumpen eliminiert werden. Am System wird dann ein evakuiertes Absorbtionsgefäß angeschlossen, das 350 ml einer Mischung von NH_4OH und $CaCl_2$ enthält. Wenn der Kohlendioxiddruck in der Apparatur nach dem Auftauen fast ein BAR erreicht hat, wird der Hahn zum Absorbtionsgefäß geöffnet und das Kohlendioxid strömt nun in den Absorber. Alle weiteren Schritte spielen sich dann so ab, wie sie von MÜNNICH beschrieben wurden. Das so verwandelte Karbonat wird zu einem späteren Zeitpunkt durch Einfluß von HCl wiederum in CO_2 umgewandelt, das in der Vakuumanlage eingefroren wird. In dieser Anlage wird durch wiederholtes Auftauen und Einfrieren das CO_2 durch ein Glasgefäß geleitet, das mit Kupfer gefüllt und auf 600° C erhitzt ist. Letztere Anlage hat zur Folge, daß freier Sauerstoff, der sich vielleicht immer noch im System befindet, vom heißen Kupfer oxidiert wird. Zu einem späteren Zeitpunkt kann durch Benutzung von Wasserstoff das oxidierte Kupfer wiederum reduziert werden. Das so gereinigte Kohlendioxid kann dann in den Proportionalzähler zur Datierung eingeführt werden.

Da im Falle der Kelsterbachprobe mehr als 3 l Kohlendioxid gewonnen wurden, konnte bei einer Zähldauer von 36 Stunden (2 160 Minuten) ein Alter von 31 200 ± 600 Jahren (Fra-5) berechnet werden. Um die Genauigkeit der C^{14}-Datierung zu überprüfen, wurde durch eine Temperaturangabe von durchschnittlich 8,8° C ein Aminosäurenalter von 32 000 Jahren erreicht. Diese zwei Datierungen stimmen somit ziemlich gut überein. Diese für die Berechnung der Aminosäurendatierung angewandte Temperatur könnte jedoch noch korrigiert werden. Es besteht jedoch kein Zweifel an der Genauigkeit der C^{14}-Datierung und daran, daß dem Hominiden ein Alter von mindestens 31 000 Jahren B.P. zugeordnet werden kann.

Das Alter dieses Fundstückes, das morphologisch dem Combe Capelle-Typ des „anatomisch modernen Menschen" nahe steht, ist das älteste direkt datierte Hominidenfossil Europas. Es scheint zu beweisen, daß bereits in einer Zeitperiode um ungefähr 30 000 bis 32 000 Jahren B.P. auf den Neanderthaler Vertreter des „anatomisch modernen Menschen"

folgen, die der Subspezies des *Homo sapiens sapiens* in Zentraleuropa angehören. Die relativ-chronologische Zuordnung der geologischen Straten, in denen dieses Fossil gefunden wurde, scheint ebenso auf den Zeitbereich um 30 000 Jahre B.P. hinzudeuten.

Ein weiterer fossiler Hominide, der der Subspezies *Homo sapiens sapiens* und dem Formenkreis Cro-Magnon zugeordnet werden kann, stammt aus Paderborn, wurde vor kurzer Zeit auch absolut chronometrisch auf etwas mehr als 27 000 Jahren datiert (Henke & Protsch 1978). Viele andere hominide Fossilien, die diesen beiden Formenkreisen des Cro-Magnon und Combe-Capelle angehören, wurden und werden immer wieder relativ bis auf höchstens 32 000 Jahren B.P. eingestuft. Mit Hilfe der absoluten Datierungen ist es uns nun möglich, die bis jetzt auf rein relativer Datierung basierende Theorie des Auftretens des „anatomisch modernen Menschen" *(Homo sapiens sapiens)* nach dem Neanderthaler in Europa absolut und somit exakter zu bestimmen. Eine detaillierte morphologische Analyse (R-4-Datierung) des Kelsterbach-Hominiden wird in kurzer Zeit vorgenommen werden (Protsch 1978, in Vorbereitung). Theoretisch ist es nun ohne weiteres möglich, alle Funde des „anatomisch modernen Menschen" und besonders seine ersten Vertreter des Oberen Pleistozäns Europas absolut zu datieren und so auch eine genauere Aussage über die letzten Vertreter des Neanderthalers zu erhalten. Was den Kelsterbach-Hominiden betrifft, so können wir mit ziemlicher Sicherheit sagen, daß es zur Zeit der älteste Vertreter des „anatomisch modernen Menschen", des *Homo sapiens sapiens* in Europa ist.

Danksagung

Wir sind der Deutschen Forschungsgemeinschaft und der Stiftung Volkswagenwerk und P. Bläinkle zu Dank verpflichtet für die Unterstützung des Forschungsvorhabens.

Schriftenverzeichnis

Becker, E. (1965): Stratigraphische und bodenkundliche Untersuchungen an jungpleistozänen und holozänen Ablagerungen im nördlichen Oberrheintalgraben. — 145 S., 28 Abb., 14 Tab., 1 Kt.; Frankfurt a. M.

— (1967): Zur stratigraphischen Gliederung der jungpleistozänen Sedimente im nördlichen Oberrheintalgraben. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **18**: 5—50; Öhringen.

Berger, R., Horney, A. G. & Libby, W. F. (1964): Radiocarbon dating of bone and shell from their organic components. — Science, **144**: 999—1001.

Brelie, G. v. d. (1974): Pollenanalytische Untersuchungen an warmzeitlichen Sedimenten in den Terrassen des Untermain-Gebietes. — Rhein-Main. Forsch., **78**: 83—99; Frankfurt a. M.

Campbell, B. G. (1962): The systematics of man. — Nature, **194**: 225—231.

Henke, W. & Protsch, R. (1978): Die Paderborner Calvaria — ein diluvialer Homo sapiens. — Anthropol. Anz., **36**, 2: 85—108.

Ho, T. Y., Marcus, L. F. & Berger, R. (1969): Radiocarbon dating of petroleum-impregnated bone from tar pits at Rancho La Brea, California. — Science, **164**: 1051—1052.

Longin, R. (1971): New method of collagen extraction for radiocarbon dating. — Nature, **230**: 241—242.

Münnich, K. O. (1957): Messung natürlichen Radiokohlenstoffs mit einem CO_2Proportional-Zählrohr. Einige Anwendungen der Methode. — Diss. Ruprecht-Karl-Universität; Heidelberg.

Protsch, R. (1972): The Dating of Upper Pleistocene Subsaharan Fossil Hominids and Their Place in Human Evolution: With Morphological and Archaeological Implications. — Diss. UCLA, Anthropology.

— (1974): Florisbad. Its Palaeoanthropology, Chronology and Archaeology. — Homo, **25**: 68—78, I. Schwidetzky, K. Gerhardt, W. E. Mühlmann, eds.; Göttingen.

— (1975): The Absolute Dating of Upper Pleistocene SubSaharan Fossil Hominids and Their Place in the Human Evolution. — J. Human Evolution, **4**: 297—322.

— (1976): New Absolute Dates on Upper Pleistocene Fossil Hominids from Europe and South America. — Proc. of: Ninth International Radiocarbon Conference, University of Los Angeles and San Diego, California, USA, June 1976. R. Berger & W. F. Libby, eds. University of California Press.

Protsch, R. (1977): Ursprung und Migration der fossilen Subspezies des „anatomisch modernen Menschen" des Oberen Pleistozäns. — Archäologisches Korrespondenzblatt, **4**, Hrsg. Deutsche Gesellschaft für Ur- und Frühgeschichte.

— & Berger, R. (1973): Earliest Radiocarbon Dates for Domesticated Animals in Europe and the Near East. — Science, **179**: 235—239.

Schönhals, E., Rohdenburg, H. & Semmel, A. (1964): Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlöß-Gliederung in Hessen. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **15**: 199—206, 1 Abb.; Öhringen.

Semmel, A. (1969): Quartär. In: Kümmerle, E.& Semmel, A.: Erl. geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5916 Hochheim, 3. Aufl., 51—99; Wiesbaden.

— (1972): Untersuchungen zur jungpleistozänen Talentwicklung in deutschen Mittelgebirgen. — Z. Geomorph., N.F., Suppl. Bd., **14**: 105—112, 3 Fig.; Berlin - Stuttgart.

— (1973): Area between the Scandinavian and the Alpine Glaciation. 1. Periglacial Sediments and their Stratigraphy. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **23/24**: 293—305, 1 Fig.; Öhringen.

— (1974): Der Stand der Eiszeitforschung im Rhein-Main-Gebiet. — Rhein-Main. Forsch., **78**: 9—56; Frankfurt a. M.

— (1978): Erl. geol. Kt. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5917 Kelsterbach. [In Druckvorbereitung.]

Stöhr, W. Th. (1966): Die Bimseruptionen im Laacher-See-Gebiet, ihre Bedeutung für die Quartärforschung und Bodenkunde im Mainzer Becken und in den südlichen Teilen des Rheinischen Schiefergebirges. — Z. dt. geol. Ges., **116**: 994—1003, 2 Abb., 1 Tab.; Hannover.

Manuskript eingeg. 3. 3. 1978.

Eiszeitalter u. Gegenwart	**28**	211—217 3 Abb.	*Öhringen/Württ. 1978*

Neue Arbeitsmethoden der Quartär-Geologie

WALTER ALEXANDER SCHNITZER & KARL BRUNNACKER *)

Quartz grain colour, X-ray, paleo smell

K u r z f a s s u n g : Es werden neue Methoden vorgeführt, die besonders für die Quartär-Geologie interessant sein können. Die Bestrahlungsanalyse als Weiterentwicklung der Analyse der Quarzkornfarbe wird erläutert. Die Paläogeruchs-Analyse wird an einigen Beispielen demonstriert.

[New methods in the Quaternary Geology]

New methods are presented, which can be interesting especially for the quaternary geology. The irradiation analysis, as an advancement of the quartz grain colour analysis, is illustrated. The paleo-smell analysis is demonstrated with some examples.

In zunehmendem Maße ist es Anliegen geologisch orientierter Quartär-Forschung nach ergänzenden bzw. weiterführenden Methoden Ausschau zu halten und diese gegebenenfalls entsprechend den Quartär-Fragestellungen zu modifizieren. Solche Betätigung ist mit zahlreichen Rückschlägen verbunden. Auch öffnen sich allzuoft Sackgassen (z. B. BRUNNACKER 1970 b). Und selbst wenn sich Erfolg einstellt, so gilt weiterhin der Grundsatz, daß das, was im Gelände versäumt oder gar falsch gemacht wurde, auch durch die beste Laboratoriumsmethode nicht korrigiert zu werden vermag. Untersuchungen solcher Art können damit in erster Linie nur absichern und erst in zweiter Linie weiterführen. Darüberhinaus bedarf es einer großen Datenzahl, um gerade im Quartär neben qualitativen auch quantitative Aussagen machen zu können. Doch damit ist ein weiterer Punkt angesprochen, der sich kurz und bündig mit einem alten Sprichwort umreißen läßt: „Schuster, bleib bei deinem Leisten". Ein so komplex angelegtes Fach wie die Quartär-Forschung bedarf interdisziplinärer Bearbeitung, die sich keinesfalls allein dadurch zu dokumentieren vermag, daß im Anhang der Arbeiten mehr oder minder fleißig zusammengetragene Daten gesammelt sind, die sich in höchst mangelndem Bezug zur eigentlichen Fragestellung befinden.

Einige konventionelle Methoden wurden von uns bereits konsequent einbezogen, z. B. im Bereich der Sedimentpetrographie die Schwermineral- und die Schotteranalyse. In den Grobsand- wie auch den Feinsandfraktionen läßt sich die Quarzkorn-Farbenmethode (SCHNITZER 1957, 1963, 1977) relativ rasch und einfach durchführen. Diese Methode beruht auf der natürlichen Färbung von Quarzen, deren Ursache bei SCHNITZER (1957) hinreichend diskutiert wurde. Seither haben sich Forscher wie KRÄMER (1961), PATZELT (1964), SCHNEIDER (1967), VIOHL (1969), POLL (1964) und BRUNNACKER (1975) dieser Methode bedient; dabei soll die Arbeit von MUSA (1974) für das Alt-Quartär der Niederrheinischen Bucht besonders hervorgehoben werden.

Inzwischen kommt zu der herkömmlichen Quarzkorn-Farbenmethode die Bestrahlungsanalyse, die für die Herkunft der Sedimente und auch für die stratigraphische Abfolge völlig neue Perspektiven eröffnet (SCHNITZER 1977). Bei der Bestrahlungsanalyse werden Quarzkornkonzentrate einer harten Gamma-Strahlung ausgesetzt. Als Strahlungsquelle können Röntgengeräte mit einer Wolframröhre oder einer Goldröhre benutzt werden. Ebenso ist die Bestrahlung mit Kobalt 60 möglich, wobei sich die Zeit der Bestrahlung

*) Anschrift der Verfasser: Prof. Dr. K. B r u n n a c k e r , Geol. Inst. Univ. Köln, Zülpicher Straße 49, D-5000 Köln 1; Prof. Dr. W. A. S c h n i t z e r , Inst. f. Geologie d. Univ. Würzburg, Pleicherwall 1, D-8700 Würzburg.

allerdings um den Faktor 10 erhöht. Auch im Reaktor besteht die Möglichkeit, solche Quarzkornpräparate zu bestrahlen. Das wesentliche an der Bestrahlungsanalyse liegt in der Tatsache, daß sich durch die Bestrahlung Quarzkörner, die bei hohen Temperaturen gebildet wurden, relativ leicht in Rauchquarze (smoky quartze) umwandeln lassen. Demgegenüber neigen Quarze aus Graniten noch recht gut und Quarze aus metamorphen Gesteinen und niedrigthermalen Quarzgängen sehr schlecht oder überhaupt nicht zur Rauchquarzbildung. In dieser Tatsache kann man eine Möglichkeit sehen, die Zusammensetzung der Liefergebiete für Sedimente jeglichen Alters zu rekonstruieren (SCHNITZER 1976, 1977). Nach den bisherigen Erfahrungen an rezenten Flußsanden Nordost-Bayerns wie auch an Profilen triassischer Klastika scheint die Bestrahlungsanalyse den meisten bekannten sedimentologischen Untersuchungsmethoden, inklusiv der Schwermineralanalyse weit überlegen zu sein. Weitere Forschungen in diesem Bereich sind notwendig und sind vor allem für die Problematik der Quartärgeologie von außerordentlichem Interesse. Eine große Anzahl von Proben stehen bereits für die Bestrahlungsanalyse zur Verfügung und die Ergebnisse werden in Kürze ausgewertet sein.

Zur Genese von Karbonaten bringen die stabilen C- und O-Isotope unter Umständen recht interessante Hinweise. Dies gilt nicht nur für marine und limnische Kalke (VOGEL 1959, VIDAL et al. 1966), sondern auch für interglazialen wie interstadialen Bodenkalk und den Lößkalk in Beziehung zu Klimazonen und dergleichen (MANZE et al. 1974). Untersuchungen dieser Art leiten über zur Mikromorphologie von Böden und Sedimenten, worüber bei anderer Gelegenheit berichtet werden soll.

Ein zumindest im Ausland geradezu selbstverständlicher Bestandteil der Quartär-Arbeiten ist die Paläomagnetik, die bei uns am Rhein und an der Donau in geeigneten Aufschlüssen zum Einsatz kommt (zusammengefaßt bei BRUNNACKER & BOENIGK 1976); doch fällt spätestens bei der Paläomagnetik und den absoluten Datierungen auf, daß die Entwicklung neuer Methoden — von Ausnahmen abgesehen (z. B. HEYE 1972) — bei uns entweder nur spärlich betrieben wird oder nicht von besonderem Glück begünstigt ist. Doch soll gerade dieser Umstand Gelegenheit bieten, eine weitere neue Methode vorzustellen, nämlich die Untersuchung des Paläogeruchs (SCHNITZER & SCHWAB 1975). Diese Methode ist für die Quartär-Forschung wie die Paläopedologie um so interessanter, als sie organische Substanzen behandelt, über welche generell in dem genannten Forschungszweig nicht allzuviel bekannt ist. So kann eigentlich nur an die Erfahrung erinnert werden, daß fossile Humushorizonte einerseits dunkler gefärbt sind als vergleichbare rezente Horizonte und daß sie dennoch niedrigere Gehalte an Humus führen. Um- und Abbau der Humusverbindungen ist die Ursache.

Die nachfolgend beschriebene Methode der Paläogeruchs-Analyse beruht auf dem Vorhandensein organischer Komponenten, die mit Wasserdampf flüchtig gehen.

Mit Hilfe der Pulse-Polarographie konnten erste Erkenntnisse über die Zusammensetzung der Paläogeruchsstoffe gewonnen werden. Im wesentlichen sind Aldehyde, Ketone, Terpenaldehyde und -ketone, sowie Aromate und Heterozyklen vorhanden. Mit Hilfe der Gas-Chromatographie und IR-Spektren werden derzeit die mit Wasserdampf flüchtig gehenden Geruchsstoffe speziell untersucht. Da dem erdgeschichtlich arbeitenden Geologen Pulse-Polarographen, Gas-Chromatographen und ähnliche kostenintensive Geräte meist nicht zur Verfügung stehen und in vielen Fällen die genaue Kenntnis der organischen Komponenten für seine Zielsetzungen zunächst oft sekundär ist, kann die Dünnschichtchromatographie wesentliche Ergebnisse liefern. Mit dieser Methode wird dem Geologen, auch wenn er über nur bescheidene chemische Kenntnisse verfügt, ein einfaches Hilfsmittel zur Darstellung des Paläogeruchs in die Hand gegeben. Für stratigraphische Korrelation und Fazieswechsel werden hier nicht die organischen Komponenten analysiert, sondern Chromatogramme auf Gleichheit oder Ungleichheit miteinander verglichen.

Die vielen Möglichkeiten, die sich für die erdgeschichtliche Forschung bei der Untersuchung von Tonen anbieten, wurden durch SCHNITZER & SCHWAB (1975) im einzelnen dargelegt. Untersucht wurden bisher Tonsteinserien aus dem Jung-Präkambrium, dem Paläozoikum, dem Mesozoikum, dem Tertiär und Quartär. Die Untersuchungen dienen in erster Linie dazu, stratigraphische Probleme zu lösen. Die Paläogeruchschromatogramme sind für verschieden alte Schichtenfolgen unterschiedlich und/oder für gleichalte Schichten bei entsprechend starkem Fazieswechsel. Die Methode ist wie folgt durchzuführen:

1. Destillation

Einwaage 100 g pulverisierter Tone. Einleiten von Wasserdampf oder überhitztem Wasserdampf in eine Ton-Wasser-Suspension mit anschließender Destillation. Wenn solche Geräte nicht zur Verfügung stehen, so läßt sich die Destillation auf einfache Art und Weise wie folgt durchführen: Erlenmeyerkolben mit 1000 ml und anschließendem Rücklaufkühler. Alle Teile der Destilliereinrichtung müssen eingeschliffen und dürfen nicht gefettet sein. In den Erlenmeyerkolben wird die abgewogene Menge mit ca. 400 ml destilliertem Wasser eingebracht und auf einem beheizbaren Magnetrührer (um das Stoßen des Materials zu verhindern) zum Sieden gebracht, bis 50 ml Vorlauf gewonnen sind. Der Vorlauf von 50 ml enthält alle mit Wasserdampf flüchtig gehenden Geruchsstoffe. Das im Erlenmeyerkolben verbleibende Ton-Wasser-Gemisch ist geruchlos. Bei dieser Destillier-Einrichtung ist ein völliger Abschluß gegenüber der Labor-Atmosphäre notwendig. Die hier geschilderte Destillier-Einrichtung kann auf äußerst geringem Raum untergebracht werden. Nach jeder Destillation müssen Kolben und Kühlsystem durch eine erneute Wasserdampfdestillation von ca. 30 Minuten gereinigt werden, da sich Reste von Geruchsstoffen auch an der Oberfläche der Glasgeräte festsetzen könnten. Wesentlich ist, daß sich bei einem Vorlauf von 50 ml alle bei 100° C flüchtig gehenden Paläogeruchsstoffe in diesen angereichert haben. Bei Proben, die sehr viel organisches Material enthalten, scheiden sich gelegentlich einzelne Öltropfen aus, die später gezielt untersucht werden können. Der Vorlauf riecht charakteristisch muffig, faulig, beißend, aromatisch etc. Aus dem Vorlauf werden nunmehr die vorhandenen Geruchsstoffe nochmals durch Aus-Äthern, 20 ml Diäthyläther, angereichert. Von diesem Konzentrat werden 10 bis maximal 20 Tropfen mit einer Mikropipette auf Kieselgel-Fertigplatten für die bildliche Darstellung des Paläogeruchs aufgetragen.

2. Bildliche Darstellung des Paläogeruchs

Für die bildliche Darstellung des Paläogeruchs werden DC-Fertigplatten-Kieselgel 60 (ohne Fluoreszenz-Indikator) der Firma Merck benötigt; ferner 2 Glaskammern mit geschliffenem Deckel, eine für die Trennung der Geruchsstoffe mit dem angegebenen Laufmittel, die zweite für die Entwicklung der Chromatogramme mit Jod. Der Analysenweg ist wie folgt: Zuerst werden die Fertigplatten im Trockenschrank bei 100° C 2 bis 3 Stunden aktiviert; danach läßt man sie im Exsikator erkalten. Auf die aktivierten Platten werden ca. 1 cm unterhalb der Plattengrenze der Startpunkt markiert und 10 bis 20 Tropfen der Äther-Paläogeruchsphase aufgetragen. Diese Platten werden dann in die Trennkammer gestellt, in welche normalerweise 3 bis 4 Platten schräg angeordnet sein sollten. Die Trennkammer wird vorher mit dem Laufmittel bis zu einem halben Zentimeter aufgefüllt, das die organischen Geruchskomponenten voneinander trennen soll. Die Zusammensetzung der Laufmittel ist in Bezug auf Wanderungsgeschwindigkeit und Trenneffekte stark von dem Alter der zu untersuchenden Schichtenfolge abhängig. Für mesozoische und jüngere Ablagerungen hat sich bisher folgendes Laufmittel am besten bewährt: n-Hexan 50 Teile, Benzol 25 Teile, Methanol 25 Teile und Chloroform 20 Teile. Ein Vergleich mit anderen Laufmitteln und ihren Trenneffekten zeigt die Abb. 1. Bei diesem Laufmittel liegt die Wanderungsgeschwindigkeit bei knapp einer Stunde. Die oberste Front des Laufmittels sollte etwa 2 cm unterhalb der Oberkante der Platte vorher mit Bleistift markiert werden. Sobald die Laufmittelfront diesen Strich erreicht hat, werden die Platten aus der Trennkammer herausgenommen, kurz an der Luft getrocknet und in eine zweite Kammer gestellt, auf deren Boden eine größere Menge kristallinisierten Jods ausgestreut wird. In der Entwicklungskammer verfärben sich die getrennten Geruchsstoffe durch die Entwicklung mit Jod gelb oder braun. Die auftretenden Punkte werden nach etwa 10 Minuten mit Bleistift nachgezeichnet und photographisch dokumentiert, da das Jod nach Herausnahme der Platten bald abdampft. Gleiche Geruchsbilder entsprechen gleichalten Schichten und/oder gleichen Fazies. Verschiedene Geruchsbilder entsprechen entweder Schichten unterschiedlichen Alters und/oder Schichten gleichen Alters mit stark unterschiedlicher Fazies (Einzelheiten bei SCHNITZER & SCHWAB 1975).

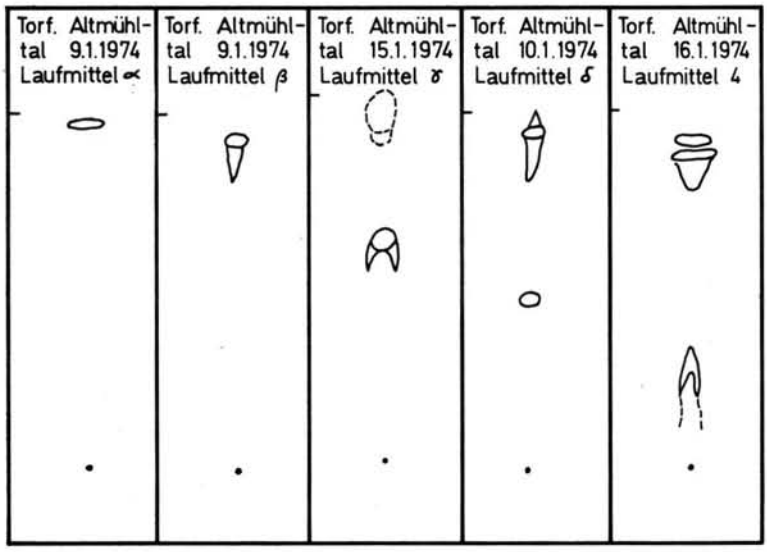


Abb. 1: Bildliche Darstellung des Paläogeruches mittels der Dünnschicht-Chromatographie in Abhängigkeit von der Zusammensetzung der Laufmittel δ, β und ν trennen die Geruchsstoffe nicht hinreichend. Optimal ist das Laufmittel 4 (n-Hexan, Tetrachlorkohlenstoff, Diäthyläther, Methanol). Für paläozoische und mesozoische Tonsteine eignet sich das Laufmittel nicht. Die untersuchte Probe war ein stark toniger Torf aus dem Altmühltal (8635 ± 75 Jahre; Lit.: FORSTMEYER & SCHNITZER 1974).

Auf Grund der positiven Erfahrungen anhand des Paläogeruchs sowohl für die Stratigraphie wie auch für die Faziesanalyse lag es nahe, die Methode auch für die Quartär-Forschung einzusetzen. Erste Ergebnisse erbrachten Proben von plio-pleistozänen Tonen aus dem Raum Brüggen (Niederrheinische Bucht) und der Ville bei Köln. Schon damals bahnten sich interessante Aspekte für die stratigraphische und fazielle Interpretation an (SCHNITZER & SCHWAB 1975). Mit Hilfe besser trennender Laufmittel wurden nunmehr der Tertiär/Quartär-Grenzbereich bei Brüggen an Tonproben untersucht (Abb. 2) und Bodenproben aus der Ziegeleigrube bei Kitzingen auf die Paläogeruchsstoffe analysiert. Die Proben von Brüggen stammen aus den von BOENIGK (1969) als Tonhorizont I bis V bezeichneten Ablagerungen. Tonhorizont I und II (Probe-Nr.: 1 und 2) gehören in das Reuverium B (BOENIGK et al. 1974). Ton-Horizont III (Probe-Nr.: 3) muß nach den noch nicht veröffentlichten Untersuchungen von URBAN ebenfalls noch in das Reuverium eingestuft werden. Ton-Horizont IV (Probe-Nr.: 4) befindet sich noch in pollenanalytischer Bearbeitung. Ton-Horizont V (Probe-Nr.: 5) gehört, ebenfalls nach KÖRFER-URBAN, hingegen geobotanisch in das älteste Pleistozän.

Vorweg sei bemerkt, daß fünf Proben für die Problematik der Tertiär-Quartär-Grenzziehung natürlich nicht ausreichen und auch nicht repräsentativ sein können. Vielmehr sollte hier die sinnvolle Einsatzmöglichkeit der Paläogeruchs-Analytik in der Quartär-Forschung angesprochen werden. Die Proben 1 bis 3 sind in den Geruchs-Chromatogrammen weitgehend identisch. Es finden sich jeweils Doppelringe an der obersten Lauffront und ein Drei-Punkte-Chromatogramm darunter, wobei die Probe 3 etwas besser getrennt erscheint. Zusammensetzung des Laufmittels, d. h. Abdampfen der leichtflüchtigen Lösungsmittel bei mehrmaligem Gebrauch des Laufmittels, etwas unterschiedliche Aktivierung der Platten und andere Imponderabilien können diese Unterschiede zwanglos erklären. Die

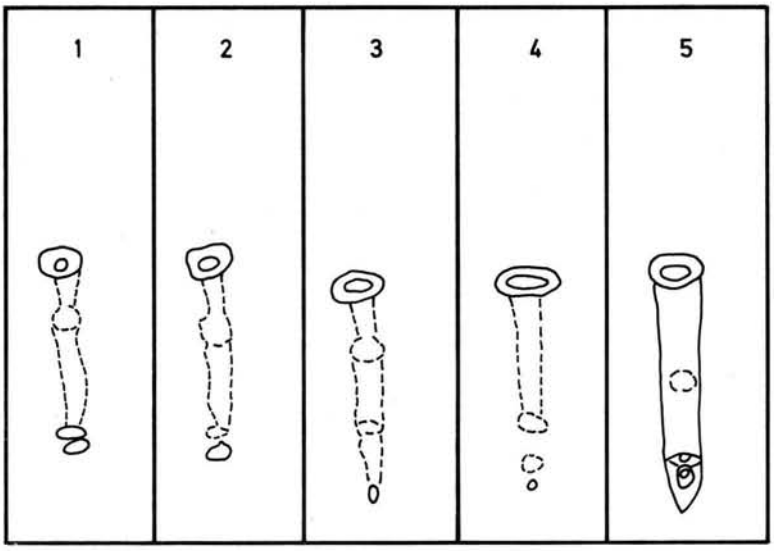


Abb. 2: Proben aus dem Bereich der Tertiär/Quartär-Grenze bei Brüggen. Die Proben 1 bis 3 sind in ihrem Aufbau gleich; die Probe 4 (ältestes Quartär ?) tendiert noch zu den Chromatogrammen 1 bis 3. Probe Nr. 5 ist in ihrem Aufbau ganz anders: Hoher Gehalt an organischen Geruchsstoffen, die sich als dunkle Fahnen zu erkennen geben; auch die Punktanordnung ist anders.

Proben Nr. 1 bis 3 stammen aus dem obersten Pliozän. Die Probe Nr. 4 weicht ab, entspricht aber im Aufbau der Geruchsstoffe noch sehr dem obersten Pliozän. Auffallend war hier lediglich, daß die Gesamtmenge an mit Wasserdampf flüchtig gehender Geruchsstoffe gering war, was sich an der nur sehr undeutlich nach unten gezogenen Fahne nach der Entwicklung mit Jod zu erkennen gibt.

Der Aufbau des Geruchs-Chromatogramms der Probe Nr. 5 (Quartär) ist anders. Auffallend und charakteristisch ist die von dem Doppelring nach unten abziehende Fahne, nach der Entwicklung mit Jod sehr dunkel gefärbt, und die Punktaufgliederung wenig oberhalb

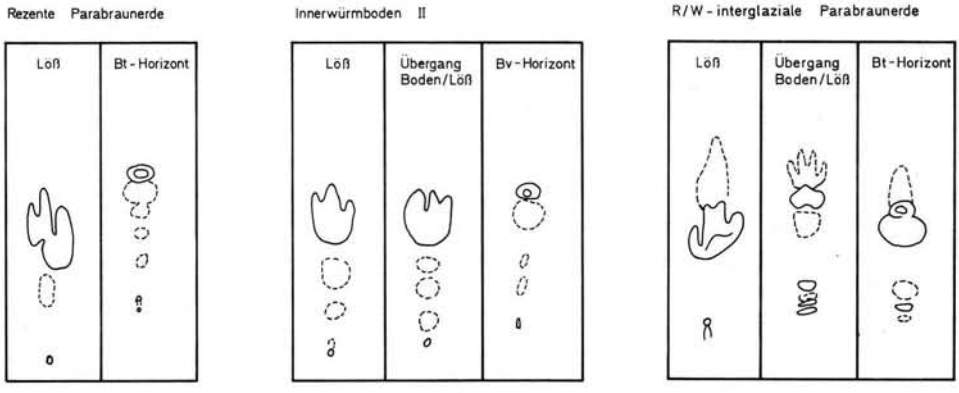


Abb. 3: Ziegeleigrube P a v e l & B e c k e r bei Kitzingen: Der liegende Löß hat reichen Anteil an Geruchsstoffen, die sich nicht hinreichend trennen. In der Übergangszone Boden/Löß findet eine zunehmende Auftrennung der Geruchskomponenten statt. Die beste Auftrennung zeigt der B_t-Horizont und der B_v-Horizont.

des Startpunktes. Beides spricht für einen weit höheren Anteil an organischen Geruchsstoffen im Destillat, die auch unter gleichen Versuchsbedingungen deutlich schlechter mit dem verwendeten Laufmittel zu trennen sind. Sinnvolle Aussagen sind erst dann möglich, wenn mehr Profile untersucht werden, Korngrößenanalysen und der Tonmineralbestand zusätzlich bekannt sind.

Die Proben aus der Ziegeleigrube P a v e l & B e c k e r bei Kitzingen (BRUNNACKER 1970 a) zeigen ebenfalls sehr interessante Geruchsbilder. Es handelt sich um den B_t-Horizont der heutigen Parabraunerde und den des R/W-Interglazials, sowie um den B_v-Horizont des innerwürmzeitlichen Braunen Verwitterungshorizontes und das jeweils unterlagernde Löß-Material (Abb. 3).

Bei den in Abb. 3 dargestellten Analysen fällt bei den Geruchs-Chromatogrammen auf, daß sich der liegende Löß in seiner Punktaufgliederung in den beiden links abgebildeten Profilen weitgehend gleicht. Der Löß unter der R/W-interglazialen Parabraunerde hat hingegen andere Geruchskomponenten, die nicht nur in den Chromatogrammen, sondern auch im wahrnehmbaren Geruch unterschiedlich sind. Beim Übergang Boden/Löß müssen ferner andere Geruchskomponenten vorhanden sein, was sich in der besseren Auflösung der Chromatogramme zu erkennen gibt (Mehrpunkt-Chromatogramme, fingerförmige Fließbahnen). Die Bodenbildungen selbst zeigen gut trennbare organische Geruchskomponenten in geringerem Maße als der liegende Löß. Hier wären Gas-Chromatographische Untersuchungen, Mineralbestand etc. für eine weitergehende Interpretation notwendig.

Schriftenverzeichnis

BOENIGK, W. (1969): Zur Kenntnis des Altquartärs bei Brüggen (westlicher Niederrhein). — Diss. Univ. Köln: 141 S.; Köln.

BOENIGK, W., BRELIE, G. v. D., BRUNNACKER, K., KOČI, A., SCHLIKUM, W. R. & STRAUCH, Fr. (1974): Zur Pliozän-Pleistozän-Grenze im Bereich der Ville (Niederrheinische Bucht). — Newsl. Stratigr., **3**: 219—241; Leiden.

BRUNNACKER, K. & BOENIGK, W. (1976): Über den Stand der paläomagnetischen Untersuchungen im Pliozän und Pleistozän der Bundesrepublik Deutschland. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **27**: 1—17; Öhringen.

BRUNNACKER, K. (1970 a): Zwei Lößprofile extremer Klimabereiche Bayerns. — Geol. Bavarica, **63**: 195—206; München.

— (1970 b): Kriterien zur relativen Datierung quartärer Paläoböden? Bemerkungen auf Grund einer Arbeit von K. METZGER. — Z. f. Geomorphologie N. F., **14**: 354—360; Berlin/Stuttgart.

