

# Eiszeit alter und Gegen wart

Jahrbuch der  
Deutschen  
Quartär  
vereinigung

Schriftleitung  
HANS DIETRICH  
LANG

39. Band  
1989

Mit 86 Abbildungen  
im Text, 19 Tabellen  
und 2 Tafeln

Vertrieb:

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



ISSN 0424 - 7116

# Deutsche Quartärvereinigung

Gegründet 1948

Geschäftsstelle:

3000 Hannover 51, Stilleweg 2, Postfach 510153

Bankverbindungen:

Postgirokonto: Postgiroamt Hannover, Konto-Nr. 453 03-308,

BLZ 250 100 30

oder Bankkonto: Kreissparkasse Hannover,

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

---

## Vorstand

(1987 — 1990)

Präsident: Prof. Dr. H. MÜLLER-BECK, Tübingen

Vizepräsidenten: Prof. Dr. H. HAGEDORN, Würzburg  
Prof. Dr. W. SCHIRMER, Düsseldorf

Schriftleiter des Jahrbuchs: Prof. Dr. H. D. LANG, Hannover

Schatzmeister: Prof. Dr. R. LOOK, Hannover

Archivar: Prof. Dr. K.-D. MEYER, Hannover

Dem Vorstand gehören weiterhin an:

Dr. D. VAN HUSEN, Wien

Prof. Dr. L. BENDA, Hannover

Prof. Dr. A. SCHREINER, Freiburg i. Br.

---

Ordentliche Mitglieder zahlen einen Jahresbeitrag von 50.— DM,  
Mitglieder ohne eigenes Einkommen (Studenten usw.) 20,— DM,  
korporative Mitglieder 60,—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

Dr. H. D. Lang, Stilleweg 2, Postf. 510153, 3000 Hannover 51.

## Eiszeitalter und Gegenwart



# Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der  
Deutschen Quartärvereinigung

39. Band

Mit 86 Abbildungen im Text, 19 Tabellen  
und 2 Tafeln

Herausgeber und Verlag: Deutsche Quartärvereinigung Hannover

Schriftleitung: HANS DIETRICH LANG

Vertrieb:



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

1989

## Inhaltsverzeichnis

A. Aufsätze	Seite		Seite
<i>BECHT, M.</i> : Neue Erkenntnisse zur Entstehung pleistozäner Talverfüllungen	1 — 9	<i>VAN DEN BOGAARD, C., VAN DEN BOGAARD, P. &amp; SCHMINCKE, H.-U.</i> : Quartärgeologisch-tephrostratigraphische Neuaufnahme und Interpretation des Pleistozänprofils Kärlich	62 — 86
<i>MEYER, H.-H. &amp; KOTTMEIER, C.</i> : Die atmosphärische Zirkulation in Europa im Hochglazial der Weichsel-Eiszeit — abgeleitet von Paläowind-Indikatoren und Modellsimulationen	10 — 18	<i>VON KOENIGSWALD, W.</i> : Das Mammut von Polch bei Mayen (Eifel)	87 — 97
<i>HENTSCHKE, U. &amp; STEPHAN, H.-J.</i> : Schwermineralanalyse von Geschiebemergeln, ein Hilfsmittel für die Moränenstratigraphie? Diskussion anhand von Zählungen aus Schleswig-Holstein	19 — 28	<i>LÖSCHER, M. &amp; HAAG, T.</i> mit einem Beitrag von <i>K. MÜNZING</i> : Zum Alter der Dünen im nördlichen Oberrheingraben bei Heidelberg und zur Genese ihrer Parabraunerden	98 — 108
<i>JERZ, H. &amp; MANGELSDORF, J.</i> : Die interglazialen Kalksinterbildungen bei Hurlach nördlich Landsberg am Lech	29 — 32	<i>BRUNNACKER, K., BOENIGK, W., BRUDER, G., HAHN, G. G., RONEN, A. &amp; TILLMANN, W.</i> : Artefakte im Altquartär von Obergaliläa (Nordisrael)	109 — 120
<i>KOVANDA, J.</i> : Fossile Mollusken in Kalksinterbildungen (Dauchen) am Lech-Ufer östlich von Hurlach (nördlich Landsberg / Lech)	33 — 41	<i>WENZENS, G.</i> : Verbreitung, Typ und Alter der maximalen Vergletscherung der Südvogesen zwischen Bruyères und Epinal	121 — 131
<i>ROHDE, P.</i> : Elf pleistozäne Sand-Kies-Terrassen der Weser: Erläuterung eines Gliederungsschemas für das obere Weser-Tal	42 — 56	<i>GABRIEL, B., VOIGT, B. &amp; GHOD, M.</i> : Klima und Landschaft Nordsomalias im Quartär — Erste Ergebnisse von Feldstudien	132 — 144
<i>FROMM, K.</i> : Paläomagnetische Datierung hochgelegener Sand-Kies-Terrassen der Weser	57 — 61	<i>BROSCHKE, K.-U.</i> : Präwürmzeitliche Eiskeile und Kryoturbationsformen östlich Bordeaux — eine Mitteilung zur Ausdehnung des vorzeitlichen Permafrostbereichs in Südwestfrankreich	145 — 146
		<b>B. Buchbesprechung</b>	147

---

ISSN 0424-7116 © Deutsche Quartärvereinigung, Hannover

Schriftleitung: H. D. Lang

Für den Inhalt der Arbeiten sind die Verfasser allein verantwortlich

Herstellung:

Dieterichsche Universitäts-Buchdruckerei W. Fr. Kaestner GmbH & Co. KG, D-3405 Rosdorf 1

# Neue Erkenntnisse zur Entstehung pleistozäner Talverfüllungen

MICHAEL BECHT \*)

Valley sediments, Pleistocene, moraines,  
glaciolacustrine sedimentation, influence, glaciation, fluvial erosion  
Bavaria, Alpenvorland

**Kurzfassung:** Während des Pleistozäns wurden in Seitentälern der nördlichen Kalkoralpen mächtige Lockersedimente abgelagert. Die Gletscher stießen dabei von den Haupttälern in die Seitentäler vor und schufen dort Sedimentfallen.

Die Moränensedimente im Lainbachtal bei Benediktbeuern wurden bisher als Staubeckensedimente angesprochen, die in einen Stausee sedimentiert wurden. Anhand des Vergleiches der spät- und postglazialen Ausräummasse mit der Menge akkumulierter Sedimente in dem Schwemmfächer des Lainbaches konnte diese Vorstellung widerlegt werden. Weitere Untersuchungen zum Rundungsgrad und Kristallingehalt von Geröllen und Auftreten von Schichtung im Lockersediment belegen, daß hier Moränenablagerungen des Ferneises vorliegen.

Durch hochglazialen Gletschervorstoß sowie zahlreiche Gletscherstandschwankungen während des Rückschmelzens wurden im Lainbachtal Verebnungen geschaffen, die heute noch in Resten erhalten sind.

Der Verlauf fluvialer Erosion seit dem Spätglazial ist noch nicht ausreichend bekannt. Eine Verstärkung der Abtragung mit den Eingriffen des Menschen in den Naturhaushalt vor allem seit dem Mittelalter scheint dagegen gut belegt.

## [New Researches about the Genesis of Pleistocene Loose Sediments in Small Alpine Side Valleys]

**Abstract:** In the course of the Pleistocene, thick loose sediments were deposited in side valleys of the limestone Alps. The glaciers advanced from the main valleys into the side valleys and shaped them into sedimentary basins.

The morainic deposit in the Lainbach valley near Benediktbeuern has so far been explained as a sediment which had been deposited in a glacially dammed lake.

But a comparison of the mass of the late — to post glacial eroded sediment with the mass of the accumulated loose sediments in the alluvial cone of the Lainbach shows that this

assumption is not right. Further studies on the degree of roundness, the content crystalline, and the stratification of the loose sediment prove the existence of a moraine deposit in the Lainbach valley. The glacial advance in the high glacial and many glacier oscillations during the period of recession created planation surface. Relics of these surfaces can still be found today.

The progress of the fluvial erosion since the late glacial period is still not known in detail. An increase of the fluvial erosion due to human activities in the forest of Lainbach catchment, especially since the middle ages, is well evidenced.

## 1. Einleitung

Die Bezeichnung „pleistozäne Talverbauung“ wird für Lockersedimente gebraucht, die vor allem während der Würm- aber auch in der Riß- und Mindeleiszeit (FRENZEL 1987) in alpinen Seitentälern abgelagert wurden. Das vorher entwickelte Talrelief ist verschüttet worden; ihm folgen die sich postglazial einschneidenden Abflußsysteme nur zum Teil wieder (BADER 1985). Glazialepigenetische Durchbrüche sind hierauf zurückzuführen. Die Ablagerung der Lockersedimente während des Pleistozäns ist auf zweifache Weise vorstellbar:

1. Fluvialer Transport erodierten Materials in einen Stauraum, der durch den im Haupttal liegenden und den Ausgang des Nebentales versperrenden Gletscher entstand.
2. Glazialer Transport durch den vom Haupttal in die Seitentäler vorstoßenden Gletscher.

Die gebräuchliche Bezeichnung „Talverbauung“ bezieht sich auf die Stauraumtheorie. Diese Festlegung (KARL & DANZ 1969; DOBEN 1985) hat nun weitreichende Konsequenzen hinsichtlich der Berechnung des Ausraumvolumens und der Einschätzung der aktuellen Erosionsleistung im Vergleich zu der spätglazialen und frühholozänen Abtragung, da man mit der Vorstellung eines Stauraumes zu erheblich

\*) Anschrift des Verfassers: Dr. M. BECHT, Institut für Geographie der Universität München, Luisenstraße 37, D — 8000 München 2.

größeren Erosionsbeträgen kommen muß als bei der Mächtigkeit eines durch Gletschereis weitgehend ausgefüllten Seitentales.

Die Reste dieser pleistozänen Lockersedimente, die im deutschen Alpenraum in nahezu jedem Seitental von Iller, Lech, Isar, Loisach und Inn in unterschiedlichen Mächtigkeiten erhalten sind, gehören zu den am stärksten erosionsgefährdeten Bereichen dieser Landschaftseinheit. Aus Erosionsanbrüchen werden den Vorflutern große Mengen Feststoffe zugeführt.

Im Folgenden sollen die Entstehung einer pleistozänen Talverfüllung und die sich spät- und postglazial anschließende Erosion des Sedimentkörpers dargestellt werden. Es wurde dazu das Lainbachtal bei Benediktbeuern ausgewählt, ein Seitental der Loisach, da hier schon früher Arbeiten zu diesen Fragen angefertigt wurden (KARL & DANZ 1969) und seit einigen Jahren intensiv Messungen zur aktuellen und historischen Erosionsleistung durchgeführt werden (BRECHT 1986; BECHT & KOPP 1988).

## 2. Die Genese der Lockersedimente im Lainbachtal

### 2.1. Vorstellungen zur Staubeckensedimentation

Während in älteren Arbeiten der Aufbau und die Verbreitung pleistozäner Ablagerungen im Lainbachgebiet recht differenziert dargestellt ist (MÜLLER-DEILE 1940), wird in neueren Veröffentlichungen die Vorstellung vertreten, daß sich in den „Seitentälern Eisrandseen bilden konnten“ (KARL & DANZ 1969: 17), in denen sich „Stauseeablagerungen“ (DOBEN 1985: 43) absetzten. „Dieser seitliche Aufstau (sei) eine verbreitete Erscheinung am Alpenrand“ (KARL & DANZ 1969: 82). Die Autoren gehen davon aus, daß „die Stauschotter (...) kurze Zeit unter Eis begraben“ (KARL DANZ 1969: 82) wurden, als das Ferneis seine maximale Mächtigkeit erreicht hatte und nun erst in das Tal vorstieß. Das überdeckende Ferneis soll während des Würmmaximums nicht mächtiger als 40–80 m gewesen sein.

Schon der bloße Augenschein der in zahlreichen großen Erosionskerben gut aufgeschlossenen Lockersedimente läßt an dieser Vorstellung zweifeln. Eine Schichtung des Materials und eine bei der Ablagerung eintretende Korngrößen-sortierung ist nur an einigen Stellen an der Oberkante der Talverfüllung nachweisbar.

Bändertone an der Basis der Ablagerungen werden zwar oft postuliert (KARL & DANZ 1969), sind aber nicht im Gelände nachweisbar. Lediglich in 760 m ü. NN finden sich an den Hängen im Unterlauf des Lainbaches tonig-schluffige Ablagerungen, die jedoch

nicht als Basistone angesprochen werden können (vgl. 2.4.). Geht man von der Ablagerung in einen großen Stauraum aus, so muß das Sediment auch fluvial transportiert worden sein und damit gegenüber Moränenmaterial gerundeter erscheinen. Die Geschiebezählungen von MUXFELDT (1972) belegen, daß zwischen dem Wallmoränenmaterial und den Stausedimenten, die an fünf Stellen im Lainbachgebiet untersucht wurden, keine signifikanten Unterschiede bestehen.

In den Lockersedimenten der Talverfüllung sind im gesamten Untersuchungsgebiet Kristallin-geschiebe aus den Zentralalpen nachweisbar. Auch diese Tatsache spricht gegen die Stauraumtheorie, da sich in einem solchen Becken überwiegend der lokale Verwitterungsschutt ansammeln würde, während der Kristallinanteil im Geschiebe die Beteiligung des Ferneises belegt.

Die Mächtigkeit der Moränenwälle mit relativen Höhen bis zu 40 m am Gurnberg ist mit der Vorstellung einer kurzzeitigen, geringen Eisbedeckung (KARL & DANZ 1969) während des Würmmaximums schwer vereinbar. Ein Felskern in diesen Moränen ist nach den Ergebnissen neuerer geoseismischer Untersuchungen auszuschließen. Die Moränenwälle sind Sedimenten der Talverfüllung aufgesetzt, die wesentlich dichter als erstere lagern und außergewöhnlich hohe seismische Geschwindigkeiten (bis zu 3.1 km/s in tiefen Lagen) aufweisen (BADER 1985). Diese hohe Geschwindigkeiten lassen auf eine stärkere Eisbedeckung des Sedimentkörpers schließen, als bisher angenommen wurde (BADER 1979).

Aufgrund ihrer Vorstellung eines mit Sedimenten vollkommen verfüllten Tales berechnen KARL & DANZ (1969: 17) die Ausräummasse. Sie gehen im Lainbachtal von einer „Oberfläche des Eisrandsees“ von 5.6 qkm aus und ermitteln 530 Mio cbm erodiertes Material. Nach eigenen Berechnungen müßte die Ausräummasse sogar 746 Mio cbm betragen. Wie die von KARL & DANZ konstruierte Ausräumkurve für das Halblechgebiet (Abb. 1) zeigt, soll die höchste Austragsintensität im frühen Holozän stattgefunden haben. Damit müssen auch die Schwemmfächer, die die Wildbäche der Seitentäler in die Haupttäler schütten, im Holozän aufgebaut worden sein. Es liegt daher nahe, das Volumen der Ausräummasse mit dem Inhalt des Schotterkörpers zu vergleichen. Auf dem Schwemmfächer des Lainbaches wurden bisher lediglich drei Bohrungen bis zum anstehenden Fels abgeteuft, so daß eine flächenhafte Auswertung nicht möglich ist. Zusätzliche Hinweise erhält man allerdings durch den besser erschlossenen Schwemmfächer des nördlich anschließenden Steinbaches. Aus den Unterlagen der Bohrungen, die im Bohrchiv des Bayerischen Geologischen Landes-

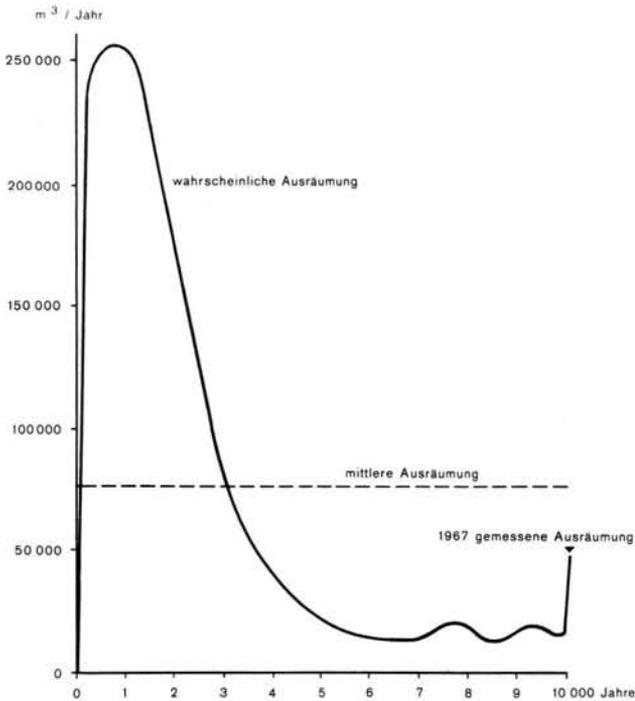


Abb. 1: Mittlere und wahrscheinliche Ausräumung der Talverfüllung des Halblechs in den letzten 10000 Jahren (KARL & DANZ 1969: 21).

The average and the probable rate of erosion of the pleistocene loose sediments in the Halblech valley since 10000 bp.

amtes eingesehen werden konnten, ergibt sich eine Schottermächtigkeit von durchschnittlich 8–10 m. Bei einer Fläche des Schwemmfächers des Lainbaches von 12.25 qkm ergibt sich daraus ein Volumen von 98–122 Mio cbm Schotter. Da die Schottermächtigkeit nach Westen ausdünn, liegt dieser Wert, der nur 15 % der angenommenen Ausräumungsmasse umfaßt, an der oberen Grenze. Weite Teile des Schwemmfächers unterhalb Benediktbeuerns werden von mächtigen Quellmooren gebildet, wie sich durch Bohrungen, die hier gemeinsam mit FRENZEL (Universität Hohenheim) niedergebracht wurden, zeigte (FRENZEL 1987). Diese Moore bilden sich auf den schluffig-tonigen Ablagerungen im Kochelsee Becken und täuschen morphologisch einen Schwemmfächer nur vor.

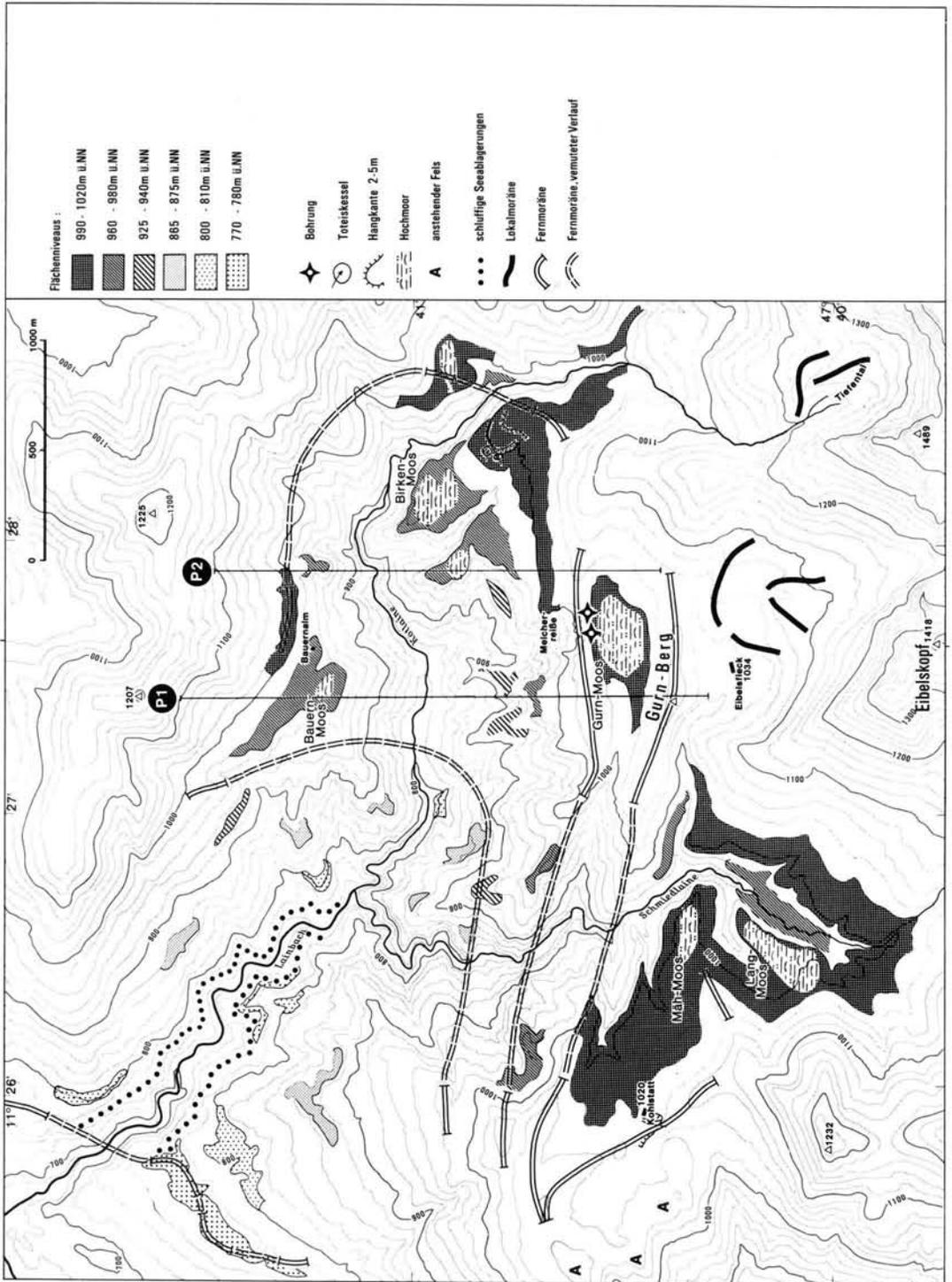
Ein Teil der Lockersedimente ist sicherlich mit den Abflüssen aus dem Tal in den Vorfluter transportiert und somit nicht auf dem Schwemmfächer abgelagert worden. Aber selbst unter der Annahme, daß die Ton- und Schlufffraktion nicht abgelagert wurde, befinden sich im Lainbachschwemmfächer nur höchstens 20 % der Sedimente, die aus dem Tal ausgeräumt sein müßten. Aus dem Vergleich der erodierten und sedimentierten Schotter läßt sich die Stauseevorstellung ebenfalls nicht belegen.

Nach der dargelegten Argumentation muß die Vorstellung eines großen Stauraumes, der mit der Abdämmung des Lainbachtals durch den Isar-Walchen-

sec- und den Loischgletscher entstand, verworfen werden. Beide Ferngletscher trafen im Kochelsee Becken zusammen. Eine Eismasse, die mehrere hundert Meter mächtig war, konnte sich als plastisch reagierender Körper auch in das Seitental (Lainbachtal) vorschieben. In der Stauraumvorstellung bleibt unverständlich, weshalb das Ferneis lange Zeit vor dem Taleingang verweilte und sich erst später in geringer Mächtigkeit auf die schon gebildete Talverfüllung aufschob, um dann noch hohe Moränenwälle im Tal zu schaffen.

## 2.2. Entstehung der Lockersedimente durch Ferngletscher im Lainbachtal

Mit dem Vorstoß des Isar-Walchensee- und des Loischgletschers im Würmglazial wurde auch das Lainbachtal mit Ferneis erfüllt. Ein Zustrom aus dem Isartal über die östliche Wasserscheide an der Sattelalm (1092 m ü. NN) ist auszuschließen, da die Oberkante des Moränenmaterials in diesem Bereich bei 1050 m ü. NN liegt. Abbildung 2 zeigt die Lage der Fernmoränenwälle, die im Tal nachweisbar sind. Die vermutete ehemalige Lage der jetzt erodierten Teile der Wälle wurden gestrichelt hinzugefügt. Die Unterscheidung der Moränen des Ferneises von denjenigen der Lokalvergletscherung, die in den Karen am Fuße der Benedikten- und Glaswand bestand, erfolgt eindeutig über den Gehalt an Kristallingeschieben.



Die Fernmoränenwälle weisen einen in Abhängigkeit von ihrer Lage im Tal unterschiedlichen Gehalt kristalliner Geschiebe auf. Während auf der Gurnbergmoräne im zentralen Teil des Lainbachtals zentralalpine Blöcke in großer Zahl liegen (von der Spitze zum Hangfuß abnehmend, im Mittel 40 %, MUXFELDT 1972), sind sie im westlichen Teil im Bereich der Kohlstatt (zur Lage vgl. Abb. 2) selten ( $< 1\%$ ). Ursache dieser räumlichen Differenzierung dürfte der Zustrom von Eismassen aus dem südlich anschließenden Pessenbachtal, das über eine Transfluenz mit dem Isargletscher verbunden war (DOBEN 1985), sein. Dieser Zweig des Isargletschers, der direkt aus dem Karwendelgebirge kam, war sicherlich sehr arm an Kristallineschieben. In Aufschlüssen an der Kohlstatt fallen außerdem Radiolaritgeschiebe auf, die aus dem im Einzugsgebiet des Pessenbaches anstehenden Radiolarit stammen.

Im Gegensatz dazu weist der Isar-Walchenseegletscher und vor allem der Loisachgletscher im Raum Murnau einen höheren Kristallineschiebegehalt mit bis zu 40 % auf (DREESBACH 1985). Der größte Teil des Ferneises im Lainbachtal stammt daher aus dem Loisachgletscher bzw. dem Walchenseegletscher. Lediglich ein geringer Eiszustrom aus dem Pessenbachtal hat in der Zeit des Würmmaximums den Sattel (ca. 1050 m ü. NN) überschritten und zum Aufbau der Moränenwälle an der Kohlstatt beigetragen.

Die mächtigen Lockersedimentablagerungen, die im Untersuchungsgebiet an den Talflanken den anstehenden Fels überdecken, werden als *M o r ä n e n s e d i m e n t e* des Ferneises angesprochen, da sie überwiegend aus kantigen Geschieben bestehen, kristalline Blöcke enthalten sowie nur an wenigen Stellen eine Schichtung erkennen lassen. Aufgrund von Eisbelastungen wurden sie stark verdichtet (BADER 1985). Der im Vergleich zu den Wallmoränen hohe Ton- und Schluffanteil dieser Sedimente, der die Verdichtung begünstigt, wurde durch die Gletschertrübe, die auch aus den lokalen Vergletscherungen in Richtung auf das Ferneis floß, vergrößert. Die seismischen Geschwindigkeiten sind in den Sedimenten der Moränenwälle mit ca. 1.7 km/s deutlich niedriger als im darunterliegenden Moränenanteil (bis zu 3.1 km/s).

Der obere Abschluß der Moränenablagerung wird im Lainbachtal verbreitet durch *V e r e b n u n g e n* gebildet, die heute oft nur in kleinen Restflächen erhalten sind. In Abbildung 2 ist die Lage der Verebnungsreste dargestellt. Es zeigen sich mehrere Flächenniveaus in unterschiedlichen Höhenlagen. Das höchste Niveau liegt zwischen 990 und 1020 m ü. NN und ist mit diesen Höhen auf die großen Moränenwälle, die sich besonders im südlichen Bereich des

Lainbachtals gut erhalten haben, eingestellt. Sie erreichen eine Höhe von 1030—1060 m ü. NN. Kurzzeitig muß allerdings das Ferneis über diese Wälle hinaus vorgestoßen sein, da sich im Oberlauf der Schmiedlaine Kristallineschiebe noch in einer Entfernung von mehr als 1200 m südlich dieser Wälle nachweisen lassen. Moränenwälle dieses weitesten Vorstoßes sind nicht erhalten. Es lassen sich lediglich Hangleisten erkennen.

Das sich anschließende tiefere Niveau (Abb. 3) liegt zwischen 960 und 980 m ü. NN und korrespondiert mit den Resten eines Moränenwalles, der eine Höhe von 990—1000 m ü. NN erreicht.

Somit erweist sich auch die Vorstellung einer Abdachung der Oberkante der „Stausedimente“ von 1020 m ü. NN im S des Lainbachtals auf 970 m ü. NN im N (BADER 1985) als nicht gegeben, da zwei unterschiedliche Verebnungsniveaus vorliegen.

Tiefer liegende Verebnungsniveaus bildeten sich während des Abschmelzens der Eismassen und markieren jeweils kurze Vorstoß- bzw. Stagnationsphasen des Gletschers. Die heute noch vorhandenen Reste dieser Verebnungen sind in Abbildung 2 wiedergegeben. Es finden sich mit abnehmender Höhe in Richtung Talausgang Verflachungen in 930 m ü. NN, 870 m ü. NN, 800 m ü. NN und 770 m ü. NN, die an vielen Lokalitäten belegt sind. Die eingezeichneten Flächen wurden im Gelände nachgewiesen und sind im Höhenlinienbild des Kartenblattes Kochel NO im Maßstab 1:10000 des Bayerischen Landesvermessungsamtes erkennbar.