—, BOENIGK, W., WOLF, M. & KOČI, A. (1975): Die Sedimente der Lieth-Serie bei Elmshorn. — Geol. Jb. A, **26**: 153—171; Hannover.

FORSTMEYER, A. & SCHNITZER, W. A. (1974): Windschliffe an Malmkalken, Donauschottern und Windkanterhorizonten in Flugsanden des Altmühltales. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., Jg. 1974: 675—684; Stuttgart.

HEYE, D. (1972): Ein Meßverfahren zur paläomagnetischen Untersuchung von Lockersedimenten im Gelände. — Z. Geophysik, **38**: 1055—1057; Würzburg.

KRÄMER, F. (1961): Sediment-Untersuchungen im Mittleren Buntsandstein (sm) Süd-Niedersachsens. — Diss.: 179 S.; Frankfurt/Main.

MANZE, U., VOGEL, J. C., STREIT, R. & BRUNNACKER, K. (1974): Isotopenuntersuchungen zum Kalkumsatz im Löß. — Geol. Rdsch., **63**: 885—897; Stuttgart.

MUSA, I. (1974): Rhein- und Eifelschüttungen im Süden der Niederrheinischen Bucht. — Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln Nr. 23: 151 S.; Bonn (W. Stollfuß).

PATZELT, W. J. (1964): Lithologische und paläogeographische Untersuchungen im Unteren Keuper Süddeutschlands. — Erlanger geol. Abh. 52: 30 S.; Erlangen.

POLL, K. G. (1974): Sedimentologische Untersuchungen im Rhätolias von Marloffstein bei Erlangen. — Geol. Bl. NO-Bayern, **24**: 56—75; Erlangen.

SCHNEIDER, H.-E. (1967): Stratigraphische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Oberen Buntsandstein südlich des Thüringer Waldes. — Freiberger Forsch.-H. C, **217**: 138 S.; Leipzig.

SCHNITZER, W. A. (1957): Die Quarzkornfarbe als Hilfsmittel für die stratigraphische und paläogeographische Erforschung sandiger Sedimente (aufgezeigt an Beispielen aus Nordbayern). — Erlanger geol. Abh. H. 23: 13 S.; Erlangen.

— (1963): Zur Methodik der Quarzkornfarben-Untersuchung an feinkörnigen sandigen Sedimenten (aufgezeigt an Beispielen aus Nordostbayern). — Geol. Bl. NO-Bayern, **13**: 1—11; Erlangen.

— (1976): Radioaktive Keupersandsteine Frankens und ihre Bedeutung für die sedimentologische Forschung. — Nachr. dt. geol. Ges., **15**: 42—43; Hannover.

— (1977): Die Quarzkornfarben-Methoden und ihre Bedeutung für die stratigraphische und paläogeographische Erforschung psammitischer Sedimente. Natürliche Quarzkornfarben und Bestrahlungsfarben. — Erlanger geol. Abh. H. 103: 28 S.; Erlangen.

— & SCHWAB, R. G. (1975): Neue Möglichkeiten erdgeschichtlicher Forschung mit Hilfe des Paläogeruchs. — Erlanger geol. Abh. H. 101: 20 S.; Erlangen.

VIDAL, H., BRUNNACKER, K., BRUNNACKER, M., KÖRNER, H., HARTEL, Fr., SCHUCH, M. & VOGEL, J. C. (1966): Der Alm im Erdinger Moos. — Geol. Bavarica, **56**: 177—200; München.

VIOHL, G. (1969): Die Keuper-Lias-Grenze in Süd-Franken. — Erlanger geol. Abh. H. **76**: 81 S.; Erlangen.

VOGEL, J. C. (1959): Über den Isotopengehalt des Kohlenstoffs in Süßwasserkalkablagerungen. — Geochim. et Cosmochim. Acta, **16**: 236—242; London.

Manuskript eingeg. 15. 2. 1977.

Nachtrag zu

K. GRIPP: **100 Jahre Untersuchungen über das Geschehen am Rande des nordeuropäischen Inlandeises.** – Eiszeitalter u. Gegenwart, **26:** 31–73. Öhringen 1975

1. Auf Seite 32 ist für 1927 die Angabe über die Einführung der Bezeichnungen Elster-, Saale- und Weichsel-Vereisung ohne Literatur-Hinweis geblieben. Ergänzend sei bemerkt: Für den Dienstgebrauch hatte K. KEILHACK eingeführt, statt

letzter, vorletzter und drittletzter Vereisung
Weichsel-, Saale- und Elster-Vereisung

zu verwenden. P. WOLDSTEDT veröffentlichte diese Benennung im Sitz.-Ber. Preuß. Geol. L.-Anst., **2**, 1927. Siehe auch v. KLEBELSBERG: Handbuch der Gletscherkunde 1949: 422, 610. Den Herren KAERLEIN und DUPHORN danke ich für Berichtigung und Hinweis.

2. H. HUMCI hat 1974 in Mitt. Geol. Pal. Inst. Univ. Hamburg **45** die jungpleistozänen Tunneltäler im Nordosten von Hamburg (Rahlstedt, Meiendorf) auf Grund zahlreicher Bohrungen nach Form und Füllung dargestellt. Es sei zusätzlich hervorgehoben, daß Breite und Tiefe jener Rinnen weitgehend mit der vor 70 Jahren von C. GAGEL durch die Kartierung bekanntgemachten Eiszunge der Ratzeburger Seen übereinstimmt.

3. W. HINSCH gibt 1975 in Mitt. Geol. Pal. Inst. Univ. Hamburg **45**: 401 als Ergebnis einer Kernbohrung bei Schönberg (Kreis Hzgt. Lauenburg), welche die Füllung einer Glazielle durchsank, an: „Im Liegenden war das Anstehende stark verharnischt." Weiterhin heißt es: „Dies deutet darauf hin, daß das Inlandeis, von unten her aktiv, die schon vorhandene Rinne zu verbreiten suchte, während die abgelöste Scholle darüber vom Inlandeis, dem späteren Geschiebemergel, passiv transportiert wurde. Es wird daher angenommen, daß die Rinnen durch Glazitektonik unter Inlandeis-Bedeckung in größerer Entfernung vom Eisrand und nicht als Zungenbecken entstanden sind."

Naturnäher dürfte die Auffassung sein, daß in jenen so weit verbreiteten Rinnen des Flachlandes die Parallele vorliegt zu den langen Eiszungen, welche die schmalen Fjorde Norwegens und Grönlands entstehen ließen.

Im Gebirge auf Felsgestein tief sich einschneidende Ablauf-Eiszungen, im Flachland mit Lockerboden Überlauf-Eiszungen.

4. K. GRIPP hatte 1947 Z. dt. geol. Ges., **99**: 195 Restzungen vormals breiter Eiszungen von Überlauf-Gletschern, die ältere Formen queren, getrennt. In: „Die Weichseleiszeit im Gebiet der DDR", 1965, berichtet H. REINHARD S. 99, daß er und G. RICHTER 1958 auf spätglaziale, schmale, weitreichende Eiszungen-Vorstöße hingewiesen haben. Auf S. 111 spricht H. KLIEWE von Überlauf-Gletscherzungen, eine Bezeichnung, die seit 1960 von ihm verwandt wird. Ob es sich dabei um zu früheren Stadien kongruente Rest-Zungen oder um echte, für die umgebenden eisbedingten Formen fremde Überlauf-Zungen hoch angestauten Eises handelt, ist aus den kurzen Angaben nicht zu ersehen.

5. Die von K. GRIPP 1975 vorgeschlagene Bezeichnung Glazielle (Gletscherchen) für die während aller quartären Vereisungen im Flachland aufgetretenen Überlauf-Eiszungen dürfte beibehalten werden können, obgleich J.-C. DIONNE 1969 Révue Géogr. Montreal **23**: 6 für alle Vorgänge, die mit schwimmendem Eis jeder Herkunft zusammenhängen, die Bezeichnung Le glaciel (dies auch für Adjektiva) eingeführt hat. K. Gripp.

Eiszeitalter u. Gegenwart	**28**	219—223	*Öhringen/Württ. 1978*

B. Berichte

Der X. Kongreß der Internationalen Union für Quartärforschung (INQUA) in Birmingham (U. K.) 1977

Otto Fränzle *)

1. Einleitung

Entsprechend der vom Vereinigten Königreich auf dem IX. INQUA-Kongreß in Neuseeland ausgesprochenen Einladung fand der X. Kongreß vom 16.—24. August 1977 in Birmingham statt. Vor und nach dem Kongreß führten Exkursionen in nahezu alle Teile des Vereinigten Königreichs und der Republik Irland.

Nach den Angaben der offiziellen Teilnehmerliste kamen die rd. 690 Teilnehmer aus 43 Ländern (darunter 37 aus der Bundesrepublik Deutschland). Der Trend scheint also vom VII. INQUA-Kongreß in Boulder/Denver (990 Teilnehmer, 41 Länder) ab — auch wenn man den IX. Kongreß in Neuseeland außer acht läßt, dessen Teilnehmerzahl (512) wegen der großen Entfernungen zu den nordhemisphärischen Zentren der Quartärforschung ungewöhnlich niedrig war — wieder in Richtung zu kleineren Kongressen zu gehen, was für die Intensität des wissenschaftlichen Erfahrungsaustausches fraglos von Vorteil ist.

2. Der Kongreß

2.1. Vorträge, Publikationen, Ausstellungen

Die feierliche Eröffnung des Kongresses, dessen Emblem ein Faustkeil darstellt, fand am Abend des 16. August im Auditorium maximum der Universität statt; die wissenschaftliche Arbeit und die Sitzungen der Kommissionen und anderer Gremien hatten bereits am Vormittag begonnen.

Im einzelnen verteilten sich die insgesamt 417 im Programm vorgesehenen Vorträge[1]) auf folgende, zu fünf Gruppen zusammengefaßte Sachgebiete:

Gruppe I — Paläogeographie und Morphodynamik des Quartärs (161)
- Paläogeographie des Quartärs
- Paläopedologie
- Paläolimnologie
- Vulkanismus und Tektonik
- Küstenentwicklung
- Glaziale Erosion und Akkumulation
- Periglazialphänomene
- Andere geologische und geomorphologische Phänomene

Gruppe II — Aktualistische Prozeßanalyse des Quartärs (35)
- Glaziologie und glaziäre Prozesse
- Periglaziäre Prozesse
- Pedologie
- Limnologie
- Klimatologie
- Andere geologische und geomorphologische Prozesse

---

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. Otto Fränzle, Geographisches Institut der Universität, Olshausenstraße 20—40, 2300 Kiel.

[1]) Die Abstracts enthalten 510 Kurzfassungen.

Gruppe III Flora und Fauna des Quartärs (73)
— Vertebraten- und Invertebraten-Paläontologie
— Paläobotanik und Palynologie
— Paläoökologie

Gruppe IV Quartärstratigraphie (97)
— Marine Stratigraphie
— Nichtmarine Stratigraphie
— Tephrochronologie
— Geochronologie
— Paläomagnetismus
— Abgrenzung des Pleistozäns
— Korrelationsprobleme des Quartärs
— Interregionale Korrelation

Gruppe V Der Mensch im Quartär (21)
— Paläoanthropologie
— Ur- und Frühgeschichte

Auf den drei im Rahmen des Kongresses veranstalteten Symposia standen folgende (in der o.g. Gesamtzahl enthaltene) Themen zur Debatte:

1. Die Entwicklung des antarktischen Inlandeises im paläogeographischen Globalzusammenhang (11 Vorträge)
2. Dendrochronologie (10)
3. Die quartäre Klimaentwicklung in Karte und Modell (9)

Wie auf den früheren Kongressen waren auch jetzt Vortrags- und Kommissionssitzungen, die sich thematisch ergänzen, so eingeordnet und anberaumt worden, daß sich in bedauerlich vielen Fällen Überschneidungen ergaben. Man wird in Zukunft noch mehr als bisher abzuwägen haben, wieweit das — prinzipiell begrüßenswerte und aus Kostengründen notwendige — Streben nach zeitlicher Konzentration des Kongresses noch vereinbar ist mit seinem Hauptzweck, den internationalen Kenntnisstand der Quartärforschung zu diskutieren und besonders erfolgversprechende Entwicklungsllinien festzulegen. Eine vergleichende Rezension der Vorträge ist aus diesem Grunde nicht möglich und würde auch den Rahmen eines Kongreßberichtes entschieden sprengen. Einen guten, wenn auch durch das Fehlen eines Sachregisters etwas erschwerten, Überblick über den Inhalt der nach der obigen Zusammenstellung thematisch weitgefächerten Vorträge enthält der Sammelband, der den Teilnehmern mit den übrigen Kongreßunterlagen überreicht wurde. Unter diesen verdient der vom Vorsitzenden des Organisationskomitees, Prof. Shotton, herausgegebene Fortschrittsbericht „British Quaternary Studies" besondere Beachtung.

Anläßlich des Kongresses wurden wiederum von mehreren Ländern Abhandlungen an die Teilnehmer verteilt. Die Deutsche Quartärvereinigung konnte 100 Exemplare des Bandes 27 von „Eiszeitalter und Gegenwart" zur Verfügung stellen; ferner erhielt jeder Teilnehmer ein Exemplar der Zeitschrift „Catena".

Reges Interesse fand die didaktisch sehr geschickt aufgebaute Ausstellung zur Quartärforschung des Geologischen Instituts der Universität Birmingham und die mit ihr verknüpfte Ausstellung von Büchern und Zeitschriften sowie geologischen, geomorphologischen und pedologischen Karten, die einen guten Überblick vermittelte und insbesondere den kartographisch Interessierten zum kritischen Vergleich anregte.

2.2. Kommissionsarbeit

Im Rahmen des Kongresses tagten folgende Kommissionen, Subkommissionen und Arbeitsgruppen[2]); über ihre Tätigkeit wird, gestützt auf den „INQUA-Report" des INQUA-Sekretariats (Prof. Paepe), kurz berichtet.

Kommission 1: Quartärstratigraphie (Sibrava/Suggate, Neuseeland)

Die Hauptaufgabe dieser Kommission besteht in der Erarbeitung von Stratotypen in verschiedenen Teilen der Welt. Eine Arbeitsgruppe unter Leitung Suggate's überprüft Kriterien zur Grundgliederung des Quartärs.

---

[2]) Die Namen des bis zum Kongreß amtierenden/neugewählten Vorsitzenden sind in Klammern genannt.

Subkommissionen:

— Die Subkommission „Pliozän/Pleistozän-Grenze" (NIKIFOROVA/AGUIRRE, Spanien) wirkt am IGCP-Projekt „Neogen/Quartär-Grenze" mit und führte Exkursionen in Spanien, Frankreich und Japan durch. Das wesentliche Ergebnis der Vergleichsuntersuchungen ist die Empfehlung, das marine Calabrium von Vrica bei Crotone (Calabrien) als Stratotyp festzulegen; die Pliozän/Pleistozän-Grenze entspricht der Untergrenze der *Globorotalia truncatulinoides*-Zone und hat ein absolutes Alter von 1.75 M. J.

— Über die Aufgaben der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie (PAEPE/CHALINE, Frankreich) wurde in diesem Jahrbuch wiederholt ausführlicher berichtet (Eiszeitalter u. Gegenwart 17, 19 und 20); daher mag hier der Hinweis genügen, daß im Berichtszeitraum die Datensammlung über europäische Stratotypen weitergeführt wurde. Der Stratotyp für die Elster-Kaltzeit konnte im Bereich von Voigstedt (DDR) festgelegt werden.

— Die Subkommission für afrikanische Quartärstratigraphie (BISHOP/SALL, Senegal) arbeitet vor allem an einer vereinheitlichten Nomenklatur und der Definition stratigraphischer Einheiten.

— Die Subkommission für die Quartärstratigraphie Nordamerikas (RICHMOND/KARROW, Canada) legte 15 Stratotypen in Canada und 23 in den USA fest.

— Das wesentliche Ergebnis der Arbeit der Subkommission für die Quartärstratigraphie von Tiefseesedimenten (BERGGREN, USA/ders.), die einen ausführlichen Bericht auf dem Kongreß vorlegte, besteht in dem Nachweis, daß die paläomagnetisch geeichte Sauerstoff-Isotopen-Methode die exakteste chronologische Gliederung liefert.

— Die auf dem Korrespondenzwege arbeitende Arbeitsgruppe „Kriterien zur Quartärgliederung" (SUGGATE, Neuseeland) kam zu der Schlußfolgerung, daß die wesentlichen Gliederungskriterien durch die Paläomagnetik und Biostratigraphie bereitgestellt werden.

Kommission 2: Genese und Lithologie quartärer Ablagerungen (DREIMANIS, Canada/ders.)

Die Tätigkeit dieser Kommission gilt der Untersuchungsmethodik und genetischen Klassifikation von Moränen, glazifluvialen und limnischen Sedimenten. Konferenzen und Internationale Symposien fanden in Canada, Polen und Schweden statt.

Kommission 3: Quartäre Küstenlinien (RICHARDS, USA/ders.)

Die Hauptaufgabe der Kommission bestand in der Erstellung einer rd. 1400 Nummern umfassenden vierbändigen (drei Bände sind bereits veröffentlicht) kommentierten Bibliographie zur Küstenforschung und die Erarbeitung einer Weltkarte der Küstenlinien.

— Die Subkommission für die Küstenlinien NW-Europas (KLIEWE/JARDINE, U. K.) schloß mit einem in Zusammenarbeit mit der Universität Uppsala veranstalteten Symposium über die Quartärgeschichte der Ost- und Nordsee sowie der Irischen See ihre vorbereitenden Arbeiten für ein dreibändiges Werk über die quartäre Entwicklungsgeschichte dieser Randmeere ab. — Eine detailliertere Darstellung der Tätigkeit dieser Subkommission findet sich bei DUPHORN 1969) in Eiszeitalter u. Gegenwart **20**: 261.

— Die Subkommission zur Erforschung des Mittelmeeres und des Schwarzen Meeres (HEY/SANLAVILLE, Frankreich) hielt im Berichtszeitraum nur eine Tagung im Küstengebiet Mittelitaliens ab, wo radiometrische Daten zur Küstenentwicklung vorliegen.

— Die Subkommission für die Küstenlinien Afrikas (DAVIES/GIRESSE, Frankreich, Kongo) konzentrierte sich vor allem auf die Untersuchungen der afrikanischen West- und Südküsten (Marokko, Mauretanien, Senegal, Benin, Congo; Kap-Provinz, Natal), während die Kommissionsarbeit im Osten mit Ausnahme der Maskarenen und Madagaskars kaum Fortschritte machte.

— Die Subkommission für die Küstenlinien Amerikas (COLQUHOUN/ANDREWS, USA) erarbeitet eine Serie von Karten über die unterschiedlichen Seespiegelhöhen um 1950—60, 3500 B.P. und 120 000 P.B.

— Die Subkommission für die Küstenlinien des Pazifik und Indik (GILL/YOSHIKAWA, Japan) hat ihre Tätigkeit erst mit dem Geologenkongreß Sydney 1976 aufgenommen.

Kommission 4: Löß (FINK/PECSI, Ungarn)

Die vor allem dank der außergewöhnlichen Aktivität ihres langjährigen Vorsitzenden sehr erfolgreiche Kommission, deren Tätigkeitsberichte in diesem Jahrbuch veröffentlicht wurden (FINK in: Eiszeitalter u. Gegenwart, **15**, 1964; **16**, 1965; **19**, 1968; **23/24**, 1973; **27**, 1976), trat jährlich zu Arbeitssitzungen und Exkursionen zusammen, an denen jeweils 30—50 Wissenschaftler teilnahmen.

Eine ihrer Hauptaufgaben, die Erstellung einer Lößkarte Europas auf vergleichender pedogenetisch-lithologischer Grundlage, ist zum Abschluß gebracht; das Westblatt befindet sich im Druck, das Ostblatt ist in der Endredaktion Die zukünftige Tätigkeit ist in thematischer wie regionaler Hinsicht durch eine Ausweitung gekennzeichnet. Einmal soll — ausgehend von den gesicherten Ergebnissen der Lößforschung in Mittel- und Westeuropa — die stratigraphische Gliederung und Korrelierung der osteuropäischen und asiatischen Lösse verstärkt und die geotechnische Forschung koordiniert werden. Zum anderen sollen ergänzend zu den eurasiatischen äolischen Sedimenten nach den gleichen Kriterien die Lösse, Lößderivate und Flugsande Nordamerikas und der westlichen Randgebiete des Pazifik untersucht werden; zu diesem Zweck wurden der Lößkommission zwei Arbeitsgruppen unter der Leitung von RUHE (USA) und BOWLER (Australien) angegliedert.

Kommission 5: Tephrochronologie (NINKOVICH, USA/ders.)

Das Hauptaufgabengebiet dieser Kommission ist die Mediterraneis, regionaler Schwerpunkt die Erforschung des Santorin-Ausbruchs (3 500 B.P.).

Kommission 6: Paläopedologie (GIBBS/YAALON, Israel)

Die Kommission gliedert sich in die vier Arbeitsgruppen: Beschaffenheit und Genese von Paläoböden, Altersbestimmung von Paläoböden, Code für Bodenstratigraphie und Angewandte Paläopedologie in der Praxis. — Für eine ausführliche Darstellung der Entwicklung und Aufgabenstellung dieser Kommission sei auf den Beitrag von SCHÖNHALS in DUPHORN (1969: 263—265) verwiesen.

Kommission 7: Neotektonik (SUGIMURA, Japan)

Diese auf dem INQUA-Kongreß in eine Arbeitsgruppe umgewandelte Kommission tagte anläßlich des Geologen-Kongresses in Sydney 1976.

Kommission 8: Holozän (HAGEMAN/KÖNIGSSON, Schweden)

Die Tätigkeit der in drei Subkommissionen (Holozän des Mittelmeerraumes, Eurosibiriens und Nordamerikas) gegliederten Kommission, über deren Programm ihr langjähriger Vorsitzender in Eiszeitalter u. Gegenwart, **20**: 259—260 ausführlicher berichtet hat, konzentriert sich nun auf die Untersuchung der rezenten morphogenetischen und lithogenetischen Prozesse im eurosibirischen Bereich. Erarbeitet wurde ferner ein Vorschlag für das IGCP-Programm: „Veränderungen der Paläohydrologie in der gemäßigten Zone während der letzten 15 000 Jahre".

Kommission 9: Quartärkarte von Europa (ZONNEVELD, Niederlande/ders.)

Die bereits 1932 auf dem II. INQUA-Kongreß in Leningrad gegründete und älteste aller Kommissionen der Internationalen Union für Quartärforschung (vgl. Bericht von DUPHORN, K. (1969): Eiszeitalter u. Gegenwart, **20**: 256—257) beendete die Arbeiten an dem aus 16 Blättern im Maßstab 1 : 2 500 000 bestehenden Kartenwerk. Die redaktionelle Bearbeitung erfolgte in der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (Hannover), die zusammen mit der UNESCO auch die Herausgabe besorgt. Die Subkommission 10 a (Quartärkarte von NW-Afrika; CHOUBERT, Frankreich), die gemeinsam mit der Kommission 9 die nordwestafrikanischen Anteile der Quartärkarte Europas bearbeitet hat, wurde nach Abschluß ihrer wissenschaftlichen Arbeit aufgelöst.

Kommission 11: Paläogeographischer Atlas des Quartärs (VELITSCHKO, USSR)

Ziel der nunmehr in Subkommissionen mit regionaler Aufgabenstellung (Nordamerika, Europa, USSR) gegliederten Kommission ist die Erstellung eines paläogeographischen Kartenwerks für den Zeitraum der letzten 20 000 Jahre. Demzufolge ist die Zusammenarbeit mit CLIMAP, EKIPS und dem IGCP-Programm eng.

Kommission 12: Paläoökologie des Menschen (DE LUMLEY, Frankreich/ders.)

Durch eine große Zahl regionaler Arbeitsgruppen betreibt die Kommission ihre Arbeiten in 17 Schwerpunktgebieten in Europa, Asien, Amerika und Australien. Als spezielles Organ der Kommission erschienen die „Early Man News".

Das sehr rührige Interkongreß-Kommitee für Paläoklimatologie (BARRY, USA) hat im Berichtszeitraum drei Arbeitsgruppen gegründet, welche die Klimaschwankungen der letzten Million Jahre, der letzten 30 000 und der letzten 1 000 Jahre untersuchen. Die große Teilnehmerzahl an dem während des INQUA-Kongresses veranstalteten Symposien „Die quartäre Klimaentwicklung in

Karte und Modell" zeigt das große Interesse an diesen Forschungen. Es war daher naheliegend, im Lichte der bisher geleisteten Arbeit und der stetig wachsenden Bedeutung der Paläoklimatologie das Komitee in den Rang einer Kommission zu erheben.

Ferner sei erwähnt, daß das Exekutivkommitee der INQUA während der Interkongreß-Periode 1974—77 vier weitere Interkongreß-Kommitees einrichtete: Stratigraphie des Südamerikanischen Quartärs, Quartärkarte Westafrikas, Quartärstratigraphie SE-Asiens und Quartärstratigraphie des Indischen Subkontinents. Das an zweiter Stelle genannte erhielt auf dem Kongreß den Status einer für ganz Afrika zuständigen Kommission.

Abschließend seien wie im Bericht über den IX. Kongreß (Eiszeitalter u. Gegenwart, **25**: 226) die Quartärforscher aus der Bundesrepublik Deutschland genannt, welche in ihren Ämtern in Kommissionen der INQUA bestätigt oder neu gewählt wurden:

Brunnacker:	Sekretär der Kommission für Quartärstratigraphie
Frenzel:	Stellvertr. Vorsitzender der Lößkommission
Fränzle:	Sekretär der Lößkommission
Lüttig:	Stellvertr. Vorsitzender der Kommission für die Quartärkarte von Europa
Voges:	Sekretär der vorgenannten Kommission
Müller-Beck:	Sekretär der Kommission für Paläoökologie des Menschen.

Schriftenverzeichnis

Clayton, K. (Ed.), (1977): X INQUA Congress, Birmingham, 1977, Abstracts.

Duphorn, K. (1969): Der VIII. INQUA-Kongreß in Paris 1969. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **20**: 252—267; Öhringen (Rau).

Fink, J. (1976): Internationale Lößforschungen. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **27**: 220—235; Öhringen (Rau).

Schönhals, E. (1974): Der IX. Kongreß der Internationalen Union für Quartärforschung INQUA) in Christchurch, Neuseeland, Dezember 1973. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **25**: 223—267; Öhringen (Rau).

Shotton, F. W. (1977): British Quaternary Studies. Oxford.

Inqua Report from National Committees, Commissions, Subcommissions, Working Groups, ICC-committees. Inter-congress Period 1974—1977.

Eiszeitalter u. Gegenwart	28	224—253	Öhringen/Württ. 1978

Bericht über Exkursionen anläßlich des X. INQUA-Kongresses in Birmingham 1977

(Zusammengestellt von E. SCHÖNHALS, Gießen)

Die Exkursionen im Überblick

KARL ALBERT HABBE, Erlangen

Die britischen Inseln bilden einen für den Kontinentaleuropäer hochinteressanten Sonderfall der nordeuropäischen Vereisung während der pleistozänen Kaltzeiten von zum Teil grundsätzlicher, überregionaler Bedeutung. Dem entsprach die Planung der Exkursionen, die dem Kongreß in Birmingham vorausgingen (A-Exkursionen) oder folgten (C-Exkursionen). Ein Blick auf die Abbildung 1 zeigt, daß sie sich entweder im Bereich der älteren Vereisungen und im Periglazialbereich außerhalb der Grenzen der letzten Kaltzeit, oder im Gebiet der Vereisungsgrenze der letzten Kaltzeit, oder schließlich im Raum der spätglazialen Rückzugsphasen bewegten.

Zur 1. Gruppe zählten die Exkursionen

— 1 East Anglia (mit den klassischen Typlokalitäten der älteren Kaltzeiten, die nirgendwo so vollständig bis an die Grenze Plio-Pleistozän zurückverfolgt werden können wie hier),

— 5 South East England and Thames Valley (wo die Interferenz von kalt- und warmzeitlichen Flußterrassen und das Problem der Datierung altsteinzeitlicher Fundplätze im Vordergrund stand),

— 6 South West England (wo ebenfalls der Zusammenhang archäologischer Fundplätze mit den Spuren älterer Vereisungen zur Diskussion gestellt wurde).

Zur 2. Gruppe können gerechnet werden die Exkursionen

— 2 English Midlands (mit den Typlokalitäten der letzten Vereisung rund um Birmingham),

— 7 Yorkshire and Lincolnshire (mit dem hochinteressanten Grenzgebiet von britischem und skandinavischem Eis an der Ostküste),

— 8 Wales (das von den letztinterglazialen Stränden im Süden bis zu den spätglazialen Formen und Ablagerungen in Snowdonia alle Pleistozänphänome der britischen Inseln in nuce bietet),

— 14 South East Ireland (mit dem Sonderphänomen der Wicklow Hills),

— 15 South and South West Ireland (mit dem hochozeanischen Vereisungsgebiet der Kerry Hills).

Zur 3. Gruppe schließlich sind zu rechnen die Exkursionen

— 4 Isle of Man/Lancashire Coast/Lake District (Rückzugsphasen der letzten Eiszeit, Meeresspiegelanstieg, Siedlungsabfolge im Holozän),

— 9 Mid and North Wales (Spätglaziale periglaziale und glaziale Landformen und Ablagerungen),

— 10 The Northern Highlands of Scotland
— 11 The Scottish Highlands
— 12 Western Scotland I
— 13 Western Scotland II

(alle vier Exkursionen auf die hoch- und spätglazialen Formen und Ablagerungen des Schottischen Hochlands ausgerichtet),

— 16 Western Ireland (Spätglaziale Sonderformen, insbesondere die hier klassisch ausgebildeten Drumlins und Oser).

Die Exkursion C 17 Southern Shores of the North Sea führte im Anschluß an den Kongreß in die Kaltzeitprobleme der südlichen Randgebiete der Nordsee von Nordfrankreich bis Westdeutschland ein. Die ursprünglich geplante Exkursion 3 North East England, die zur Gruppe 3 zu stellen gewesen wäre, wurde gestrichen. Für alle Exkursionen sind gut ausgestattete Exkursionsführer erschienen, in denen insbesondere die gesamte neuere Literatur verarbeitet ist. Hierauf sei ausdrücklich verwiesen.

Die eintägigen B-Exkursionen während des Kongresses von Birmingham aus fielen leider gegenüber den Pre- und Post-Congress-Excursions deutlich ab. Sie waren an Omnibus-Unternehmen vergeben worden, die sie zur Enttäuschung der Teilnehmer in Form reiner sight-seeing-tours abzogen. Das wäre besser zu machen gewesen.

Den Leitern der großen Exkursionen vor und nach dem Kongreß und ihren Helfern, insbesondere aber dem Organisator des ganzen Exkursionsprogramms, David Q. Bowen/Aberystwyth, gehört jedoch der uneingeschränkte Dank aller Kongreßteilnehmer. Jeder, der einmal selbst Kongreß-Exkursionen hat organisieren und leiten müssen, weiß, welche immense Summe von Arbeit in ein solches Unternehmen gesteckt werden muß, um es zum Erfolg zu führen.

Abb. 1: X INQUA Congress — Exkursionsrouten. Pre-Congress Excursions sind mit A, Post-Congress Excursions mit C bezeichnet.

Bericht über die Exkursion A 1 vom 9.—14. 8. 1977 nach East Anglia. Gesamtleitung: R. G. West

Jürgen Ehlers, Hamburg & Peter Felix-Henningsen, Kiel

2 Abbildungen

Einleitung

East Anglia bietet eine vollständigere Folge quartärer Ablagerungen als alle anderen Teile der Britischen Inseln. Da es sich um ein tektonisches Senkungsgebiet handelt, sind hier ähnlich wie in den Niederlanden nicht nur eiszeitliche Ablagerungen, sondern auch Sedimente des Präglazials in relativ vollständigen Profilen vorhanden. Die vorgeführten Aufschlüsse sollen im folgenden in stratigraphischer Folge besprochen werden. Die Lage der einzelnen Punkte und der Ablauf der Exkursion ist der Übersichtsskizze (Abb. 1) zu entnehmen.

Abb. 1: Exkursionsroute (aus West 1977).

Das Präglazial

Im Präglazial von East Anglia lassen sich nach den bisherigen Untersuchungen vier Kaltzeiten und vier Warmzeiten unterscheiden:

+ Cromerian	(Cromer Forest Bed)	(West Runton)
— Beestonian		
+ Pastonian	(Chillesford Crag?)	
— Baventian	(Easton Bavents Clay)	
+ Antian		(Bohrung bei Ludham)
— Thurnian		
+ Ludhamian		
— Pre-Ludhamian	(Red Crag)	
+ Pliozän	(Coralline Crag)	

+ = warm; — = kalt.

Die Korrelation der einzelnen Teilprofile ist nicht in allen Fällen als gesichert anzusehen. Eine Korrelation mit dem Präglazial der Niederlande ist bis jetzt nicht möglich.

Am Übergang vom Tertiär zum Quartär wurden im östlichen Teil von East Anglia sandige Küstensedimente abgelagert, die als Crag-Serie bezeichnet werden. Das älteste Glied dieser Serie ist der Coralline Crag. Es handelt sich um hellgelbe Sande, im oberen Teil um einen weichen, gelben Kalkstein, aus Sand- und Muschelbänken. Im besuchten Aufschluß (Sutton-Rockhall Wood Pit, 1.1) lagert der Coralline Crag über eozänem London-Ton.

Man geht davon aus, daß auf die Ablagerung des Coralline Crag zunächst eine Regression und damit eine Erosions-Phase folgte, bevor der Red Crag abgelagert wurde. Er ist gewöhnlich etwa 10 m mächtig, maximal etwa 25 m (bei Stradbroke). Auf Grund einer Zunahme nordischer Arten in der Fauna wird diese erneute Transgression als der Beginn des Pleistozäns interpretiert. In der Grube Butley, Neutral Farm Pit (1.2) sind über 7 m des Red Crag aufgeschlossen. Er besteht überwiegend aus eisenverkrusteten Quarzkörnern und Bruchstücken von Muscheln, die fast ausnahmslos marin sind.

Die folgenden Schichten des Ludhamian (warm), Thurnian (kalt) und Antian (warm) sind bis jetzt vor allem durch die palynologische Auswertung einer Bohrung bei Ludham belegt.

Sie werden überlagert durch die litoralen Sedimente der Baventian-Kaltzeit, die wieder weiter verbreitet sind. Das Kliff bei Easton Bavents ist die Typus-Lokalität des Baventian (1.5). Die Ablagerungen des Baventian bestehen aus Tonen, feinkörnigen Sanden und Schluffen. Während des Baventian ist möglicherweise bereits mit einer frühen Vergletscherung des Nordsee-Gebietes zu rechnen.

Auf das Baventian folgt die Warmzeit des Pastonian. Die Zuordnung des Chillesford Crag zu dieser Warmzeit ist bis jetzt nicht völlig geklärt. Eine Pollenanalyse schluffiger Lagen im Chillesford Crag des Aufschlusses Chillesford Church (1.3) zeigte eine gemäßigte Waldflora mit hohen Werten von *Ulmus, Quercus, Alnus, Carpinus, Pinus, Picea* und *Betula*. Der Chillesford Crag überlagert hier den Red Crag. Er stellt eine flache litorale Ablagerung dar und wird überlagert von marinen Sanden und Tonen (Chillesford Clay).

Der Chillesford Crag wird nach Hey (1967) überlagert von den überwiegend aus Flint und Quarz bestehenden Schottern der Westleton Beds (Aufschluß bei Reydon, 1.4), die möglicherweise von Vorläufern des Trent und der Themse aufgeschüttet worden sind.

Die Ablagerungen der folgenden Cromer Forest Bed Serie sind am besten im Kliff bei West Runton (2.2) aufgeschlossen. Hier finden sich Ablagerungen vom Baventian bis hin zum Cromerian, die direkt auf der Kreide liegen. Die Serie beginnt mit marinen Ablagerungen des Pre-Pastonian (Baventian; Shelly Crag). Auch die Warmzeit des Pastonian ist durch marine Ablagerungen (feingeschichteter, blauer Ton) vertreten. Es folgt der feingeschichtete Süßwasserton der Beestonian-Kaltzeit. Die Cromerian-Warmzeit ist schließlich durch einen relativ vollständigen Zyklus vertreten.

Die Anglian-(=Elster-)Vereisung

Über den Ablagerungen eines Arctic Fresh Water Bed, die den Beginn der Anglian-(=Elster-) Vereisung anzeigen, folgen kaltzeitliche Sedimente. Die Ablagerungen des Anglian bestehen vor allem aus einer Reihe von Grundmoränen und zugehörigen Schmelzwassersedimenten. In East Anglia lassen sich innerhalb des Anglian fünf Grundmoränen unterscheiden, die jedoch zum Teil sicher nur kleine Oszillationen des Eisrandes widerspiegeln.

Zuunterst lagern die drei Cromer-Grundmoränen, die durch einen Nordsee-Gletscher abgelagert wurden.

Nach dem Rückzug des Eises folgte die Ablagerung der „Gimingham Sands". Da der östliche Eisrand des folgenden Lowestoft-Eisvorstoßes wenige Kilometer westlich von West Runton lag, wird vermutet, daß es sich um Vorschüttsande dieses Eisvorstoßes handelt.

Interessante glazitektonische Erscheinungen im Bereich der Kliffs von Nord-Norfolk hat Banham (1975) untersucht. Die Ablagerungen der Cromer-Eisvorstöße im Liegenden der „Gimingham Sands" sind stark deformiert (contorted drift). Sie enthalten große Schollen der liegenden Kreide, die das Cromer-Eis aufgenommen hat. Sie sind heute stark in sich verfaltet und intrusionsartig aufgedrungen. Diese diapirartigen Aufdringungen werden darauf zurückgeführt, daß die wassergesättigten Sedimente der Cromer-Vereisung unter der Auflast der ursprünglich über 100 m mächtigen „Gimingham Sands" plastisch reagierten und wie Salzstöcke nach oben drangen.

In Corton (1.6) wird die Cromer-Grundmoräne von den Sanden und Tonen der Corton Beds überlagert. Da in diesen Schichten sowohl marine Organismen als auch Vertreter von Süß- und Brackwasserflora gefunden wurden, nimmt man an, daß die Schichten im Übergangsbereich zwischen Meer und Festland abgelagert worden sind.

Der folgende Lowestoft-Vorstoß führte zur Ablagerung einer tonigen und stark kreidehaltigen Grundmoräne, die sich deutlich von den liegenden Cromer-Grundmoränen unterscheidet.

Über den Oulton Beds, die in einem Eisstausee vor dem Lowestoft-Eis gebildet worden sein dürften, folgt die Pleasure Gardens Moräne (1.6). Sie ist in sich gebändert und weist interne Unterschiede in der Korngrößenzusammensetzung und im Kalkgehalt auf und wird daher als ein „flow till" des Lowestoft-Vorstoßes angesehen.

Die Pleasure Gardens Moräne wird in Corton von den sogenannten Plateau-Gravels überlagert, bei denen es sich um Schmelzwassersande des abtauenden Lowestoft-Eises handeln dürfte.

Eine Schwierigkeit bot bis jetzt die Einordnung der Marly Drift von Nord-Norfolk. Dieser kreidereiche Geschiebemergel kommt innerhalb und unterhalb der Briton's Lane Gravels vor und geht anscheinend im Osten in die Cromer-Grundmoränen der „contorted drift" über, im Westen dagegen in die Lowestoft-Grundmoräne. Neuere Untersuchungen des Problems von Perrin und Davies haben gezeigt, daß die sogenannte Marly Drift nichts weiter darstellt als extrem kalkreiche Varianten sowohl der Cromer-Grundmoräne als auch der Lowestoft-Grundmoräne. In dem besuchten Aufschluß (Weybourne Town Pit, 2.4) tritt die sandige, braune Cromer-Grundmoräne verzahnt mit kreidereicher Marly Drift vom Cromer-Typ auf.

Die Briton's Lane Gravels bilden westlich von Weyboune den Kelling Sandur, eine typische Sanderfläche, die nach Norden in Richtung auf den ehemaligen Eisrand durch einen Steilabfall begrenzt wird (2.5).

Der Übergangsbereich vom Präglazial zu den Ablagerungen der Anglian-(=Elster-)Kaltzeit ist auch außerhalb des marinen Einflußbereiches aufgeschlossen. Wir besuchten drei Aufschlüsse im Gipping-Tal, in denen dieser Übergangsbereich zu sehen ist (Barham Sandy Lane Pit, Claydon Chalk Pit, Great Blakenham; Abb. 2).

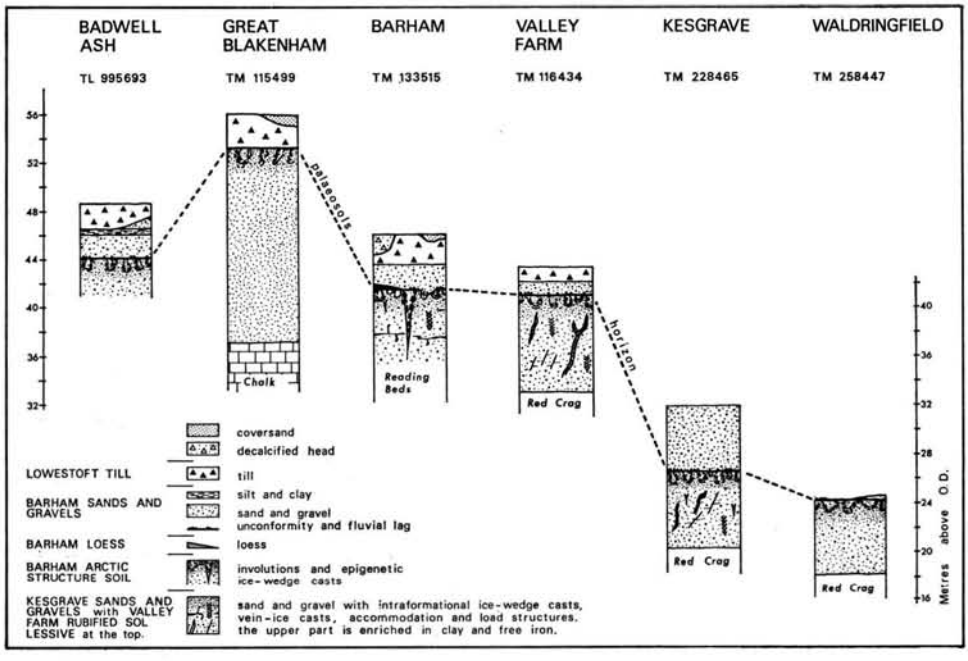


Abb. 2: Übersicht über die Verbreitung der cromerzeitlichen fossilen Böden in East Anglia (aus Rose & Allen 1977).

Die in dieser Region ältesten pleistozänen Ablagerungen über der anstehenden Kreide entstammen überwiegend dem Beestonian. Es sind die „Kesgrave Sands and Gravels", fluviatile Sedimente eines Thmese-Vorläufers, die in Great Blakenham (4.3) den „Red Crag" überlagern.

Die „Kesgrave Sands and Gravels" sind das Ausgangsmaterial für den „Valley Farm Rubified Sol Lessivé", der als Cromer-Interglazialboden angesehen wird. Da von diesen Paläoböden in den meisten Fällen die A-Horizonte erodiert worden sind, treten nur noch die auffallend rot gefärbten B-Horizonte auf, die durch eine starke Ton- und Eisenilluvation gekennzeichnet sind.

Im folgenden frühen „Anglian" (Elstervereisung) wird der „Rubified Sol Lessivé" von dem „Barham Arctic Structure Soil" überprägt, einem Kryoturbationshorizont mit Eiskeilen, die Flugsand und Löß enthalten.

Der Bodenkomplex wird von Sedimenten der Anglian-Kaltzeit überlagert. In Barham sind es die „Barham Sands and Gravels", Schmelzwassersedimente, die dem „Lowestoft-Vorstoß" zugeordnet werden. In einer folgenden Vergletscherung wurde darüber ein flow till, der sog. „Barham Till" abgelagert.

Die Hoxnian-(=Holstein)-Warmzeit

Die Ablagerungen dieses Interglazials sind in jüngster Zeit von West (1956) und Turner (1970) untersucht worden. An der Typus-Lokalität von Hoxne (3.2) wird die Lowestoft-Grundmoräne von lakustrinen Sedimenten überlagert, die aus der Hoxnian-Warmzeit stammen.

In den Hoxne-Sedimenten sind zwei verschiedene Faustkeil-Industrien gefunden worden, die beide ins Acheul gehören.

Fast am südöstlichen Rand des Plateaus der Lowestoft-Grundmoräne findet sich eine mehrere Kilometer lange pleistozäne Rinne, die mindestens 43 m tief ist. Sie ist mit Sedimenten aus dem Hoxnian und dem Wolstonian aufgefüllt worden. Es gibt viele solche fossile Rinnen ohne durchgehendes Gefälle in East Anglia. Man nimmt an, daß sie als Tunneltäler während der Anglian-(=Elster-)Vereisung gebildet worden sind. Diese Rinne setzt sich zusammen aus zwei ehemaligen schmalen, steilwandigen Seen bei Copford und Marks Tey.

Die Pollenanalyse von Bohrproben sowohl aus dem randlichen als auch aus dem zentralen Bereich des Beckens von Marks Tey (4.1) geben zusammen ein vollständiges Bild der Vegetationsentwicklung des Hoxnian, das in den wesentlichen Zügen völlig mit dem Diagramm von Hoxne übereinstimmt, aber zusätzlich auch die späten Phasen des Interglazials enthält.

Die Wolstonian-(Saale-)Kaltzeit

Während in den Midlands die Wolstonian-Kaltzeit (Saale) durch mehrere Grundmoränen vertreten ist, findet sich in East Anglia nichts dergleichen. Als Ablagerungen des Wolstonian wären lediglich die Waveney-Terrassen (3.1) zu erwähnen.

Die Ipswichian-(Eem-)Warmzeit

Die Ablagerungen des Ipswichian, erschlossen in einer Grabung beim Stoke Tunnel in Ipswich (5.4), unterscheiden sich von denen des Hoxnian durch mehr wärmeliebende Pflanzen (z. B. mediterrane Elemente wie *Pyracantha coccinea* und *Acer monpessulanum*). Untersuchungen der Käferfaunen haben gezeigt, daß es im Ipswichian wärmer war als heute, während das Hoxnian ein relativ kühles Interglazial gewesen ist.

Die Devensian-(=Weichsel-)Kaltzeit

Während der folgenden Devensian-Vereisung (Weichsel) soll das Eis den Nordrand von East Anglia noch erreicht haben. Besichtigt wurden nur Eisrandablagerungen des Devensian-Eises, so z. B. der Hunstanton Esker (6.3) und die Kame-Bildungen bei Heachum (6.2).

Bei East Walton (6.1) am Rande des Kreideplateaus finden sich eine größere Zahl unregelmäßig geformter, meist aber ringförmiger Wälle von 10 bis 120 m Durchmesser, die die Überreste von spät-weichselzeitlichen Pingo-Bildungen darstellen sollen.

Bei Grimes' Graves (3.3) haben sich an schwach geneigten Hängen auf dem Kreideplateau offenbar periglaziale Streifenböden ausgebildet, die durch Vegetationsunterschiede nachgezeichnet werden.

In einem Aufschluß in den Kies-Terrassen der Ouse bei Earith (6.4.) wurden die Ablagerungen eines periglazialen verwilderten Flußsystems des Devensian vorgeführt. Die groben Sande und Kiese wiesen zum Teil syngenetische Eiskeile auf. Schluffigere Partien waren zu Tropfenböden umgeformt worden. Die gesamten Ablagerungen werden von einem Netzwerk großer Eiskeile durchzogen, die auf Grund von Feuchte- und Vegetationsunterschieden unter günstigen Bedingungen vom Flugzeug aus erkennbar sind.

Das Holozän

Die Ablagerungen des Holozäns sind vor allem im Küstenbereich gekennzeichnet durch die Transgression des Flandrian. Im Bereich von Essex erreichen die Ablagerungen des Flandrian Mächtigkeiten bis zu 36 m. Bei Sales Point (4.2) besichtigten wir einen fast völlig aus Muschelschalen bestehenden „chenier", der langsam landeinwärts wandert; seewärts des Strandwalles wird der Marschboden abgetragen.

Literatur

Banham, P. H. (1975): Glacitectonic structures: a general discussion with particular reference to the Contorted Drift of Norfolk. — In: Wright, A. E. u. Moseley, F. (Hrsg.): Ice Ages: ancient and modern, Geol. Journal, Special Issue, **6**: 69—94.

Funnell, B. M. & West, R. G. (1977): Preglacial Pleistocene deposits of East Anglia. — In: Shotton, S. W. (Hrsg.): British Quaternary Studies - Recent Advances, 247—266.

Hey, R. W. (1976): Provenance of far-travelled pebbles in the pre-Anglian Pleistocene of East Anglia. — In: Proc. of the Geologists' Ass., **87**: 69—82.

Rose, J. (1977): Pleistocene Geology of the Gipping Valley, Suffolk, field guide, Geogr. Department, Birbeck College Univ. of London.

Rose, J. & Allen, P. (1977): Middle Pleistocene stratigraphy in southeast Suffolk. — In: Journ. of the Geol. Soc. of London, **133**: 83—107.

Turner, C. (1970): The Middle Pleistocene Deposits at Marks Tey, Essex. — In: Philosophical Transactions of the Royal Soc. of London, B, **257**: 373—440.

West, R. G. (1956): The Quaternary Deposits at Hoxne, Suffolk. — In: Philosophical Transactions of the Royal Soc. of London, B. **239**: 265—356.

— (1970): Pleistocene history of the British flora. — In: Walker, D. u. West, R. G. (Hrsg.): The vegetational history of the British Isles, 1—12.

— (1977): East Anglia — Guidebook for Excursions A 1 and C 1. — Geo Abstracts Ltd., Univ. of East Anglia, Norwich, England, 64 S.

Bericht über die Exkursion A 8 in Wales, 10.–15. 8. 1977

Karl Albert Habbe, Erlangen

4 Abbildungen

Die Exkursion zählte zu den Pre-Congress-Excursions. Sie stand unter der Leitung von David Q. Bowen vom Department of Geography des University College of Wales in Aberystwyth, dem B. Clayden vom Soil Survey of Great Britain tatkräftig assistierte. Die Themen der Exkursion waren — dem Spektrum der Möglichkeiten entsprechend — breit gestreut, einen besonderen Schwerpunkt bildeten aber die zahlreichen, oft viele hundert Meter langen Quartäraufschlüsse in den Kliffs der Küsten von Wales, die auf so beneidenswert einfache Weise großartige Beobachtungsmöglichkeiten bereitstellen.

Die Exkursionsteilnehmer versammelten sich am 9. August in Cardiff. Von dort ging es am 1. Exkursionstag durch die Vale of Glamorgan und die Südwaliser Karbonmulde in das Mittelgebirgsland der Brecon Beacons und zurück durch das Neath-Tal nach Llanelli. Am 2. Exkursionstag stand die Gower-Halbinsel auf dem Programm (Tagesziel wieder Llanelli). Der 3. Exkursionstag führte durch Dyfed (Südwest-Wales) nach Aberystwyth. Am 4. Exkursionstag war die Küste von Dyfed Gegenstand des Interesses (Tagesziel Bangor). Der 5. Exkursionstag führte an die Küste von Gwynedd (Nordwest-Wales) und dann in die höchsten Gebiete von Wales um den Snowdon, anschließend durch Clwyd (Nord-Wales) nach Wrexham. Von dort ging es am 6. Exkursionstag durch die Ebene von Cheshire und Shropshire mit ihren Typlokalitäten für die letzte — in Großbritannien seit 1973 Devensian benannte — Eiszeit zum Tagungsort Birmingham. Abb. 1 zeigt die Exkursionsroute; aus Zeitgründen konnten nicht alle der angegebenen Haltepunkte angefahren werden.

Abb. 1: Route der Exkursion A 8 in Wales.

Der 1. Exkursionstag führte die Teilnehmer durch das Küstenhügelland der Vale of Glamorgan zu zwei gut erhaltenen neolithischen Kammergräbern des Severn-Cotswold-Typs bei St. Lythan's und dann zu einem ersten typischen Küstenaufschluß bei Cwm Nash (Nash Point). Hier hat die flandrische Transgression eine spät- bis postglaziale Talfüllung angeschnitten, die aus Kalkschutt an der Basis, mehrere Meter mächtigen Kalktuffen darüber und schließlich bis zu 1,5 m mächtigen jüngeren Deckschichten („hillwash") besteht. Die Kalktuffe enthalten mehrere Böden und eine reiche Molluskenfauna, anhand derer sich die Klimaentwicklung des Postglazials (und der Beginn der Waldrodung um 200 v. Chr.) gut demonstrieren läßt.

Von Cwm Nash ging die Fahrt nordwärts in das Gebiet der — durch karbone Lokalgeschiebe gut belegbaren — Südwaliser Eigenvergletscherung des Late Devensian. Bei Llantrisant (Talbot Green) im Ely Valley wurden deren niedrige äußere Endmoränen überschritten. Das Rhondda Fawr Valley zeigt trotz der tiefen Lage deutliche glaziale Erosionsformen, Akkumulationsformen sind dagegen selten. Auf der Wasserscheide gegen das oberste Neath Valley liegt in etwa 500 m am Craig-y-llyn das Moor Ffos ton Cenglau, aus dem eines der klassischen britischen Pollendiagramme stammt. Es reicht bis in das Präboreal zurück und dokumentiert damit ein Eisfreiwerden spätestens am Ende der jüngeren Tundrenzeit. Die zunehmende Vermoorung seit Beginn des Subatlantikums zeigt das benachbarte Moor Cefn Glas.

Ein eigenes Vereisungszentrum bildete — jenseits einer Subsequenztalung in den unterkarbonen Kohlenkalken — das aus Old-Red-Sandstein bestehende Mittelgebirgsland der Brecon Beacons, das bis fast 900 m aufragt. Hier wurden unterhalb des Craig-cerrig-gleisiad (628 m) eindrucksvolle Endmoränenkomplexe in 300—500 m Höhe gezeigt, die noch nicht datiert sind, aber wohl in das ausgehende Hochglazial gehören. Die Schneegrenze muß zur Zeit ihrer Bildung zwischen etwa 450 und 550 m Höhe gelegen haben. Für den Maximalstand der letzten Eiszeit ergibt sich aus der Tatsache, daß Brecon-Beacons-Eis bei Swansea bis unter heutiges Meeresniveau herab vorstieß, ein Schneegrenzwert von weit unter 400 m.

Aus den Brecon Beacons folgte die Exkursionsroute dem schnurgeraden, längs einer tektonischen Störung angelegten Neath Valley zurück zur Küste bei Swansea. Die Talfüllung des Neath Valley verbirgt einen kräftig glazial übertieften Talboden, der in einzelne Becken gegliedert ist, die stellenweise über 100 m unter Meeresniveau hinunterreichen, während die trennenden Schwellen bis dicht unter die heutige Oberfläche heraufgehen. Die Talfüllung besteht großenteils aus wohl frühletztkaltzeitlichen Süßwasserseeablagerungen, während die darüberliegenden Moränen sicher aus dem letzten Hochglazial stammen. Es tritt also auch hier das aus den Alpen bekannte Phänomen auf, daß frühere Gletschervorstöße eine kräftige Tiefenerosion bewirkten, während der letzte Maximalvorstoß offenbar ohne wesentliche Arbeit in die Tiefe über die ältere Talfüllung hinwegglitt. Im Neath Valley lassen sich mehrere Endmoränenstaffeln unterscheiden. Das benachbarte Tawe Valley weist ganz ähnliche Formen auf; die späthochglaziale Moräne von Glais ist die eindrucksvollste unter allen Südwaliser Endmoränen.

Der 2. Exkursionstag war im wesentlichen Aufschlüssen in den Kliffs der Gower-Halbinsel gewidmet. An der Langland Bay SW Swansea konnte eine typische Sedimentfolge aus dem randglazialen Bereich der letzten Kaltzeit gezeigt werden: über dem — einer Strandplattform in den Kohlenkalken auflagernden — letztinterglazialen („Ipswichian" = „Pennardian") Küstenkonglomerat („Patella beach") periglazialer Schutt, dann hochglaziale Kiese mit Linsen von Moränenmaterial, das ausweislich seiner Geschiebeführung aus den Brecon Beacons stammt, schließlich eine etwa 1 m mächtige Lößlehmdecke. Vergleichbare Ablagerungen aus dem extraglazialen Bereich finden sich etwas weiter westlich an der Hunts Bay. Ein Problem der periglazialen Schuttablagerungen liegt hier wie auch an anderer Stelle darin, daß sie Geschiebe der vorletzten Eiszeit („Wolstonian") enthalten, so daß sie zum Teil als glaziale Ablagerungen eingestuft wurden, was bedeutet hätte, daß der liegende Patella beach in das vorletzte Interglazial („Hoxnian") zu stellen wäre.

Ganz in der Nähe von Hunts Bay liegt auch Minchin Hole, eine Klufthöhle dicht über Meeresniveau mit 22 m Höhe, aber nur 37 m begehbarer Ausdehnung höhleneinwärts. Die Höhlensedimente sind reich an Mollusken. Die basalen Schichten sind mit dem Patella beach zu korrelieren, die Sedimentation in der Höhle hat also wohl im letzten Interglazial begonnen.

Die Böden auf der gehobenen Strandplattform oberhalb der Höhle zeigen unter rezenten Parabraunerden einen Übergang zu Lehmen und eine deutliche Rubefizierung, die vermuten läßt, daß hier Reste eines interglazialen Rotlehms vorliegen.

Ablagerungen mit ähnlicher Problematik wie an der Hunts Bay finden sich auch an der Port Eynon Bay. Hier wurde bei Worton vor allem die jüngste Deckschicht diskutiert, — ein Lehm, der als Lößderivat angesprochen wird. Das Material weist vereinzelte Steinbänder auf, ist aber sonst ungeschichtet. Die Korngrößenverteilung zeigt ein Maximum an der Grenze Feinsand/Grobschluff, das Material ist insgesamt etwas gröber als kontinentale Lösse, läßt sich aber mit anderen Lößvorkommen der Britischen Inseln (etwa in Yorkshire) gut vergleichen. Als Auswehungsgebiet kommt hier nur der während des Hochglazials freiliegende Schelfbereich in Frage.

Der 3. Exkursionstag führte die Teilnehmer quer durch Dyfed (Südwest-Wales) an die Westküste bei Granston. Hier ist im Kliff bei Abermawr eine Sedimentfolge aufgeschlossen, die über 12 m periglazialem Schutt („head") mit vereinzelten Erratika und Schottereinlagerungen 2 m Grundmoräne des Irish-Sea-Gletschers, 5 m fluvioglaziale Sande und Kiese, 2 m Periglazialschutt und schließlich eine 0,5 m mächtige Deckschicht sandigen Lehms zeigt. Synge (1970) hatte diese Folge drei verschiedenen Eiszeiten zugewiesen, doch ist inzwischen klargeworden, daß das gesamte Sedimentpaket dem Devensian zuzuordnen ist (Bowen 1971).

Die Route verlief dann durch die Schmelzwasserkanäle bei Fishguard und am River Teifi, die heute als subglaziale (nicht randglaziale) Bildungen interpretiert werden. Auffallend ist (bei Cenarth) ihr kastenförmiges Querprofil und das Fehlen von jungen Talfüllungen.

Für das innere Dyfed typisch ist das Vorkommen zahlreicher fossiler Pingos. Sie sind von Watson (1972) untersucht worden. Gezeigt wurden die Pingos im Cledlyn Valley beim Hofe Aber NW Llanbyther. Sie liegen an schlecht drainierten flachen Unterhängen von 3—4° Neigung, haben einen Durchmesser von bis zu 200 m und einen Außenwall von bis zu 6 m Höhe, der hangauf in

der Regel offen ist. Eine Bohrung in der zentralen Hohlform des Pingos U ergab 2,5 m organische Substanz und darunter fast 12 m graue Tone, ohne daß das Anstehende erreicht worden wäre. Zwei ^{14}C-Datierungen von der Basis der organischen Ablagerungen brachten Werte um 10070 BP, woraus auf eine Entstehung der Pingos in der jüngeren Dryaszeit (also nach der Eisüberdeckung im Hochglazial) geschlossen wird.

Talauf im Teifi Valley liegen jenseits einer stauenden Moräne die Hochmoore von Tregaron. Hier gab J. Turner einen Überblick über die Forschungsgeschichte. Tregaron Bog zählt zu den am frühesten und besten pollenanalytisch untersuchten Mooren Großbritanniens überhaupt. Inzwischen liegen auch zahlreiche ^{14}C-Datierungen vor (Hibbert & Switsur 1976). Die etwas über 4 m mächtige Sedimentfolge enthält an der Basis Seetone, darüber eine Mudde mit Großresten von Wasserpflanzen und Bäumen, dann Seggen- und schließlich Sphagnum-Torf. Die Sedimentation im ursprünglichen Süßwassersee begann zu Anfang des Holozäns, die Sphagnumtorfe fingen seit dem Atlantikum an sich zu entwickeln. Die Folge der Sphagnumtorfe weist eine Rekurrenzphase am Ende des Atlantikums und Phasen nur langsamer Weiterbildung im frühen Mittelalter zwischen etwa 500 und 1200 n. Chr. auf. Die oberen Partien erlauben Rückschlüsse auf die Landnutzung seit der Eisenzeit.

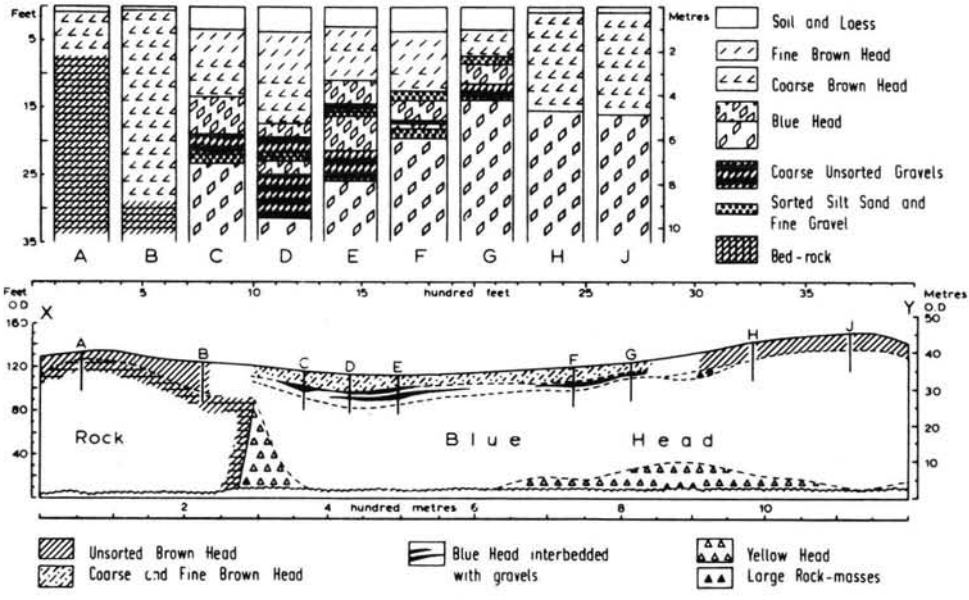


Abb. 2: Der Kliffaufschluß von Morfa-Bychan S Aberystwyth (nach E. Watson 1977 aus Guidebook for Excursions A 8 and C 8, 1977).

Am 4. Exkursionstag wurde zunächst das Kliff von Morfa-Bychan S Aberystwyth besucht. Es ist eingeschnitten in einen flach konkaven, deutlich solifluidal geformten Hang, der nach oben in steileres Gelände in den anstehenden silurischen Aberystwyth Grits übergeht. Das bis 45 m hohe Kliff (Abb. 2) zeigt eine Folge schuttreicher Sedimente, die alle aus den Aberystwyth Grits hervorgegangen sind, deren Genese aber umstritten ist. Der „yellow head" an der Basis besteht aus angewitterten, eckigen Schuttfragmenten in graugelblicher Matrix, der mächtige „blue head" darüber aus frischen Sandsteinbruchstücken von bis zu 1 m Durchmesser in dunkelgrauer Matrix. Beide Ablagerungen weisen eine schwache Schichtung auf, die — wie in kurzen, steilen Anrissen erkennbar — steil seewärts einfällt. Die in den oberen Partien des blue head eingelagerten, schlecht sortierten Grobkiese sind als Spülschutt zu interpretieren. Der „brown head" besteht aus unverwitterten Gesteinsfragmenten in dunkelbrauner, feinkörniger Matrix und dürfte einen echten Solifluktionsschutt darstellen. Stellenweise liegt ihm noch ein bis zu 1 m mächtiger lößähnlicher Schluff auf. Watson & Watson (1967) haben die gesamte Folge — wegen der reinen Lokalfazies und einer durchgängig erkennbaren Einregelung der überwiegend kantigen Gesteinsbruchstücke — als Solifluktionsschutt angesprochen. Danach müßte das Gebiet während des Devensian eisfrei geblie-

ben sein. Die große Mächtigkeit des blue head und die Tatsache, daß vergleichbares Material noch 8 km weiter westlich in Mächtigkeiten bis zu 12 m am Grunde der Irischen See vorkommt, spricht aber sehr dafür, daß der blue head als — z. T. schmelzwasserbeeinflußte — Grundmoräne der Waliser Lokalvereisung anzusprechen ist. Dann würde das Kliff von Morfa-Bychan die in Süd- und West-Wales auch sonst — z. B. auch bei Langland oder bei Abermawr — häufig auftretende Folge: Frühglazialer Periglazialschutt — Hochglaziale glazigene Ablagerungen — Spätglaziale Periglazialsedimente repräsentieren.

Um Aberystwyth herum führte J. A. Taylor die Exkursion zu dem Schuttwall Sarn Cynfelyn, der N der Stadt von der Küste seewärts verläuft und bei Ebbe jeweils aus dem flachen Wasser der Irischen See auftaucht. Er wird wie ähnliche Gebilde weiter nordwärts als an Scherspalten des — im Stau des Irish-Sea-Gletschers stagnierenden — Waliser Lokaleises aufgepreßte Grundmoräne angesprochen. Eine Interpretation als Endmoränen — die von der Form her naheläge — kommt deswegen kaum in Frage, weil Endmoränen der Lokalvereisung wohl küstenparallel verlaufen müßten.

Das Dyfi-Ästuar 10 km N Aberystwyth ist ein — in Wales sonst seltenes — Beispiel für die Entwicklung einer Flachküste. Taylor zeigte hier die im Brandungsbereich zwischen Borth und Ynyslas aufgeschlossenen Reste eines holozänen Laubwaldes. Die postglaziale Entwicklung hat an dieser Stelle zunächst zur Bildung einer älteren Marsch, dann zu Schilftorfbildungen, schließlich — zwischen 6000 und 5000 BP, also während des postglazialen Klimaoptimums — zur Bewaldung geführt, — zunächst mit *Betula, Pinus* und *Alnus,* dann auch mit *Quercus* und *Ulmus,* zuletzt mit Tilia. Das Waldwachstum wurde am Ende des Atlantikums durch ein rasches Ansteigen des Meeresspiegels abrupt beendet. Die küstenparallele Sandversetzung hat die Waldreste vor der Aufarbeitung durch die Brandung bewahrt und die Bildung des heute noch vorhandenen Strandwalls gefördert, die zur weitgehenden Abriegelung des Dyfi-Ästuars und — zwischen 2900 und 1750 BP, also im späten Subboreal und frühen Subatlantikum — zur Bildung eines Brackwasser-Haffs und zum Aufbau des ausgedehnten Moors von Borth führte.

Am 5. Exkursionstag wurde zunächst nochmals ein Küstenaufschluß vorgeführt, diesmal bei Glanlynnau in Gwynedd (Nordwest-Wales) W Criccieth. Das Kliff liegt hier in einem Toteiskesselfeld. Die Basis des Aufschlusses bildete eine tonreiche Grundmoräne, darüber folgen geschichtete Sande und Kiese mit schluffigen Einlagerungen, im Dach lagert nochmals Grundmoräne, die jedoch deutlich schmelzwasserbeeinflußt ist und nur dort vorkommt, wo die liegenden Sande und Kiese geringermächtig sind oder fehlen. In den Toteislöchern ist organisches Material abgelagert, dessen Basis ins Präboreal datiert worden ist. An der Oberkante der basalen Grundmoräne treten Eiskeile auf. Die Sande sind in Großfalten gelegt, die der Oberflächenformung entsprechen, Kleinfältelungen und kleine Abschiebungen im Sandkörper sind häufig. Der Aufschluß wurde lange als Belegstelle für eine zweifache Eisüberfahrung aufgefaßt (zuletzt Saunders 1968). Boulton (1977) glaubt jedoch die Sedimentfolge durch Abschmelzvorgänge des Waliser Lokaleises im Zuge einer einzigen Eisbedeckung erklären zu können. Einigkeit besteht darüber, daß alle aufgeschlossenen Ablagerungen ins Devensian gehören.