Darüber hinaus gibt es singuläre Verebnungen, die auf einzelne, in dem stark gekammerten Relief zurückgebliebene Toteismassen bezogen sein können. Die nachweisbaren, hochgelegenen älteren Niveaus in 970 m ü. NN bzw. 1010 m ü. NN sind an ihrer Oberfläche durch ausgedehnte Ebenheiten gekennzeichnet. Die Verebnung ist nur schwer mit den oben dargelegten Vorstellungen zur Genese vereinbar, da die Moränenablagerungen des Ferneises (Ober-, Innen-, Grundmoräne, überfahrene und gestauchte, glazilimnische Ablagerungen am Eisrand) eine wellige Oberfläche aufweisen müßten. In der Vergangenheit kam man daher zu der Vorstellung der Sedimentation in einen Stausee. Während der Geländeaufnahmen zeigte sich, daß auf den Moränensedimenten zumeist wenige Meter mächtige Deckschichten feinkörniger, geschichteter Sedimente aufsitzen. Es ergibt sich daraus folgende *Genese der Verebnungen*:

1. Vorstoß des Ferneises: Vor dem Gletscher abgelagerte Sedimente werden durch den vorrückenden

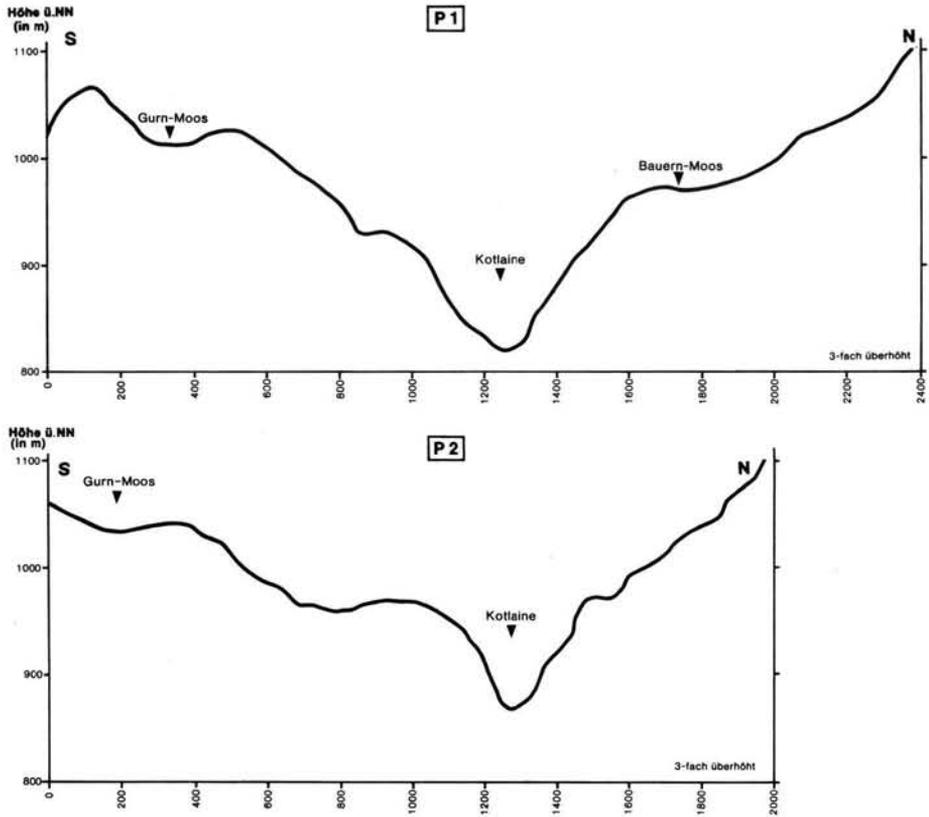


Abb. 3: Querprofilardarstellungen der Verebnungen im Lainbachgebiet zwischen Bauernalm und Gurnberg (zur Lage vgl. Abb. 2).

Fig. 3: Transverse profiles of the planation surfaces in the Lainbach valley between the Bauernalm and the Gurnberg (s. Fig. 2).

Gletscher überfahren. Vorstoßschotter können sich bei vorherrschendem starken Gegengefälle nicht bilden. An einigen Stellen ist die Ausbildung von Umfließungsrinnen möglich (z. B. am Gurnberg zwischen den Moränenwällen).

2. Abschmelzen des Gletschers: Während dieser Phase werden die Moränensedimente ausschmelzen und zusammen mit den überfahrenen glazilimnischen Ablagerungen am Eisrand eine wellige Oberflächenstruktur zurücklassen.

3. Erneuter Gletschervorstoß oder Gletscherhalt: Vor dem Gletscher bilden sich Sedimentationsbecken, in denen feinkörnige, geschichtete Sedimente auf der Moränenoberfläche abgelagert werden, so daß diese eine Einebnung erfährt. Der Ton- und Schluffgehalt dieser Ablagerungen kann 90 %—100 % erreichen. Der Zyklus muß sich im Untersuchungsgebiet mehrfach wiederholen, weil auf den Moränensedimenten Verebnungen in unterschiedlichen Höhen niveaus liegen (Abb. 2). Die schluffig-tonigen Ablage-

rungen der Verebnungen weisen zum Teil warvenartige Schichtungen auf. Sie treten nur an wenigen Stellen mit Mächtigkeiten über drei Meter auf. Größere Mächtigkeiten können unter Beteiligung von Toteis entstanden sein, dessen Existenz durch einzelne Hohlformen heute noch dokumentiert werden kann (Abb. 2).

Die Genese dieser feinkörnigen Sedimente ist an lokale Sedimentationsräume gebunden, da kleinräumig wechselnde Deltaschüttungen zu erkennen sind und die Höhenlagen der Verebnungen oft auf einer Distanz von wenigen 100 m um mehr als 10 m divergieren. Ebenso lokal haben sich auf diesen schluffig-tonigen Ablagerungen Moore gebildet.

Die Verebnungsniveaus sind mit den taleinwärts folgenden höher gelegenen Moränenwällen durch ansteigende Flächen verbunden (vgl. Abb. 3). Die ebene, kaum zertalte Oberfläche dieser Hänge könnte im eisrandnahen Bereich unter den periglazialen Klimabedingungen ausgebildet worden sein.

### 2.3. Der Aufbau des Moränenkörpers

Die mächtigen Moränensedimente zwischen den Moränenwällen im Bereich des Gurnmooses wurden von zwei Erkundungsbohrungen (vgl. Abb. 2), die im Auftrag des Wasserwirtschaftsamtes in Weilheim durchgeführt und als Grundwasserpegel ausgebaut wurden, erschlossen. Zusätzlich stehen die Ergebnisse der geoseismischen Aufnahme (BADER 1985) sowie Messungen der Strömungsrichtung und -geschwindigkeit in den Grundwasserhorizonten, die vom Institut für Hydrologie der Gesellschaft für Strahlen- und Umweltforschung (GSF) mit der Einbohrlochmethode an den Pegeln durchgeführt wurden, zur Verfügung. Die Ergebnisse können wie folgt zusammengefaßt werden:

1. Die bis in eine Tiefe von ca. 60 m gekernten Bohrungen zeigen, daß keine makroskopisch sichtbare Schichtung auftritt. Die Kornzusammensetzung schwankt, da der Kies- und Blockanteil stark variiert. Im Mittel der Bohrungen liegt der Sand-, Kies- und Blockgehalt insgesamt bei etwa 55 %. Der Ton- und Schluffgehalt erreicht mit 45 % etwas höhere Werte als bei MUXFELDT (1972), der für den nahegelegenen Bereich der Melcherreißer einen mittleren Ton- und Schluffgehalt von 34 % angibt. Es ist hier zu vermuten, daß das Feinkorn in den von ihm erfaßten oberflächlich anstehenden Lockersedimenten schon etwas ausgespült wurde und daher zurücktritt.

2. Die geoseismischen Messungen zeigen, daß die Moränensedimente hier zweigeteilt sind. Bis etwa 45 m unter Flur wurden dichte, darunter sogar sehr dichte Sedimente registriert (BADER 1985).

3. Das Grundwasser fließt im oberen Bereich nach W bzw. NW. In tiefer liegenden Horizonten wurde eine reine Nordströmung festgestellt, die aufgrund der höheren Dichte der Sedimente deutlich langsamer fließt (BECHT & KOPP 1988).

Die Ursache der seismisch und hydrologisch nachgewiesenen Zweiteilung des Moränenkörpers ist in der Genese zu suchen. Die Auswertung der seismischen Untersuchungen ergab an der Stelle der Bohrungen im tieferen Untergrund (ca. 150 m unter Geländeoberkante) ein im anstehenden Fels ausgebildetes Kerbtal, das mit den Lockersedimenten verfüllt wurde (Abb. 4). Bei Beginn des Eisvorstoßes folgte der Gletscher zunächst diesem Kerbtal und stieß von Norden aus dem Lainbachtal gegen die Benediktenwand vor. Da sich der Gletscher gegen das Gefälle des Untergrundes vorschob, konnten sich in den Moränensedimenten nach Norden ausgerichtete Strukturen bilden, die heute makroskopisch in den Erosionsformen nur selten erkennbar sind. Mit dem Anwachsen der Eismächtigkeit zum Würmmaximum stieß der Gletscher von NW bis W in das Tal vor. Die Fließrichtung der heutigen Grundwasserströme im oberen Bereich der Lockersedimente folgt also den sich ändernden Sedimentationsrichtungen des Moränenmaterials.

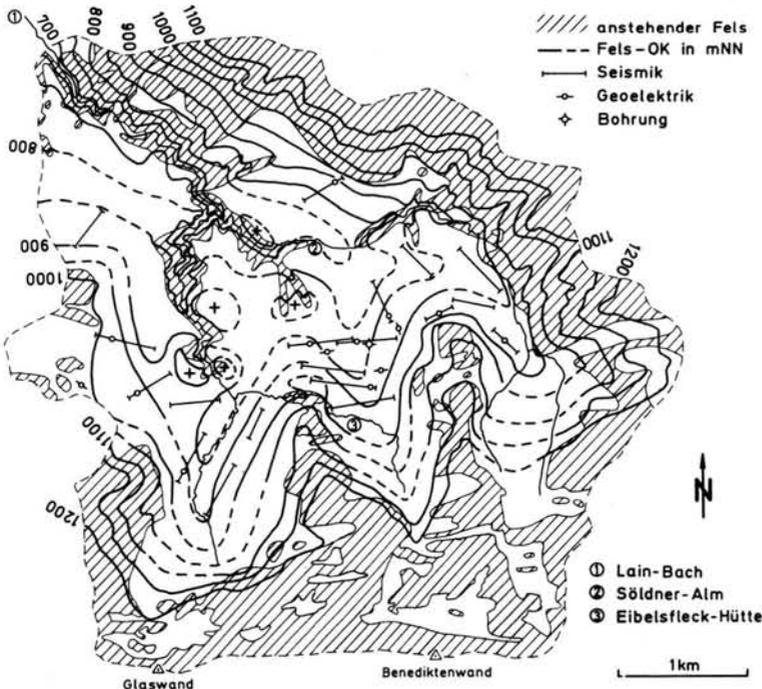


Abb. 4: Felsoberfläche im Bereich der Lainbach-Staubeckensedimente südöstlich Benediktbeuern (BADER 1985: 75).

Fig. 4: The rock surface in the region of the pleistocene loose sediments in the Lainbach valley south-eastern Benediktbeuern.

Zeitweise kann sich zwischen den beiden Moränenwällen auch eine in Richtung W entwässernde Umfließungsrinne ausgebildet haben (vgl. 2.2).

Pollenanalytische Untersuchungen an den Bohrkernen der Erkundungsbohrungen zeigten, daß unter einer würmzeitlichen Moränenauflage „Ablagerungen mindestens zweier Interglaziale und zweier ausgeprägter Kaltzeiten folgen“ (FRENZEL 1987: 171). Das Kerbtalrelief im Anstehenden ist danach spätestens im Mittelpleistozän (Mindel) verschüttet worden. Mehrfach sich wiederholende glaziale Verschüttungen und interglaziale Erosionsphasen, die nur einen Teil der Lockersedimente erfaßten, schufen einen komplex aufgebauten Sedimentkörper, der makroskopisch erstaunlich homogen erscheint.

#### 2.4. Spätglaziale Seeablagerungen

Das unterste Verebnungsniveau auf 750 m ü. NN (vgl. 2.2 und Abb. 2) schließt im Gegensatz zu den darüber liegenden Flächenresten wiederum an einen Moränenwall an. Er liegt, wie aus Abbildung 2 hervorgeht, vor dem Tal und markiert somit einen späten Vorstoß des Walchensee- und Loisachgletschers, der allerdings nur noch eine geringe Mächtigkeit besaß. Die Moränenwälle liegen bei 770—785 m ü. NN. In dieser Situation konnte sich ein kleiner Rückstau der Abflüsse aus dem Einzugsgebiet des Lainbaches bilden. Die Sedimente dieses Stauraumes findet man als tonig-schluffige z. T. mit sandigen Einlagen durchsetzte Horizonte, die zwischen 740 und 760 m ü. NN in den Bächen an den Talflanken des Lainbaches aufgeschlossen sind. Die Entstehung dieses Stauraumes und somit auch dessen Ablagerungen setzt voraus, daß der Gletscher im Lainbachtal weitgehend abgeschmolzen war und mögliche Moränenreste zumindest im Unterlauf im Spätglazial schon großteils ausgeräumt waren. Daraus folgt, daß es eine frühholozäne kräftige Erosion, wie sie von KARL & DANZ (1969) vermutet wurde (vgl. Abb. 1), nicht gegeben hat, sondern daß die kräftige Erosion an den Hängen schon mit dem Abschmelzen des Gletscherlobus im Tal einsetzte.

Eine Ansprache der tonig-schluffigen Sedimente in 750 m ü. NN als „Basistone“ scheidet aus, da die Entstehung dieser Ablagerungen nicht mit einem frühwürmzeitlichen Vorstoß des Isar-Walchensee oder des Loisachgletschers in Verbindung steht. An anderen, höher gelegenen Lokalitäten finden sich im Lainbachtal keine tonig-schluffigen Sedimente an der Basis der Moränensedimente. Es ist nicht auszuschließen, daß mit beginnendem Eisvorstoß Sedimentationsbecken, die dem späten Gletschervorstoß in der Dimension entsprachen, entstanden. Mit dem Vorstoß des Fern-

eises in das Lainbachtal wurden diese Sedimente wieder aufgenommen und sind daher heute nicht mehr nachweisbar.