Das Bergland von Gwynedd um den Snowdon (1085 m) weist trotz geringer Meereshöhe (vor allem der Täler) ein durchaus alpines Relief auf, also eine starke Formung durch glaziale Erosion (und spätglaziale Akkumulation). D. J. Unwin zeigte das am Beispiel des Kars Cwm Idwal SSO Bethesda. Es handelt sich um eine längliche übertiefte Mulde in NO-Exposition unter dem sanft gerundeten Gipfel des Glyder Fawr (1000 m) mit dem Karsee Llyn Idwal in 375 m und einer Hängemündung 80 m über dem darunterliegenden Trogtal Nant Ffrancon. Die hohen, felsigen Karrückwände sind teilweise durch die harten Gesteine der mittelordovizischen Snowdon-Serie bedingt. Im Bereich des Llyn Idwal lassen sich 4 spätglaziale Moränensysteme unterscheiden, die aber wohl z. T. als Schneeschuttwälle aufzufassen sind. Im verlandeten rückwärtigen Teil des Llyn Idwal folgen auf glaziale Kiese Seetone und dann organische Sedimente, die sicher postglazial sind, während in den Ablagerungen des Nant Ffrancon auch das Alleröd noch faßbar scheint.

Der 6. Exkursionstag führte zum Abschluß — bereits außerhalb der Grenzen von Wales — in das Gebiet der klassischen Aufschlüsse des Devensian in der Ebene von Cheshire und Shopshire. Abb. 3 zeigt die Zusammenhänge mit den wichtigsten Interstadialaufschlüssen in einem stark überhöhten Längsprofil. Erster Haltepunkt war die Sandgrube Oakwood bei Chelford S Manchester. Hier sind etwa 10 m helle, kreuzgeschichtete und gut sortierte Sande lokaler Herkunft aufgeschlossen, überlagert von 2—3 m glazigenen Schmelzwassersedimenten und Grundmoräne der Stockport Formation, d. h. letzthochglazialen Ablagerungen des Irish-Sea-Gletschers. Das nicht aufgeschlossene Liegende der Sande bildet eine geringmächtige Grundmoräne mit einer Windkanterstreu im Dach. In den Sanden der Grube ist ein Rinnensystem erkennbar, in dem ein teilweise mehrere Dezimeter mächtiger organischer Horizont ausgebildet ist. P. Worsley demonstrierte das Inventar dieses Horizonts: neben stark gepreßten Torfen zahlreicher Großreste — darunter ganze

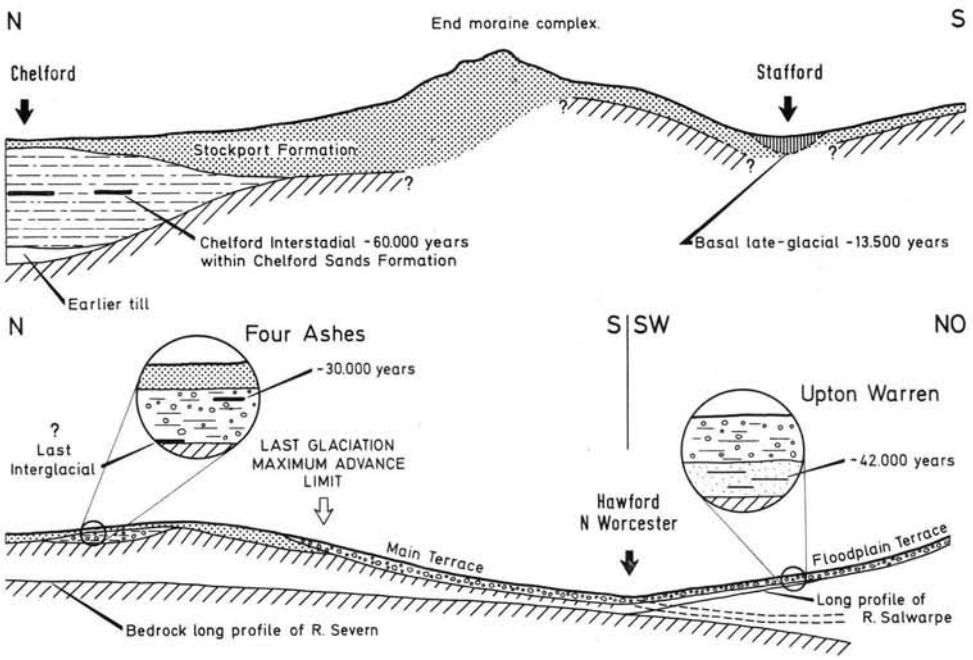


Abb. 3: Die Lagerungsverhältnisse des Quartärs in der östlichen Cheshire-Shropshire-Ebene und im Severn-Tal. Das untere Profil schließt rechts an das obere an. Die Gesamtlänge des Profils beträgt rund 150 km (nach Guidebook for Excursions A 8 and C 8, 1977, ergänzt).

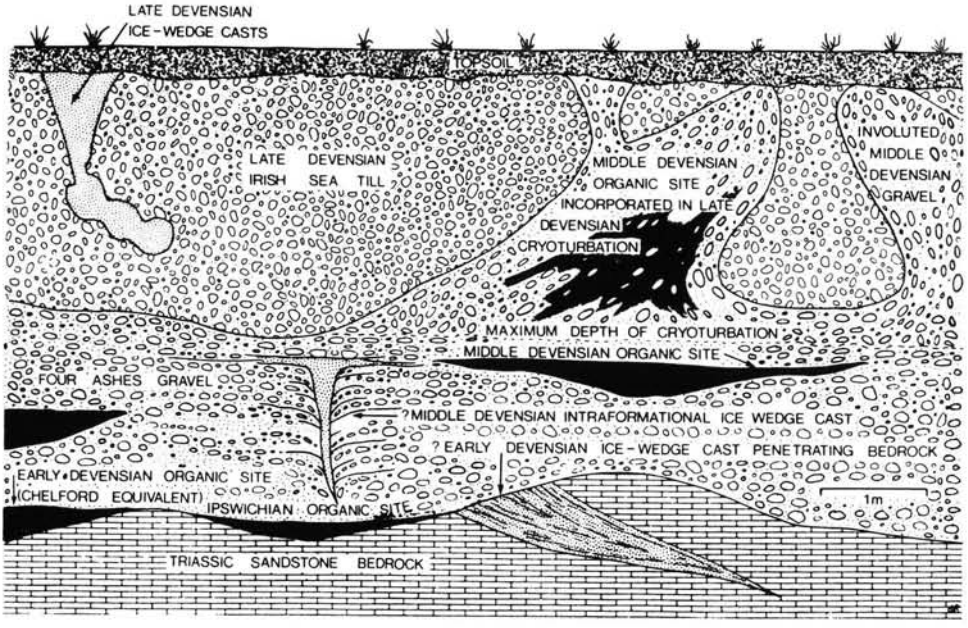


Abb. 4: Die Typlokalität des Devensian in der Grube Four Ashes N Wolverhampton (nach A. V. Morgan 1973 aus Guidebook for Excursions A 8 and C 8, 1977).

Baumstümpfe — von *Betula, Pinus* und *Picea*. Die in den Torfen gut erhaltenen Flügeldecken von Coleopteren weisen auf ein boreales Nadelwaldklima hin. Mehrere Groninger ^{14}C-Datierungen ergaben ein Alter von mehr als 60 000 Jahren. Die organischen Ablagerungen von Chelford entsprechen also zweifellos dem frühglazialen Brörup-Interstadial.

In der Grube Mousecroft Lane bei Shrewsbury ist eine doppelte Folge von glazifluvialen Kiesen und Grundmoräne aufgeschlossen. Die liegende ist aufgrund des Geschiebespektrums eindeutig der Stockport Formation zuzuordnen, die hangende ebenso klar einem Vorstoß der Waliser Lokalgletscher. Da die Lagerung beider Sedimentfolgen in gleicher Weise durch ausschmelzendes Toteis deformiert ist, kann zwischen den entsprechenden Eisvorstößen kein größerer zeitlicher Hiatus gelegen haben. Beide gehören sicherlich dem letzten Hochglazial an. Eine offene Frage bleibt vorerst, weshalb das Eis des Irish-Sea-Gletschers diese Stelle früher erreichte als das Waliser Lokaleis, dessen Vereisungszentrum bedeutend näher lag.

Den Abschluß der Exkursion bildete ein Besuch der Typlokalität des Devensian, der Grube Four Ashes bei Gailey N Wolverhampton. Sie ist für den Besucher insofern eine Enttäuschung, als der klassische Aufschluß längst dem vorschreitenden Abbau zum Opfer gefallen ist. Er ist jedoch durch die Bearbeiter (A. V. Morgan 1973, A. Morgan 1973) so minutiös aufgenommen worden, daß eine Rekonstruktion ohne Mühe möglich ist (Abb. 4). Überraschend ist die geringe Mächtigkeit des Vorkommens. Die Basis bildet triassischer Sandstein, auf dessen leicht reliefierter Oberfläche sich in flachen Mulden organische Reste sowohl des letzten Interglazials wie eines frühen Interstadials vom Brörup- bzw. Chelford-Typ erhalten haben. Darüber folgen 1—2 m Sand und Kies und schließlich 2—3 m stark kryoturbat überformter Grundmoräne. Rinnenfüllungen innerhalb wie auf den Four-Ashes-Kiesen enthalten weitere organische Ablagerungen, die Interstadiale zwischen 45 000 und 30 000 BP repräsentieren, also die ganze Folge der mittelpleniglazialen Interstadiale. Rätselhaft bleibt, daß bei so geringer Gesamtmächtigkeit der Ablagerung und auf so engem Raum gerade die Warmzeitablagerungen in so unverhältnismäßiger Mächtigkeit abgelagert wurden und gleichwohl unverändert und unvermischt erhalten geblieben sind. Ein ganz singulärer Glücksfall, zu dem man der britischen Quartärforschung nur gratulieren kann!

Literatur

Guidebook for Excursions A 8 and C 8 „Wales and the Cheshire-Shropshire Lowland", — X INQUA Congress Excursion Guides, Norwich 1977 (mit ausführlichen Literaturangaben).

Bericht über die Exkursion C 7 vom 25.–31. 8. 1977 – Yorkshire and Lincolnshire

K.-D. Meyer, Hannover

Thema: Mittel- und oberpleistozäne glaziale und interglaziale Ablagerungen.

Die Exkursion mit 12 Teilnehmern aus 6 Ländern stand unter der Leitung von J. A. Chatt, assistiert von J. F. D. Bridger; tageweise oder für einzelne Aufschlüsse standen andere Wissenschaftler verschiedenster Disziplinen zur Verfügung.

Die Route führte ohne Aufenthalt von Birmingham über die Autobahn nach N bis Preston und von dort nach E über die Pennines in Richtung York, dem Standquartier der ganzen Exkursion.

Kurz vor der Paßhöhe konnte während einer Rast bei Stump Cross (Site 2) eine Höhle im karbonischen Kalkstein besichtigt werden, während andere Teilnehmer eine kurze Wanderung zu einem ca. 10 x 10 x > 3 m großen erratischen Block aus Millstone Grit über die vermoorte und mit Dolinen durchsetzte kahle Hochfläche unternahmen.

Aus dem gleichen karbonischen Sandstein bestehen auch die als „tors" bezeichneten „Brimham Rocks" (Site 3) östlich Pateley Bridge, vermutlich hauptsächlich durch Solifluktionsprozesse herauspräparierte eigentümliche Felsformationen.

Der 2. Tag galt der jung- und postglazialen Geschichte der Gegend südöstlich York sowie dem leider nur noch sehr wenig aufgeschlossenen Hoxnian-Interglazial von Kirmington (Site 8). Die in

einem subglazial angelegten Tal sedimentierten warmzeitlichen Sedimente — z. T. ästuarine Bildungen ähnlich denen des heutigen Humber-Tales — liegen heute bei ca. 25 m über Meeresspiegel. Der Aufschluß hat auch Artefakte vom Clactonien und/oder Acheulien-Typ geliefert. Hervorragend aufgeschlossen und interessante Sediment-Strukturen zeigten die spätglazialen Beckenschluffe der Ziegelei-Tongrube Hemingbrough (Site 11).

Der 3. Tag führte weiter nach Lincolnshire.

Auf der Hinfahrt wurde bei Sherburn in Elmet (Site 13) in einem Dolomit-Steinbruch unter einer ca. 2 m mächtigen Fließerde ein rötlichbrauner bis violettgrauer Boden vorgeführt. Von den beiden vorgebrachten Erklärungen — interglazialer Boden oder umgelagertes rotes Perm — fand letztere mehr Anklang, da sich der betr. Horizont bis an die anstehenden oberpermischen roten Mergel verfolgen ließ.

Vorbei an der prachtvoll gelegenen Kathedrale von Lincoln ging die Fahrt in das Kiesgrubengebiet von Tattershall (Site 17), NW Boston. Hier werden letztglaziale fluviatile Kiese abgebaut, die eemzeitliche (Ipschichian) Torfe überlagern und interstadiale stark humose Schluffe einschließen, die eine reiche Insekten-Fauna geliefert haben.

An diesem Aufschluß wurde von der Bearbeiterin M. A. GIRLING die Bedeutung der „beetles" für die Klimageschichte demonstriert; sichtlich wurde der enorme Vorsprung der Gastgeber auf diesem Gebiet.

Der 4. Tag führte in das Randgebiet der letzten Vereisung um Scarborough. Bei Knapton (Site 20) waren in eine Kiesgrube vermutlich durch Rutschung bis 65° aufgerichtete Kiese aufgeschlossen, diskordant überlagert von undeutlich geschichteten kiesigen Sanden, ihrer Struktur nach wohl eher abgeschwemmte Hangsedimente als Solifluktionsmassen.

Ähnliche Sedimente sind etwas weiter östlich bei Heslerton (Site 21) N der A 64 aufgeschlossen. Die Art der Parallelschichtung, Frostspalten und Position ließen die Frage aufkommen, ob es sich hierbei wirklich um Schmelzwassersande handelt oder ebenfalls um periglazial-fluviatile Hangsedimente, etwa vergleichbar mit unserer „Vorgeest".

Morphologisch und petrographisch überzeugend dagegen ist die „Hatton Buscel Kame Terrace" (Site 24) westlich Scarborough. Die gut gerundeten groben Kiese enthielten viel schottisches Kristallin. Wenig westlich (bei Wykeham) wurde nach Querung der Endmoräne das Gebiet der letzten Vereisung wieder verlassen. Es folgten weitere, prachtvoll aufgeschlossene Kliffprofile, an denen hauptsächlich die verschiedenen weichselzeitlichen Grundmoränen demonstriert wurden.

Der 5. Tag war der Jungmoränenlandschaft und der Moränenstratigraphie an der Küste von Holderness gewidmet. Den Auftakt bildete der Besuch des berühmten Kliffprofils von Sewerby (Site 29) NE Bridlington, wo unter dem letztglazialen „Skipsea Till" Strandsedimente des Ipswichien anstehen. Die Geschiebe der Moräne haben eine E-W-Orientierung, die allerdings lokal bedingt sein soll. Immerhin weist das Vorkommen von Rhombenporphyren auf einen tatsächlichen Materialtransport aus NE. Weiter südlich entlang der prachtvollen Küstenkliffs werden die Oslo-Geschiebe häufiger, auch Larvikite sind nicht selten, ferner fand sich ein Oslo-Plagiklas-Basalt.

Die Stratigraphie der einzelnen Moränenbänke erschien nicht ganz überzeugend, möglicherweise liegen hier auch fazielle Unterschiede vor.

Der 6. Tag begann mit einer Wanderung entlang des großartigen Dimlington-Cliffs (Site 34) an der Südspitze von Holderness.

Auf der Rückfahrt wurde westlich Hull ein Kreidekalksteinbruch bei Eppleworth (Site 37) besucht. Die hangende periglaziale Deckschicht soll durch Vermischung von Löß und Frostschutt entstanden sein, eine nicht ganz überzeugende Erklärung, da die Schluffkomponente auch aus verwitterter Grundmoräne stammen könnte und weiterhin sich Löß-Relikte finden lassen müßten.

Der 7. Tag war außer dem Besuch einer bronzezeitlichen Steinsetzung (Devil's Arrows, Site 39) sowie den Talvergletscherungen und den glazialen Landformen im Hochland gewidmet. Mit dem Besuch der Victoria-Höhle, der größten Höhle im Karbon-Kalkstein, fand die äußerst lehrreiche, hervorragend organisierte und durch ebenso fachgerechte wie liebenswürdige Führung ausgezeichnete Exkursion ihr Ende.

Bericht über die Exkursion C 11 vom 24.–31. 8. 1977 in das Schottische Hochland

Jürgen Ehlers, Hamburg

2 Abbildungen

Da das Schottische Hochland während der pleistozänen Vereisungen überwiegend Erosionsgebiet war, finden sich hier nur Sedimente aus der Weichsel-Vereisung. Die stärkste Glazialerosion fand auf der Westseite des Hochlandes statt, wo tiefe Fjorde ausgebildet wurden. Während des Höchststandes der Vereisung lag die Eisscheide etwas östlich der heutigen Wasserscheide des nördlichen Hochlands. Es gibt in Schottland drei ^{14}C-Daten aus der Zeit um 27 000 — 28 000 vor heute, die darauf hinweisen, daß zu dieser Zeit zumindest der größte Teil von Schottland eisfrei war. Die Weichsel-Vereisung erreichte ihre maximale Ausdehnung vermutlich etwa 17 000 Jahre vor heute. Etwa 12 500 vor heute waren die Britischen Inseln wahrscheinlich wieder völlig eisfrei. Es kam jedoch zu einer neuen, auf das Schottische Hochland begrenzten Vereisung während der Jüngeren Dryaszeit (etwa um 10 800 — 10 300 vor heute), dem „Loch Lomond Readvance". Die Zeugen dieser Wiedervereisung wurden auf der Exkursion vor allem vorgeführt (Route siehe Abb. 1).

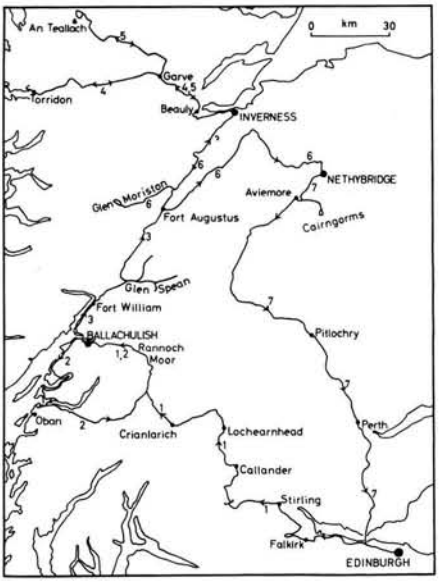


Abb. 1: Exkursionsroute (aus Sissons 1977 a)

1. Tag: Im westlichen Forth Valley wurden Eisrandablagerungen und gehobene Strandterrassen vorgeführt. Die Fahrt ging über Stirling und Callander nach Ballachulish.

2. Tag: Dieser Tag galt den Eisrandablagerungen und gehobenen Strandterrassen im Bereich von Loch Linnhe und Loch Etive. Am Loch Etive wurde ein Musterbeispiel einer Kame-Terrasse mit zahlreichen „kettle holes" vorgeführt (Abb. 2). Ein Aufschluß in einem Bacheinschnitt zeigte die groben Kiese und Sande, die die Terrasse aufbauten. Das Loch Etive ist durch Glazialerosion stark übertieft. Eine Felsbarre an der Mündung ins Loch Linnhe führt dazu, daß sich bei steigender Tide ins Loch Etive, bei fallender Tide aus dem Loch Etive heraus gerichtete Stromschnellen ausbilden (Falls of Lora).

3. Tag: An diesem Tag wurden die „parallel roads" im Glen Roy vorgeführt, die bereits von Darwin, Agassiz und Jamieson untersucht wurden. Es handelt sich um drei klar erkennbare, schmale Terrassen, die sich völlig um das Tal herumziehen. Sie sind überwiegend akkumulativ entstanden, zum Teil aber auch in den Fels eingeschnitten. Es handelt sich um die Uferlinien eines glazialen Eisstausees aus der Zeit des Loch Lomond Readvance. Mit dem Rückschmelzen des Eises wurde nacheinander die Entwässerung über tiefer liegende Pässe möglich, so daß es zur Ausbildung der drei übereinander liegenden Terrassen kam. Im benachbarten Glen Spean wurde auf Grund der einfacheren Entwässerungsverhältnisse des dortigen Eisstausees nur eine Terrasse ausgebildet.

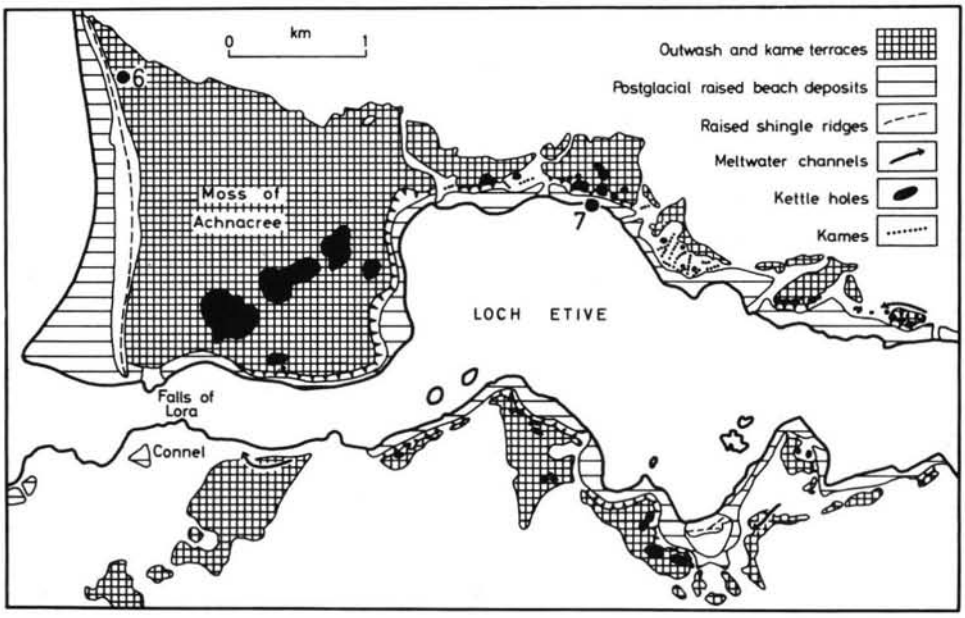


Abb. 2: Kame-Terrassen und Toteislöcher am Loch Etive (aus Sissons 1977 a).

4. Tag: Von Inverness aus ging es an diesem Tag in das Glen Torridon. Neben Spuren der Glazialerosion und des Loch Lomond Readvance galt unser Interesse vor allem einem „rock glacier" am Fuße des Beinn Alligin. Dieser besteht aus einer 1,2—1,5 km langen, im oberen Teil 400 m, an der Zunge 200 m breiten Gesteinsschuttmasse aus Torridon-Sandstein, von dem viele Blöcke einen Durchmesser von mehr als 5 m aufweisen. Die Deutung dieser Schuttmasse als „rock glacier" ist nicht unumstritten; eine Entstehung durch einen Bergsturz läge gleichfalls im Bereich des Möglichen.

5. Tag: Während einer Bergwanderung auf den An Teallach wurden in erster Linie Periglazialerscheinungen vorgeführt. Auf einem Plateau in 740 bis 760 m Höhe ist ein ebenes Blockfeld ausgebildet. An den Hängen finden sich z. T. aktive Solifluktionsterrassen und -loben, deren Bewegung gemessen wird. In den nach Nordosten gerichteten Tälern treten an den Oberhängen bis über 3 m mächtige Sandablagerungen auf, die vermutlich äolischer Entstehung sind. Die Zerstörung der Vegetationsdecke (Überweidung durch Schafe) ist wahrscheinlich die Ursache dafür, daß diese Sande gegenwärtig stark der Abtragung unterliegen.

6. Tag: Im Glen Doe, einem Seitental des Glen Morriston, finden sich auf 3 km Länge flache, quer durch das Tal verlaufende Moränenwälle (Abb. 3). Da sich im Glen Doe in verschiedener Höhe Terrassen finden, die als Uferlinien eines Eisstausees zu deuten sind, ist anzunehmen, daß während des Loch Lomond Readvance ein Gletscher im Glen Morriston lag und den Abfluß aus dem Glen Doe blockierte. Die kleinen, maximal 7—8 m hohen Moränenwälle sollen sich am Rand des Eises gebildet haben, das aus dem Glen Morriston ein Stück weit in das Seitental eindrang (Sissons 1977 b).

7. Tag: Das Granitmassiv der Cairngorms hat während des Loch Lomond Readvance eine kleine Eigenvergletscherung gehabt. Es finden sich hier mehrere Kare und — wenige hundert Meter von der Rückwand der Kare entfernt — aus großen, eckigen Blöcken bestehende Endmoränen. — Die Rückfahrt führte über Pitlochry nach Stirling, wo die Exkursion beendet wurde.

Literatur

Sissons, J. B.: The Scottish Highlands — Guidebook for Excursions A 11 and C 11. — Geo Abstracts Ltd., Univ. of East Anglia, Norwich, England, 1977 a, 51 S.

Sissons, J. B.: Former ice-dammed lakes in Glen Morriston, Inverness-shire and their significance in upland Britain. — In: Institute of British Geographers, Transactions, New Series **2**, 2, 1977 b, S. 224—242.

Bericht
über die Sitzung der Stratigraphischen Kommission der DUGW Subkommission für Quartärstratigraphie am 11. Juni 1977 in Göttingen

R. Vinken, Hannover & F. Grube, Hamburg

Diskussion über die Organisation und Tätigkeit der Subkommission

Zur Frage der Tätigkeit der Subkommission wurde festgestellt, daß diese sich an der Satzung und der Geschäftsordnung der Stratigraphischen Kommission der DUGW (SC-DUGW) auszurichten hat. Dort heißt es u. a.: „Die SC-DUGW (und entsprechend die jeweiligen Subkommissionen) hat die Aufgabe, die notwendigen Aktivitäten auf dem Gebiet der Stratigraphie zusammenzufassen, die Zusammenarbeit mit internationalen Gesellschaften, insbesondere der Internationalen Union der Geologischen Wissenschaften (IUGS) zu pflegen, representative deutsche Standpunkte zu den auf internationaler Ebene gepflogenen Erörterungen, Empfehlungen und Festlegungen zu entwickeln und die Verbreitung dieser Empfehlungen und Festlegungen unter den inländischen Forschern zu fördern."

Zu den Aufgabenbereichen gehören damit u. a. die Festlegung von Typenprofilen oder Typusregionen von aus dem Gebiet der BR Deutschland stammenden Begriffen, der Mitarbeit an der internationalen Korrelierung von stratigraphischen Abschnitten des Quartärs und der Einigung auf Untersuchungsmethoden, die von den in der stratigraphischen Wissenschaft tätigen Labors vorgeschlagen werden.

F. Grube berichtete

— über die Aktivitäten im Rahmen des IGCP-Projektes „Glacial deposits of the Northern Hemisphere"

— über die Gründung einer Arbeitsgruppe „Paläoböden im Quartär" in der DEUQUA durch G. Roeschmann. — Die Zielrichtung der Tätigkeit dieser Arbeitsgruppe im Hinblick auf Aktivitäten der DEUQUA und in der Bodenkundlichen Gesellschaft wurden diskutiert. Über diesen Punkt sollten klärende Gespräche zwischen K. Brunnacker und F. Zakosek und zwischen R. Vinken und G. Roeschmann angestrebt werden. Es bestand Einigkeit darüber, daß die Sk die Arbeit jeder Gruppe bei stratigraphischen Fragestellungen stützen und fördern sollte.

Stand der Forschungsvorhaben zur Stratigraphie des Quartärs

Im Verlauf der Sitzung zeigte es sich, daß bisher nur z. T. ein Zeitplan für die Festlegung und Empfehlung von Stratotyp-Profilen oder Stratotyp-Regionen vorhanden ist. Auf der nächsten Sitzung soll ein derartiger Zeitplan aufgestellt werden.

Weiterhin bestand Unklarheit über die Untersuchungsmethoden, die mindestens für die Defition eines Stratotyp-Profils oder einer Stratotyp-Region eingesetzt werden müssen, und deren Fehlen eine Empfehlung und Festlegung durch die Subkommission nicht erlaubt. Auf der nächsten Vollsitzung soll eine Einigung über die anzuwendenden Methoden erzielt werden. Eine biostratigraphische Einhängung erschien allen Anwesenden notwendig.

B. Frenzel empfahl die Anwendung der Thermolumineszenz-Methode, die in der UdSSR mit Erfolg angewandt würde. Als Test für den Wert der Untersuchung wurde vorgeschlagen, sicher vergleichbare Proben in Deutschland und in der UdSSR zu bearbeiten.

Komplex „Tegelen"

K. Brunnacker berichtete über die umfassenden Untersuchungen an Schichten der Tegelen-Zeit in der Niederrheinischen Bucht, die in den nächsten Jahren im Zuge neuer Aufschlüsse in Braunkohlen-Tagebau-Gebieten noch intensiv fortgesetzt werden. Die Grube an der Typlokalität in den Niederlanden ist abgesoffen, eine Beschreibung eines niederländischen Profils als Stratotypus-Profil steht noch aus. Die Definition eines deutschen Para-Stratotypus-Profils oder einer Paratyp-Region soll erst dann erfolgen, wenn von den angewendeten Untersuchungsmethoden und von der Deutung der vorliegenden Ergebnisse her mit den Niederlanden Übereinkunft besteht.

Die Untersuchungen über die Brüggen-Kaltzeit werden ebenfalls weitergeführt. Eine Empfehlung der Sk ist auch hier erst in 3—4 Jahren nach Abschluß der Arbeiten zu erwarten.

Komplex „Günz-Mindel"

Für die Günz-Kaltzeit wurde für die Auswahl eines Stratotyps das Gebiet Ochsenhausen-Rottum genannt (bei Biberach, Exkursionsführer DEUQUA-Tagung Biberach, Halt Nr. 15, auch Heidelberger Geogr. Arb., H. **45**: 68). Nach B. Frenzel ist dieses Vorkommen nach den vorliegenden Untersuchungen nicht zwingend als Günz anzusehen. Es handelt sich um ein isoliertes Vorkommen, es ist auch z. B. biostratigraphisch nicht einhängbar. Weitere bereits vorgesehene Untersuchungen müssen abgewartet werden, bevor die Sk zu einer Empfehlung kommen kann.

Für die Mindel-Kaltzeit findet z. Zt. eine interdisziplinäre Untersuchung des Kirchheim-Burgauer Schotters im Mindeltal statt. Erste Ergebnisse finden sich in den Heidelberger Geogr. Arb., H. **45**: 91—95.

Komplex „Cromer"

Das Vorkommen Bilshausen ist als deutscher Para-Stratotypus nicht geeignet, da vor allem die hangenden, nächstjüngeren Schichten fehlen. Es ist nach den bisher vorliegenden Untersuchungen (vor allem Pollen) vergleichbar mit Voigtstedt, jedoch nicht eindeutig mit den Cromer Forest Beds, für die es jedoch ebenfalls noch keine international anerkannte Definition als Ortho-Stratotyp gibt.

Um einen Vergleich der paläomagnetischen Gegebenheiten zu ermöglichen und mit der Hoffnung, noch jüngere als bisher angetroffene Schichten vorzufinden, wird Herbst 1977/Frühjahr 1978 vom NLfB eine Kernbohrung in Bilshausen niedergebracht.

Holstein-Stratotyp-Region

F. Grube erhält für die Untersuchung des Holstein Stratotypus finanzielle Unterstützung durch die DFG. Mit diesen Mitteln werden z. Zt. alle Bohrungen mit Holstein-Anteil in Hamburg und seinem Umland kartiert und ausgewertet, um die für die Untersuchungsbohrungen in den einzelnen Faziesbereichen günstigsten Ansatzpunkte zu finden. Diese Bohrungen sollen 1978 mit Mitteln der Geologischen Landesämter niedergebracht werden.

Saale-Moränenstratigraphie

Über die Nomenklatur der Saale-Moränenstratigraphie wird seit einiger Zeit zwischen den beteiligten Geologischen Landesämtern diskutiert, ohne bislang eine Einigung zu erreichen, obwohl über die jeweilige Moränenabfolge gute Vorstellungen auch in räumlicher Hinsicht bestehen. Bis zur nächsten Sitzung der Subkommission in Norddeutschland soll ein erster Einigungsvorschlag zusammengestellt werden, so daß die Sk über eine Empfehlung über Definition und Benennung beraten kann. Gleichzeitig soll eine Einigung über die Untersuchungsmethoden für Moränen erreicht werden.

Weichsel-Interstadiale

Neue Bohrungen aus Odderade werden z. Zt. von F.-R. Averdieck untersucht. Das Weichsel-Früh- und -Hochglazial Schleswig-Holsteins ist inzwischen auch durch B. Menkes Untersuchungen gut bekannt, insbesondere durch die Bohrung Rederstall I (mit mehr als 27 m mächtigem Weichsel-Frühglazial). Ein kurzer Bericht hierzu erschien in Eiszeitalter u. Gegenwart, **27**: 1—16, 1976.

Der Begriff Amersfoort-Interstadial sollte nach B. Menke in unserem Sprachgebiet nicht mehr verwendet werden, da das Amersfoort-Interstadial nach den vorliegenden Befunden offensichtlich nicht dem Roedebaek-Interstadial entspricht, sondern entweder dem ganzen Brørup-Interstadial oder seinem älteren Thermomer.

Eine über das Odderade-Interstadial hinausgehende konkordante Abfolge wurde in organogener Fazies bisher nicht gefunden. Dieser Punkt kann hiermit m. E. für Nordwestdeutschland vorerst als abgeschlossen gelten. Für die Bohrungen Rederstall (ein ausführlicher Bericht ist in Vorbereitung) wird allerdings noch ein Bearbeiter der Diatomeen und evtl. der Makrofossilien gesucht.

Die Festlegung von Para-Stratotypen ist z. Zt. noch nicht möglich, da Ortho-Stratotypen noch nicht aufgestellt wurden. M. Geyh empfahl ^{14}C-Proben aus älteren Interglazialen in Groningen datieren zu lassen, wo Messungen bis zu 70 000 Jahren B.P. vorgenommen werden können.

Interglazialer alpiner Bereich

Eine Arbeitsgruppe, bestehend aus süddeutschen und schweizerischen Kollegen (Botaniker, Geologen, Archäologen) intensiviert die Untersuchung von Schwerpunktgebieten im nördlichen Alpenvorland (Salzach-, Isar-, Rheingletschergebiet). An Methoden werden eingesetzt die geologische Kartierung, Sedimentanalysen, biostratigraphische Untersuchungen, Radiokarbondatierungen. Im einzelnen wurden folgende in Untersuchung stehende Einzelvorkommen genannt: Mondsee, Starnberger See, Atterberg, Salzburg, Samerberg (s. Exkursionsführer IGCP-Project „Glacial deposits . . .").

Das GLA München wird örtlich Geophysik zur Ermittlung des Beckentiefsten einsetzen. Für 1978/79 ist in Samerberg der Ansatz einer Forschungsbohrung geplant, in der Reihe Geologica Bavarica wird 1978 ein Quartärband erscheinen, der die Datensammlung Stand 1977 enthält.

Bis Sommer 1978 wird die Arbeitsgruppe die Entscheidung fällen, welche Vorkommen speziell im Hinblick auf die Auswahl als Stratotyp-Region untersucht werden sollen.