#### 3. Spät- und postglaziale Erosion der Lockersedimente im Lainbachtal

Die aktuelle Erosionsleistung im Einzugsgebiet des Lainbaches kann mit 20000 t/a Feststoffaustrag angesetzt werden (BECHT 1986). Geht man davon aus, daß etwa 75 % der Sedimente aus den pleistozänen Ablagerungen stammen, dann ergibt sich bei einem spezifischen Gewicht des Substrates von 2500 kg/cbm ein Betrag von ca. 6000 cbm/a. Würde man diese Summe auf 15000 Jahre spät- und postglazialer Erosionszeit hochrechnen, ergibt sich ein Wert von 90 Mio cbm. Obwohl dieser Betrag in der Größenordnung — und nur die sollte hier betrachtet werden — recht gut mit den im Schwemmfächer des Lainbaches lagernden ca. 100 Mio cbm Ausraummasse übereinstimmt, kann nicht von einer kontinuierlich verlaufenden Erosion in diesem Zeitraum ausgegangen werden.

Die Auswertung des vorliegenden Kartenmaterials sowie der Luftbilder ab 1959 (BECHT & KOPP 1988) ergab, daß die Erosion in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts sowie zu Beginn des 20. Jahrhunderts erheblich stärker war als heute. Berichte von Vermurungen und katastrophalen Hochwasserereignissen aus dem späten Mittelalter (DAFFNER 1883) lassen vermuten, daß landwirtschaftliche Nutzung des Lainbachgebietes, die aufgrund von Pollenanalysen durch FRENZEL und BLUDAU (Universität Hohenheim) an zahlreichen Mooren für das Mittelalter nachgewiesen wurde, verbreitet zu Erosionsschäden geführt hat. Die Waldweide an Erosionshängen wurde erst 1957 aufgegeben (BECHT & KOPP 1988). Neben diesen spätmittelalterlichen und neuzeitlichen Erosionsphasen zeugen alte, heute unter Wald liegende Anrißformen von früherer intensiver Abtragung. Eine zeitliche Einordnung kann bisher nicht erfolgen. Es könnte sich um spätglaziale Erosion unmittelbar vor dem Gletscher handeln. Dafür spräche auch die Ausrichtung der Längsprofile dieser alten Anrisse auf ein deutlich über dem heutigen Vorfluter liegendes Niveau, das durch stagnierendes Eis gebildet worden sein könnte. Eine rasche Wiederbegrünung der Hänge noch unter den gleichen Klimabedingungen hat sicher zu einem schnellen Rückgang der Erosionsleistung beigetragen. Ob es Zeiten der Formungsruhe gab, läßt sich heute nicht entscheiden. Vielleicht rissen auch ohne Eingriffe des Menschen, die schon für die Bronzezeit aufgrund der Pollenanalysen nachgewiesen werden können (FRENZEL 1987), immer wieder kleine Erosionsherde auf, die dann natürlich wiederbegrünt. Man kann aber davon ausgehen, daß seit dem Mittelalter

mit der wirtschaftlichen Nutzung der Bergwälder (Weide, Holzkohlegewinnung, Brennholzeinschlag, kleinräumig auch Ackerbau) die Erosion stark zunahm und z. T. sicherlich kräftiger war als heute.

#### 4. Schlußbemerkung

Die Genese pleistozäner Lockersedimente im Lainbachtal konnte auf den dominanten Einfluß des Loisach- und Isar-Walchenseegletschers, der bis weit in das Tal vorstieß, zurückgeführt werden. Diese Deutung der Entstehung der Sedimente im Lainbachgebiet läßt sich nicht auf jedes randalpine Seitental übertragen. Eine Prüfung im Einzelfall muß den Nachweis erbringen, wie die Lockersedimente transportiert und abgelagert wurden. So zeigt sich beispielsweise im Halblechgebiet bei Füssen ein Nebeneinander von glazialer und fluvialer Formung:

Während der Lechgletscher im Haupttal des Halblechs vorstieß und Moränenablagerungen hinterließ, ist im oberen Lobenbachtal, das von S in das Halblechtal mündet, eine ausgeprägte, mehrere Zehner Meter mächtige Folge von deltaartig geschichteten Sedimenten aufgeschlossen. Der Lechgletscher erfaßte vom Halblechtal ausgehend nurmehr den unteren Teil des Lobenbachtals mit seinen Moränen. In dem engen, oberen Bereich des Tales, das gegen die Bewegungsrichtung des Eises im Lechtal durchströmt werden müßte, konnte das Ferneis nicht vorstoßen. Das Beispiel zeigt, daß die Genese der pleistozänen Lockersedimente stark an die lokalen Reliefbedingungen geknüpft ist. Die glaziale Formung ist dabei zunächst als Regelfall anzusehen, die fluviale Sedimentation in Stauseen dagegen die Ausnahme.

#### 5. Schriftenverzeichnis

BADER, K. (1979): Exarationstiefen würmzeitlicher und älterer Gletscher in Südbayern (Trennung eisvorbelasteter und nicht eisvorbelasteter Sedimente aufgrund seismischer Geschwindigkeiten). — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 29: 49—61; Hannover.

BADER, K. (1985): Geophysikalische Untersuchungen. — In: K. DOBEN: Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8334 Kochel a. See. 134 S., 20 Abb., 2 Tab.; München.

BECHT, M. (1986): Die Schwebstoffführung der Gewässer im Lainbachtal bei Benediktbeuern/Obb. — *Münchener Geogr. Abh.*, B2, Reihe B, 201 S., 110 Abb., 13 Tab.; München.

— & KOPP, M. (1988): Aktuelle Geomorphodynamik in einem randalpinen Wildbacheinzugsgebiet und deren Beeinflussung durch die Wirtschaftsweise des Menschen. — Veröff. 46. Deutschen Geographentag in München 1987: 526—534, 5 Abb., Stuttgart.

DAFFNER, F. (1893): Geschichte des Klosters Benediktbeuern. — Literarisches Inst. Dr. M. Hutter, 432 S., 2 Bl., München.

DOBEN, K. (1985): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8334 Kochel am See. — 134 S., 20 Abb., 2 Tab.; München (Bayer. Geol. L.-Amt).

DREESBACH, R. (1986): Sedimentpetrographische Untersuchungen zur Stratigraphie des Würmglazials im Bereich des Isar-Loisachgletschers. — Diss. Universität München, 25 Tab., 29 Abb., 176 S.; München.

FRENZEL, B. (1987): Forschungen zur Geographie und Geschichte des Eiszeitalters (Pleistozän) und der Nacheiszeit (Holozän). — *Jb. d. Akad. d. Wiss. u. d. Lit.*: 169—176; Mainz.

KARL, J. & DANZ, W. (1969): Der Einfluß des Menschen auf die Erosion im Bergland. — *Schrift.-Reihe der Bayer. Landesstelle f. Gewässerkunde*, 1: 98 S., 32 Abb., 17 Karten, München.

MÜLLER-DEILE, G. (1940): Geologie der Alpenrandzone beiderseits vom Kochelsee in Oberbayern. — *Mitt. Reichsanst. Bodenforsch.*, 34: 109 S., 32 Abb., 9 Taf.; München.

MUXFELDT, J. (1972): Der Aufbau der pleistozänen Talverschüttung im Bereich der Kotlaine. — Zulassungsarb. LA Gymn.: 19 S., 13 Abb., 2 Tab.; München. — [Unveröff.].

Manuskript eingegangen am 5. 12. 88,  
Nachträge April 1989.

## Die atmosphärische Zirkulation in Europa im Hochglazial der Weichsel-Eiszeit — abgeleitet von Paläowind-Indikatoren und Modellsimulationen

HANS-HEINRICH MEYER & CHRISTOPH KOTTMEIER \*)

Upper Pleistocene, Weichselian, paleoclimatology,  
winds, paleocurrents, loess, mathematical models, atmosphere  
Europe

**Kurzfassung:** Es werden die von Paläowind-Indikatoren (Löß, Sandlöß) abgeleiteten Windverhältnisse in Europa zur Zeit des Hochglazials der Weichsel-Vereisung in zwei Übersichtskarten vorgestellt.

Die geologischen Befunde werden daraufhin mit den Ergebnissen eines einfachen Modells der Atmosphäre für diese Zeit verglichen, das u. a. auf Paläothermo-Indikatoren beruht, aber unabhängig von Paläowind-Indikatoren formuliert wurde.

Bezeichnend ist die Konkurrenz zweier Strömungsregime. In unmittelbarer Eisrandnähe sowie in Osteuropa sind antizyklonale Ost- bzw. Nordostwinde durch Paläowind-Indikatoren dokumentiert; in Mittel- und Westeuropa herrschten Westwinde als geologisch effektive Winde. Die Modellrechnungen weisen auf stärkeren Ostwindeinfluß.

Die Unterschiede sind auf die unzureichende Kenntnis der thermischen Randbedingungen bei der Modellierung und auf die zeitliche Mittelung der Modellergebnisse zurückzuführen.

[The Atmospheric Circulation in Europe during  
the Weichselian Pleniglacial — as derived  
from Palaeowind Indicators and Model Simulations]

**Abstract:** Derived from palaeowind indicators (Loess, Sandloess) the wind regimes predominating in Europe during the Weichselian glacial maximum are presented in two survey maps.

The geological results are compared with the results of a simple atmospheric model at that time. The model was formulated independent of palaeowind indicators, but included information on palaeothermal indicators.

Two concurrent wind regimes are apparent. In the immediate vicinity of glaciation and in eastern Europe, the palaeowind indicators document easterly and north easterly anticyclonic winds; in central and western Europe, westerly winds affected geological processes. The model results indicate stronger effects of easterly winds. The differences can be attributed to insufficient knowledge on thermal boundary conditions for modelling and to the time-averaged nature of the model results.

### 1. Einleitung

Aussagen über die atmosphärische Zirkulation vergangener erdgeschichtlicher Zeiträume sind schwierig und mit zahlreichen Problemen behaftet. Sie sind andererseits aus paläo-ökologischen, klimageschichtlichen und klimatologischen Gründen von erheblichem Interesse. Insbesondere gilt dies für die eiszeitlichen Zirkulationsanomalien, die sich aus den großen Inlandeisvorstößen und den damit verbundenen umfassenden paläogeographischen Veränderungen ergeben haben.

Zur Rekonstruktion der eiszeitlichen Windverhältnisse bieten sich vor allem zwei unterschiedliche Methoden an: Die geologische Methode stützt sich auf die Interpretation sog. Paläowind-Indikatoren; die Simulationsmethode basiert auf der Entwicklung und Auswertung computergestützter Modellrechnungen. Mit beiden Methoden wurden von den Verfassern am Beispiel des Hochglazials der letzten Vereisung recht interessante Befunde erarbeitet (KOTTMEIER & MEYER 1988; MEYER 1989), die im vorliegenden Beitrag vergleichend gegenübergestellt werden sollen.

Als „Hochglazial“ wird hier der Zeitraum des weitesten Vordringens der Inlandeismassen definiert (Brandenburger und Pommersches Stadium; ca. 20.000 bis 15.000 Jahre v. h.; KOLSTRUP 1980).

\*) Anschriften der Autoren: Dr. H.-H. MEYER, Geographisches Institut der Universität, Schneiderberg 50, D—3000 Hannover. — Dr. C. KOTTMEIER, Institut für Meteorologie und Klimatologie der Universität, Herrenhäuser Str. 2, D—3000 Hannover.

## 2. Methodische Vorbemerkungen zu den Paläowind-Indikatoren

Paläowind-Indikatoren sind in der von uns verwendeten Definition Träger spezifischer Verbreitungs-, Form-, Gefüge- und anderer Sedimenteigenschaften, die direkt oder indirekt windrichtungssteuert oder -beeinflusst sind. Als Paläowind-Indikatoren verwendbar sind vor allem äolische Sedimente, wie Flugsand, Dünen, Sandlöß und Löß. Für die Rekonstruktion der hochglazialen Windverhältnisse kommen allerdings aus chronostratigraphischen Gründen nur Löß und Sandlöß in Frage, und auch diese nur mit gewissen Einschränkungen (MEYER 1989: 12).

Einzuräumen ist vor allem die Schwierigkeit der chronostratigraphischen Zuordnung. Obwohl die hochglazialen Löss in vielen Gebieten Europas voluminös den größten Anteil an den oberflächenbildenden Lößablagerungen haben (FINK et al. 1977), ist ihre sichere Datierung nur in verhältnismäßig wenigen Fällen gegeben: Die Existenz verschiedenalteriger Löss und Sandlöss, das Fehlen eindeutiger stratigraphischer Bezugshorizonte (z. B. Paläoböden) sowie die zahlreichen Fälle postsedimentärer Umlagerungen (Lößderivate) erhöhen die Wahrscheinlichkeit von Fehldatierungen.

Durch die Berücksichtigung möglichst vieler, durch Beobachtungs- und Analysendaten gut belegter Lokalitäten wird versucht, diese Fehlerquote in vertretbaren Grenzen zu halten.

Folgende Indikatoreigenschaften wurden in dieser Arbeit berücksichtigt: Löß- und Sandlößmächtigkeit, -körnung, mineralische Zusammensetzung, Sedimentgefüge, Lößrelief, klimabedingte fazielle Differenzierungen. Zusätzlich zu Löß und Sandlöß wurden als ergänzende Indikatoren hinzugezogen: paläo-ozeanographische Indikatoren (Tiefseesedimente) sowie Paläo-Schneegrenzen.

Die aus der Interpretation der Paläowind-Indikatoren abgeleiteten Befunde zur atmosphärischen Zirkulation wurden für den Raum West- und Mitteleuropa in zwei Übersichtskarten (Abb. 1 und 2) dargestellt. Bei der Auswertung der Karten ist zu beachten, daß die Pfeile nur die geologisch wirksamsten Windrichtungen dokumentieren (engl. "dominant winds"). Diese müssen nicht mit den meteorologisch häufigsten Windrichtungen (engl. "prevailing winds") übereinstimmen!

## 3. Bemerkungen zu den Modellsimulationen

Auf der Grundlage eines mathematisch-physikalischen Strömungsmodells und unter den hochglazialen topographischen und thermischen Randbedingungen wurde von KOTTMEIER & MEYER (1988) das Windfeld während des Maximalstandes der Weichsel-Vereisung simuliert. Das Modell beruht auf der grundlegenden Arbeit von SMITH (1979) und wurde von KOTTMEIER & STUCKENBERG (1986) auch zur Beschreibung der heutigen mittleren Zirkulation über der Antarktis angewendet.

Die Modellphysik wird im Vergleich zu numerischen Zirkulationsmodellen (z. B. WILLIAMS, BARRY & WASHINGTON 1974; KUTZBACH & WRIGHT 1985; LAUTENSCHLAGER et al. 1987) sehr vereinfachend behandelt. Das Windfeld in der Atmosphäre wird über das thermische Windgesetz aus dem rekonstruierten Temperaturfeld bestimmt. Das Temperaturfeld ergibt sich dabei aus einer Überlagerung (1.) des mittleren hemisphärischen Temperaturgegensatzes, festgelegt durch Analogiebetrachtungen zu aktuellen Bedingungen in heutigen vereisten Gebieten, mit (2.) der wahrscheinlichen Breitenlage der Frontalzone über dem Ostatlantik, abgeleitet aus Tiefseesedimenten (CLIMAP PROJECT MEMBERS 1981) aus der Zeit des Hochglazials, sowie (3.) aus der Einbeziehung einer thermischen „Störung“ durch die bis zu 2500 m hochreichenden Eisflächen der skandinavisch-britischen Inlandeismassen.

Der letztgenannte Einfluß auf das Windfeld wird durch die Bestimmung einer dreidimensionalen analytischen Stromfunktion berücksichtigt, wobei als weitere physikalische Randbedingung eine Form der Erhaltungsgleichung für die potentielle Vorticity erfüllt wird. Zur Windberechnung nahe der Erdoberfläche wird der Reibungseinfluß durch die atmosphärischen Widerstandsgesetze beschrieben (KAZANSKI & MONIN 1961). Freie Parameter der Methode werden durch topographische Randbedingungen (die Hebung der untersten isotropen Fläche folgt im wesentlichen der Glazialtopographie) und vor allem durch hochglaziale Schneegrenzhöhen festgelegt. Eine Kontrolle der resultierenden horizontalen Temperaturgradienten nahe der Erdoberfläche erfolgte durch verschiedene geologische und biotische Thermo-Indikatoren.

Die hochglazialen thermischen Rahmenbedingungen ließen sich quantitativ und hinsichtlich der räumlichen Auflösung und Abdeckung nicht ganz exakt festlegen. Auch die aktuell nachgewiesenen, regional erheblichen Auswirkungen der orographischen Gegebenheiten auf den Wind konnten nicht realistisch simuliert werden.

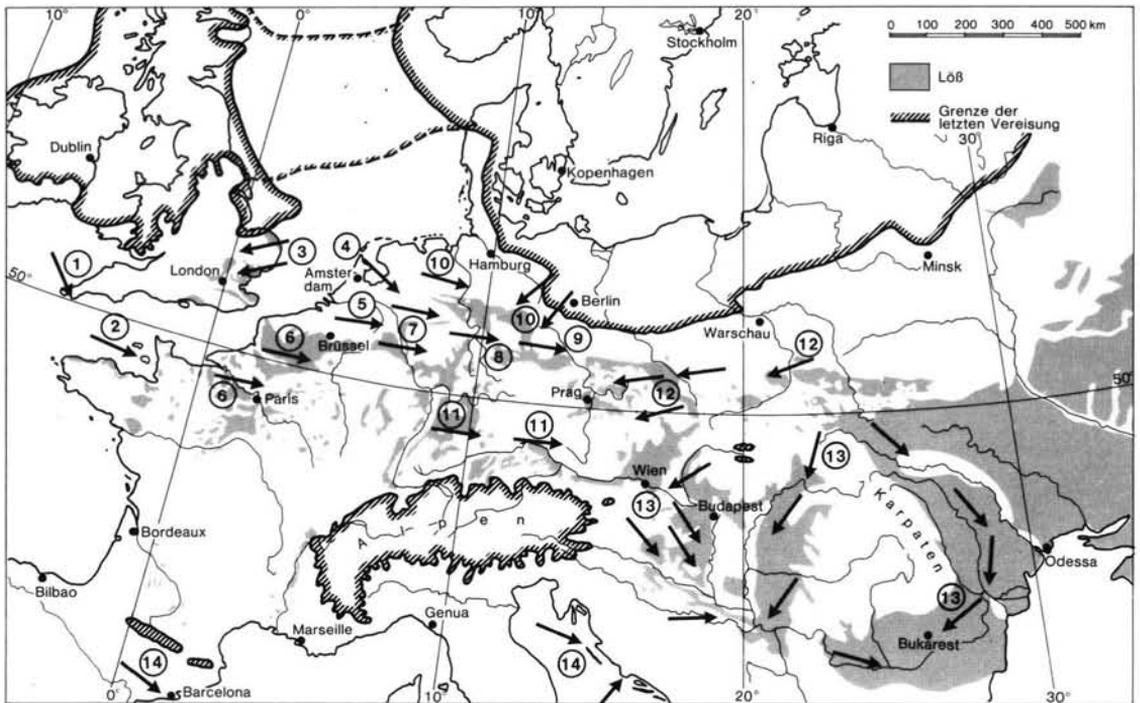


Abb. 1: Paläowindkarte von Europa. Dargestellt sind die Verbreitung der Lössvorkommen (n. FINK et al. 1977) und daraus ableitbare Lösswinde (Pfeile). Neueste Befunde (CAMERON et al. 1987) sprechen gegen die ältere Auffassung einer Konfluenz von Britischem und Skandinavischem Eis in der nördlichen Nordsee.

Quellenangabe zur Paläowindkarte Europa (aus: MEYER 1989):

1. Cornwall und Scilly-Inseln: CATT & STAINES 1982
2. engl. Kanalinseln Guernsey, Jersey: KLUTE 1949
3. Ost- und Südostengland: CATT 1977; EDEN 1980; LILL & SMALLEY 1978
4. Niederlande (Veluwe): VINK 1949; SCHELLING 1953
5. Südniederlande: EDELMAN & MAARVELD 1958
6. Nordfrankreich: JAMAGNE et al. 1981; LAUTRIDOU 1968, 1982
7. Nordrhein-Westfalen: BREDDIN 1925; HESEMANN 1975; JUX 1956; MÜLLER 1954, 1959
8. Niedersächsisch-westfälisches Bergland, Nieders. Lössböden: BRUNOTTE 1986; KELLER 1953; MERKT 1968; VINKEN 1941; WORTMANN 1942
9. Magdeburger Börde, thüringisch-sächsisches Berg- und Hügelland, Leipziger Bucht: BERNHARDT 1966; HAASE 1961, 1975; HAASE et al. 1970; NEUMEISTER 1966, 1971; RAU 1965; SCHMIDT 1965, 1972; STEINMÜLLER 1962
10. Norddeutsches Tiefland (Sandlössgebiete): ALTERMANN 1968; FIEDLER & ALTERMANN 1964; LANG 1974; LEMBKE et al. 1970; MAUDREI 1968; VIERHUFF 1967
11. SÜDDEUTSCHLAND, NORDSCHWEIZ: BAYERISCHES GEOL. LANDESAMT, Hrsg., 1964; BRUNNACKER 1959; CRAMER 1964; DIEHL 1926; DIETZ 1973; EHRENBURG et al. 1968; EMMERT 1968; FRANK 1965; GEIB 1973; GEOL. LANDESAMT BADEN-WÜRTTEMBERG, Hrsg., 1959, 1977; GOUDA 1962; HOFFMANN 1967; HOFMANN 1973; HORN 1971; KEGEL 1976; KLUTE 1949; KOSCHEL 1970; MICHELS 1930; MICHELS & ZÖLLER 1930; OSCHMANN 1958; SONNE 1972; WILD 1968; WOLDSTEDT 1958.
12. Polen, Tschechoslowakei: JERSAK 1970, 1976; MARUSZCZAK 1963, 1967; SCHÖNHALS 1953.
13. Ost- und Südosteuropa: MARUSZCZAK 1967; ROZYCKI 1968
14. Mittelmeerländer: BRUNNACKER 1980

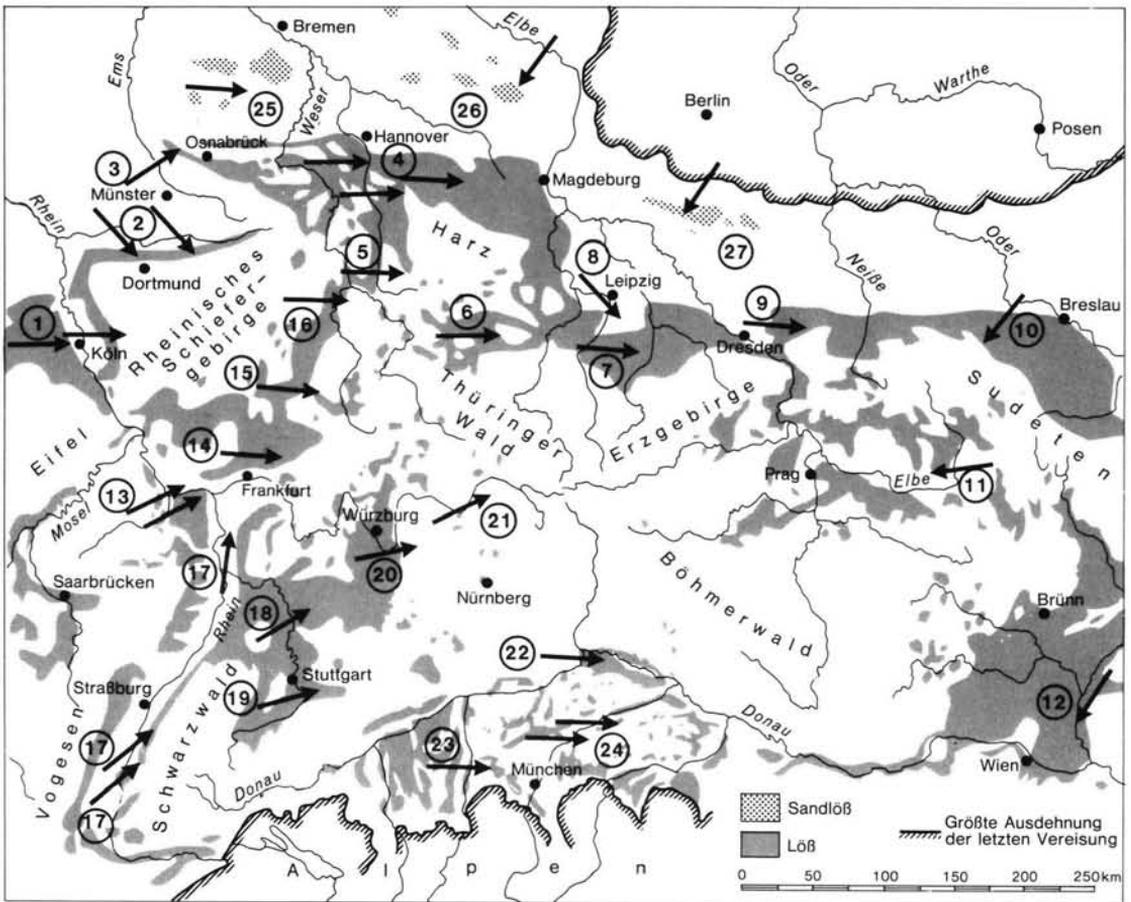


Abb. 2: Paläowindkarte von Mitteleuropa. Dargestellt sind die Verbreitung der Löß- und Sandlößvorkommen (n. FINK et al. 1977) sowie die aus diesen ableitbaren Lößwinde (Pfeile).

Quellenangabe zur Paläowindkarte Mitteleuropa (aus: MEYER 1989):

1. Niederrheingebiet: JUX 1956; MÜLLER 1954, 1959
2. Westfälische Lößbörde: HESEMANN 1975; MÜLLER 1954, 1959
3. Teutoburger Wald: KELLER 1953
4. Niedersächsisches Berg- und Hügelland, Niedersächsische Lößböden: VINKEN 1971; WORTMANN 1942
5. Leinetalgraben: BRUNOTTE 1986
6. Thüringer Becken: RAU 1965
7. Thüringisch-sächsisches Berg- und Hügelland: BERNHARDT 1966; STEINMÜLLER 1962
8. Umgebung von Leipzig: NEUMEISTER 1966, 1971
9. Oberlausitz: HAASE 1961; SCHMIDT 1965, 1972
10. Riesengebirge: FRENZEL 1967
11. Elbtal bei Königgrätz: SCHÖNHALS 1953
12. Wiener Becken: MARUSZCZAK 1967
13. Mainzer Becken: EHRENBERG et al. 1968; GEIB 1973; SONNE 1972
14. Raum Frankfurt/Main: MICHELS 1930; MICHELS & ZÖLLER 1930
15. Wetterau, Raum Wetzlar-Marburg: DIEHL 1926; KEGEL 1976; KLUTE 1949
16. Raum Kassel: HORN 1971
17. Oberrheintal: GEOL. LANDESAMT BADEN-WÜRTTEMBERG, Hrsg., 1959, 1977; KLUTE 1949
18. Raum Heilbronn: WILD 1968
19. Raum Stuttgart: FRANK 1965; GEOL. LANDESAMT BADEN-WÜRTTEMBERG, Hrsg., 1959
20. Raum Würzburg: CRAMER 1964; EMMERT 1968; HOFFMANN 1967
21. Raum Bamberg: KOSCHEL 1970
22. Raum Regensburg (Dungau): OSCHMANN 1958
23. Raum Augsburg-Landsberg a. Lech: DIEZ 1973
24. Raum Freising-Landshut: BRUNNACKER 1959; HOFMANN 1973

Die Rekonstruktion erfolgte für die mittleren Windvektoren nahe der Erdoberfläche. Die in Kap. 2 genannten Einschränkungen bezüglich der Repräsentanz der aus den Paläowind-Indikatoren gewonnenen Ergebnisse gelten in ähnlicher Weise auch für die vektoriell gemittelten Windrichtungen aus der Modelluntersuchung. Letztere müssen nicht ohne weiteres mit den geologisch effektiven Winden übereinstimmen.

Zu unterscheiden ist zwischen den vorherrschenden Winden als Ausdruck der mittleren Luftmassenverteilung einerseits, wie sie das Modell in ihrer saisonalen Variation nachvollzieht, sowie andererseits den mitunter nur sehr kurzfristigen deflations- und transportaktiven Wetterlagen, die an den Durchzug von Fronten mit kräftigen Luftdruckgegensätzen und an bestimmte ökologische Gunstbedingungen gebunden sind (z. B. Bodentrockenheit, Frostfreiheit im Boden). In beiden Fällen können die in Betracht gezogenen Windverhältnisse völlig unterschiedlich gewesen sein.

#### 4. Vergleich der Befunde

Vergleicht man die aus der Interpretation der Paläowind-Indikatoren gewonnenen Befunde mit denen der Modellsimulation, so ergeben sich folgende zum Teil übereinstimmende, zum Teil aber auch konträre Resultate.

Sowohl die Paläowind-Indikatoren als auch die berechneten Winde deuten auf zwei konkurrierende Strömungsregime in Mitteleuropa, einerseits auf eine antizyklonale Luftströmung am Rande des skandinavischen und britischen Eisschildes (Ost- bzw. Nordostwinde), andererseits auf die allgemeine westliche Strömung, wie sie auch heute in den mittleren Bereichen vorherrscht.