Riß- und Würm-Stratotyp-Regionen

Die Untersuchung im Gebiet südlich München im Isar-Vorland-Gletscher-Bereich durch das Geologische Landesamt steht in den Anfängen; vorgesehen sind neben der Kartierung paläopedologische und sedimentologische Untersuchungen.

Neugliederung des Küstenholozäns

Es hat sich im Verlaufe der Kartierungen im niedersächsischen Küstengebiet als notwendig erwiesen, das bestehende stratigraphische Gliederungssystem durch ein verbessertes zu ersetzen. Die neue Gliederung umfaßt ein lithologisches Ordnungsprinzip (Vortrag S t r e i f) und ein mit diesem kombiniertes chronologisches System (Vortrag G e y h). Der Vorschlag enthält einige Abweichungen von den bisher als geltend betrachteten stratigraphischen Gliederungsprinzipien. Um der Subkommission die Entscheidung über eine Empfehlung der neuen Gliederung auf der nächsten Sitzung in Norddeutschland zu erleichtern, werden allen Mitgliedern der Subkommission die detaillierten Unterlagen zu dieser Gliederung zugeschickt.

Gliederung des fluviatilen Holozän

H. S c h i r m e r berichtet: „Der Talgrund von Mittelgebirgsflüssen wurde in würmzeitliche, spätglaziale und verschieden alte holozäne Schotter- und Hochflutablagerungen untergliedert. In der Vertikalen lassen sich holozäne von glazialen Sedimenten stratigraphisch wie auch lithologisch trennen. In der Horizontalen wird zusätzlich eine Trennung der eiszeitlichen und verschiedenen holozänen Sedimentkörper durch ihre unterschiedlichen Bodenbildungen, unterschiedliche Zahl fluviatiler Deckschichten und z. T. unterschiedliche morphologische Prägung möglich. Die einzelnen holozänen Schotterablagerungen verschiedener Flüsse fallen zeitlich recht gut zusammen. Eine genauere Differenzierung ihrer Ablagerungszeit wird untersucht."

Es sollte diskutiert werden, ob für das fluviatile Holozän ein ähnliches Gliederungsschema wie für den marinen Faziesbereich benutzt werden kann.

Forschungsvorhaben

H. B e u g teilt den Beginn folgender Vorhaben mit:

— Vegetationsgeschichtliche Untersuchung zur Waldgeschichte des Wesergebirges im Holozän,
— Entwicklungsgeschichte von Harz-Mooren,
— Palynologische Untersuchungen von würmzeitlich-holozänen Schichten in Calabrien,
— Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in Chile,
— Pollenanalyse mariner Schichten vor der westafrikanischen Küste (Meteor-Kerne aus 3000 m Tiefe).

Kurzbericht über das IGCP-Projekt „Korrelation der Vereisungen der nördlichen Hemisphäre"

K. Brunnacker und B. Frenzel berichteten kurz über die Tätigkeit der deutschen Mitglieder in diesem Projekt. Einzelheiten über Vorträge und Exkursionen, die in den letzten Jahren in Süd- und Westdeutschland stattfanden, sind den IGCP-Projektberichten zu entnehmen, die über Herrn Sibrava, Geologischer Dienst, Prag, zu beziehen sind.

Kurzbericht über das IGCP-Projekt „Sea level changes"

Im November 1976 fand in Hannover ein DFG-Rundgespräch mit allen an diesem Projekt beteiligten deutschen Arbeitsgruppen statt (Ergebnisprotokoll ist über R. Vinken zu beziehen). In Hannover wurde weiterhin ein Datenformular zur Sammlung und EDV-Auswertung von Meeresspiegeldaten entworfen und verteilt. Die Programmentwicklung zur Auswertung hat in Zusammenarbeit mit der Cornell-University/USA begonnen.

Tätigkeit der Euro-Sibirischen Subkommission für das Studium des Holozän (INQUA)

Die Euro-Sib-SC veranstaltete zwei von Vortragsfolgen unterbrochene Exkursionen:

1975: Küstengebiete Nordfrankreich, Belgien, Niederlande, NW-Deutschland

1976: Slowakei.

Ergebnisse sind dem Bull. 10 der Hol.-Comm. und den Berichten der Slow. Akad. d. Wiss. zu entnehmen.

Bericht
über die Sitzung der Stratigraphischen Kommission der DUGW Subkommission für Quartärstratigraphie am 21./22. Oktober 1977 in Rosenheim bei München

H. Jerz, München & F. Grube, Hamburg

Der Vorsitzende der Sk eröffnete die Sitzung mit der Begrüßung der Teilnehmer und vor allem der Gäste J. Fink (Wien) und Ch. Schlüchter (Zürich). Sein besonderer Dank galt H. Vidal für die Organisation. J. Fink sprach sich für enge Kontakte zwischen der DUGW und der DEUQUA bzw. INQUA aus.

Zunächst berichteten J. Fink und B. Frenzel von einer Diskussion über das Voigtstedt-Interglazial, das von der SEQS auf der INQUA-Tagung im August 1977 in Birmingham als Elster-Stratotyp vorgeschlagen worden ist. Eine Entscheidung wurde vertagt.

F. Grube berichtete anschließend von der Sitzung der Stratigraphischen Kommission der DUGW am 30. 9. 1977 in Göttingen. Nach einem Vorschlag des Vorsitzenden der DUGW, G. Lüttig, sollen für den Internationalen Geologenkongreß 1980 in Paris die Stratotypen in der BRD dargestellt werden. Für einen Katalog der Quartär-Stratotypen werden B. Frenzel die Stratotypen für den süddeutschen Raum und K. Brunnacker die für den westdeutschen Raum zusammenstellen. Die Referenten für das norddeutsche Quartär werden auf der Sitzung in Hamburg am 16. Mai 1978 benannt. Eine Diskussion der Vorlagen soll bereits auf der Kommissionssitzung am 2. 9. 1978 in Wien erfolgen.

In seinem Einführungsreferat berichtete B. Frenzel über neuere quartärstratigraphische Ergebnisse aus geobotanischer Sicht, insbesondere über die Zuordnung und Bedeutung eingehend untersuchter Interglazial- und Interstadialvorkommen im Alpenvorland.

(1) Als Interglazial-Typen ersten Ranges gelten: St. Germain II (Vogesen), Zeifen, Pfefferbichl und Winzeln;

(2) als Interstadiale mit stärkerer Erwärmung sind zu bezeichnen: Mauern, Füramoos, Unterpfauzenwald und Uhlenberg;

(3) Interstadiale mit geringerer Erwärmung stellen dar: Breinetsried und Pömetsried.

Das Vorkommen Krumbach bei Saulgau ist möglicherweise als eemzeitlich einzustufen. Es ähnelt am ehesten dem Profil Zeifen.

B. Frenzel hält es für dringend erforderlich, daß künftig die paläobotanischen Aussagen auch von der geologischen Seite hier besser abgesichert werden. Von größter Bedeutung sind Methoden, die zur weiteren Kennzeichnung von Interglazialen und Interstadialen geeignet sind, ferner Methoden, die eine Unterscheidung von Sedimenttypen wie kaltzeitliche und warmzeitliche Schotter oder stadiale und eiszeitliche Aufschotterungen erlauben. Auch Fragen nach der Vorbelastung — mit und ohne Moränenüberdeckung — sollten beantwortet werden können.

Untersuchungsmethoden in der Substratforschung

Aus verschiedenen Gründen erscheint es dringend geboten, daß die von den einzelnen Bearbeitern und Instituten verwendeten Untersuchungsmethoden in der Substratforschung künftig mehr als bisher aufeinander abgestimmt werden, um damit eine bessere Vergleichbarkeit der Ergebnisse zumindest in ein und demselben Gebiet zu erreichen. Dies ist um so dringlicher, als solche Untersuchungen oftmals auch die Grundlage für stratigraphische Aussagen und Entscheidungen bilden. In der Diskussion machte B. Frenzel auf die Schwierigkeiten und Fehlerquellen bei der Aufbereitung von Proben aufmerksam. K. Brunnacker und E. Schönhals berichteten über entsprechende Erfahrungen an ihren Instituten. H. Vidal und W. D. Grimm plädierten für eine Anlehnung an die DIN-Normen.

Es wurde vereinbart, die Diskussion über methodische Fragen in einem kleineren Kreis, voraussichtlich im Frühjahr 1978, fortzuführen. Die Koordination wird J. Ziegler, GLA München, übernehmen. Als Mitarbeiter des Arbeitskreises werden genannt: K. Brunnacker (Köln), R. German (Tübingen), W. D. Grimm (München), M. Löscher (Heidelberg), H. Tributh (Gießen). Ferner soll eine Zusammenarbeit mit der INQUA-GLQD-Kommission (nächste Arbeitstagung vom 11.—17. 9. 1978 in Zürich) und ein Erfahrungsaustausch mit J. G. Zandstra, Rijks Geologische Dienst, Haarlem, angestrebt werden. Zu gegebener Zeit sollen auch Kontakte mit der GLQD Regional-Arbeitsgruppe für das südskandinavische Vereisungsgebiet aufgenommen werden.

In einem anschließenden Referat berichtete W. D. Grimm ausführlich über die Arbeiten seines Institutes im Salzachgletschervorland. Neben den zahlreichen sedimentologischen Ergebnissen fanden insbesondere seine Ausführungen über die dortigen „Günzmoränen" Beachtung.

Komplex Günz-Mindel

M. Löscher schlug als Stratotyp für „Mindel" den Kirchheim-Burgauer Schotter im Mindeltal vor. Die Zuordnung in die 3. letzte Eiszeit kann nach der Anzahl der Deckschichten (2 Lösse) und den Paläoböden als gesichert gelten. Ergänzende biostratigraphische Anhalte fehlen noch.

Problematisch bleibt die stratigraphische Zuordnung der sog. oberen Hochterrasse Pencks im Günztal. Nach neueren Vorstellungen der Heidelberger Schule könnte es sich hierbei um eine Akkumulation während der 3. letzten Vorlandvereisung handeln. Allerdings steht eine paläopedologische Beweisführung noch aus. Ebenso fehlen paläontologische Hinweise.

M. Löscher verzichtete auf seinen angekündigten Vorschlag, die Forstkiesgrube 2,5 km südwestlich von Ochsenhausen als Typlokalität für „Günz" zu benennen. Möglicherweise sind Lokalitäten im Salzach-Gletschergebiet besser dafür geeignet.

Forschungsbohrung Samerberg

Eine 1973 durchgeführte Bohrung am Samerberg bei Nußdorf a. Inn (Auftraggeber: GLA München; Endteufe 37,60 m) hat unter der Würmmoräne ein Interglazialprofil mit vorwiegend limnischen Sedimenten und organogenen Einlagerungen, lagenweise mit pflanzlichen Makroresten, erschlossen. Nach den pollenanalytischen Untersuchungen von E. Grüger handelt es sich um Bildungen des letzten Interglazials. Daneben konnten von ihm im gleichen Profil auch einige Interstadiale nachgewiesen werden. Die Bohrung erreichte gerade noch eine ältere Moräne.

Nach den 1975 und 1976 ausgeführten geophysikalischen Messungen von K. Bader, München, ist im zentralen Bereich des Glazialbeckens von Samerberg für die quartären Sedimente mit einer Mächtigkeit bis zu 100 m zu rechnen. Die geoelektrischen und seismischen Meßergebnisse lassen darauf schließen, daß unter der bereits erbohrten Interglazialserie ein weiterer Komplex mit Seetonen und Moränen erhalten ist. Es ist denkbar, daß auch diese tiefere Serie warmzeitliche Bildungen aufweist.

Für die Pleistozänstratigraphie im Alpengebiet besitzt der Samerberg eine Schlüsselstellung. Aus diesem Grunde wird dort eine zweite Forschungsbohrung vorgeschlagen. Der Ansatzpunkt könnte an einer Stelle liegen, wo die obersten 30 m der Bohrung Samerberg 1 eingespart werden können.

Von seiten der Sk wird der Vorschlag einer Bohrung Samerberg 2 begrüßt. Allerdings bleibt die Frage der Finanzierung vorläufig noch offen. Es soll zunächst eine 70—80 m tiefe Spülbohrung als Vorbohrung ins Auge gefaßt werden.

Im Zusammenhang mit Bohrungen und sonstigen Aufschlußarbeiten wird eine engere Zusammenarbeit zwischen den Instituten und den Landesämtern als wünschenswert angesehen. Auch sollten gegenseitig mehr Informationen über laufende und geplante Forschungsvorhaben ausgetauscht werden.

Riß/Würm-Stratotyp-Regionen

R. Schreiner berichtete über neuere Forschungsergebnisse und -planungen zu diesem Komplex im Rheingletschergebiet. Die Kenntnis vieler Interglazial-Vorkommen ist dort vielfach den seismischen Schußbohrungen früherer Jahre zu verdanken.

Im Rahmen eines neuen Forschungsprogrammes sollen Stratotyp-Profile und -Regionen näher untersucht werden. Es werden die Lokalitäten Seibranz und Krumbach angeführt, auch das Riß-Tal soll in die Untersuchungen einbezogen werden. Als Bearbeiter werden genannt: R. Ebel, München, M. Löscher, Heidelberg, E. Müller-Beck und Mitarbeiter, Tübingen, sowie ein Pollenanalytiker aus Stuttgart-Hohenheim.

B. Frenzel schlägt als weiteres Untersuchungsgebiet den Bereich des Ammersee-Gletschers vor.

Paläopedologie DEUQUA—DBG

K. Brunnacker berichtete über Kontakte mit dem Arbeitskreis Paläopedologie der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft. Die Gespräche u. a. mit Prof. Roeschmann, dem Vizepräsidenten der DBG, ergaben Übereinstimmung bei Fragen der Zusammenarbeit und Zielrichtung.

B. Frenzel weist auf die dringliche Notwendigkeit von paläopedologischen Angaben bei stratigraphischen Aussagen hin. E. Schönhals macht auf die besonderen Möglichkeiten in der Bodenphysik und Mikromorphologie aufmerksam. Es wird die Bildung einer Arbeitsgruppe angeregt, wobei die pedologischen Untersuchungen schwerpunktmäßig wie folgt verteilt werden könnten:
Mikromorphologie und Tonmineralogie:

Institut für Bodenkunde und Bodenerhaltung, Gießen;

Schwer- und Leichtmineralanalysen, Korngrößen und Kornform u. a.:

Institut für Angewandte Geologie, München;

Bodenphysik und Bodenchemie:

Bayerisches Geologisches Landesamt, München.

Spätglazial im Alpenvorland

Über das Spätglazial im Alpenvorland bestehen noch zahlreiche offene Fragen, die nur in Zusammenarbeit mit verschiedenen Nachbardisziplinen geklärt werden können. Von größtem Interesse ist für verschiedene Seiten die zeitliche Einordnung der Endmoränen im Alpenvorland und die Datierung der Rückzugsstadien bis in die Alpentäler zurück.

Es werden koordinierte Untersuchungen an Typus-Profilen vorgeschlagen. Für eine Koordination hat sich B. Frenzel bereiterklärt. Als Untersuchungsgebiete werden die Bereiche des Rhein-, Isar-Loisach- und Salzach-Gletschers vorgeschlagen.

Geologenkongreß 1980 in Paris

Quartärexkursion im Alpenvorland

Im Rahmen des Internationalen Geologenkongresses 1980 in Paris soll auf einer Exkursion von Frankreich über Süddeutschland nach Österreich auch das Quartär im Alpenvorland vorgeführt werden. (Näheres zum Thema und zur Route wurde vom Organisationskommitee noch nicht bekanntgegeben.

Freilandstation Petersfels bei Singen

H.-J. Müller-Beck berichtete über Grabungen seines Instituts an der Freilandstation Petersfels bei Singen. Bei den Untersuchungen spielen Fragen der Deglaziation im Rheingletschergebiet und die Entfernung des Gletschereises von der o. a. Station zur Zeit der Besiedlung eine große Rolle. Die bisherigen Altersdaten liegen zwischen 12 000 und 13 000 B.P. Die Kulturschichten reichen wahrscheinlich noch weiter zurück.

In einer benachbarten Schmelzwasserrinne lassen sich 8 Horizonte mit Feinsedimenten über dem Glazifluvialschotter unterscheiden. Möglicherweise können damit räumliche und zeitliche Beziehungen zwischen dem Siedlungsort und den Eisrückzugslagen hergestellt werden.

Bericht
über das 4. Symposium des Deutschen Arbeitskreises für Geomorphologie vom 11.–14. Oktober 1977 in Hamburg

Eckhard Grimmel, Hamburg

Veranstalter: Prof. Dr. H. Mensching und Mitarbeiter,
Institut für Geographie und Wirtschaftsgeographie
der Universität Hamburg

Tagungsort: Geomatikum, Bundesstraße 55

Vorträge

Etwa 100 Teilnehmer hörten und diskutierten am 11. und 12. Oktober 19 Vorträge. 12 Vorträge bezogen sich mehr oder weniger auf das Rahmenthema **„Morphodynamik und Morphogenese in der Ariden Zone"**, während 7 Vorträge hauptsächlich zur jungtertiären und quartären Reliefentwicklung mitteleuropäischer Regionen gehalten wurden.

Da die meisten Vorträge demnächst in einem Supplement-Band der Zeitschrift für Geomorphologie veröffentlicht werden, mag an dieser Stelle eine stichwortartige Skizzierung der Inhalte genügen.

Mensching, H. (Hamburg): **Inselberge, Pedimente und Rumpfflächen im Sudan (Republik). Ein Beitrag zur morphogenetischen Sequenz in den ariden Subtropen und Tropen Afrikas** (Abendvortrag).

Beobachtungen in den überwiegend kristallinen Schilden im NW und N. Alte Rumpffläche setzt sich aus vielen altersunterschiedlichen Teilflächen zusammen: präkretazische, durch Abtragung des Nubischen Sandsteins exhumierte Flächen des Sockels und solche Flächen, die mit bzw. nach der wohl überwiegend im Tertiär erfolgten Abtragung des Sandsteins weitergebildet wurden, und zwar mehr unter ariden als humiden Klimabedingungen. — In der Bajuda-Wüste Flächenbildung bzw. -weiterbildung wesentlich gesteuert durch weite, wenig zur erosiven Zerschneidung Anlaß gebende Basisdistanz des Wölbungsrandes, markiert durch das heutige Niltal.

Am aktivsten im morphodynamischen System der Abtragung sind die Pedimentkränze, die sich um die Inselbergreliefs gebildet haben; sie sind nicht „fossil" (= relikt), wenn auch der Beginn ihrer Bildung weit zurückreicht (lange morphogenetische Sequenz).

Rezente morphodynamisch wirksame Prozesse insgesamt graduell unterschiedlich gesteuert durch „arid-morphodynamisches Abtragungssystem": sommerlich periodische bis episodische Regenfälle mit z. T. hoher Intensität besitzen bei sehr lückenhafter Vegetationsdecke eine stark flächenhafte Wirksamkeit. Tiefgründige Latosoldeckenbildung unter humidem bis semihumidem Klima für flächenhafte Abtragungsprozesse nicht erforderlich!

Hagedorn, H. u. Mitarbeiter (Würzburg): **Physisch-geographische Untersuchungen am Westrand des Murzuk-Beckens.**

Schichtstufe des Nubischen Sandsteins entstand am Ende einer langen Flächenbildungsphase (Tertiär) als flache Rumpfstufe. Reste des alten Flächenreliefs sowohl im Stufenvorland als auch auf der Landterrasse erhalten. Schichtstufe von Rutschungen bedeckt, die an feuchteres als das heutige Klima gebunden sind. Nach Ausklingen der Rutschungsvorgänge im Jungquartär überwiegen fluviale Formung; mindestens 2 Akkumulations- und Erosionsphasen; die älteren Akkumulationen mit pluvialzeitlichem Charakter (kalkverkrustete Schilfreste, Pollen, Mollusken); auf der Oberfläche beider Terrassen neolithische Werkzeuge und Grabbauten. Starke äolische Überformung der Stufe durch Flugsandakkumulation; im Südwesten auch Winderosion mit mehrphasigem Windrelief im Lee der Stufe.

Hövermann, J. (Göttingen): **Formen und aktuelle Formung in der Flächen-Namib (Pränamib).**

Namib-Fläche zwischen Kuiseb und Swakop ist keine Fußfläche der Randstufe Südwestafrikas. Ausbildung von Kegelformen (mit Schuttdecken) und schiefen Ebenen (mit Sand und Kies). Schiefe Ebenen mit sehr aktivem Spülrinnennetz; kegelförmige Partien im toten Winkel der Spülformung. Aufstellung von 8 Formungsphasen.

Seuffert, O. (Darmstadt): **Leitlinien der Morphogenese und Morphodynamik im Westsaum Indiens.**

Genese der Flächentreppe klimatisch bedingt. Talbildung unter semihumid/humiden, Flächenbildung unter semiarid/ariden Bedingungen. Gegenwärtig Vorherrschen von Tiefenerosion, aber wahrscheinlich erst seit wenigen Jahrtausenden.

Wenzens, G. (Düsseldorf): **Zur Genese von Schwemmfächern und Pedimenten in den Basin und Range-Landschaften Nordamerikas.**

Günstige Voraussetzungen der Pedimentation im Pliozän unter semiariden Bedingungen mit flächenhaftem Gesteinszersatz.

Zwei geologisch bedingte Entstehungstypen der Pedimente:

a) Pediment und Rückland aus gleichem Gestein mit vorherrschender Hangrückverlegung,

b) Pediment aus relativ wenig resistentem Gestein mit vorherrschender Tieferlegung des Pediments.

Weitgehende Beendigung der Pedimentbildung mit dem Ältestpleistozän; heute Zerschneidung oder Formungsruhe.

Schipull, K. (Hamburg): **Über den Prozeß des Unterspülungs-Nachrutschens auf dem zentralen Colorado-Plateau, USA.**

Hänge mit Neigungen von 28+ 2° unterhalb von einigen dm bis wenige m mächtigen harten Sandstein- oder Kalksteinbänken sind weit verbreitet. Diese liefern grobblockiges Verwitterungsmaterial, das durch Unterspülung hangabwärts transportiert wird. Diskussion der diesen Prozeß beeinflussenden abhängigen und unabhängigen Faktoren. Hangformungsprozesse bilden vermutlich ein dynamisches Gleichgewicht, das zu einem annähernd parallelen Hangrückzug führt. Erklärung der Entstehung von weitverbreiteten halbzirkusförmigen Talanfängen.

Eichler, H. & Rögner, K. (Heidelberg): **Holozäne Morphodynamik und Intensitätsstufen des Klimaformenschatzes im vollariden Südosten Israels.**

Holozäne Dynamik stärker als allgemein angenommen. Zeitliche Untergliederung der Formen mit Hilfe von Strandterrassen, Seeablagerungen und Intensitätsgrad der Verwitterung. Annahme einer den heutigen Formungsvorgängen vorgeschalteten trockeneren Phase innerhalb des Holozäns.

Garleff, K. & Stingl, H.: (Göttingen, Erlangen): **Untersuchungen spät- und postglazialer Gletscherstände in den subtropisch-semiariden Hochanden Argentiniens.**

Untersuchungen im Tal des Rio Atuel (ca. 35° S). Mehrere Eisrandlagen, verknüpft mit glazifluvialen Terrassen. Innerhalb einer jüngeren Moränenstaffel organogene Sedimente, Basis 4080± 75 B.P. — Vergleich mit anderen rand- und subtropischen Hochgebirgen.

Rathjens, C. (Saarbrücken): **Klimatische Bedingungen der Solifluktionsstufe im sommertrockenen Hochgebirge, am Beispiel des afghanischen Hindukusch.**

Solifluktionsstufe von 1000—2000 m vertikaler Ausdehnung mit starker Schuttproduktion. Starke Expositionsunterschiede zwischen Sonn- und Schattseite: Verschiebung der Relief- und Vegetationsstufen um mehrere hundert Meter. Permafrost schon tief unter der Dauerschneegrenze. Blockgletscher und -zungen häufiger als in Hochgebirgen anderer Klimate.

Barth, H. K. (Tübingen): **Ausmaß und Auswirkungen des Bodenabtrags als Folge kulturtechnischer Maßnahmen im Niger-Binnendelta Malis.**

Bodenerosion durch Wind infolge großflächiger agrarischer Freilegung von Alluvialböden. Umwandlung alluvialer Sedimentationsräume in allmählich sich vertiefende Deflationsbecken. Reaktivierung vorhandener und Entstehung neuer Dünen. Maßnahmen zur Eindämmung der Winderosion.

Rust, U. (München): **Die Reaktion der fluvialen Morphodynamik auf anthropogene Entwaldung östlich Chalkis (Insel Euböa — Mittelgriechenland).**

Flußverwilderung und Talverfüllung im 5. Jh. v. Chr. infolge Entwaldung. Später Zerschneidung. Heute 2-m-Terrasse gegenüber den aktuellen Abflußrinnen.

Infolge Flußverwilderung zerstörte und in Zerstörung begriffene Ölbaumkulturen auf der Terrasse. Ursache der Flußverwilderung ist Anlage der Ölbaumkulturen selbst: Abnahme der Infiltrationsrate, Zunahme der Disposition für Oberflächenabfluß, kurzfristiges (10^1 bis 10^2 Jahre) Auftreten von aktivitätszeitlicher braided river-Dynamik, anschließend Umbau zu Dynamik eines schwach mäandrierenden stabilitätszeitlichen Tiefwasserflusses.

ELLENBERG, L. (Berlin): **Jungholozäne Küstenveränderungen im nördlichen Falcón, Venezuela.**

Küstenmorphologische Auswirkungen einer vor ca. 3000 Jahren durch Hebung entstandenen Landbrücke zwischen Festland und vorgelagerter Insel: Umlenkung der Küstenströmung, Anlandungen, Wanderdünen, Verschlammen gehobener Saumriffe, Aufbau eines Flußdeltas im Strömungsschatten der Landbrücke.

BIBUS, E. (Frankfurt): **Zur jungtertiären und altpleistozänen Relief- und Sedimententwicklung am unteren Mittelrhein.**

Kartierungen von tertiären Flächen und quartären Terrassen. Keine gesicherten Hinweise auf mehrfache tertiäre Talverschüttungen. Nachweis gestörter Lagerungsverhältnisse. Unter den pliozänen Formen maximal 4 Terrassenniveaus bis zur jüngeren Hauptterrasse erhalten.

DIETZ, K. (München): **Zur Reliefentwicklung im unteren Mittelmaintal.**

Bereich zwischen Aschaffenburg und Marktheidenfeld. Verebnungen der sogenannten Hauptterrassen, Übergangsterrassen und oberpliozänen Hochtalböden strukturabhängig. Eintiefung des Flusses, nicht klimatisch (Wende Tertiär/Pleistozän), sondern tektonisch bedingt. Eindeutige pleistozäne Terrassen erst seit der Verschüttung des Maintales nachweisbar.

SEIDENSCHWANN, G. (Köln): **Zur pleistozänen Talentwicklung des Main-Kinzig-Kahl-Gebietes.**

Starke Taleintiefung zu Beginn des Altpleistozäns. Anschließend mehrphasische Talverschüttung. Danach Ausbildung von 6 jüngeren Terrassen als Folge mehrfacheren Wechsels von Erosion und Schotterakkumulation. Zeitlich neue Einstufung der Terrassen mit Hilfe der Deckschichtenanalyse.

BRUNOTTE, E. (Göttingen): **Zur quartären Formung von Flußflächen im Markoldendorfer Becken (Leine-Weser-Bergland).**

Flußflächen in verschiedenen Höhenlagen; schneiden sowohl über mesozoische als auch quartäre Sedimente hinweg. Flächen sind teils Abtragungsformen, teils Aufbauformen. Als Ausgangsrelief werden pliozäne Flußflächen angenommen. Partielle Tieferlegung und randliche Erweiterung der Abtragungsformen dauerte bis in das Jungquartär an. Aufbauformen erst im jüngeren Quartär entstanden.

ZEESE, R. (Köln): **Die Réculées des Französischen Jura.**

Diskussion der Genese der engen, steilwandigen Täler mit ebenfalls steilwandigem Talschluß und der benachbarten Räume anhand der Formen und Sedimente (glazial, periglazial, postglazial).

POETSCH, T. (Hamburg): **Untersuchungen zur Vergrusung und Kaolinisierung von Tiefengesteinen.**

Mineralogisch-mikromorphologische Untersuchungen im Vorderen Odenwald. Vergrusungszone des kristallinen Grundgebirges mit deutlichen Merkmalen pedochemischer Umwandlung: Eisenoxide (Ferrihydrit), Tonminerale (Metahalloysit). Primäre Veränderungen der Minerale bereits durch spät- und postmagmatische Vorgänge: Sericitisierung der Feldspäte, Druckdeformationen. Vergrusung ist ein komplexer physikalisch-chemischer Verwitterungsvorgang. Keine generellen Aussagen über Alter der Vergrusung und Klima zur Bildungszeit möglich.

STÄBLEIN, G. (Berlin): **Morphometrische Analyse von Mesoreliefformen.**

An Beispielen von Mesoreliefformen (10^2—10^4 m Basisbreite) des deutschen Mittelgebirgsreliefs Untersuchungen zu folgenden Problemen: Netzstruktur fluvialer Systeme; räumliche Modelle der Reliefparameter in äquidistanten Rastern; geomorphologische Gliederung mit Hilfe von Faktorenanalyse und Distanzgruppierung.

Exkursion

Am 13. und 14. 10. wurde unter der Leitung von H. MENSCHING eine zweitägige Exkursion mit dem Thema

„Glazialmorphologie: Raum Steinhuder Meer und Wesertal/Porta Westfalica"

durchgeführt, an der 40 Personen teilnahmen.

Die Exkursion diente mehr der Diskussion der schwierigen und keinesfalls vollständig geklärten Zusammenhänge in der quartären Geschichte dieses Raumes als der Vorführung bestimmter Lehrmeinungen.

An der Führung während des ersten Tages beteiligten sich freundlicherweise auch Mitarbeiter des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung, Hannover (H. JORDAN, J. MERKT, G. RÖSCHMANN, J. TÜXEN, H.-H. VOSS, R. VINKEN).

Diskutiert wurde vor allem die Frage nach der Entstehung der Stauchzone im Mittelgebirgsvorland (Zahl der Vereisungen bzw. Eisvorstöße, Frontal-/Basalstauchung) sowie der Entstehung und Weiterentwicklung des Steinhuder Meeres (Tektonik, Salztektonik, Exarationsbecken, Toteiskonservierung, Thermokarstbecken, Sedimentfüllung, Verlandung).

Der zweite Tag diente der Untersuchung der glaziären Formen und Sedimente südlich des Weser-Wiehen-Gebirge im Wesertal zwischen Rinteln und Porta (Reichweite und Zahl der Vereisungen, „Kames", Schmelzwasserstaubecken, Eisrandschüttungen über Pässe hinweg während Zwangshaltes am Gebirgsrand), sowie der Auswirkung auf die Arbeit der Weser (Stau, Eintiefung, Laufverlegung, Abtrennung des Buhn, periglaziale Zerschneidung der „Kames").

Die Konferenz der Regionalgruppe „Glacigenic Deposits in the Soutwest Parts of the Scandinavian Ice Sheet" der INQUA-Kommission „On Genesis and Lithology of Quaternary Deposits" am 17./18. 10. 1977 in Hamburg

JÜRGEN EHLERS & FRIEDRICH GRUBE *)

Zur Verbesserung der internationalen Zusammenarbeit auf dem Gebiet der Quartärforschung fand am 17./18. Oktober 1977 im Geologischen Landesamt Hamburg eine Konferenz von Fachwissenschaftlern statt. Anwesend waren Quartärforscher aus den Niederlanden, aus Dänemark, Norwegen und Schweden sowie aus Hamburg, Niedersachsen, Nordrhein-Westfalen und Schleswig-Holstein. Im Vordergrund dieser ersten Sitzung stand das Bemühen, die Arbeitsmethoden in der Quartärforschung zu koordinieren und zu vergleichen. Da dieses Thema nicht auf einer so kurzen Tagung vollständig behandelt werden konnte, wurden zwei Schwerpunkte gesetzt:

Geschiebezählung / Feinkiesanalyse und
Glazialtektonik.

Die Vielzahl und die Intensität der verschiedenen Methoden und Techniken der Substratforschung machen eine Kooperation der Quartärkundler über die Landesgrenzen hinaus erforderlich. Die Bereitschaft zum Erfahrungsaustausch mit anderen Forschungsinstituten ist unter den Fachwissenschaftlern generell erkennbar. Doppelarbeit soll vermieden werden, und die Verfahren und Ergebnisse sollen transparenter gemacht werden.

Um diesem Ziel näher zu kommen, wurden nicht nur Referate zu den genannten Schwerpunktthemen gehalten, sondern es wurden gemeinsam in ausgewählten Aufschlüssen Proben genommen, die in den verschiedenen Forschungsinstituten nach den dort üblichen Methoden bearbeitet werden sollen. Die Ergebnisse sollen später miteinander verglichen werden.

Erste Vorgespräche zur Gründung der Regionalgruppe wurden auf dem Geologenkongreß in Montreal 1972 zwischen D r e i m a n i s , G r u b e und anderen interessierten Wissenschaftlern geführt. Während des Till-Symposiums in Schweden 1976 wurden dann von der Kommission offiziell empfohlen, daß Regionalgruppen gebildet werden sollten, um die Arbeit zu intensivieren. Auf der 44. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Nordwestdeutscher Geologen in Bederkesa 1977 fand unter Mitwirkung niedersächsischer, polnischer und deutscher Kollegen eine Vorbesprechung zur Gründung der Regionalgruppe statt. Während der INQUA-Tagung in Birmingham 1977 wurde der Beschluß bekanntgegeben, die erwähnte Regionalgruppe aufzubauen. Gleichzeitig wurde bekanntgegeben, daß das Geologische Landesamt Hamburg die Organisation der ersten Sitzung übernehmen würde.

———————

*) Geologisches Landesamt Hamburg, Oberstraße 88, 2000 Hamburg 13.

Bericht über die Sitzung

Nach der Begrüßung durch F. GRUBE (Geologisches Landesamt Hamburg) wurden folgende Vorträge gehalten:

K.-D. MEYER (Hannover): **Zur Methodik der Geschiebezählung.**

Die bisherigen Ergebnisse der Geschiebezählungen nach der TGZ-Methode in Niedersachsen wurden vorgestellt; auf gewisse Schwierigkeiten, die sich durch Faziesunterschiede innerhalb der der einzelnen Moränen ergeben, wurde hingewiesen.