Nach Aussage der Paläowind-Indikatoren beschränkt sich die antizyklonale Komponente in Norddeutschland auf einen verhältnismäßig schmalen Streifen von nicht einmal 100 km Breite südlich der äußersten Weichselrandlage (Brandenburger Stadium). Sie wird dokumentiert durch Sandlößsedimente (allerdings stratigraphisch nicht eindeutig). Im Vorland des britischen Eisschildes ist ein vergleichbarer Effekt anhand von geringmächtigen Lößdecken in Südostengland nachweisbar; ansonsten überwiegt

dort, wie in ganz Mittel- und Westeuropa, der Westwind einfluß.

Erst im östlichen Mitteleuropa, d. h. in Polen, in der Tschechoslowakei sowie in Niederösterreich gewinnen dann Luftströmungen aus östlichen bis nordöstlichen Sektoren die Oberhand und verkörpern selbst in größerer Entfernung vom Eisrand die geologisch effektiven Winde. Hier macht sich die zunehmende Kontinentalität bemerkbar: einerseits eine mögliche, den Einfluß der glazialen Antizyklone verstärkende, länger anhaltende winterliche Antizyklone, wie sie auch heute regelmäßig über Zentralrußland auftritt (russisches Kältehoch), andererseits eine allgemeine Abschwächung der Westwinddrift als Folge sich summierender Bodenreibung und Einflüssen von Reliefhindernissen.

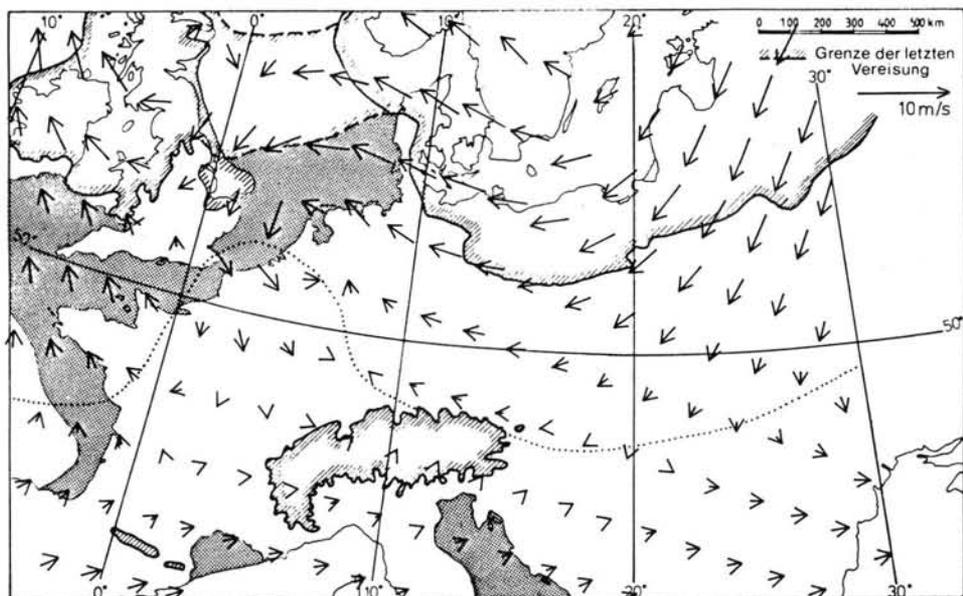
Auch die Beeinflussung des Zirkulationsgeschehens durch regionale und lokale Reliefunterschiede läßt sich mit Hilfe der Paläowind-Indikatoren beispielhaft belegen: einerseits am Oberrheingraben, wo eine Ablenkung der aus den westlichen Sektoren wehenden Winde in nördliche Richtung in Verbreitungs- und Sedimentmerkmalen der dortigen Lössе angezeigt wird (= Süd- bis Südwestwinde), andererseits am Beispiel des Ostrandes der Karpaten. Dort haben die auch heute noch vorherrschenden gebirgsparallelen Winde die Ausformung großer, stromlinienförmiger Lößrücken (sog. „Gredas“) zur Folge gehabt.

Zum Teil erhebliche Abweichungen zeigen die Ergebnisse der Modellsimulation. Vergleichbare Windrichtungen liegen vor in der Wintersimulation mit westlichen Winden in Nordfrankreich, Belgien, den Mittelmeerländern, mit Einschränkungen in den Niederlanden, West- und Süddeutschland sowie mit östlichen bzw. nordöstlichen Winden in Südostengland, in eisrandnahen Bereichen des Norddeutschen Tieflandes sowie in Polen, der Tschechoslowakei und im nördlichen Ungarn. Große Richtungsabweichungen bis zu gegensätzlichen Windrichtungen ergeben sich dagegen in Südwestengland (Cornwall), in der Bretagne, in eisrandferneren Gebieten des Norddeutschen Tieflandes einschließlich großer Abschnitte der Lößbörden, im Bergland der DDR, z. T. im ungarischen Becken und in der Moldau. Letztere Winde waren offenbar ähnlich wie heute stark orographisch beeinflusst (Karpaten etc.).

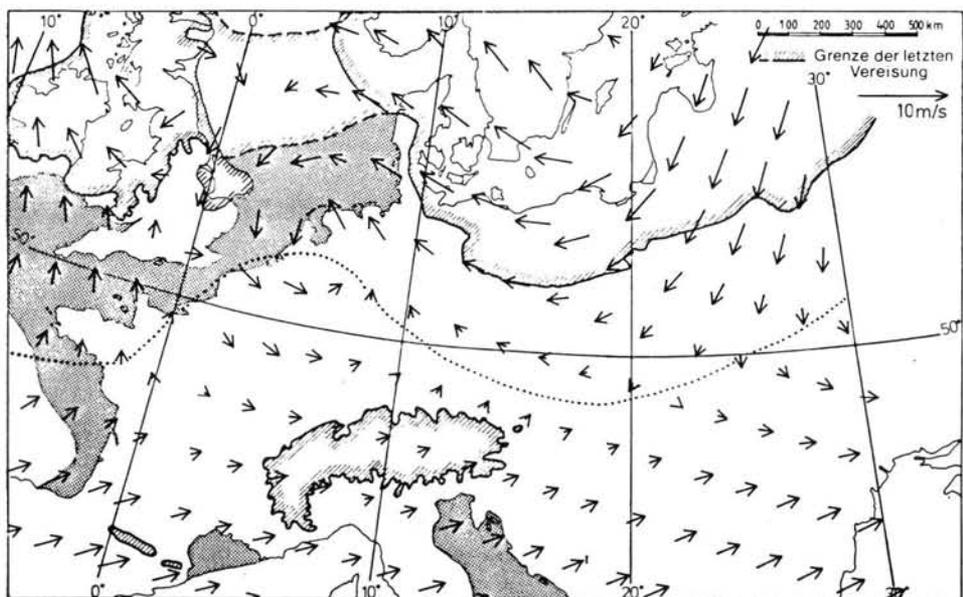
Noch stärkere Richtungsabweichungen ergeben sich bei einem Vergleich mit der Sommer-simulation.

Sandlößgebiete (s. Abb. 2, S. 13):

25. Sandlößgebiete von Fürstenu, Damme und Syke-Goldenstedt: DEWERS 1932; VIERHUFF 1967
26. Sandlößgebiete der Altmark: ALTERMANN 1968
27. Sandlößgebiete am Fläming: MAUDREI 1968



a



b

Abb. 3a und 3b: Das berechnete Windfeld in 10 m Höhe unter den Randbedingungen des Sommers (a) und des Winters (b).

Die orographischen Einflüsse sind nicht berücksichtigt.

Die punktierte Linie bezeichnet die Begrenzungslinie zwischen dem östlichen und dem westlichen Windregime, das dunkle Punktraster die trockengefallenen Schelfgebiete.

lation. Der erhöhte thermische Gradient zwischen dem Eisrand und den stärker erwärmten nicht-vergletscherten Gebieten schlägt sich in einer kräftigeren Ostströmung nieder, die sich bis weit nach Mittel- und Süddeutschland verfolgen läßt. Besonders dieses Ergebnis unterscheidet sich eindeutig von den Aussagen der Paläowind-Indikatoren, von denen angenommen werden kann, daß sie ebenfalls — aus edaphisch-hydrologischen Gründen — eher die sommerlichen Windverhältnisse widerspiegeln. Die jahreszeitlichen Unterschiede der thermischen Bedingungen sind bei der Modellsimulation möglicherweise überschätzt worden.

Abschließend sollen die meteorologischen Bedingungen für eine durchschnittliche Wetterlage im Hochglazial kurz skizziert werden (vgl. Abb. 4).

Wichtige Hinweise geben hierzu die aktuellen Verhältnisse am Rande Grönlands und der Antarktis. In der Antarktis finden wir häufig nahe am Eisrand ostwärts wandernde Tiefdruckgebiete, die im Mittel zur Existenz eines Tiefdruckgürtels führen. Infolgedessen gehen bereits in relativ geringer Eisentfernung (100—200 km) die Ostwinde in Westwinde über. Die Ursache dafür liegt in der Wirkung des Kontinentalanstiegs als Hindernis für die Zyklonen der mittleren Breiten, die infolgedessen unmittelbar am Kontinentalrand der Antarktis weiterziehen und an ihrer pol(eis-)wärtigen Flanke zu einer Verstärkung des horizontalen Druckgradienten und der östlichen Winde

führen. Der mittlere thermische Aufbau ist zusätzlich mit großen Temperaturgegensätzen verbunden, so daß ein häufiges Wachstum barokliner Störungen gefördert wird und sich aus diesem Grunde auch Zyklonen neu am Eisrand bilden können.

In der Antarktis führen geographische Abweichungen von der Polarsymmetrie im Bereich des Rossmeeres und des Weddellmeeres darüber hinaus zu quasipermanenten zyklonalen Windfeldern, die beispielsweise im Weddellmeer zum großräumigen Weddellwirbel in der Meereisbewegung und der ozeanischen Strömung beitragen. Ähnliche Bedingungen werden im übrigen in den Simulationskarten auch für den Nordseeraum angedeutet, der zwischen den weit nach S vorspringenden Rändern der britischen und skandinavischen Eismassen lag.

Auch Grönland bewirkt eine ausgeprägte Störung in der Westwindzone. Vor allem östlich seiner Südspitze findet im Winter bei Island immer wieder Zyklonogenese statt („Island-Tief“).

Die genannten Vergleiche verdeutlichen die wichtige Rolle der synoptischen Vorgänge im letzten Hochglazial. Eine ähnliche Schlußfolgerung zogen auch TETZLAFF & PETERS (1986) für das letzte Hochglazial in Nordafrika. Sie stellten fest, daß die geographische Grenze zwischen afrikanischem Passat und Monsun kaum verändert gegenüber heute war, sich die Häufigkeit und die Intensität der als synoptische Störungen eingelagerten "squall lines" jedoch unterschied.

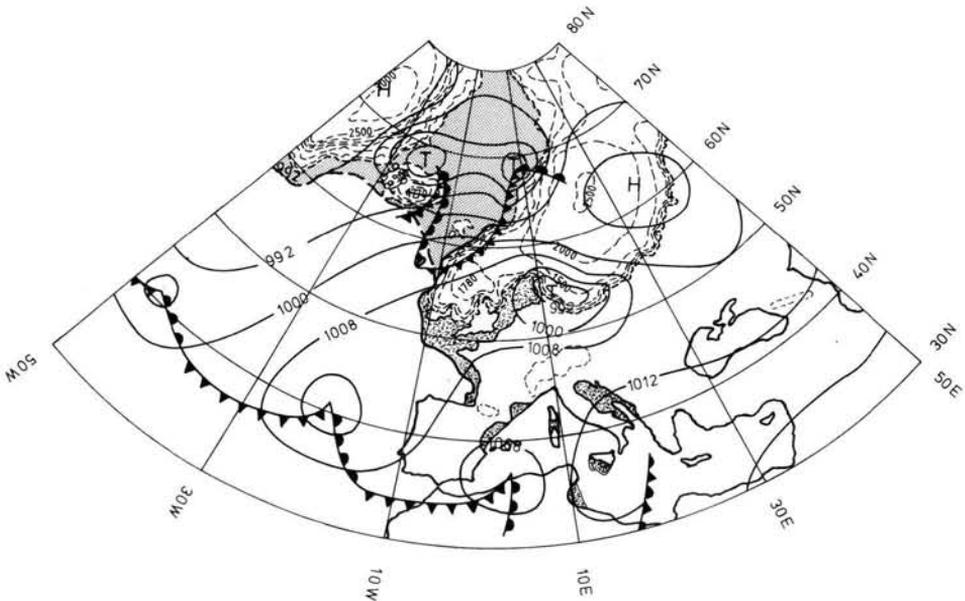


Abb. 4: Anzunehmende Merkmale einer typischen synoptischen Wetterkarte im Weichsel-Hochglazial (Erläuterungen s. Text). Das regelmäßige Punktraster bezeichnet die geschlossene Meereisfläche, das unregelmäßige Punktraster die trockengefallenen Schelfgebiete. Die Hochgebirgsvergletscherungen sind gestrichelt dargestellt.

In Abb. 4 wird ein synoptisches Bild skizziert, wie es als Momentaufnahme im Weichsel-Hochglazial bestanden haben könnte. Als wesentliche Charakteristika ergeben sich dabei:

1. Über dem skandinavischen Eisschild sowie über Grönland befanden sich flache Hochdruckgebiete, die an ihrem Südrand mit vorherrschenden nordöstlichen Abflußströmungen verbunden waren. Nur schwach bis fehlend war die Ostwindkomponente in Südwestengland, weil die glaziale Antizyklone über dem britischen Eis entweder nur schwach ausgebildet war oder durch die von Westen herantransportierten Luftmassen unterdrückt wurde.

2. Am Ostrand der britischen Vereisung und gefördert durch das nordwärtige Zurückweichen der Eistränder über der heutigen Nordsee haben sich vermutlich häufig Tiefdruckgebiete entwickelt, deren Zirkulationssinn und relative Lagebeständigkeit bei hohen Windgeschwindigkeiten (besonders im Sommer) Sedimenttransport aus dem eisnahen Gebiet u. U. um den Kern herum bis auf ihre Südseite ermöglichten. Dies kommt, wie erwähnt, nicht nur in der Modellsimulation recht gut zum Ausdruck, sondern unterstreicht im übrigen auch die schon mehrfach geäußerte Annahme eines Ursprungs großer Mengen der Bördelösse in den ausgedehnten Eisvorländern Norddeutschlands bzw. der südlichen Nordsee<sup>1)</sup>. Auf diese Weise ließen sich die gewaltigen Lößmengen in diesem Gebiet, die mit Westwinden allein nur schwer vereinbar sind, recht zwanglos erklären.

3. Bei Island dürften sich am Meereisrand aufgrund der Temperaturunterschiede zwischen Wasser- und Meereisoberflächen Tiefdruckgebiete in unterschiedlichen Entwicklungsstadien gebildet haben, die dann auf ihrer östlichen Zugbahn vor dem Rand des skandinavischen Eisschildes nach Nordosten abgedrängt wurden.