Ib MARCUSSEN (Kopenhagen): **Über die Verwendbarkeit von Geschieben in Grundmoränen als Hilfsmittel der Stratigraphie.**

Ein großer Teil der dänischen Pleistozän-Stratigraphie beruht auf den Ergebnissen von Steinzählungen und Leitgeschiebe-Zählungen. Die Geschiebe in den Grundmoränen verhalten sich jedoch nicht wie Leitfossilien. Es kann gezeigt werden, daß die dänischen Grundmoränen keineswegs homogen aufgebaut sind. Daher erscheinen Steinzählungen und Leitgeschiebe-Analysen ziemlich unzuverlässig und für Korrelationen über größere Entfernungen kaum geeignet. Alle Typen von Leitgeschieben werden in allen Teilen Dänemarks gefunden; unterschiedlich ist nur ihre relative Häufigkeit. Man sollte auch bedenken, daß der Anteil der Steine in den dänischen Grundmoränen nur etwa 1 % des Gesamtmaterials ausmacht. Von diesem einen Prozent beträgt die Häufigkeit der meistbenutzten Leitgeschiebe wiederum weniger als 1 %, so daß die Leitgeschiebe nur einen winzigen Anteil an der gesamten Grundmoräne ausmachen. Es erscheint statistisch bedenklich, einen so geringen Prozentsatz des Materials als Charakteristikum einer gesamten Moräne zu benutzen. — Die Hauptursache für die Unzuverlässigkeit der Methode mag in einer Art Kontamination liegen. Es erscheint unwahrscheinlich, daß die Geschiebe von den zentralen Gebieten Skandinaviens bis nach Dänemark ausschließlich während eines Eisvorstoßes transportiert worden sind. Wahrscheinlich sind sie mehrfach aufgenommen, weiterbewegt und abgelagert worden, so daß es zu einer kräftigen Vermischung kam. Möglicherweise wurde ein Teil des Weges als Bestandteil von treibenden Eisschollen zurückgelegt. — Wegen dieser Unsicherheiten sollten sich zukünftige Untersuchungen stärker auf die Entstehungsbedingungen der pleistozänen Sedimente und auf Vergleiche mit den sedimentologischen und geomorphologischen Verhältnissen im Bereich rezenter Gletscher konzentrieren.

G. SCHLÜTER (Kiel): **Geschiebezählungen im Altmoränengebiet von Schleswig-Holstein.**

Zur Klärung der stratigraphischen Verhältnisse im westlichen Teil des Altmoränengebietes von Schleswig-Holstein wurden mit Erfolg Geschiebezählungen nach der TGZ-Methode angewendet. Wie auch in Niedersachsen ist im Untersuchungsgebiet eine Trennung von Drenthe- und Warthe-Material möglich. Abweichend von der Zählweise anderer Forscher wurden nur kristalline Leitgeschiebe berücksichtigt. Wegen der Gefahr von Fehlbestimmungen, besonders bei kleineren Geschieben, und der zum Teil großen Verbreitung der Sandsteine wurde auf die Auswertung von Sedimentärgeschieben verzichtet. Bei der Auswertung rücken vor allem die TGZ der Drenthe-Proben nach Norden, denn in den Geschiebegemeinschaften der älteren Saale-Kaltzeit bilden kambrische Sandsteine zusammen mit denen der Lias- und Kreide-Formation einen erheblichen Anteil. — Ausgewertet wurden 19 Proben aus Dithmarschen, 4 vom Stapelholm, 7 aus dem Schwabstedter Gebiet und 5 aus Westholstein; bis auf eine Probe stammen alle aus Geschiebelehmen oder -mergeln. Die Proben ordnen sich nach ihren TGZ zu zwei Gruppen an, zwischen denen sich ein freies Feld befindet. Dieses bildet offensichtlich die Grenzzone zwischen den Drenthe- und den Warthe-Werten. Mit Hilfe dieser Proben konnte daher für die geologische Kartierung die Grenze Drenthe/Warthe festgelegt werden. Es zeigt sich, daß in dem untersuchten Raum zwei große Zungenbecken vorliegen (zwischen Bargenstedt und Heide sowie nördlich Hochdonn), in denen das Warthe-Eis nach Westen vorgestoßen ist.

J. G. ZANDSTRA (Haarlem): **Einführung in die Feinkiesanalyse.**

Seit langem werden die Feinkiesuntersuchungen in den Niederlanden zur lithostratigraphischen Untergliederung der nichtmarinen neogenen Ablagerungen herangezogen. Mit dieser Methode können die Ablagerungen von Rhein, Maas, den nach Westen abgelenkten mitteldeutschen Flüssen sowie Schmelzwassersande und Grundmoränen des Inlandeises unterschieden werden. Die Feinkiesanalyse wird dabei immer verbunden mit einer gleichzeitigen Untersuchung der Schwermineralzusammensetzung. Es hat sich im Laufe der Jahre herausgestellt, daß die Feinkieszählungen nicht nur das Herkunftsgebiet und die Transportart rekonstruieren lassen, sondern gleichzeitig für eine relative Altersbestimmung verwendet werden können. Dies ist darauf zurückzuführen, daß die Herkunftsgebiete des Materials bei fluvialen Sedimenten und bei glazigenen Ablagerungen sehr

weit auseinanderliegen. Entsprechend stark unterscheiden sie sich auch in der Feinkiesführung. Die Feinkiese der untersuchten Fraktion 3—5 mm werden in Assoziationsgruppen, Assoziationen und Typen untergliedert. Diese treten jeweils nur in Sedimenten eines bestimmten Alters bzw. einer bestimmten lithologischen Einheit (Formation) auf. Anhand von einigen Diagrammen wurden einige praktische Beispiele der Anwendung von Feinkieszählungen vorgeführt. Im Aufschluß einer Sandgrube bei Wapenveld wurde gezeigt, wie mit Hilfe von Feinkies- und Schwermineraluntersuchungen die Stratigraphie in einer saalezeitlichen Stauchmoräne geklärt werden konnte. Auf die wichtigsten Unterscheidungsmerkmale der Grundmoränen-Typen in den Niederlanden wurde anhand einer Tabelle hingewiesen. Die Feinkiesanalyse eignet sich vor allem für Untersuchungen von der Erdoberfläche bis zu einer Tiefe von etwa 200 m. Sie läßt sich auch bei der Auswertung von Bohrproben mit Erfolg einsetzen. Diese Anwendungsmöglichkeit wurde gleichfalls anhand von einigen Diagrammen aufgezeigt.

S. Bijlsma (Wageningen): **Untersuchungen über die Genauigkeit von Feinkiesanalysen in Geschiebelehm.**

Die Ergebnisse einer Untersuchung über die Genauigkeit von Feinkiesanalysen in Geschiebelehm wurden vorgetragen. Bei den Kiesanalysen wurde unterschieden zwischen „Lokal"-Gruppe (Quarz, Quarz mit weißem Feldspat, mitteldeutsche Porphyre und Lydite), „Kristallin"-Gruppe (Restkristallin, skandinavische Porphyre, roter Feldspat), „Feuerstein"-Gruppe (nicht gerundeter Feuerstein) und „Rest"-Gruppe (alle sonstigen Gesteine, meist Sedimentgesteine). „Kristallin"- und „Feuerstein"-Gruppe wurden zur „Glazial"-Gruppe zusammengefaßt. Die Untersuchungen wurden durchgeführt im Bereich der saalezeitlichen Stauchzone von Itterbeck-Uelsen-Sibculo (Rehburger Phase). Das Vorgehen bei der Feinkiesanalyse läßt sich statistisch mit dem Binomial-Modell vergleichen. Von diesem unterscheidet es sich jedoch durch den Analysenfehler. — Bei den Untersuchungen hat sich ergeben, daß die Reproduzierbarkeit der Ergebnisse bei kleinem Probenabstand sehr gut ist. Bei größerem Probenabstand wird die Vergleichbarkeit dadurch gestört, daß durch die Gletscherdynamik lokales Material in unterschiedlichem Ausmaß mit dem glazialen Material vermischt worden ist. Es wurde jedoch herausgefunden, daß der Anteil der „Rest"-Gruppe von der Durchmischung nicht beeinflußt wird. Sie enthält sowohl glaziales als auch lokales Material. Daher ist die „Rest"-Gruppe geeignet, um die Genauigkeit der Analysen zu vergleichen. Bei zwei Test-Serien mit 80 bzw. 470 Proben konnte nachgewiesen werden, daß die Standardabweichung um etwa 1/3 höher lag, als nach dem Binomial-Modell zu erwarten war. In beiden Test-Reihen waren die Häufigkeitswerte der „Rest"-Gruppe normal verteilt. Der erhöhte Wert für die Standardabweichung im Vergleich zum Binomial-Modell ist auf den Analysenfehler zurückzuführen.

J. Ehlers (Hamburg): **Feinkieszählungen nach der niederländischen Methode im Hamburger Raum.**

Bei Aufschlußuntersuchungen im Hamburger Raum wurde versucht, die Feinkiesanalyse nach der niederländischen Methode zur Klärung stratigraphischer Fragen mit heranzuziehen. Trotz der ungünstigeren Ausgangssituation (im Gegensatz zu den Niederlanden finden sich im Pleistozän des Hamburger Raumes nur „nördliche" Materialien) ergab sich eine relativ klare Trennung der Ablagerungen der einzelnen Eisvorstöße:

1. Sedimente der Elster-Kaltzeit enthalten in der Fraktion 3—5 mm einen hohen Anteil an Quarz, der vor allem aus dem aufgearbeiteten Tertiär stammt. Die Werte liegen um 20—30 %; Flint tritt stärker zurück.

2. Die Ablagerungen des Haupt-Drenthe-Vorstoßes der Saale-Kaltzeit enthalten gleichfalls noch einen hohen Anteil an Quarz (etwa 15—30 %), zugleich aber einen hohen Anteil an Flint (etwa 12—20 %).

3. In den Sedimenten des zweiten größeren Saale-Eisvorstoßes (Niendorfer Vorstoß) beträgt der Flintgehalt gleichfalls etwa 12—20 %; der Quarz tritt aber stark zurück (5—15 %). Die Ablagerungen dieses Vorstoßes sind von denen des Haupt-Drenthe-Vorstoßes in der Regel besonders gut zu unterscheiden.

4. Die Ablagerungen des Fuhlsbüttler Vorstoßes enthalten wenig Quarz (5—15 %) und wenig Flint (5—12 %). Die Übergänge zu den für die Sedimente des Niendorfer Vorstoßes charakteristischen Werten sind jedoch fließend. Der geringe Flintgehalt dürfte darauf zurückzuführen sein, daß dieser Eisvorstoß aus Osten erfolgt ist und auf dem Weg in den Hamburger Raum kaum Gebiete mit anstehender Kreide überfahren hat.

5. Die Weichsel-Vereisung hat den Hamburger Raum nicht erreicht. Bei einzelnen Untersuchungen an Ostsee-Kliffs deutet sich an, daß drei Weichsel-Grundmoränen unterschieden werden kön-

nen, von denen die obere und die untere wenig Quarz und wenig Flint enthalten und nicht unterscheidbar sind, während die mittlere Weichsel-Moräne ähnlich wie die Niendorfer Moräne einen sehr hohen Flintgehalt (bis über 30 %) aufzuweisen scheint. Die Untersuchungen in diesem Bereich müßten jedoch noch stark intensiviert werden, bevor gesicherte Aussagen möglich sind.

Generell läßt sich in der pleistozänen Schichtenfolge von den älteren zu den jüngeren Ablagerungen eine Abnahme des Quarzgehaltes erkennen, die darauf zurückzuführen sein dürfte, daß die tertiären Sande in zunehmendem Maße von pleistozänen Ablagerungen bedeckt und der weiteren Aufarbeitung unzugänglich wurden. Der Anteil an Flint, Kreidekalken und auch an paläozoischen Kalken schwankt dagegen stärker in Abhängigkeit von der Eisbewegungsrichtung. Überschneidungen in der Feinkieszusammensetzung verschieden alter Schichten kommen vor. Für stratigraphische Fragestellungen ist es daher wichtig, vollständige Profile und nicht Einzelproben zu untersuchen.

St. SJØRRING (Kopenhagen): **Die Bedeutung glazialtektonischer Studien für die Quartärforschung in Dänemark.**

K. PETERSEN (Kopenhagen): **Glazialtektonische Kartierungen in Dänemark.**

M. W. ter WEE (Haarlem): **Aufnahmetechnik und Darstellung der Glazialtektonik.** Gezeigt wurde anhand einiger Beispiele, wie in der älteren und neueren geologischen Kartierung im Bereich der Niederlande glazialtektonische Sachverhalte aufgenommen und dargestellt worden sind.

Die Vorträge von SJØRRING und PETERSEN werden in „Eiszeitalter und Gegenwart" veröffentlicht, so daß hier auf eine Inhaltsangabe verzichtet werden kann. Die Vorträge von SCHLÜTER, MARCUSSEN, ZANDSTRA, BIJLSMA und EHLERS sowie die Diskussion zum Thema Geschiebezählung/Feinkieszählung erscheinen in voller Länge in der Zeitschrift „Der Geschiebesammler", H. 2/3, 1978.

Exkursionen

Am 17. 10. wurde nachmittags eine Exkursion zu einem 13 m tiefen Baugrubenaufschluß in Hamburg-Bahrenfeld unternommen. Über gestauchten grobkörnigen Schmelzwassersanden und -kiesen stand hier über 10 m mächtig die sandige Grundmoräne des Haupt-Drenthe-Vorstoßes an.

Am 18. 10. wurde vormittags der Aufschluß der S-Bahn-Baugrube in Hamburg-Neuland besucht. Auf Grund der umfangreichen Wasserhaltung war es hier möglich, die Sedimente des Elbtales in trockenem Zustand aufgeschlossen zu sehen. Der über 8 m tiefe Aufschluß zeigte holozäne Torfe und fluviale Sande (Feinsande mit Schluffbändern) über kiesigen Schmelzwassersanden.

In kleinem Kreis wurde bereits vorher in der S-Bahn-Baugrube in Harburg-Mitte eine Anzahl von Proben genommen. Die Grube bot einen 20 m tiefen Einblick in die quartären Ablagerungen der Harburger Geest. Unter ungestört lagernden Schmelzwassersanden war hier die schwarzgraue Grundmoräne der Elster-Vereisung aufgeschlossen, die zusammen mit Fetzen von Glimmerton, Schmelzwassersanden und Lauenburger Ton gestaucht worden war.

In der Kreidegrube Hemmoor wurde der vollständigste Quartäraufschluß in der weiteren Umgebung Hamburgs besichtigt. Hier liegen über der Kreide die Grundmoränen der Elster-Vereisung (verschuppt), des Haupt-Drenthe-Vorstoßes und des Niendorfer Vorstoßes der Saale-Kaltzeit, jeweils getrennt durch ungestörte, mehrere Meter mächtige (z. T. schräggeschichtete) Sande.

Die in diesen Schichten genommenen Proben sollen nach verschiedenen Methoden in Haarlem, Hamburg, Hannover, Kiel, Kopenhagen, Krefeld und Stockholm untersucht werden.

Bericht über das EDITH-EBERS-Symposium in Rosenheim vom 20.–21. 10. 1977

H. Vidal, München

Am 20. und 21. Oktober 1977 haben die Deutsche Quartärvereinigung und das Bayerische Geologische Landesamt zu Ehren der 1974 kurz vor ihrem 80. Geburtstag verstorbenen bekannten deutschen Quartärgeologin Dr. Edith Ebers in Rosenheim (Oberbayern) ein Symposium mit dem Thema „Glazial übertiefte Täler" veranstaltet. Über 120 Teilnehmer aus 9 Ländern Ost- und Westeuropas haben daran teilgenommen. In 18 Referaten wurden neue Erkenntnisse über glaziale Übertiefung im zirkumalpinen Raum (Österreich, Italien, Schweiz, Frankreich, Süddeutschland) sowie in den ehemaligen nordischen Vereisungsgebieten (Norddeutschland, Polen, Skandinavien, Grönland) vorgetragen.

Die glaziale Übertiefung beginnt in den Alpen bereits im Wurzelbereich der eiszeitlichen und rezenten Gletscher und erstreckt sich über die heute eisfreien inneralpinen Trogtäler bis in das außeralpine Gebiet der ehemaligen Vorlandgletscher. Sie kann Beträge von mehreren hundert Metern erreichen und wurde trotz ihrer relativ großen Verbreitung erst durch den in den letzten drei Jahrzehnten verstärkten Einsatz geophysikalischer (geoelektrischer, seismischer und gravimetrischer) Meßverfahren, gelegentlich auch durch Bohrungen festgestellt.

Gleiches gilt auch für das Gebiet der nordischen Vereisung, die ebenfalls z. T. erhebliche Übertiefungen, insbesondere in Form der sog. „Tunneltäler" in Norddeutschland und Dänemark, aber auch in Polen und der stark übertieften Fjorde Norwegens und Grönlands geschaffen hat.

Abgesehen von dem interessanten geomorphologischen Phänomen kommt den übertieften Tälern als Grundwasserreservoire und als Liefergebiet für Kies und Sand wirtschaftliche Bedeutung zu. In Stadtgebieten, wie z. B. Hamburg, können sie erhebliche ingenieurgeologische Probleme aufwerfen.

Die Referate werden in einem Sonderband des Jahrbuches „Eiszeitalter und Gegenwart" gedruckt erscheinen.

Eiszeitalter u. Gegenwart	**28**	254—268	*Öhringen/Württ. 1978*

C. Buchbesprechungen

MUSA, I.: **Rhein- und Eifelschüttungen im Süden der Niederrheinischen Bucht.** — Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, **23**: 151 S., 27 Abb., 6 Tab., 2 Taf.; Stollfuß Verlag Bonn, Köln 1974.

In der Dissertation sollen Zusammenhänge zwischen altquartären Rhein-Ablagerungen und Schüttungen von der Eifel her unter besonderer Berücksichtigung der Sedimentpetrographie gefunden werden. Die Arbeit gliedert sich in mehrere Abschnitte. Nach einer Einleitung (Arbeitsgebiet, Aufgabenstellung) werden die Untersuchungsmethoden vorgestellt. Profilaufnahmen und sich daran anschließende Schotteranalysen, Schwermineralanalysen und Bestimmungen der Quarzkornfarbe bilden die Grundlage für die Einteilung der Sedimente nach Herkunftsgebiet (z. B. Rhein-Schotter, Maas-Schotter, Eifel-Schotter) und Alter (z. B. Ältere und Jüngere Schüttung der Rhein-Ablagerungen). Im einzelnen werden folgende Ergebnisse mitgeteilt:

Die Rhein-Ablagerungen lassen sich in eine Ältere und eine Jüngere Schüttung aufgrund der Schwermineralassoziationen gliedern; die Ältere Schüttung erfolgte im Pliozän; im Reverium B wird die stratigraphische Grenze zur Jüngeren Schüttung gesehen, die bis in die Hauptterrassenzeit andauerte. Innerhalb der altpleistozänen Hauptterrassen-Schüttung des Rheins wird unterteilt in eine HTa (= HT 2 nach Brunnacker) und eine HTb (= HT 3 nach Brunnacker). Im Unterschied zur HTa zeigt die HTb deutliche Kaltklimaindikatoren (Eiskeilpseudomorphosen, große Driftblöcke).

Die quartären Eifel-Schüttungen werden in stratigraphisch nicht genauer faßbare „Eifelrand-Schotter" evtl. Ältestpleistozän bis Beginn der HT-Zeit), „Eifel-Schotterfächer" (zum größten Teil der HTb-Zeit zugehörig) und „Junge Eifel-Schotter" (im wesentlichen mittelterrassenzeitlich) unterteilt; bei den Eifel-Schüttungen kann anhand der petrographischen Eigenschaften eine östliche und eine westliche Fazies erkannt werden.

Problematisch erscheinen zuweilen die Abschnitte des Textes zu sein, in denen die Beeinflussung der Rhein-Ablagerungen durch Eifel-Schüttungen diskutiert wird, z. B. die Tatsache, daß das östlichste Vorkommen altpleistozäner Eifelrand-Schotter zwischen Euskirchen und Rheder lokalisiert wird (S. 91 f., Abb. 26). Dennoch wird klar belegt, daß die Schottergrenze der HTa von südlich Bad Godesberg unmittelbar am Eifelrand entlang westwärts verläuft, während die südliche Verbreitungsgrenze der HTb-Schotter nicht mehr so weit nach Süden reicht; das HTb-Hauptverbreitungsgebiet liegt schon nördlich des Lommersumer Horstes auf der nördlichen Erftscholle. In der HTb-Zeit wird das Gebiet der Rhein-Schüttung kontinuierlich nach Osten verlegt; die jüngere HT 4 ist nur noch östlich der Ville verbreitet.

Gerade das Übergreifen der Eifel-Schotterfächer während der HTb-Zeit in das Gebiet der Rhein-Schüttung hätte vielleicht noch klarer erfaßt werden können, wenn mehrere Vergleichsanalysen rezenter bzw. jung- und mittelpleistozäner Schotter der Eifelrand-Bäche hinzugezogen worden wären. Die Arbeit behandelt ein sehr spezielles Problem der Quartärgeologie der Rheinlande und erhält ihren Wert durch die Zuordnung der Untersuchungsergebnisse zu der von Brunnacker und Mitarbeiter erarbeiteten Quartärstratigraphie des Mittel- und Niederrheingebietes sowie der paläogeographischen Rekonstruktionen verschiedener Landschaftszustände.

Klaus Heine, Bonn.

EISSMANN, LOTHAR: **Das Quartär der Leipziger Tieflandsbucht und angrenzender Gebiete um Saale und Elbe. Modell einer Landschaftsentwicklung am Rand der europäischen Kontinentalvereisung.** — Schriftenreihe für geologische Wissenschaften, **2**: 228 S., 58 Abb., 23 Tab., 17 Taf., Berlin (Akademie-Verlag) 1975. Buchhandelpreis in der Bundesrepublik: DM 50,70.

Der bekannte Leipziger Geologe, dem wir zahlreiche feine Arbeiten zum Quartär Nordwestsachsens und der nordischen Vereisung verdanken, ebenfalls eine reichhaltige „Geologie des Bezirkes Leipzig", legt ein Werk vor, dem wohl jeder Leser große Anerkennung zollen wird. Besonders dem Regionalgeologen, dem Quartärstratigraphen, Geschiebekundler, Flußgeschichtler, dem Löß- und Periglazial-Forscher, dem Sedimentologen und dem, der sich um Holozän und die Einwirkung des Menschen auf die Landschaft und Umwelt kümmert, wird das Werk eine wahre Fundgrube an

Daten und Anregungen sein, aber auch viele anderen Sparten der Quartärkunde sind angesprochen. Vieles zur Gliederung und Entwicklung des Quartärs ist in übersichtlichen Tabellen, Zeichnungen und Profilen konzentriert; Karten informieren über das Präquartär-Relief, Schotterterrassen, alte Flußläufe und Vereisungsgrenzen. Sehr schnell merkt der Benutzer des Buches, wie sehr der Inhalt auch für andere Regionen des nordischen Vereisungsgebietes wichtig ist, etwa für NW-Deutschland.

Das behandelte Gebiet zwischen Saale und Elbe ist bekanntlich eine überaus günstige Region für quartärkundliche, vor allem auch quartärstratigraphische Erkenntnisse. Viele der Anfänge quartärgeologischer Forschung liegen in dieser Landschaft; zahlreiche namhafte Quartärforscher haben hier gewirkt. Insbesondere für die Elster- und Saale-Eiszeiten zeichnen sich die Ereignisse am und vor dem Eisrand deutlicher ab als in vielen anderen Randgebieten der nordischen Vereisung. Überaus förderlich für die Geologie sind die riesigen Anschnittprofile, die der dortige Braunkohleabbau bietet, die ungeheure Zahl künstlicher Aufschlüsse und Bohrungen, welche eine dichte Besiedlung und Industrialisierung mit sich bringt. Und schließlich ist es eine große Fügung, daß ein Geologe alle Befunde zusammentragen und sichten konnte, der mit der vorquartären Geologie des Gebietes genau so vertraut ist wie mit dem Quartär, auf jahrzehntelange Geländetätigkeit und Erfahrung zurückgreifen kann und auch befähigt ist, die angrenzenden Gebiete jenseits von Saale und Elbe in die Betrachtungen einzubeziehen.

Der Einleitung ist eine kurze Erforschungsgeschichte eingefügt. Ein Abschnitt ist den Problemen der Quartärforschung gewidmet. Hauptmerkmal des Quartärs im untersuchten Gebiet ist der zyklische Aufbau. Es gibt vollständige und unvollständige Sedimentationszyklen; erstere beginnen mit einer periglazialen Serie, auf die eine glazigene und glazilimnische folgt und ein glazifluviatiler und glazilimnischer Abschluß. Durch eine genügende, wenn auch nicht allzureichliche Zahl von Interglazial-Vorkommen ist die lithostratigraphische Grobgliederungen genügend abgesichert.

Eissmann äußert sich auch zu der derzeit im Bennpunkt des stratigraphischen Interesses stehenden Profil von Voigtstedt und der Ausgliederung einer sog. Helme-Kaltzeit aus dem Elster-Komplex. Er sieht eine falsche Verknüpfung der ältesten Glaziärbildungen der anschließenden Gebiete mit dem Voigtstedter Profil. Aller Wahrscheinlichkeit nach sei zu parallelisieren: Voigtstedter Grundmoräne = 1. Elster-Grundmoräne. Voigtstedter Bänderton = Dehlitz-Leipziger Bänderton. Obere Kiese = Frühelster-Terrasse. Untere Kiese = Untere frühpleistozäne Terrasse.

Ein Abschnitt behandelt eingehend die typischen Mittelgebirgs-Geröllgemeinschaften und Leitgerölle der Schotterterrassen, sehr beachtenswert auch für alle, die diesseits der innerdeutschen Grenze nach Saale-, Mulde- oder Elbe-Hinterlassenschaften spüren. Der nordwestdeutsche Glazialgeologe, der gewohnt ist, für stratigraphische Einordnung den Geschiebestand in Grundmoränen und Glazifluviatil mit heranzuziehen, erfährt, in den nordwestsächsischen Moränen sei der Geschiebebestand so stark durchmischt, daß klare Unterschiede zwischen Elster- und Saale-Geschiebemergel mittels Geschiebe nicht zu treffen sind.

Aus 5000 Aufschlußpunkten konnte eine Karte des (heterochronen und polygenetischen) Präquartär-Reliefs bis gen Zerbst und Jüterbog im N erstellt werden. Die Quartärbasisfläche der Leipziger Bucht liegt über weite Bereiche im Mittel etwa 50 m, im Maximum gegen 100 m tiefer als die Landoberfläche am Ausgang des Tertiärs. Im NE erreicht das Kartengebiet die Region der wannenartigen Übertiefungen mit Quartärmächtigkeiten bis über 200 m.

Von den stratigraphischen Ergebnissen seien genannt: Vor der Elster-Eiszeit gibt es drei frühpleistozäne Schotter ohne nordische Gesteine. Ihre reliktäre Verbreitung läßt Schlüsse auf den Verlauf der Talzüge zu. Für die Elster-Eiszeit lassen sich zwei Grundmoränen (Zwickauer und Markranstädter Phase) unterscheiden. Die Holstein-Warmzeit wird im Hinblick auf eine mögliche Unterteilung durch eine kühle Periode eingehend diskutiert, doch vermag Eissmann keine endgültige Meinung zur Unterteilung zu gewinnen und verzichtet in den stratigraphischen Darstellungen auf eine weitere Aufteilung des Zeitabschnittes. In der Saale-Eiszeit sind drei Grundmoränen faßbar, die zwei Phasen (Zeitzer und Leipziger) zugeordnet werden. Endmoränen sind deutlich zu erkennen.

Eine Höhere Niederterrasse und ein als R II-Löß bezeichnetes äolisches Sediment werden unter Vorbehalt mit dem Warthe-Stadium in Verbindung gebracht, schwache Bodenbildungen (ohne Tonverlagerung) mit einer Klimabesserung vor dem Warthe-Stadium. Der Autor weiß das wohl in Einklang zu bringen mit dem, was sich ihm aus dem berühmten Rabutzer Profil erschließt: Dort liegt an der Basis des eemzeitlichen Rabutzer Beckentons bekanntlich ein über Schmelzwassersanden folgender Bänderton mit *Salix reticulata, S. myrsinites* und *Betula nana,* eingepaßt in die kontinuierliche Entwicklung der Flora von arktischen bis zu vollwarmzeitlichen Verhältnissen. Dieser Befund läßt nach Eissmann nur die Deutung zu, daß zwischen der Leipziger Phase der Saale-Eiszeit und der Eem-Warmzeit weitere Kalt- und Warmzeiten (sog. Lausitzer und Fläming-Kaltzeit, Rügen-Warmzeit) nicht existiert haben können. Das Warthe-Stadium besitzt aus der Sicht von Rabutz somit nur den Rang einer Subphase der Leipziger Phase.

Eingehend werden die weichseleiszeitlichen, die spätglazialen und die holozänen Bildungen behandelt. Ein Abschnitt ist dem Menschen als geologischen Faktor gewidmet. Unter dem Eindruck der riesigen vom Bergbau verlagerten Bodenmassen prägt der Autor den Begriff „Formation der Auffülle".

Allgemeingeologische Sachgebiete wie tektonische Bewegungen, Subrosion, Periglazialstrukturen (Eiskeil-Frage) werden nicht vernachlässigt. Bei den Braunkohle-Aufpressungen („Kohlemollisoldiapire") sieht EISSMANN allein Prozesse, die mit Gefrier- und Auftauvorgängen im Zusammenhang stehen, eine Deutung, die bei den gleichen Erscheinungen der hessischen Braunkohlelager seit Jahrzehnten ohne Zweifel angewendet wird.

Möge es bald auch für andere Gebiete Deutschlands solche hochwertigen monographischen Behandlungen des Quartärs geben! R. Huckriede, Marburg.

LIEDTKE, Herbert: **Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa.** Erläuterung zu einer farbigen Übersichtskarte im Maßstab 1 : 1 000 000. — Forschungen zur deutschen Landeskunde, Bd. 204: 160 Seiten, 37 Abbildungen und 13 Tabellen. Herausgegeben von der Bundesforschungsanstalt für Landeskunde und Raumordnung. Bonn-Bad Godesberg 1975.

In dieser aus einem umfangreichen Textband und einer kolorierten Karte bestehenden Publikation bilden die regionalen geologisch-morphologischen Verhältnisse den Schwerpunkt. Karte und Erläuterungen ergänzen daher die in neuerer Zeit erschienenen Bücher und Abhandlungen, in denen die Stratigraphie der nordeuropäischen Glazialgebiete das Hauptanliegen ist.

Die Karte umfaßt das Gebiet zwischen Maas und Weichsel (knapp 1200 km) und reicht von der Linie Arhus-Hälsingborg rund 700 km nach Süden bis in das nördliche Periglazialgebiet. Von diesem Raum gab es seit vielen Jahren keine Übersichtskarte, da die von WOLDSTEDT 1935 bearbeiteten Karten vergriffen waren („Norddeutschland, Eiszeit und Urgeschichte" und „Geologisch-morphologische Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebiets 1 : 1 500 000").

Auf der nun vorgelegten, ursprünglich als Wandkarte konzipierten Karte werden geologisch-morphologische Einheiten unterschieden, so z. B. flache oder wellige Moränenlandschaften, kuppige Moränenlandschaften, Endmoränen und andere geologisch-morphologische Landschaftselemente wie Drumlins, Oser, Sander, Dünen, Strandwälle, Moor und Marsch. Da die Moränenlandschaften der Elster-, Saale- und Weichseleiszeit gut unterscheidbare Flächenfarben erhalten haben und die girlandenartigen Endmoränenzüge durch dunkelbraune schmale Bänder markiert sind, vermittelt die Karte ein klares Bild von der Ausdehnung der 3 Vereisungen. Das Gewässernetz wird durch die nicht kolorierten holozänen Talauen der Ströme und Flüsse deutlich.

Die Signaturen für morphologische und hydrologische Besonderheiten (Nunataker, glazigene Rinnen, Urstromtäler, Terrassen, Kliffe — Wasserscheiden, Flußdurchbrüche, eingedeichte Gebiete) sowie für die wichtigsten Fundorte kalt- und warmzeitlicher Ablagerungen und der bekanntesten Fundpunkte menschlicher Besiedlung beeinträchtigen das Gesamtbild der Karte nicht.

Das periglaziale Gebiet (nach LIEDTKE Periglaziärzone) mit seinen Mittelgebirgen, Becken- und Schichtstufenlandschaften hebt sich durch 3 Lila-Tönungen (für 3 Höhenstufen) deutlich vom Vereisungsgebiet ab. Der Übergangsbereich zwischen Vereisungs- und Periglazialgebiet ist an der für den Löß gewählten hellorangen Flächenfarbe gut zu erkennen. Innerhalb des periglazialen Gebiets sind größere Lößvorkommen und Flußterrassen sowie „schmale Talauen und kleine Becken" durch Flächenfarben dargestellt.

Zum Periglazialgebiet ist folgendes zu bemerken: Es wäre notwendig gewesen, die fast überall vorhandenen quartären Deckschichten — Löß, Lößlehm, Fließerden (Decksediment), Frostschutt — in der Legende stärker zu berücksichtigen. Mit dem Zusatz „örtlich mit Lößschleier" zu „Präquartäre Gesteine unterhalb 500 m" werden die quartärgeologischen Verhältnisse in den Mittelgebirgen nur unvollkommen gekennzeichnet. Richtiger wäre auch, 350 m als Grenze zwischen der ersten und zweiten Höhenstufe anzunehmen, denn oberhalb ca. 350 m dominieren Verlagerungsvorgänge (Fließerden).

Des weiteren sollte auch die Verbreitung des stratigraphisch und paläopedologisch wichtigen Laacher-See-Bimses aus der Karte zu ersehen sein.

Der Textband wird im Untertitel als Erläuterung zur Karte bezeichnet und infolgedessen beziehen sich die Ausführungen — von einer Übersicht über die Gliederung des Eiszeitalters abgesehen — auf die Jung- und Altmoränengebiete, die Gebirgsvergletscherungen im Vorland des Inlandeises und auf die Entwicklung der südlichen Nord- und Ostsee. Es handelt sich dabei aber keineswegs nur um eine Beschreibung der eiszeitlichen Bildungen und ihrer Verbreitung, denn in fast allen Abschnitten wird anhand des Schrifttums auf die Probleme der stratigraphischen Gliederung, der Korrelierung und viele andere offene Fragen eingegangen.

Daß die Ausführungen über die Jungmoränengebiete etwa die doppelte Seitenzahl umfassen wie über die Altmoränengebiete, ist verständlich, denn in besonderen Kapiteln werden folgende Themen behandelt: die Bedeutung von Toteis und stagnierendem Eis für die Oberflächenformung, die Genese der 11 unterschiedenen Seentypen und des Gewässernetzes sowie spezielle Probleme der Stratigraphie und Landschaftsentwicklung in Dänemark, Südschweden, Schleswig-Holstein, Mecklenburg, Brandenburg und Nordpolen.

Die Erläuterungen über die Altmoränengebiete beziehen sich vor allem auf die Haupteisrandlagen und regionale Probleme in Dänemark, den Niederlanden, Nordwestdeutschland, der DDR, Polen und der Tschechoslowakei.

Ausführlich wird auf die periglazialen Bildungen und Erscheinungen (Geschiebedecksand, Trokkentäler, Flottsand, Dünen, Strukturböden, asymmetrische Täler) und auf die Bedeutung der periglazialen Vorgänge für die Reliefgestaltung im Alt- und Jungmoränengebiet eingegangen. In den letzten 4 Abschnitten werden durch Tabellen ergänzte Übersichten über die Gebirgsvergletscherungen im Vorland des Inlandeises, die holozäne Entwicklung der südlichen Ost- und Nordsee, die stratigraphische Gliederung des Holozäns und die Entwicklung des Menschen während der Steinzeit gegeben.

Mit der Übersichtskarte und dem Textband wird eine seit langem bestehende Lücke im deutschen quartärgeologischen Schrifttum geschlossen, so daß nun für die geowissenschaftlichen Fachbereiche der Universitäten, aber auch für Schulen und andere Lehranstalten eine geeignete Karte zur Verfügung steht. Bei dem Maßstab 1 : 1 000 000 mußte im Interesse der Erzielung eines guten Gesamtbildes auf die Darstellung von Einzelheiten verzichtet werden; in der Erläuterung bietet jedoch der größte Teil der Abbildungen (ca. 60 %) die Möglichkeit, sich über die speziellen geologischen und morphologischen Verhältnisse vieler Gebiete zu informieren. E. Schönhals, Gießen.

Schmidt, Karl-Heinz: **Geomorphologische Untersuchungen in Karstgebieten des Bergisch-Sauerländischen Gebirges.** Ein Beitrag zur Tertiärmorphologie im Rheinischen Schiefergebirge. — Bochumer Geographische Arbeiten, 22: 1—156, 24 Abbildungen, 1 Karte und 17 Tabellen; Verlag Ferdinand Schöningh, Paderborn 1975 (kartoniert DM 26,—).

Mit dem Begriff „Bergisch-Sauerländisches Gebirge" wird der Nordteil des rechtsrheinischen Schiefergebirges bezeichnet. Begrenzt wird das Gebiet im N durch die Kreide und im O durch den Zechstein (bis in die Gegend von Frankenberg). Im S gelten das Siegtal und im W der Ostrand der niederrheinischen Tertiärvorkommen als Grenzen.

In dieser aus paläozoischen Gesteinen aufgebauten naturräumlichen Einheit liegen die drei näher untersuchten Karstgebiete: die Wuppertaler Senke, die Iserlohner Kalksenke und die Doppelsenke von Attendorn-Helden. Von den an der Grenze Unteres Mitteldevon/Unterkarbon auftretenden Kalken bildet der Massenkalk des Oberen Mitteldevons den Hauptteil der Karstgebiete. Die langgestreckten, steil einfallenden Kalke enthalten nur geringe Beimengungen ($CaCO_3$-Gehalt oft bis 99 %); mitunter sind die Kalke dolomitisiert ($MgCo_3$-Gehalt meist um 40 %) Die drei Massenkalkvorkommen weisen folgende morphologische Besonderheit auf: sie bilden inmitten der petrographisch recht unterschiedlichen devonisch-karbonischen Gesteine Senken, ähnlich wie im Lahn-Dillgebiet und in der Eifel. Die Massenkalksenken sind nun nicht, wie in früheren Untersuchungen hervorgehoben wird, nur durch hochflächenartige Geländeformen gekennzeichnet, sondern es kommen auch Gebiete mit unterschiedlich hohen Flächenelementen vor, was vor allem entlang von Quertälern der Fall ist. Im Gegensatz dazu finden sich an längsentwässernden Tälern der Massenkalkzüge zusammenhängende ebene Flächen.

Die Aufgabe der Untersuchung bestand darin, festzustellen, „welchen genetischen Mechanismen die Kalkgebiete ihre morphologische Gestaltung verdanken". An erster Stelle stand dabei die Frage nach dem Mindestalter der Anlage der Senken und deren Morphogenese sowie der Versuch, aus den Ergebnissen Kriterien für die Landschaftsentwicklung der benachbarten Gebiete zu gewinnen.

Zur Lösung dieser Probleme war die Untersuchung der in den vielgestaltigen Hohlformen der Karstgebiete erhaltenen tertiären und pleistozänen Sedimente erforderlich. Die Geländearbeiten wurden durch Laboruntersuchungen ergänzt, und zwar durch granulometrische, morphometrische und röntgenographische Analysen sowie durch Bestimmungen des pH-Werts und des $CaCO_3$-Gehalts.

Die drei Karstgebiete erfahren unter kritischer Auswertung des Schrifttums eine eingehende Behandlung. Im Mittelpunkt der Untersuchung stehen bei der Wuppertaler-Senke die tertiären Sedimente, bei der Iserlohner Kalksenke die pleistozänen Schottervorkommen und die tertiären Ablagerungen sowie die Verwitterungsreste und Deckschichten aus terra fusca,

Lößlehm und Solifluktionsmaterial. Die an den Sedimenten und Verwitterungsbildungen der Iserlohner Kalksenke durchgeführten Tonmineralanalysen trugen zwar zur Kennzeichnung der Substrate bei, eine sichere Datierung ermöglichten sie jedoch nicht. Im Gegensatz zu diesen beiden Geländedepressionen sind in der Doppelsenke von Attendorn-Helden nur an wenigen Stellen junge Sedimente und Verwitterungsreste vorhanden. Es handelt sich im wesentlichen um Schlottenfüllungen aus schotterführenden, sandig-tonigen Substraten und terra fusca-Material. Infolgedessen mußten zur Klärung der Genese der Senke Flächenreste in und außerhalb der Senke herangezogen werden.

Die Ergebnisse der Untersuchungen lassen sich wie folgt zusammenfassen: Die in der Wuppertaler Senke erhaltenen tertiären Sedimente gehören nicht (wie früher angenommen) in das Miozän, sondern in das Chatt. Daraus ist zu schließen, daß die Senke bei der Transgression des oberoligozänen Meeres bereits als Bucht existierte. Nach dem Rückzug des Meeres ist eine Verlegung des Wupper-Laufes nach S festzustellen. Hebungsvorgänge an der Wende Oligozän/Miozän, die bis ins Pleistozän anhielten, waren die Ursache einer verstärkten Einschneidung des Flusses.

In der Iserlohner Kalksenke wird aus den glaukonithaltigen Dolinenfüllungen und von jüngeren Schichten überlagerten Niveaus auf ein oberoligozänes Mindestalter der Senke geschlossen; sie wird jedoch nicht als ein Teil des oberoligozänen Meeres angesehen, weil es sich bei den glaukonitführenden Bildungen nicht um marine Sedimente, sondern um Umlagerungsprodukte von Kreideschichten handelt. Als Ursachen der Geländedepression werden „vor allem karstkorrosive Mechanismen und eine Reihe von an die querenden Gewässer gebundenen Poljen mit zwischengeschalteten Schwellen" angesehen. Für diese Karstform wird der Begriff „Durchflußpolje" vorgeschlagen. — Wegen des oligozänen Alters der Senke muß für die Entstehung der Verebnungsflächen im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge ein wesentlich höheres Alter als bisher angenommen werden.

In den Massenkalksenken von Attendorn und Helden fehlen datierbare Sedimente. Hier wurde durch die Parallelisierung des 400 m-Niveaus mit der präoberoligozänen 400 m-Verebnung in der Lüdenscheider Mulde und im Bergischen Land sowie aufgrund von Analogieschlüssen ebenfalls auf eine präoberoligozäne Anlage der Senken geschlossen.

Die Untersuchungen in den Karstgebieten im Nordteil des Rheinischen Schiefergebirges bestätigen nach Ansicht des Verfassers, „daß schon präoberoligozän selektive Verwitterungsmechanismen im Rheinischen Schiefergebirge aktiv gewesen sein müssen". Ein Wechsel in der Morphodynamik als Folge einer Klimaänderung wird für das ältere Oligozän angenommen: Beendigung der Rumpfflächenbildung und Beginn selektiver Verwitterungsprozesse, die sich vor allem durch Flächenbildung im Bereich verwitterungsanfälliger Gesteine bemerkbar machen.

Die Arbeit gründet sich auf eine zweijährige Geländetätigkeit und eingehende Laboruntersuchungen, deren Daten in zahlreichen Tabellen und graphischen Darstellungen mitgeteilt werden. Die Ergebnisse über die Landschaftsentwicklung, die nicht nur die engeren Arbeitsgebiete, sondern das gesamte nördliche Rheinische Schiefergebirge betreffen, beruhen erfreulicherweise größtenteils auf geologischen und morphologischen Befunden, so daß sich spekulative Erörterungen weitgehend erübrigten. Die Abhandlung stellt einen aufschlußreichen und anregenden Beitrag zur Landschaftsgeschichte des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges dar. E. Schönhals, Gießen.

Linke, Wolfgang: **Frühestes Bauerntum und geographische Umwelt.** Eine historisch-geographische Untersuchung des Früh- und Mittelneolithikums westfälischer und nordhessischer Bördenlandschaften. — Bochumer Geographische Arbeiten, **28**: 1—86, 12 Tabellen im Text, 9 Karten und 93 Seiten mit kartographisch-statistischen Angaben im Anhang; Verlag Ferdinand Schöningh, Paderborn 1976.

Es gehört mit zu den interessantesten Aufgaben der Siedlungsgeschichte, den bei der Wahl des Siedlungsplatzes ausschlaggebenden Ursachen nachzugehen. Der Verfasser untersucht dieses Problem an den gut erforschten früh- und mittelneolithischen Siedlungsplätzen der Hellwegbörden, der Warburger Börde und Nordhessens (Kasseler Becken, Hessengausenke), Gebiete, in denen der Löß das wichtigste Bodenausgangsgestein bildet und andere Umweltfaktoren, vor allem Klima und Oberflächenform, zur Entstehung von Böden mit hohem Ertragspotential beigetragen haben.

Insgesamt wurden 93 Siedlungsplätze untersucht. Dabei wird von einem kreisförmigen „agrarischen Nutzungsraum" mit einem Radius von 750 m ausgegangen und als „Siedlungsumfeld" bezeichnet. Der Verfasser weist darauf hin, daß es sich um eine rein willkürliche Abgrenzung handelt, durch die jedoch mindestens ein Teil der bewirtschafteten Fläche erfaßt wird.

Grundlage der Untersuchungen der 93 Siedlungsumfelder bilden die hydrologischen Verhältnisse (Gewässer, Quellen), das Relief und der Boden. Das Klima wurde nicht berücksichtigt, „weil es nicht möglich erschien, feindifferenzierte Klimadaten so radikal zu übertragen".

Die Darstellung der Ergebnisse erfolgt für jeden Siedlungsplatz auf 4 kreisförmigen Kartenskizzen: Orohydrographische Karte, Hangneigungskarte, Bodenkarte und Bodenbewertungskarte. Benutzt bzw. ausgewertet wurden: Topographische Karten 1 : 25 000, Geologische Karten 1 : 25 000, Bodenübersichtskarten 1 : 300 000, Bodenkarten auf der Grundlage der Bodenschätzung 1 : 5 000 und Bodenschätzungskarten verschiedenen Maßstabs. Die kreisförmigen Kartenskizzen werden durch detaillierte Angaben über Gelände, Gewässer, Bodenausgangsmaterial, Bodenart, Zustandsstufe und Bewertung sowie durch die Flächenanteile der verschiedenen Böden ergänzt.

Die Untersuchungen führten zu folgenden Ergebnissen: Ausschlaggebend bei der Wahl des Siedlungsraumes waren die weithin geschlossenen Lößdecken mit Hangneigungen von weniger als 4°. Diese Merkmale kennzeichnen das Siedlungsverhalten aller Phasen der Linienbandkeramik und des Mittelneolithikums, wobei bis zur Phase 4 immer mehr Flächen mit einer Hangneigung unter 2° bevorzugt werden und der Siedlungsplatz vom Rand der Lößfläche weiter nach innen verlegt wird. In der gleichen Zeit nehmen die Abstände zu den Wasservorkommen teilweise zu. Während der beiden Phasen 5 und 6 ist dann wieder eine umgekehrte Entwicklung festzustellen.

Bemerkenswert ist auch, daß der Anteil der Feuchtstandorte (Auen der Flüsse und Bäche) am Siedlungsumfeld vom Früh- zum Mittelneolithikum zunimmt. Den höchsten Anteil hat die Rössener Gruppe; trotzdem sind auch in dieser Zeit die Siedlungsplätze noch auf den Löß ausgerichtet.

Die Wasserversorgung der Siedlung hatte bei der Wahl des Siedlungsplatzes großes Gewicht. Bäche wurden bevorzugt, zumal in den meisten Lößgebieten ebene oder nur schwach geneigte Flächen mit wertvollen Böden an die Täler angrenzten. Die Entfernung zwischen Wasservorkommen und Siedlungsplatz betrug im allgemeinen weniger als 250 m. Exposition und Höhenlage waren für die Wahl des Siedlungsplatzes ohne oder nur von sehr geringer Bedeutung.

In der umfangreichen Untersuchung werden eine Reihe bodenkundlicher Probleme, die mit der Besiedlung der Lößgebiete in Zusammenhang stehen, diskutiert (z. B. Bodenerosion und Auelehmbildung). An dieser Stelle kann jedoch auf den bodenkundlichen Fragenkomplex nicht eingegangen werden. Das gleiche trifft auch für die Frage zu, an welchen orographisch-pedologischen Standortsmerkmalen und -eigenschaften die Eignung des Geländes als Siedlungsplatz erkannt wurde.

Die Ergebnisse der Arbeit zeigen, daß der Löß und die bis zum Neolithikum entwickelten Böden für die früheste bäuerliche Besiedlung bestimmend gewesen sind. In diesem Zusammenhang sei noch erwähnt, daß nach eigenen Untersuchungen auch viele mittelalterliche Rodungen in den hessischen Mittelgebirgen von z. T. sehr kleinen inselartigen Lößvorkommen ausgegangen sind.

E. Schönhals, Gießen.

Kuhle, Matthias: **Beiträge zur Quartärmorphologie SE-Iranischer Hochgebirge. Die quartäre Vergletscherung des Kuh-i-Jupar.** — Göttinger geogr. Abh., **67**, Bd. 1: 209 S., Bd. 2: 164 Abb., Göttingen 1976.

Der Rezensent hat vor Jahren von der Hochfläche bei Kerman und von Mahan aus fasziniert auf die über 4000 m hohen Gipfelzüge des Kuh-i-Jupar geschaut, hat oft sein Fernglas auf die Gipfel und Hänge gerichtet, die monatelang den Schnee hielten und wo in der Abgeschiedenheit noch Bezoarziegen leben sollten, Geologie, Flora und Fauna noch völlig unerforscht waren. Es war ihm aber nicht vergönnt, das Bergmassiv zu betreten; so blieb ihm nur das Träumen von diesen Dingen, z. B. sich auszumalen, wie die wuchtige Berggruppe wohl während einer Glazial- oder Pluvialzeit ausgesehen haben mag. Für undenkbar hätte er allerdings damals das gehalten, was nun nach den Geländeaufnahmen von Kuhle zu erfahren ist: Der größte Gletscher einer stärkeren „Älteren Vereisung" sei 17 km lang gewesen, jener einer schwächeren „Jüngeren Vereisung" 10 km. Die maximale Eismächtigkeit hätte nach Befund der Schliffgrenzen während der „Älteren Vereisung" 550 m, während der „Jüngeren Vergletscherung" 350 m betragen. Diese Gletscher sollen sowohl an der N- als auch an der S-Abdachung das Gebirgsvorland erreicht haben, wo sie sich während der „Älteren Vereisung" zu weitgespannten Vorland-Eisloben vereinigten.

Für diese beträchtliche Gebirgs- und Vorlandvergletscherung werden zahlreiche Indizien angeführt, bei Formenschatz, Sedimenten und Gesteinsgefüge. Der Autor sieht Endmoränenwälle, Ufermoränen, sonstige glazifluviatile und glazigene Akkumulation, Sander, oser-, kames- und drumlinähnliche Formen, Zungenbecken, erkennt Schliffgrenzen, Schliffborden, Rundhöcker, Trogtäler, Schliffböden, Kare und Spuren der Hangvergletscherung. In einer reichen Bildersuite werden die morphologischen Verhältnisse dokumentiert, aber manche Bilder vermögen doch allein nicht zu überzeugen, lassen sogar skeptisch werden. Das betrifft vor allem Kuhles hohe Schliffgrenzen und die Verhältnisse im Vorland. Wie leicht kann man in den später zerschnittenen und teilweise ausgeräumten weiten Schuttsaum-Systemen der Gebirgsfüße hineinlesen, was zu einem plausiblen Gedankengebäude paßt — wie leicht kann aber auch der überkritische oder in anderen Klimavorstellungen behaftete Leser — wie etwa der Rezensent — ohne spezielle Geländekenntnis zu einem ungerechten Urteil kommen!

Es sollte angestrebt werden, geomorphologische Untersuchungen wie diese in Zusammenarbeit mit einem erfahrenen Geologen zu unternehmen. Vielleicht ließe sich manches im Formenschatz einfach aus dem Felsgerüst und den neogenen Verschüttungen erklären. Der Geologe würde z. B. gern mehr über den Charakter der „Stillwassersedimente" (Abb. 34—37) erfahren, die innerhalb eines ehemaligen Zungenbeckens abgelagert gedacht werden und in denen Gletscherstauchung „Knickfalten" mit „Schieferung im Sattelkern" bewirkt haben sollen. Ist das wirklich alles Jungquartär, und wenn ja, glazigen? Eine einzige Gefügeanalyse oder eine mikropaläontologische Probe könnte hier vielleicht schon Gewißheit bringen.

Bemerkenswert sind noch die Feststellungen, daß die derzeitige nivale Formung hinunter bis auf 1950 m NN wirksam sei, und die Angaben zur quartären Schneegrenzendepression mit 1540—1640 m bei der „Älteren" und mit 1440—1540 m bei der „Jüngeren Vereisung". Eine Frage vermißt man aber: Wie hoch hätte bei Annahme einer für ein arides Gebiet so erstaunlich starken und flächigen Vergletscherung die damalige Niederschlagsmenge sein müssen?

Auf jeden Fall wird das Werk die Quartär- und Glazialforschung in Iran beleben, und wenn auch mancher sich nicht mit allen Ausdeutungen wird befreunden können, die Fülle der Daten und Beobachtungen wird ihm nützlich sein. Willkommen sein werden dem Iran-Reisenden auch die vielen Angaben zur Orographie, zum Klima und über die vorliegenden topographischen und geologischen Karten. Möge der Autor Erfolg und Glück haben, seine Vorstellungen auch in anderen Gebieten Zentralirans überprüfen und belegen zu können. R. Huckriede, Marburg.

Rad, Madjid Razi: **Schwermineraluntersuchungen zur Quartär-Stratigraphie am Mittelrhein.** — Sonderveröffentlichungen des Geologischen Instituts der Univ. Köln, **31**: 164 S., 51 Abb., 6 Tab., 1 Beil.; Köln 1976. Kommissionsverlag und Auslieferung für den Buchhandel Wilhelm Stollfuss Verlag, Bonn.

Die Schwermineralanalyse ist eine sedimentpetrographische Arbeitsmethode; sie beruht hauptsächlich auf der Bestimmung und Auszählung von Mineralkomponenten mit einer Dichte $> 2{,}9$. Solche mit Hilfe schwerer Flüssigkeiten vom übrigen Mineralgemisch gravitativ abgetrennten Komponenten werden herkömmlicherweise als Schwerminerale bezeichnet. Die in der Sedimentpetrographie vielfach benutzte Methode war in der Quartärforschung längere Zeit etwas in den Hintergrund gerückt, in der Kombination mit anderen Methoden hat sie jedoch in den letzten Jahren immer weiteren Raum gewonnen. Dabei steht unter den verschiedenen Fragestellungen, die u. a. mit Hilfe der schwermineralanalytischen Ergebnisse gelöst werden können, in erster Linie das Problem der quartärstratigraphischen Korrelation verschiedener Ablagerungen im Vordergrund.

Ein gutes Beispiel dafür liefert die vorliegende Veröffentlichung, in der die quartärstratigraphischen Ergebnisse schwermineralogischer Untersuchungen, kombiniert mit bodenkundlichen, paläontologischen, paläomagnetischen und teilweise schotteranalytischen Befunden dargestellt werden.

Untersucht wurden Profile im Neuwieder Becken und am unteren Mittelrhein, wobei der Aufschluß in der bekannten Tongrube Kärlich als Bezugsprofil benutzt wurde. Als vulkanogene Komponenten werden im Löß und in den Terrassen braune Hornblende und/oder Pyroxen und ein in seiner Häufigkeit untergeordnet auftretender Bestandteil, nämlich Titanit, herausgestellt. Außerdem kommen in den fluviatilen Ablagerungen Alterit, Granat, Epidot und grüne Hornblende und in den ältesten Terrassen „metamorphe Minerale" vor. Im Löß finden sich dagegen vor allem Zirkon und Rutil, ferner Alterit, Granat, Epidot und grüne Hornblende. Aufgrund ihrer Schwermineralspektren wurden verschiedene Profile im Neuwieder Becken und am Mittelrhein miteinander korreliert, so daß eine Verbindung zur Terrassengliederung des südlichen Niederrhein-Gebiets hergestellt werden konnte. Schließlich wurden die Aufschlüsse mit denen im Rhein-Main-Gebiet stratigraphisch verglichen.

Es ist zu erwarten, daß auch künftig bei quartärgeologischen Untersuchungen die Schwermineralanalyse immer stärker angewendet wird. In Gebieten mit vulkanischen Komponenten sollte dann aber der im Schwermineralspektrum nicht selten vorhandene und in seinem Entstehungsbereich im wesentlichen an die basischen Magmatite geknüpfte und daher einen hohen Anzeigewert besitzende Olivin stärker beachtet werden. Dabei kann man, falls nötig, die bei der Schwermineralanalyse übliche Vorbehandlung der Proben, z. B. durch kurzfristiges Kochen mit konzentrierter Salzsäure beibehalten; die Olivine werden dabei zwar angegriffen, die größeren Körner bleiben jedoch für die Bestimmung erhalten. T. Poetsch, Hamburg.

WINDHEUSER, Hans: **Die Stellung des Laacher Vulkanismus (Osteifel) im Quartär.** Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, **31**: 1—223, 28 Abb. u. 1 Tab.; Köln 1977.

Das Untersuchungsgebiet wird etwa durch die Städte Brohl-Rieden-Mayen-Kärlich und Andernach abgegrenzt. Die Erforschung des Vulkanismus in diesem Gebiet reicht über 100 Jahre zurück. Aber es waren nicht nur die vulkanischen Bildungen, sondern auch fluviale Ablagerungen, Lösse, Eiskeilfüllungen und fossile Böden, die zahlreiche Wissenschaftler immer wieder zu Untersuchungen anregten. So sind im Laufe vieler Jahrzehnte wichtige Ergebnisse erzielt worden, die mit den teils rasch eintretenden Veränderungen der Aufschlüsse entweder bestätigt oder widerlegt wurden oder auch neue Probleme aufwarfen.

Die Abhandlung beruht auf einer Inventur aller wichtigen Aufschlüsse. Die vulkanischen Bildungen wurden an annähernd 40 Stellen untersucht und eingehend beschrieben, einschließlich der Liegend- und Hangendschichten. Die Feldbeobachtungen sind durch die Ergebnisse der Schwermineralanalyse ergänzt. Darauf folgt die Interpretation der Gelände- und Laborergebnisse; hierbei liegt das Hauptgewicht auf der Datierung und Korrelation der Bildungen mit den Aufschlüssen am Mittelrhein, vor allem mit Kärlich. Etwa nach diesem Schema werden alle Untersuchungsstellen abgehandelt.

Von den Ergebnissen seien einige wichtige mitgeteilt: Es können 4 vulkanische Phasen unterschieden werden: Die erste Phase ist durch selbergitisch-foiditische Förderungen gekennzeichnet. Datierung: drittletzte Warmzeit und die vorausgegangene Kaltzeit . In der zweiten Phase vulkanische Tätigkeit im Bereich des Wehrer Kessels und Förderung des Wehrer Bimses. Datierung: drittletzte Kaltzeit, zu korrelieren mit Abschnitt H des Profils von Kärlich. In der dritten Phase Ablagerung des Kärlicher Brockentuffs. Datierung: vorletztes Interglazial, zu parallelisieren mit dem obersten Teil des Abschnitts H von Kärlich. In der vierten Phase (letzte Kaltzeit) erfolgten die starken Tufferuptionen im Laacher-Vulkangebiet; die jüngsten trachytischen Bimstuffe wurden im Alleröd (etwa 11000 J. v. Chr.) und am Beginn der Jüngeren Tendrenzeit gefördert.

Als Ursachen des Laacher Vulkanismus werden varistische, NNW—SSE streichende und N—S verlaufende Störungen angesehen. Interessant ist die Feststellung, daß von 28 datierten Ausbrüchen des Laacher Seegebiets 15 mit Warmzeiten und Übergangszeiten in Verbindung gebracht werden können (9 explosiv und 6 explosiv und effusiv). Die Ausbrüche in geschichtlicher Zeit waren überwiegend explosiv. Erwähnt sei noch, daß der explosive Vulkanismus des Laacher See-Gebiets an Warmzeiten bzw. Übergangszeiten gebunden ist. Die Frage, ob dies auf ein Tiefengrundwasser zurückzuführen ist, kann vorerst nicht beantwortet werden. E. Schönhals, Gießen.

A. SEMMEL: **Grundzüge der Bodengeographie.** — 119 Seiten mit 40 Abbildungen, 4 Tabellen und 4 Farbtafeln. B. G. Teubner, Stuttgart 1977. Preis: Kart. DM 24,80.

Das in der Reihe „Teubner Studienbücher der Geographie" erschienene Buch ist vor allem für die Studierenden der Geographie und verwandter Fachgebiete geschrieben, um wichtige Grundlagen der Bodenkunde zu vermitteln und außerdem die Bedeutung des Bodens für die Landschafts- und Reliefentwicklung aufzuzeigen.

Im ersten Teil werden die physikalischen und chemischen Verwitterungsvorgänge, die Bodenbildungsfaktoren und die pedogenetischen Prozesse erläutert. Es folgt dann eine knappe Übersicht über die Bodenklassen und Bodentypen. Im Kapitel Bodensystematik wird kurz auf die wichtigsten Begriffe und Kriterien der Bodenklassifikation sowie auf die Grundzüge der neuen in den USA erarbeiteten Klassifikation eingegangen. Für die ökologische Beurteilung der Böden werden Begriffe wie Entwicklungstiefe, Durchwurzelbarkeit, Nährstoffhaushalt, Wasser-, Luft- und Wärmehaushalt erläutert. Den Schluß des ersten Abschnitts bildet eine Einführung in die Bodenschätzung.

Etwa zwei Drittel des Buches sind der Regionalen Bodenkunde bzw. der Bodengeographie vorbehalten; hierbei liegt das Schwergewicht auf Mitteleuropa. An ausgewählten Landschaften werden die vorkommenden Bodentypen, die Faktoren ihrer Entstehung und Verbreitung sowie ihre Bedeutung für die Bodennutzung beschrieben. Dabei werden die Unterschiede zwischen den einzelnen Landschaften herausgearbeitet, so z. B. zwischen Jungmoränen- und Altmoränenlandschaft im Norddeutschen Tiefland und im nördlichen Alpenvorland. Zahlreiche Skizzen, vor allem von Bodenabfolgen auf verschiedenen Substraten, vermitteln wertvolle Informationen, so z. B. über die Bodenart und die Horizontfolge charakteristischer Bodentypen. Die Ausführungen in den Kapiteln über „Böden als Indikatoren der Landschaftsentwicklung" und „Landschaftsstabilität und ihr Ausdruck im Bodenprofil" lassen erkennen, welch große Bedeutung dem Boden im Landschaftshaushalt zukommt.

Die Übersicht über die 4 großen Bodenzonen der Erde (Podsole, Tundren- und Frostmusterböden, Steppenböden, Tropenböden) und über die Gebirgsböden außerhalb Europas beruht zum großen Teil auf Forschungen des Autors und der Auswertung des Schrifttums.

Im regionalen Teil steht die Landschaft als Einheit im Vordergrund. Die dort vorkommenden Böden werden als Bestandteile der Landschaft betrachtet. Die Bodengesellschaft und nicht der einzelne Bodentyp ist Ausdruck all der Kräfte und Vorgänge, die bei der Gestaltung der Landschaft wirksam waren. Das flüssig geschriebene Buch ist vor allem für die ersten Studiensemester ausgezeichnet geeignet und in der Lage, das Interesse an bodenkundlichen Problemen zu wecken. E. Schönhals, Gießen.

KRÖMMELBEIN, Karl: **Brinkmanns Abriß der Geologie.** Zweiter Band. **Historische Geologie.** 10./11. Aufl., IX, 400 S., 70 Abb., 63 Fossiltaf., 21 stratigraph. Übersichten, Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart 1977. Preis: DM 69,—.

Es ist das modernste und inhaltsreichste Lehrbuch der historischen Geologie, das es derzeit gibt. Kein weiteres Buch zur Erdgeschichte bietet so umfangreiche und genau durchgearbeitete stratigraphische Tabellen für die verschiedenen Kontinente. Wie viel Arbeit, Mühe, Schriftwechsel mit Fachleuten und Gewissensbisse mögen die Modernisierung und Erweiterung dieser Tabellen gekostet haben, und auch Mut! Man schuldet dem Bearbeiter Dank und Anerkennung.

Dem Verlag gelang es, den Preis in dem Rahmen zu halten, daß das Buch auch für Studenten erschwinglich sein müßte. Allerdings ist der Ausdruck der alten Fossiltafeln, die noch auf Emanuel KAYSERS „Abriß der Geologie" zurückgehen, sehr schlecht geraten. Der feine künstlerische Sinn des berühmten Marburger Geologen und seiner Tochter Cäcilie, deren Zeichenfeder und erstaunlichen Geduld wir diese köstlichen Bilder verdanken, kommt leider nicht mehr so recht zur Geltung.

Jeder, der etwas Einblick in den heutigen Forschungsstand der Geologie hat, weiß: Niemand ist mehr in der Lage, das weite Gebiet der historischen Geologie gleichmäßig gut zu beherrschen, niemand gefeit, Vorstellungen mitzuteilen, die gerade überholt oder sogar längst veraltet sind. Die Flut der Publikationen ist nicht mehr zu bewältigen. Die historische Geologie hat es ja nicht mehr allein mit Stratigraphie, Paläogeographie und Paläontologie zu tun, sondern es fordern Berücksichtigung Biologie, Geochemie, Geophysik, Großtektonik, Astronomie und vielerlei mehr. Diese Situation, der man fast hilflos ausgeliefert ist, hat der Autor deutlich in seinem Vorwort zum Ausdruck gebracht. Wenn man als Benutzer des Buches Kritik äußert — und KRÖMMELBEIN bittet darum — sollte man sich des eben Gesagten bewußt sein.

Was macht der Kollege, wenn er ein neues Lehrbuch in die Hand bekommt? Er schlägt zuerst die Sachgebiete nach, in denen er arbeitet, Fachmann ist oder zu sein glaubt. Der Rezensent tat das gleiche, prüfte z. B. sofort die Fossiltafel zur Wealden-Fazies und stellte fest, daß seine mühselige Revision der Neomiodontiden, Viviparidenund Planorbiden dieses Zeitabschnittes unbekannt oder bewußt unberücksichtigt geblieben ist, die Artnamen veraltet oder im Falle eines eindeutigen Neomiodon-Restes „verschlimmbessert" ist („*Filosina? elliptica* [DUNKER]").

Wie steht es nun mit dem Abschnitt Quartär, dem erfreulicherweise 23 Seiten gewidmet sind? Mehr als bei den älteren Formationen ist es hier schwierig, das verwirrend mannigfaltige Geschehen und die noch bestehenden Probleme in vereinfachenden kurzen Sätzen zu fassen. Meist ist es in diesem Buch gelungen, manchmal jedoch gar nicht. Es gibt fehlerhafte Behauptungen, z. B. die Waldentwicklung sei in den Interglazialen gleich, *Viviparus diluvianus* sei leitend für das Holstein-Interglazial, der *Homo sapiens sapiens* hätte sich „seit dem Ausgang der Weichsel-Kaltzeit" entwickelt. Die „Alpenrose *Rhododendron ponticum*" sei nicht über das vorletzte Interglazial hinaus bekannt, die nicht wenigen sicheren oder vermutlich eemzeitlichen europäischen Fundplätze werden also ignoriert, auch TRALAUS Benennung *Rh. Sordellii* und die Darlegung, wie ungesichert die Zuordnung der fossilen Reste zur Art *ponticum* ist. Als Lößschnecken werden noch immer, wie in Vorväter-Zeiten, *Trichia hispida, Pupilla muscorum* und *Succinea oblonga* genannt und abgebildet, die doch keineswegs die typischen Löß-Arten sind. Sie sollen auch „sämtlich durch kleine, gedrungene Gehäuse an ein trockenes Klima angepaßt" gewesen sein. Man kennt also nicht die typische Löß-Varietät *Succinea oblonga elongata* und wenig über den Klima-Charakter gewisser Löß-Straten.

Die Formulierungen und die Bildauswahl bei der Vorgeschichte lassen keine große Vertrautheit mit der Materie erkennen. Eine Abspliss-Methode sei den Zeiten gefolgt, die das Kernstück zum Werkzeug formte. Um das Moustérien zu kennzeichnen, wird der „Stichel des Ob. Moustier" weiterhin mitgeschleppt, seit Jahrzehnten schon auf der Quartär-Tafel. Man liest: „Das Mesolithikum brachte das Beil, die Töpferei und Webkunst als neue Errungenschaften." In der Tabelle ist die Spalte „Menschliche Kulturen" allein auf Mitteleuropa bezogen, keine Berücksichtigung Vorderasiens, des Mediterran-Gebietes oder anderer Regionen.

Im Quartär sind stratigraphische Tabellen, die entfernte Gebiete nebeneinanderstellen, mehr als ein Wagnis. Wenn dann gar darin sich die afrikanischen und asiatischen Hominidenfunde in die mitteleuropäischen Kalt- und Warmzeit-Gliederung projizieren lassen, bleiben Erstaunen und Fra-

gen nicht aus, aber man muß wohl die säugetierpaläontologischen und paläoanthropologischen Eintragungen nur als grobe Einordnungshilfe verstehen . Leider wird noch immer die eigenwillige deutsche Gliederung in Ältest-, Alt-, Mittel- und Jung-Pleistozän verwendet, obwohl man sich doch in Fachkreisen international darauf geeignigt hat, das Mittel-Pleistozän mit der Matuyama/ Brunhes-Grenze beginnen zu lassen.