4. Die Hauptzugbahn zyklonaler Störungen verlief etwa 10—20 Breitengrade südlicher als heute auf etwa 40° N bzw. im Bereich des Mittelmeeres etwas südlich davon bei gleichzeitiger Abschwächung der Zyklonalität in östlicher Richtung infolge zunehmender Kontinentalität. Belege dafür sind: 1. zahlreiche jüngere paläo-ozeanographische Befunde von Tiefseekernen des Atlantiks, aus denen ein scharfes S—N-Gefälle der Wassertemperaturen in dieser Breitenlage

abgeleitet werden kann (CLIMAP PROJECT MEMBERS 1981); 2. Die große Zahl übereinstimmender paläobotanischer Erkenntnisse, nach denen im nördlichen Mediterrangebiet von der spanischen Mittelmeerküste bis in den Nahen Osten aride bis semiaride Steppenvegetation weit verbreitet war (z. B. BARTOLAMI et al. 1977; BEUG 1977; BONATTI 1966; FLORSCHÜTZ et al. 1971; VAN ZEIST et al. 1975; WIJMSTRA 1969). Demgegenüber ist für Nordwestafrika (nördliche Sahara) ein kalt- bis kühlfeuchtes Klima (allerdings nicht widerspruchsfrei) belegt (z. B. GIESSNER 1981).

## 5. Zusammenfassung

Es war das Ziel der vorliegenden Arbeit, die mit Hilfe zweier unterschiedlicher Methoden gewonnenen Befunde zur atmosphärischen Zirkulation während des Hochstandes der letzten Vereisung für den europäischen Raum vergleichend gegenüberzustellen. Die geologische Methode umfaßt die Auswertung sog. Paläowind-Indikatoren (hier: Löß und Sandlöß); die angewandte Simulations-Methode basiert auf computergestützten Modellsimulationen. Zusätzlich wurden die rezenten meteorologischen Verhältnisse in den heutigen arktischen Gebieten vergleichend ausgewertet.

Insgesamt ergaben sich bei der Gegenüberstellung der jeweiligen Befunde nur teilweise Übereinstimmungen.

Übereinstimmung besteht bezüglich der Konkurrenz zweier Strömungsregime, die sich in beiden methodischen Ansätzen in allerdings unterschiedlich intensiver Weise bemerkbar machen. Eine antizyklonale Umströmung der großen Eisschilde ist durch Paläowind-Indikatoren nur für einen kaum 100 km breiten Gürtel dokumentiert. Dies entspricht recht gut den aktualistischen Befunden von den Eisträndern Grönlands und der Antarktis, steht allerdings nicht in Einklang mit den Werten der Modellrechnungen, aus denen eine weiter nach S reichende glaziale Antizyklone resultiert.

Bemerkenswert ist nach der Auswertung der Paläowind-Indikatoren das weite Vordringen des Westwindinflusses, der bis tief nach Mittel- und Südeuropa hineinreicht. (s. dagegen abweichende Modellergebnisse) und erst in Polen, der Tschechoslowakei, Ungarn und Niederösterreich zunehmend von einer Ostwindkomponente überlagert und verdrängt wird. Ein dem heutigen prinzipiell sehr ähnliches Zirkulationssystem kann daraus abgeleitet werden, d. h. Westwinde beherrschten auch im Hochglazial das Zirkulationsgeschehen in Mitteleuropa, ungeachtet der weit nach S vorgedrungenen Eismasse, freilich in anderer synoptischer Ausprägung.

1) Andererseits verdichten sich in jüngster Zeit die Befunde gegen einen Zusammenhang der britischen und skandinavischen Eisdecken (CAMERON et al. 1987; frndl. mündl. Mitt. Dr. H. STREIF, Nieders. Landesamt f. Bodenforschung, 1987) bzw. für einen eisfreien Korridor im Bereich der heutigen mittleren und nördlichen Nordsee (vgl. Abb. 1—3), der diese Wirbel möglicherweise abgeschwächt hat, jedoch nicht völlig aufgehoben haben kann.

Schwerpunkte der Zyklontätigkeit waren vermutlich: (1.) die um bis zu 20° südwärts verlagerte Polarfront mit ihren über dem Atlantik durch das Aufeinandertreffen arktischer und subtropischer Luftmassen ständig neugebildeten Zyklonen. Sie brachten dem nordafrikanischen Raum ausweislich paläo-ökologischer Befunde vermehrt Niederschläge, während das Nordmediterrangebiet und Mitteleuropa trockener waren als heute (Kälte-wüste, Kältesteppen), mit Niederschlagsmengen, die sich auf etwa ein Drittel bis ein Viertel der heutigen beliefen. (2.) Der Meereisrand bei Island. Dort entstanden unter anderem als Folge der Temperaturunterschiede zwischen Wasser und Meereis Zyklonen, die dann durch die Eismassen des skandinavischen und britischen Eisschildes nach NE abgedrängt wurden, wo sie wahrscheinlich durch verstärkte Niederschläge wesentlich zur Ernährung dieser Eisschilde beitrugen. (3.) Die eisrandnahen trockenengefallenen Gebiete auf dem Boden der heutigen mittleren und südlichen Nordsee. In diesem im W, N (?) und E von Eismassen abriegelten Gebiet bildete sich vermutlich mit gewisser Stetigkeit ein zyklonaler Leewirbel aus, der einerseits zwar wenig Niederschläge brachte (wie zahlreiche paläo-ökologische Befunde unterstreichen), andererseits aber die Auswehung von großen Mengen Staub aus dem Boden der trockenengefallenen Nordsee und dessen Verfrachtung in die heutigen Lößgebiete hinein begünstigt haben kann.

## 6. Schriftenverzeichnis

- BARTOLAMI, G. C., FONTES, J. C., MARKGRAF, V. & SALIEGE, J. F. (1977): Land, sea and climate in the northern Adriatic region during late Pleistocene and Holocene. — *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 21: 139—156, Amsterdam.
- BEUG, H.-J. (1977): Waldgrenzen und Waldbestand in Europa während des Eiszeitalters. — *Göttinger Universitätsreden*, 61: 23 S., Göttingen.
- BONATTI, E. (1966): North Mediterranean climate during the last Würm glaciation. — *Nature*, 209: 984—985, London.
- CAMERON, T. D. J., STOKER, M. S. & LONG, D. (1987): The history of Quaternary sedimentation in the UK sector of the North Sea basin. — *J. Geol. Soc.*, 144: 43—58, London.
- CLIMAP PROJECT MEMBERS (1981): Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the Last Glacial Maximum. — *Geol. Soc. Am., Map and Chart Series, MC-36*: 17 S., Boulder (Colo.).
- FINK, J., HAASE, G. & RUSKE, R. (1977): Bemerkungen zur Lößkarte von Europa 1:2,5 Mio. — *Peterm. Geogr. Mitt.*, 121. Jg., 2: 81—94, Gotha/Leipzig.
- FLORSCHÜTZ, F., MENÉNDEZ AMOR, J. & WIJNSTRA, T. A. (1971): Palynology of a thick Quaternary succession in southern Spain. — *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 10: 233—264, Amsterdam.
- GIESSNER, K. (1981): Die jungquartäre Klimageschichte der Sahara — Stand und Vergleich der bisherigen Forschungsergebnisse. — *Würzb. Geogr. Arb.*, 53: 111—127, Würzburg.
- KAZANSKI, A. B. & MONIN, A. S. (1961): On the dynamical interaction between the atmosphere and the Earth's surface. — *Izv. Akad. Nauk. SSSR, Ser. Geofiz.*, 5: 786—788, Moskau.
- KOLSTRUP, E. (1980): Climate and stratigraphy in north-western Europe between 30.000 B.P. and 13.000 B.P. with special reference to the Netherlands. — *Mededel. Rijks Geol. Dienst*, 32, 15: 181—253, Leiden usw.
- KOTTMEIER, C. & MEYER, H.-H. (1988): Ein einfaches analytisches Modell zur Darstellung der atmosphärischen Zirkulation in Europa im Weichsel-Hochglazial. — *Erdkunde*, 42: 261—273, Bonn.
- & STUCKENBERG, H.-U. (1986): A quasi-geostrophic flow solution for the circulation over Antarctica. — *Beitr. Phys. Atmosph.*, 59: 491—504, Braunschweig.
- KUTZBACH, G. & WRIGHT, H. E. (1985): Simulation of the climate of 18.000 years B.P.: results for the North American/North Atlantic/European sector and comparison with the geological record of North America. — *Quaternary Science Reviews*, 4: 147—187, London.
- LAUTENSCHLAGER, M., HERTERICH, K., SCHLESE, U. & KIRK, E. (1987): Simulation of the January climate 18.000 ybp. — *Max-Planck-Institut für Meteorologie, Rep.*, 11: 82 S., Hamburg.
- MEYER, H.-H. (1989): Paläowind-Indikatoren — Möglichkeiten, Grenzen und Probleme ihrer Anwendung, aufgezeigt am Beispiel des Hochglazials in Europa. — *Mitt. Geol. Inst. Univ. Hannover*, 28: 62 S., Hannover.
- SMITH, R. B. (1979): The influence of mountains on the atmosphere. — *Advances in Geophysics*, 21: 87—230, New York.
- TETZLAFF, G. & PETERS, M. (1986): Deep-sea sediments in the eastern equatorial Atlantic off the African coast and meteorological flow patterns over the Sahel. — *Geol. Rundschau*, 75, 1: 71—79, Stuttgart.
- VAN ZEIST, W., WOLDRING, H. & STAPERT, D. (1975): Late Quaternary vegetation and climate of south-western Turkey. — *Palaeohistoria*, Bd. 17: 53—143, Bussum.
- WIJNSTRA, T. A. (1969): Palynology of the first 30 metres of a 120 m deep section in northern Greece. — *Acta Bot. Neerl.*, 18, 4: 511—527, Amsterdam.
- WILLIAMS, J., BARRY, R. G. & WASHINGTON, W. M. (1974): Simulation of the atmospheric circulation using the NCAR Global Circulation Model with ice age boundary conditions. — *J. Appl. Meteorol.*, 13, 3: 305—317, Boston (Mass.).

# Schwermineralanalyse von Geschiebemergeln, ein Hilfsmittel für die Moränenstratigraphie? Diskussion anhand von Zählungen aus Schleswig-Holstein

UWE HENTSCHE & HANS-JÜRGEN STEPHAN \*)

Critical review, till, stratigraphy, methods,  
heavy minerals, modal analysis, mineral assemblages, spatial distribution

Schleswig-Holstein

**Kurzfassung:** Aus der Literatur entnommene Schwermineralanalysen von Geschiebemergeln werden mit einigen neuen Analysen zusammen ausgewertet. Von den elsterzeitlichen bis zu den weichselzeitlichen Geschiebemergeln gibt es in den Schwermineralassoziationen zwar deutliche Verschiebungen, jedoch zeigen die Auswertediagramme breite, sich meist stark überlappende Streufelder. Eine eindeutige Unterscheidung der Geschiebemergel aus aufeinanderfolgenden Vereisungen ist nicht möglich. Die Schwermineralassoziation kennzeichnet — wie auch andere petrographische Parameter — eine bestimmte Grundmoränenfazies. Sie kann sich in gleich alten Moränen regional ändern, aber auch in verschieden alten Moränen in ähnlicher Zusammensetzung auftreten.

[Heavy Mineral Analysis of Tills,  
a Method for Till Stratigraphy?

A Discussion on the Basis of Counts from Schleswig-Holstein]

**Abstract:** Heavy mineral analyses of tills from Schleswig-Holstein published by several authors are evaluated together with some new analyses. From Elsterian to Weichselian tills the heavy mineral associations show distinct trends, but broad and in most cases strongly overlapping dispersion fields are found in the evaluation diagrams. A clear distinction of tills of successive glaciations is not possible. As other petrographical parameters also the heavy mineral association indicates a specific ground moraine facies. It can both change regionally in coeval moraines and be found with a similar composition in moraines of different age.

## 1. Einleitung

Obwohl die Methode, glaziale Ablagerungen durch ihre Schwermineralgemeinschaft zu charakterisieren und zu korrelieren, schon seit langem erprobt und in verschiedenen Gebieten offenbar mit Erfolg angewandt wurde (u. a. RAISTRICK 1929; LEINZ 1933; PRATJE & RICHTER 1938), hat in Schleswig-Holstein nach ersten, noch unvollkommenen Versuchen von FIEDLER (1939) in größerem Umfang erst STEINERT (1952) die Schwermineralvergesellschaftungen glazialer Ablagerungen mit dieser Zielrichtung untersucht. Er bestätigte dabei einige wesentliche, schon von FIEDLER erkannte Grundzüge: Als generelle Gesetzmäßigkeiten fand er, daß Amphibole und Pyroxene in den jüngeren Ablagerungen relativ angereichert sind, dagegen opake Schwerminerale dort die niedrigsten Werte erreichen. In älteren Ablagerungen nimmt der Gehalt an Amphibolen und Pyroxenen kontinuierlich ab und opake Minerale, Minerale aus metamorphen Gesteinen sowie Epidot treten dementsprechend häufiger auf. STEINERT erklärte diese Tendenzen damit, daß das Inlandeis der jüngeren Vereisungen u. a. in größerer Menge frische Hornblenden aus den Kristallgebieten Skandinaviens mitgebracht hätte, die Gletscher der älteren Vereisungen dagegen noch stärker der Ausschürfung zugängliche tertiäre Sedimente mit ihrer Vormacht stabiler Schwerminerale aufgearbeitet hätten. Er schloß aus seinen Untersuchungen, daß eine schwermineralanalytische Gliederung des schleswig-holsteinischen Pleistozäns, insbesondere die Abtrennung weichselzeitlicher von älteren Ablagerungen, möglich sei (1952: 109). Als Richtwert gab er an, daß das Verhältnis von Hornblende zu Horn-

\*) Anschriften der Verfasser: Dr. U. HENTSCHE, Physikzentrum der Christian Albrechts Universität, Institut für Angewandte Physik, Olshausenstr. 40—60, 2300 Kiel 1; Dr. H.-J. STEPHAN, Geologisches Landesamt Schleswig-Holstein, Mercatorstr. 7, 2300 Kiel 1.

blende + Epidot in weichselzeitlichen Ablagerungen  $\geq 0,7$  („Hornblendenzahl 70“) sei, in älteren kleiner. PIELES (1955), HÖLTING (1957) und WEISS (1958) versuchten, mit Hilfe der STEINERT'schen Vorgaben in verschiedenen Gebieten Schleswig-Holsteins weichselzeitliche von saalezeitlichen Sedimenten zu trennen. In erster Linie wurden Schmelzwasserablagerungen untersucht. Während WEISS im Bezirk Schleswig und HÖLTING im nördlichen und mittleren Holstein die STEINERT'sche Richtzahl im wesentlichen mit Erfolg nutzen konnten, stellte PIELES im südöstlichen Schleswig-Holstein abweichende Verhältnisse fest, die den Erwartungen widersprachen. Ergänzungshalber soll noch eine Arbeit von BIERMANN (1981) erwähnt werden, die eine Teilanalyse der SM-Zusammensetzung der weichselzeitlichen Moräne von Timmerhorn durchführte.