Die Tabelle ist in den Maßstäben so verschoben, daß auch der uneingeweihte Leser merkt, wie wenig Sicheres man eigentlich vom älteren und längeren Quartärabschnitt weiß gegenüber dem ziemlich erforschten und abgesicherten Teil ab Elster-Eiszeit, mit dem sich die norddeutschen Quartärkartierer fast allein beschäftigen müssen. Trotzdem geht es auf der Tabelle mit der Pliozän/ Quartär-Grenze bemerkenswert glatt, als ob problemlos. Csarnotium und Untergliederung des Villafranchium scheinen nicht auf; Calabrium und das Quartär beginnen um 1,8 Millionen Jahre und nicht früher, und auch erst danach stellt sich laut Tabelle *Homo (habilis)* ein. Dem „At least 17 interglacials after the Olduvai Event" entspricht die gegebene Klima-Kurve nicht. Trotz dieser und noch manch anderer Mängel und Einwände ist der Wert der Tabelle für den Benutzer gewiß als hoch einzuschätzen. R. Huckriede, Marburg.

Lehmann, Ulrich: **Paläontologisches Wörterbuch.** 2., neubearbeitete Aufl., 440 S., 112 Abb., 3 Taf., Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart 1977. Preis: DM 18,80.

Lehmanns verdienstvolles Paläontologisches Wörterbuch mit seinen präzisen Erklärungen und Angaben zur Wortherkunft ist zu bekannt und beliebt, als daß es hier noch eingehend gewürdigt werden müßte. Inzwischen ist die zweite Auflage erschienen. Sie ist beträchtlich erweitert worden. Über 600 Stichwörter sind hinzugekommen, ferner ein System der Organismen von 39 Seiten. Bereicherung erfuhren auch die Abbildungen und Tabellen, erwähnt sei die Tabelle der ältesten Fossil-Fundpunkte nach H. D. Pflug. Mehr Berücksichtigung als bisher haben die Sachgebiete der Ökologie gefunden, mit denen die Paläontologie ja seit Jahren wieder mehr mit der Geologie, somit auch mit der Quartärkunde, Verbindung eingeht.

Der Verfasser hat die Benutzer um Kritik, Hinweise und Verbesserungsvorschläge gebeten: Im „System der Organismen" findet man die Vermerke „nur rezent bekannt" und „ausgestorben". Zur nur rezent bekannten Gruppe wird die Ordnung Salviniales gezählt. Das kann nur ein Versehen sein; wie formenreich und verbreitet *Salvinia* im Tertiär und Quartär war, zeigen doch viele Publikationen, besonders die zusammenfassenden von Kirchheimer und Florin.

Wie sehr sind die Belange des Quartärkundlers berücksichtigt? Ich machte einen Versuch, schrieb Begriffe auf, wie sie einem an Quartärkunde und Klimageschichte interessierten Studenten begegnen werden und schlug anschließend nach. Erläuterungen fand ich für: Glazialrelikt, Hominiden, Collagen, subfossil, bioturbat, Trichom, osteodontokeratische Reste, Zahn-Zement, Superstit, Vaginatenkalk, *Dryopithecus*-Muster, *Skolithos*-Sandstein, Peritbecien. Nichts fand ich zu Oogonien, Krotowinen, Gewölle, Hypsodontie, Statoblasten, arktotertiäre Flora, Träufelspitze, Schrotlöß, Xeromorphie, Mastixioideen-Flora, Najaden, Opalphytolithe. R. Huckriede, Marburg.

Krumbiegel, Günter & Walther, Harald: **Fossilien. Sammeln. Präparieren. Bestimmen. Auswerten.** — 336 S., 250 Bilder, davon 14 farbig, 10 Tab., 1 Fundstellenkarte, kartoniert; Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart 1977. Preis: 16,80 DM.

Das im VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie Leipzig erschienene und dort als Lizenzausgabe für den Stuttgarter Verlag hergestellte Taschenbuch ist wohl in erster Linie für das große Heer der Fossilienliebhaber und Sammler gedacht. Daß dieser Käuferkreis besonders angesprochen ist, zeigt die gewiß der Verkaufswirksamkeit wegen beigefügte grobe Karte „Wo findet man Fossilien in der BRD". Wer aber nach den Untertiteln geglaubt haben sollte, hier sei ein Buch geschaffen, mit dem man wenigstens einen Teil seiner paläontologischen Funde bestimmen könne, wird enttäuscht. Es ist keine Bestimmungshilfe wie das 1910 in den Schriften des Deutschen Lehrervereins für Naturkunde erschienene und seither unerreicht gebliebene Buch von E. Fraas „Der Petrefaktensammler. Ein Leitfaden zum Sammeln und Bestimmen der Versteinerungen Deutschlands". Was unser neues Taschenbuch jedoch sehr auszeichnet, ist die Einführung in die „Vielseitigkeit der Probleme mit und um Fossilien", d. h. paläontologische Arbeitsmethoden, Biostratonomie, Stammesgeschichte, Lebensgemeinschaften, ferner die Übersicht über die Gruppen fossiler Tiere und Pflanzen. Besonders die in ähnlichen Büchern gern stiefmütterlich behandelten fossilen Pflanzen und Floren kommen hier zu ihrem Recht. Man kann lobend sagen: Die ganze Breite und Fülle der Paläontologie kommt zur Darstellung, auch in gut ausgewählten, belehrenden und sehr anregenden Bildern, von denen einige auch das Quartär oder Glazialgeschiebe betreffen.

Von manchen Einzelheiten wird gewiß auch der Fachpaläontologe profitieren können, wenn nicht gar gefesselt werden, wie vom „Schematischen Biotopschnitt durch das Tertiärbecken von Seifhennersdorf (Miozän: MAI & WALTHER 1974) oder den Rekonstruktionen der fossilen Biozönosen und Biotope zur mitteleozänen Braunkohle des Geiseltales (KRUMBIEGEL 1975). Auch für die Übersicht der geowissenschaftlichen Museen und Sammlungen östlich der innerdeutschen Grenze wird man dankbar sein, natürlich auch der Quartärforscher, wenn er etwa von Greifswald liest: „Teilmagaziniert sind das ‚Deutsche Geschiebearchiv' mit regional geordneten Sedimentärgeschieben und ihren Versteinerungen und die ‚Nordische Sammlung'."

Auf die Tatsache, daß in Rudolf DABERS Beitrag „Die Bedeutung der Fossilien im Wandel der Zeiten" und bei Orts- und Personenangaben manches ideologisch gefärbt ist, soll hier nicht eingegangen werden, aber doch auf die für bundesdeutsche Käufer hinzugefügte dürftige Fundkarte: Sie gibt einige Orte an, wo man sich in Museen und Institutssammlungen orientieren kann, ehemalige Ausgrabungsstellen, tierische und pflanzliche Fossilfundstellen in Auswahl, Trilobiten- und Ammoniten-Fundgebiete sehr allgemein, aber keine stratigraphischen oder Fundplatz-Erläuterungen dazu. Es fragt sich bei einigen Punkten sogar der Fachgeologe, was hier wohl gemeint sei. Und bei den topographischen Angaben muß man fragen: Ist bei den für die Herausgabe dieses Büchleins Verantwortlichen die Kenntnis unseres Vaterlandes schon so geschwunden, daß man das Richelsdorfer Gebirge östlich Göttingen verlegt, Messel südlich Darmstadt, Dernbach linksrheinisch sieht, das Bergstraßen-Weinheim mit dem des Mainzer Beckens verwechselt, man Kandern nur als Kanndern, Cannstatt nur als Bad Canstatt, Balingen als Ballingen, Leimitz als Leimnitz kennt? Klingt hier nicht auch Mißachtung für diejenigen durch, deren Geld man haben möchte?

Fundplätze, die den Quartär- und Pliozän-Forscher am Herzen liegen, werden nur wenige genannt: Oberohe, Willershausen, Dernbach, Pottenstein, Cannstatt, Buchau, Federsee. Erstaunlicherweise ist Fritzlar als Pflanzenfundplatz aufgeführt, was kaum durch Fachliteratur bekannt sein kann. Unter Älteren Borkener (Eder-) Schottern, die von BLANCKENHORN als Pliozän, von anderen später als Altquartär angesprochen worden sind, findet man dort eine kohlige Lage mit schön erhaltenen Fruchtresten, vor allem von *Fagus, Castanopsis, Pterocarya, Magnolia* und *Stewartia.*

R. Huckriede, Marburg.

GEYER, Otto F.: **Grundzüge der Stratigraphie und Fazieskunde.** Zweiter Band. **Paläontologische Grundlagen II, Paläogeographie, Fazieskunde.** — IX, 341 S., 190 Abb., 18 Tab.; E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Stuttgart 1977. Preis: DM 68,80.

Dieses Buch bietet einen recht guten Überblick über mehrere Teilgebiete der Geologie, die für den erd- und lebensgeschichtlich ausgerichteten Studenten oder Forscher wichtig sind: Ökologie, Paläökologie, Stammesgeschichte, die allgemeingeologischen Grundlagen der Paläogeographie, Paläoklimatologie und vor allem die Fazieskunde. Letztere umfaßt nahezu die Hälfte des Buches und enthält 25 Analysen ausgewählter Fazies-Beispiele aus aller Welt. An Methode und Stil merkt man den erfahrenen und geschickten Lehrer. Wesentliches wird gerafft herausgestellt, aber mit einleuchtenden und typischen Beispielen im Text oder Bild erläutert und bereichert. Zahlreich sind Definitionen von Begriffen und Namens-Herkunftsangaben. Viel der richtungsweisenden modernen amerikanischen Fachliteratur ist eingearbeitet und das wichtige und zusammenfassende Schrifttum zitiert. Erforschungsgeschichte, verdiente Vorgänger und Kollegen-Arbeiten werden nicht übergangen. Zum Empfinden, daß das Buch „aus einem Guß ist", trägt die Tatsache bei, daß alle Abbildungen vom Autor gezeichnet oder umgezeichnet, also auch stets deutsch beschriftet sind.

Der Arbeitsrichtung des Verfassers entsprechend, spielt das Quartär in dem Buch nirgends eine vom übrigen abgetrennte Rolle; quartäres Geschehen scheint bei den verschiedenen Themen auf. Ein Quartärgeologe hätte hierbei wohl manches anders gemacht, z. B. statt des auf SAURAMO 1939 zurückgehenden Littorinameer- und Landhebungs-Kärtchens eines nach moderneren Vorlagen gezeichnet, hätte bei „Kremser Bodenbildung" sowie „Göttweiger Boden", auch bei den höheren Terrassen des Mittel-Rheins anders oder vorsichtiger stratigraphisch zugeordnet, hätte Pingos nicht als die Hohlformen nach Austauen des Eiskernes definiert. Diese Mängel und manch andere Kleinigkeiten können aber dem Wunsch keinen Abbruch tun, es möge das Buch eine weite Verbreitung finden.

R. Huckriede, Marburg.

BLASCHKE, R. & DITTMANN, G. & NEUMANN-MAHLKAU, P. & VOWINCKEL, I.: **Interpretation geologischer Karten.** — VII, 74 S., 78 Abb., kartoniert; Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart 1977. Preis: DM 15,80.

Wer nicht selber als Geologie-Lehrer seine Erfahrung mit dem schwachen räumlichen Vorstellungsvermögen vieler Studenten gemacht hat, vermag kaum zu glauben, daß selbst angehende Geologen Schwierigkeiten haben, geologische Karten in Strukturbilder umzusetzen. Vorliegendes

Büchlein versucht nun sehr geschickt für Studenten, die nur im Nebenfach mit Geologie in Berührung kommen, die einfachsten Dinge der geologischen Kartenauswertung zu erklären. Einprägsame und leicht verständliche perspektivische Darstellungen führen die verbreitetsten Strukturelemente vor, wie sie etwa im Saxonikum oder in einfachen Teilen von Faltengebirgen vorkommen, und geben Anleitung zum Ablauf einer Karteninterpretation.

Angesprochen sind mit dem Büchlein „Studenten des Bauingenieurswesens, der Geographie und verwandter Disziplinen". So verdienstvoll das Büchlein ist, und so sehr es eine Lücke füllt, es geht aber nur um die Anfangsgründe der geologischen Kartenkunde. Der Geographie-Student wird wohl schnell bedauernd erkennen, wie wenig Wert auf quartäre Bildungen gelegt wird; schließlich ist es ja das Quartär, das in Mitteleuropa vielfach den Charakter einer Landschaft und somit der geologischen Karte bestimmt. Ob auch einem Bauingenieur ein auf unseren Hochschulen üblicher Geologie-Kartenkurs viel nutzt, wenn er später in Gebieten zu tun hat, wo verschiedenartige Geschiebemergel, Gletscherstauch-Strukturen, wechselhafte Flußtal-Sedimente, Salzstöcke und Subrosionserscheinungen eine Rolle spielen?

Ich kann nicht widerstehen zum Vergleich ein älteres Büchlein zu nennen, gleicher Zielsetzung und ebenfalls in und für Kartenpraktika entstanden. Es ist wohl wenig bekannt und von den vier Autoren auch nicht unter die Literaturhinweise aufgenommen worden: Prof. Dr. Dr. Georg Frebold „Profil und Blockbild. Eine Einführung in ihre Konstruktion und das Verständnis topographischer und geologischer Karten". Nach dem viel zu frühen Tode des Verfassers wurde es von seinem hannoverschen Kollegen Prof. W. Evers herausgegeben und ist 1951 im Georg Westermann Verlag erschienen. Damals kostete dieses Büchlein von 111 Seiten und 94 Abbildungen nur 8,60 DM. Es spart das Quartär nicht aus, und zahlreiche Profile und Blockbilder führen in exemplarische Landschaften und geologische Verhältnisse, die es wirklich gibt und in Niedersachsen alte Exkursionsziele sind. Dadurch gewinnt ein Buch mehr Leben, weckt zugleich Interesse an regionaler Geologie und Landschaftskunde und wirkt nicht so abstrakt wie das neue Büchlein, in dem sogar alle Stratigraphie peinlich vermieden worden ist.

R. Huckriede, Marburg.

Murawski, Hans: **Geologisches Wörterbuch.** 7., durchgesehene und erweiterte Auflage. XII, 280 Seiten, 78 Abbildungen, 8 Tabellen und 1 Falttafel; Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart 1977 (flexibles Taschenbuch, Preis DM 13,80).

Die bereits nach 5 Jahren notwendig gewordene Neuauflage ist um 20 Seiten erweitert worden, wodurch vor allem Begriffe der Geodynamik und Plattentektonik sowie der allgemeinen Tektonik und der Sedimentologie neu aufgenommen werden konnten. Auch die Tabellen erfuhren Änderungen und Ergänzungen; neu sind die Tabellen über die „Gliederung des Präkambriums in Eurasien" und eine vergleichende Übersicht der geochronologischen Zeitskalen des Phanerozoikums nach R. L. Armstrong & W. G. McDowall von 1974.

Bei der „Stratigraphischen Tabelle des Quartärs (zusammengestellt von K. H. Kaiser) wurde — von kleinen Änderungen in der Einteilung und des Schriftbildes abgesehen — der Stand von 1963 beibehalten. Die unbedingt notwendige Überarbeitung der Tabelle wird für die 8. Auflage angekündigt. Hierbei sollten auch die in neuerer Zeit gewonnenen Ergebnisse der paläomagnetischen Forschung berücksichtigt und im Text die wichtigsten Begriffe erläutert werden.

E. Schönhals, Gießen.

Záruba, Q., Bucha, V., & Ložek, V.: **Significance of the Vltava terrace system for Quaternary chronostratigraphy.** Rozpravy Československé Akademie VĚD — Řada Matematických a Přírodních Ved, **87/4**: 1—89, 17 Abbildungen, 9 Tabellen, 5 Tafeln; Prag 1977.

Während der letzten Jahrzehnte sind an der Moldau mehrere größere Wasserkraftwerke gebaut worden, deren Planung eingehende ingenieurgeologische Untersuchen erforderte. Untersuchungen ähnlichen Umfangs wurden für Tiefbauprojekte im Stadtgebiet von Prag durchgeführt. Diese geologischen Arbeiten führten zu wichtigen quartärgeologischen Ergebnissen, die die Grundlage der vorliegenden Abhandlung bilden.

Zwischen Týn und der Mündung der Moldau in die Elbe, d. h. auf einer Länge von etwa 200 km konnten die Terrassen gegliedert und datiert werden. Außer der pliozänen Zdiby-Terrasse werden 9 pleistozäne Terrassen unterschieden. Die tertiären fluvialen Sedimente bestehen aus feinkörnigen Sanden und gutgerundeten Quarzkiesen, die pleistozänen Flußablagerungen überwiegend aus Kies und Sand unterschiedlicher Körnung. Syngenetische Eiskeile und andere Erscheinungen beweisen, daß die bis zu 20 m mächtigen Sedimente unter kaltzeitlichen Klimabedingungen abgelagert wurden. Wie aus dem Längsprofil besonders gut zu ersehen ist, sind die Terrassen am Mittel- und Unterlauf (zwischen Štěchovice — Fluß-km 160 — und Veltrusy — Fluß-km 230) am vollständigsten entwickelt. In diesem Gebiet, vor allem aber nördlich von Prag, liegen auch die für die Datierung wichtigsten Aufschlüsse.

Die zeitliche Einstufung der fluvialen Sedimente erfolgte durch die teils mächtigen Deckschichten, in der Hauptsache verschiedenaltrige Lösse und fossile Böden (Pedokomplexe) sowie limnische fossilführende Schichten und Artefakte. Die Terrassen am Mittel- und Unterlauf der Moldau ermöglichten nicht nur eine Parallelisierung mit den Terrassen der beiden Nebenflüsse Berounka und Sázava, sondern auch mit den Terrassen der Elbe, deren Alter aufgrund fossilführender Ablagerungen bekannt ist. Damit war auch eine Korrelierung der Moldau-Terrassen mit den Flußterrassen Mitteldeutschlands und den Ablagerungen des nordeuropäischen Vereisungsgebietes möglich. Grundlage für die Datierung bildete die von A. G. Cepek 1968 veröffentlichte Gliederung.

Die morphostratigraphischen Untersuchungen wurden durch paläomagnetische Messungen unterbaut. Verwendung fanden feinkörnige Substrate mit geringer Wasserdurchlässigkeit. Die Daten von Proben aus 12 Aufschlüssen werden im einzelnen erläutert. Von besonderer Wichtigkeit sind die an Hochflutlehm-Proben von Únětice gewonnenen Meßergebnisse, weil die Ablagerungen mit 690 000 bis 890 000 Jahren in den Grenzbereich der Matuyama- und Brunhes-Epoche (Jaramillo event) gehören. Die 3 älteren Terrassen (IA-Lysolaje, IB-Suchdol und II-Pankrác) werden mit der Brüggen-, Eburon- und Menap-Kaltzeit (Donau 1, Donau 2 und Günz 1), die 6 jüngeren Terrassen (IIIA-Kralupy, IIIB-Vinohrady, IV-Letná, V-Dejvice, VI-Veltrusy und VII-Maniny) mit der Helme-, Elster-, Fuhne-, Drenthe-(Saale), Warthe- und Weichsel-Kaltzeit (Günz 2, Mindel 1 und 2, Riß 1 und 2, Würm) parallelisiert.

Als Ursachen der Entstehung des Terrassensystems der Moldau werden Klimaschwankungen, insbesondere der Wechsel von Kalt- und Warmzeiten und die stetige Hebung des böhmischen Plutons angesehen.

Die Abhandlung beruht auf einem umfangreichen Beobachtungs- und Untersuchungsmaterial und sie vermittelt in methodischer Hinsicht wertvolle Anregungen für ähnliche Forschungen. Ohne Zweifel gehören nun die Moldau-Terrassen zu den am besten erforschten Mitteleuropas.

E. Schönhals, Gießen.

Steen-McIntyre, Virginia: **A Manual for Tephrochronology.** Collection, Preparation, Petrographic Description and Approximate Dating of Tephra (Volcanic Ash). — 1. Auflage 1977: 167 Seiten, 19 Abbildungen und 8 Tabellen. Preis in USA 13 $. Zu beziehen von Virginia Steen-McIntyre, PhD., 1128 Colorado Blvd., Idaho Springs, 303 - 567 - 2826.

Die Autorin hat in den Vereinigten Staaten, in Mexiko und Costa Rica sowie in Neuseeland tephrochronologische Untersuchungen durchgeführt und über ihre Ergebnisse in mehreren Arbeiten und auf internationalen Kongressen berichtet. Die bei den Feld- und Laboruntersuchungen gemachten Erfahrungen bilden zusammen mit den Ausführungen über die angewandten Labormethoden den wesentlichsten Teil der Abhandlung.

Der Begriff „tephra" (griech. Asche) wurde 1944 von dem isländischen Geologen Thorarinsson eingeführt, und zwar „als Sammelbegriff für alle klastischen vulkanischen Ablagerungen, die während eines Ausbruchs vom Krater durch die Luft transportiert wurden". Inzwischen ist der Begriff erweitert worden, denn als „tephra" wird sowohl luft-transportiertes (airfall) als auch geflossenes (flow) pyroklastisches Material verstanden.

Die Tephrochronologie ist noch eine junge geowissenschaftliche Disziplin, die sich aber im letzten Jahrzehnt rasch entwickelt hat, wie auch aus der Mitteilung zu entnehmen ist, daß allein in der Neuen Welt von 1965—1973 über 300 Veröffentlichungen erschienen sind (nach Westgate & Gold 1974): World Bibliography and Index of Quaternary Tephrochronology). Das ist nicht zuletzt darauf zurückzuführen, daß die Tephrochronologie und Tephrostratigraphie für mehrere Fachgebiete wie Archäologie, Pedologie (Paläopedologie) und Geomorphologie weltweit an Bedeutung gewinnen, wie auch die INQUA-Kongresse 1973 in Neuseeland und 1977 in Birmingham zeigten (vgl. Berichte in Eiszeitalter u. Gegenwart, Bd. 25: 223—267 und Bd. 28: 219—223). Eine stattliche Zahl von Publikationen dokumentiert, daß dies auch in europäischen Ländern der Fall ist, was besonders auf den jungen Vulkanismus in der Eifel zurückzuführen ist.

Der Stoff der Abhandlung ist in 4 Abschnitte gegliedert: 1. Sammlung von Proben im Gelände (34 S.), 2. Vorbereitung der Proben für die Laboruntersuchung (37 S.), 3. Petrographische Untersuchungsverfahren (34 S.) und 4. Anwendung von Verwitterungsmerkmalen der Schwerminerale zur Altersbestimmung (10 S.). Der erste Abschnitt stellt eine Anleitung für die gesamte Geländearbeit dar, wobei nicht nur die Auswahl und Entnahme der Proben, sondern auch die Aufnahme von Bodenprofilen und Tephra-Aufschlüssen erläutert werden.

Im zweiten Abschnitt werden u. a. die für petrographische, chemische und radiometrische Untersuchungen notwendigen Vorbereitungsarbeiten erläutert; im dritten Abschnitt folgt dann die Beschreibung der allgemeinen und speziellen petrographischen Untersuchungsmethoden; im vierten

Teil werden zwei Verfahren zur Altersbestimmung vorgestellt, nämlich die Benutzung des Hydratationsgrads vulkanischer Gläser bei rhyolithischen und dazitischen Tephras sowie die „Intrastratal solution", das sind Lösungserscheinungen, die nach der Ablagerung an Schwermineralen beginnen; ihre Intensität läßt Rückschlüsse auf das Alter zu.

Ein 11 Seiten umfassendes Schriftenverzeichnis unterrichtet vor allem über die neuesten Ergebnisse der Tephrochronologie und die Untersuchungsmethoden. Im Anhang finden sich: eine Check-Liste für die Geländearbeit und die Entnahme von Proben für physikalische, chemische und mikroskopische Untersuchungen sowie für spezielle optische Mineralbestimmungen (focal masking).

Das „Manual for Tephrochronology" bietet den europäischen Forschern zu einem relativ niedrigen Preis die Möglichkeit, sich über den Stand dieser geowissenschaftlichen Teildisziplin und die neueste Entwicklung der Untersuchungsmethoden zu unterrichten. E. Schönhals, Gießen.

Strübel, G.: **Mineralogie.** Grundlagen und Methoden. Eine Einführung für Geowissenschaftler, Chemiker, Physiker, Berg- und Hüttenleute. — 472 Seiten, 262 Abbildungen und 19 Tabellen; Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 1977. Preis: DM 24,80.

Wie in anderen geowissenschaftlichen Disziplinen setzt sich auch in der Quartärgeologie die Tendenz durch, die Zahl der Untersuchungsmethoden zu erweitern, um durch ihre Kombination zu besser abgesicherten Ergebnissen zu gelangen. Von diesem Trend sind auch die mineralogischen Untersuchungsmethoden nicht ausgenommen. Sie werden z. B. im Rahmen sedimentpetrographischer, mineralogisch-mikromorphologischer und tonmineralogischer Untersuchungen zur Klärung quartärgeologischer Probleme verwendet. Das Lehrbuch der Mineralogie von G. Strübel erscheint daher zu einem günstigen Zeitpunkt.

In dem Buch werden neben den Grundlagen der Mineralogie verschiedene, auch ganz neue mineralogische Untersuchungsmethoden behandelt. Es ist als eine Einführung für Geowissenschaftler, Chemiker, Physiker sowie Berg- und Hüttenleute konzipiert und behandelt hauptsächlich die Grundlagen der Kristallgeometrie, Kristallchemie, weiterhin die physikalischen Eigenschaften der Kristalle, ihr Wachstum sowie Probleme der Mineralbildung. Abschließend werden die einzelnen Mineralklassen und ihre jeweils wichtigsten Vertreter besprochen. Am Schluß eines jeden Kapitels befinden sich Übungsfragen, die das Wesentliche des behandelten Stoffes erkennen lassen.

In Anbetracht des umfangreichen Stoffes konnten einige interessante Sachgebiete, wie z. B. die Entstehung der Minerale in der Erdkruste nur sehr kurz behandelt werden. Allerdings wird zu jedem Sachgebiet eine umfangreiche Übersicht über weiterführende Literatur gegeben. Für die nächste Ausgabe wäre es hilfreich, möglichst bei allen mikroskopischen Aufnahmen den Abbildungsmaßstab anzugeben. Das ist jedoch kein schwerwiegender Mangel.

Insgesamt stellt dieses Lehrbuch aufgrund seiner modernen Konzeption eine wertvolle Ergänzung der entsprechenden mineralogischen Literatur dar. Auch der niedrige Preis wird zu seiner Verbreitung beitragen. T. Poetsch, Hamburg.

Tillmanns, Wolfgang: **Zur Geschichte von Urmain und Urdonau zwischen Bamberg, Neuburg/Donau und Regensburg.** — Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, 30, 185 S., 1 Abb., 4 Tab., 7 Beil., Köln 1977.

Das Bearbeitungsgebiet umfaßt den Wellheimer-Altmühl-Talzug („Urdonau"), das Rezat-Rednitz-Tal („Urmain") und den Regensburger Raum („Urnaab"). Wegen seiner flußgeschichtlich reichhaltigen Entwicklung hat dieses Gebiet schon immer zur Darstellung gereizt. Mit Schwertschläger 1905/10, Wagner 1923, Krumbeck 1927, Birzer 1939/51, Andres 1951 und Schaefer 1966 seien einige der bekannteren Arbeiten genannt.

Nachdem die bisherigen Untersuchungen zur Klärung der paläogeographischen und quartärstratigraphischen Entwicklung meist morphologisch und qualitativ-schotterpetrographisch orientiert waren, bedient sich diese Arbeit erstmals systematisch quantitativer sedimentpetrographischer Methoden (Schotter-, Schwermineral- und Tonmineralanalysen).

Bei der Anwendung solch arbeitsintensiver Methoden scheint das Untersuchungsgebiet zunächst viel zu groß. Tillmanns beschränkt sich jedoch weitgehend auf die Hauptbahnen der Entwässerung. Dennoch — oder gerade deswegen — gelingt es ihm, eine Übersicht über die wesentlichen Ereignisse seit der Ries-Entstehung zu vermitteln und die Sedimente der einzelnen Teilräume miteinander zu korrelieren.

Die wenigsten, von TILLMANNS neu gedeuteten Ereignissen seien im Folgenden genannt:

Aufgrund der charakteristischen Lydit- bzw. Radiolaritführung sowie aussagekräftiger Schwermineralspektren kommt TILLMANNS zur Auffassung, daß der Urmain, der seit der Ablagerung der Monheimer Höhensande direkt im Arbeitsgebiet nachweisbar ist, im obersten Pliozän (also z. Z. der Ablagerung der 60—90 m über dem Talboden der Altmühl gelegenen Schotter) nicht mehr über die SW Frankenalb abfloß. Für diesen Zeitraum wird vielmehr ein Abfluß über das Naabgebiet nach S angenommen. Im Ältestpleistozän (also z. Z., in der im Altmühltal die 10—55 m über Talboden gelegenen Schotter und im Rezat-Rednitz-Tal die Pleinfelder, Büchenbacher und Greuther Schotter abgelagert werden) fließt der Urmain erneut nach SW durch den Rezat-Rednitz-Talweg. Erst nach der Sedimentation der Greuther Schotter wird der Obermain bei Bamberg nach W zum Rhein hin abgelenkt. Das dieser Erkenntnis widersprechende Einfallen der ältestpleistozänen Schotter im Rezat-Rednitz-Tal nach NE wird mit postsedimentärer Schrägstellung erklärt.

Das reichhaltige Faktenmaterial ist in einem ausführlichen Aufschluß-Verzeichnis (mit Skizzen und Analysen-Diagrammen) und in Tabellen dargestellt. Dadurch wird der Text von unnötigem Ballast befreit. Die aussagekräftigsten Fakten sind zusätzlich noch einmal in sieben übersichtlichen Beilagen (Profilen) räumlich eingeordnet. Allerdings wird der schnelle Leser eine paläogeographische Skizze bzw. Skizzenfolge vermissen.

Abschließend sei vermerkt, daß mit dieser Arbeit Möglichkeiten aufgezeigt werden, die auch zur weiteren Klärung der fluviatilen Genese im Pliozän und Altquartär auf der Schwäb. Alb führen können. Manfred Löscher, Heidelberg.

SCHROEDER, Diedrich: **Bodenkunde in Stichworten.** 3., völlig neu bearbeitete Auflage, 154 S., 57 Abb., 22 Tab. und 2 farbige Bodenprofiltafeln. Hirts Stichwortbücher, Verlag Ferdinand Hirt, Kiel 1978. Preis DM 19,80.

Nach dem Vorwort zur ersten Auflage, die 1969 erschien, ist dieses Taschenbuch als Kompendium und Repetitorium für Studierende an Universitäten und Fachhochschulen sowie für interessierte Laien gedacht. Daß nach 9 Jahren eine 3. Auflage notwendig wurde, zeigt, daß die Konzeption des Buches und die Darstellung des umfangreichen Stoffes als gelungen zu betrachten sind. Änderungen waren daher bei der neuen Auflage nicht erforderlich. Wohl aber sind in den Hauptabschnitten (Bodenbestandteile, Bodenkörper — Aufbau, Eigenschaften und Verhalten, Entwicklung der Böden, Bodentypen, Standorteigenschaften der Böden) die neuen wissenschaftlichen Ergebnisse berücksichtigt worden.

Die Bedeutung des Bodens für Umweltprobleme und die Beurteilung von Veränderungen in Ökosystemen durch Eingriffe des Menschen wird zum ersten Mal in einem besonderen Abschnitt behandelt. Dabei wird unterschieden zwischen Phyto-, Zoo- und Anthropo-Ökosystemen. Besondere Berücksichtigung findet die Filter-, Puffer- und Transformations-Funktion des Bodens im Anthropo-Ökosystem. Der zweiseitige Text und die Hinweise auf bereits erläuterte Begriffe und Prozesse genügen, um die vorrangige Stellung des integrierten Systems „Boden" nach SCHROEDER „Pedosystem") in der Umwelt des Menschen zu unterstreichen.

Typographisch ist das Buch vorteilhaft geändert worden, z. B. durch größere und mehr farbige Überschriften. Die Breite des Satzspiegels wurde auf Kosten des „Raums für Zusätze" vergrößert, so daß trotz der Erweiterung des Textes und der Aufnahme einiger neuer Abbildungen die Zahl der Seiten nur um 8 zugenommen hat.

Wichtig für die Benutzung des Taschenbuches ist das Register, das überarbeitet und erweitert wurde; das Auffinden bestimmter Sachgebiete wurde daher erleichtert.

Das Taschenbuch ist aufgrund der übersichtlichen Gliederung des Stoffes, des knappen, klaren Textes und der zahlreichen prägnanten Definitionen sowie der informativen Abbildungen als Kompendium und Repetitorium sehr gut geeignet und daher jedem Absolventen als Ergänzung zu einem Lehrbuch der Bodenkunde zu empfehlen. E. Schönhals, Gießen.

Die Deutsche Quartärvereinigung
gedenkt ehrend
ihrer verstorbenen Mitglieder

Dr. Karl Brandt, Seebergen-Bremen
gest. 1974

Dr. rer. nat. Gerd Michael Stanschus, Kiel
gest. am 8. 12. 1976

Dr. med. H. A. Goldbeck-Loewe, Itzehoe
gest. am 9. 1. 1977

Dr. Georg Brand, Kiel
gest. am 23. 10. 1977

Dr. rer. nat. Hans Freising, Stuttgart-Bad Cannstatt
gest. am 8. 12. 1977

D. Verschiedenes

Persönliches

Die Deutsche Quartärvereinigung gratuliert folgenden Mitgliedern zum Geburtstag:

80. Geburtstag am 1. August 1978
Prof. Dr. Willi Czajka, Am Schlehdorn 5, 3401 Göttingen-Nikolausberg

75. Geburtstag am 8. August 1978
Prof. Dr. Julius Büdel, Franz-Liszt-Straße 8, 8700 Würzburg

70. Geburtstag am 16. September 1978
Frau Dr. Therese Pippan, Altenhofenstraße 3/1/9, A 5020 Salzburg

65. Geburtstag am 1. August 1978
Prof. Dr. Heinz Ellenberg, Hasenwinkel 22, 3400 Göttingen

Seinen 70. Geburtstag feierte am 25. November 1977 Prof. Dr. Josef Werdecker, Im Hasengrund 16, 6101 Bickenbach/Bergstraße.

Mitgliederverzeichnis

Mitglieder, deren Anschrift sich seit der Herausgabe des Mitgliederverzeichnisses geändert hat, werden gebeten, ihre neue Anschrift der Geschäftsstelle in Hannover mitzuteilen.

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, 1½zeilig, 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 w i c h t i g (gesperrt); Holozän wird **Holozän** (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 geschlängelter Linie zu kennzeichnen. — Die Unterschriften der Abbildungen, Tabellen und Tafeln sind auf einem besonderen Blatt beizufügen.

Vorlagen von Abbildungen

Sie sollen eine Verkleinerung auf den Satzspiegel zulassen; es sind daher entsprechende Formate zu wählen und die Zeichnung ist in 2—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 Autotypien nur auf glänzendem oder hochglänzendem weißem Papier, nicht chamois o. dgl. Photos nur verwenden, wenn unbedingt notwendig (Autotypien 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 82,—**

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 16,80**

. . . 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.

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.