Im Rahmen einer Arbeit, die schwerpunktmäßig die plio-pleistozänen Ablagerungen Niedersachsens betraf, analysierte SCHLENKER auch die Schwermineralassoziationen mehrerer Geschiebemergel aus Schleswig-Holstein (MEYER & SCHLENKER 1979). Er bekräftigte die wesentlichen Erkenntnisse von STEINERT. Weitere seiner Zählergebnisse aus Geschiebemergeln bei Hemmoor sind in HÖFLE (1979) und HÖFLE & SCHLENKER (1979) publiziert. Mit den Schwermineralen in glazialen Sedimenten Niedersachsens befassen sich ebenfalls SCHRÖDER (in DUPHORN 1983: 78) und HENNINGSEN (1987). Nach Ansicht von HENNINGSEN können Granat und Augit ins Verhältnis gesetzt zu den ausgeprägt Metamorphitmineralen Disthen, Staurolith und Sillimanit („Granatzahl“ und „Augitzahl“), besonders in der Summe, am besten bei der altersmäßigen Abgrenzung von glazialen Sedimentserien helfen. Die Masse der von ihm benutzten Daten lieferten jedoch Zählungen von sandigen Sedimenten unterschiedlicher Genese.

SCHRÖDER kommt im wesentlichen zum Ergebnis, daß die Zusammensetzung von Schwermineralgemeinschaften in den glazialen Sedimenten NE-Niedersachsens stark schwankt und daß sich dort SM-Zählungen für die Trennung saalezeitlicher Geschiebemergel von elsterzeitlichen und der verschiedenen saalezeitlichen untereinander nicht eignen.

Für Schleswig-Holstein hat es nach der Publikation von STEINERT keine größere Untersuchung über die Schwermineralführung von im engeren Sinn glaziären Ablagerungen, der Geschiebemergel, gegeben. Für die Klärung der Stratigraphie von Geschiebemergeln (Grundmoränen) wurden andere petrographische Methoden eingesetzt (s. Auflistung bei STEPHAN 1987: 24).

## 2. Neue Schwermineralanalysen an Geschiebemergeln

Trotz einiger Erfolge bei der stratigraphischen Zuordnung von Geschiebemergeln mit Hilfe verschiedener petrographischer Untersuchungen gab es auch immer wieder Schwierigkeiten und Fehlschläge. So war es z. B. bisher nicht möglich, die petrographisch gut trennbaren Geschiebemergel des „Hohen Ufers“ von Heiligenhafen — mit Ausnahme des jüngsten — sicher einer bestimmten Eiszeit zuzuordnen (STEPHAN 1985). Die Schwermineralanalyse bot sich hier als weitere noch nicht genutzte Untersuchungsmethode an.

Um die aus der Literatur bekannten Analyseergebnisse über die SM-Zusammensetzung von Geschiebemergeln zu ergänzen, wurden 21 Proben aus allen zur Zeit altersmäßig unterschiedenen Geschiebemergeln aus verschiedenen Teilen Schleswig-Holsteins ausgewählt.

### 2.1. Aufbereitung und Methodik

Der Großteil der Proben wurde aus der bei der Gewinnung von Feinkiesproben für die Feinkiesanalyse anfallenden Sandfraktion abgesiebt, danach über einen Zentrifugen-Probenteiler mehrfach geteilt.

In der Regel reichen 3 g Probenmaterial für eine anschließende Schwerkraftabtrennung mittels Dichtelösung aus.

Das Probenmaterial wurde im Ultraschallbad auf ein 60  $\mu\text{m}$ -Sieb gegeben. Nach vollständiger Abtrennung der Feinfraktion wurde der restliche Anteil bei 100°C getrocknet. Anschließend wurde die Fraktion über 0,25 mm abgesiebt und verworfen. Auch die Feinfraktion wurde nicht weiter bearbeitet und verworfen, da eine Schwerkraftabtrennung der Körner mit diesen kleinen Durchmessern in einer Dichtelösung zu ungenau ist (BOENIGK 1983: 12); außerdem ist ihre optische Bestimmung im Präparat kritisch. Als Dichtelösung wurde abweichend von der in früheren Arbeiten publizierten Methodik Natriumpolywolframat benutzt. Diese Lösung ist im Chemikalienhandel erhältlich und hat den Vorteil, daß sie wasserlöslich und nach Angabe des Herstellers ungiftig ist. Damit kann sie auch in Laborräumen ohne Abzug verwendet werden.

Als Nachteil zeigte sich, daß diese Lösung bei Dichten um ca. 2,9 ausgesprochen niedrigviskos ist und im Vergleich zu den üblichen Dichtelösungen wie Bromoform oder Tetrabromäthan schlecht abfiltriert werden kann.

Von dem abgesiebten Material wurden ca. 2 g in einen 250 ml Scheidetrichter mit Dichtelösung gegeben und

Tab. 1: Auflistung der untersuchten Proben

Nr.	Ort	Lage R / H	Tiefe (m)	Zeitliche Einstufung	Beschreibung; Bemerkungen
1	St. Michaelisdonn	3507600/5985360	8	ältere Saalemoräne (qs AG, Burg-Formation)	Normalfazies; Aufschluß
2	HH — Niendorf	3565000/5943600		jüngere Saalemoräne (qs JG, Fuhlsbüttler Moräne)	
3	Besdorf	3524530/5990035	9	mittlere Saalemoräne (qs MG, Kuden-Formation)	Bohrung Besdorf-Ost 6
4	Owschlag	3539420/6026770	48—49	Saalemoräne (qs)	
5	Groß Niendorf	3577875/5965350	18	jüngere Saalemoräne (qs JG)	
6	Wacken	3526160/5928255		ältere Saalemoräne (qs AG, Burg-Formation)	Normalfazies; Neue Tongrube
7	Kuden	3513025/5982800	9	ältere Saalemoräne (qs AG, Burg-Formation)	rotbrauner Geschiebemergel, ostbaltische Fazies; Aufschluß Nord III
8	Kuden	3512690/5982075	11	ältere Saalemoräne (qs AG, Burg-Formation)	Normalfazies; „unterer“ Geschiebemergel, Aufschluß Nord IV
9	Hamwohrberg	3567233/5988780	18,5	jüngere Saalemoräne (qs JG)	
10	Eggstedterholz	3517542/5993450	168,8—168,9	Elstermoräne (qe)	schwärzlich
11	Böxlund	3511325/6078585	7	jüngere Saalemoräne (qs JG)	nördliche Fazies
12	Wapelfeld	3540240/5994175	5	mittlere Saalemoräne (qs MG)	
13	Lauenburg Kuhgrund	4402005/5916675	5	?jüngere Saalemoräne (qs JG)	bisher als qsMG eingestuft; nach FK- u. chem. Analysen aber vermutlich jünger
14	Brüggerholz	3571300/6007300	7	Weichselmoräne, 1. Vorstoß (qw, Brügge-Formation)	Aufschluß
15	Brüggerholz	3571400/6007225	9	jüngere Saalemoräne (qs JG)	Aufschluß
16	Stubbenberg	3515325/5983170	9	ältere Saalemoräne (qs AG, Burg-Formation)	Mischfazies; braun, z. T. rotstichig; Aufschluß II
17	Holtenau	3573725/6027745	2,5	Weichselmoräne, jüngster Vorstoß (qw, Fehmarn-Formation)	Aufschluß; „jungbaltische“ Moräne
18	Ratzeburg	4419235/5952307	172—174	Elstermoräne (qe)	
19	Prehnsfelde	3559287/5996890	173—176	Elstermoräne (qe)	untere Elstermoräne
20	Brodteuer Ufer	4426107/5984897	4	Weichselmoräne, jüngster Vorstoß (qw, Fehmarn-Formation)	„jungbaltische“ Moräne
21	BAB Lägerdorf	3524530/5990035	3	mittlere Saalemoräne (qs MG, Vaale-Formation)	

aufgeschüttelt. Nach ca. 1—2 Stunden konnte die abgesetzte Schwermineralfraktion abgetrennt werden. Dieser Vorgang wurde drei- bis viermal wiederholt, um die Schwerminerale wirklich quantitativ abzutrennen.

Die gewonnene Schwermineralfraktion wurde anschließend bei 60°C getrocknet und dann auf einem Objektträger in Kanadabalsam eingebettet. Hierbei wurde darauf geachtet, daß das Streupräparat nicht zu dicht belegt war. Die eventuell überschüssige SM-Fraktion wurde auf einem zweiten Objektträger eingebettet.

In den Präparaten wurden je Probe 500 Mineralkörner mit dem Polarisationsmikroskop bestimmt und ausgezählt. Die Abweichungen bei Mehrfachzählungen sind vernachlässigbar, daher ist in den Tabellen jeweils nur eine Zählung angegeben.

In feinkornreichen Proben werden bei Kornzählungen die Verhältnisse stark zugunsten der bevorzugt feinkörnig auftretenden Schwerminerale wie beispielsweise Zirkon verschoben und dadurch im Vergleich zu sonstigen Geschiebemergelproben mit dem üblicherweise ausgeprägt breiten Korngrößenspektrum stark verzerrt (vgl. Probe 8, Kuden Nord IV; Tab. 2). In den Präparaten vom Hohen Ufer Heiligenhafens wurden daher vergleichsweise die Flächenprozentage mit Hilfe eines Rasterokulars ausgezählt. Insgesamt wurden hierbei zwischen 1000 und 1200 Einzelpunkte bestimmt. Da dieses Verfahren aber nur selten angewendet wird und keine Vergleichswerte existieren, mußte für die stratigraphischen Auswertungen auf die sonst übliche Kornzählung zurückgegriffen werden.\*)

## 2.2. Diskussion der Analyseergebnisse

Die Literaturdaten wurden sehr kritisch durchgesehen, und für die vergleichende Auswertung in den Diagrammen 1—7 wurde auf die Werte aller derjenigen Proben verzichtet, die nach heutiger Kenntnis zeitlich nicht sicher einzuordnen sind. Außerdem konnte eine gewisse Anzahl der Analysen von STEINERT nicht verwendet werden, weil in seinen Tabellen offensichtliche Fehler vorkommen.

Aus Abb. 1 ergibt sich, daß — wie von FIEDLER (1939, 1940) und von STEINERT (1952) festgestellt — weichselzeitliche Geschiebemergel hornblendereicher sind als ältere, es wird aber auch deutlich, daß es keine klare Trennung gibt. Die Linie für die STEINERT'sche Hornblendezahl 70 stellt keine Grenzlinie zwischen

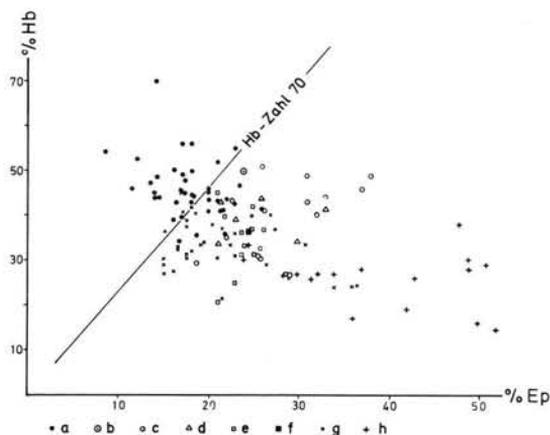


Abb. 1: Hornblende gegen Epidot + Zoisit in % der durchscheinenden Schwerminerale in Geschiebemergeln Schleswig-Holsteins.

a = weichselzeitlicher, b = roter weichselzeitlicher, c = jüngerer saalezeitlicher, d = mittlerer saalezeitlicher, e = älterer saalezeitlicher, f = roter älterer saalezeitlicher, g = saalezeitlicher (ungegliedert), h = elsterzeitlicher Geschiebemergel.

den Streufeldern weichselzeitlicher und älterer Geschiebemergel dar. So fallen die Werte aus dem sicher weichselzeitlichen „oberen Geschiebemergel“ vom Heiligenhafener Kliff teilweise in das erwartete präweichselzeitliche Feld, ebenso fallen Werte von eindeutig saalezeitlichen Proben in das erwartete weichselzeitliche Feld.

Diese widersprüchlichen Ergebnisse können mehrere Ursachen haben:

1. STEINERT hat trotz einer relativ großen Probenzahl nicht in allen Regionen des Landes gezählt. Es ist zu vermuten, daß die Streuung größer ist, als von ihm angenommen wurde. Darauf deuten auch die Ergebnisse von PIELES (1955) hin.
2. Teilweise haben die verschiedenen Autoren für ihre Zählungen unterschiedliche Korngrößensklassen gewählt: Z. B. FIEDLER die Fraktion 60—90  $\mu\text{m}$ , STEINERT, HÖLTING, PIELES und WEISS die Fraktion 100—200  $\mu\text{m}$ , PIELES z. T. auch 60—100  $\mu\text{m}$  und 200—300  $\mu\text{m}$ , SCHLENKER sowie SCHRÖDER die Fraktion 63—355  $\mu\text{m}$ . Dies hat zur Folge, daß sich Verschiebungen der Daten ergeben, weil bestimmte Schwerminerale — insbesondere Zirkon — bevorzugt mit kleineren Korngrößen auftreten, dagegen Minerale wie Granat und Hornblende sowie einige Aluminiumsilikate bevorzugt in den größeren Fraktionen zu finden sind.
3. Ein Vergleich der Zählungen aus den verschiedenen Publikationen erweckt den Eindruck einer z. T.

\*) Bei den Proben vom Hohen Ufer Heiligenhafens konnten Streupräparate der Fraktion 63—355  $\mu\text{m}$  genutzt werden, die P. SCHRÖDER, vormals Geologisches Institut der Universität in Kiel, angefertigt hatte.

Tab. 2: Schwermineralverteilung (Fraktion 60—250  $\mu\text{m}$ ) in Geschiebemergeln Schleswig-Holsteins (Entnahmestellen s. Tab. 1)

	1 qsAG	2 qsJG	3 qsMG	4 qs	5 qsJG	6 qsAG	7 qsAG	8 qsAG	9 qsJG	10 qe
OPAK	34.6	44.4	35.3	25.1	22.5	34.5	25.6	43.1	40.2	43.8
EPIDOT	16.7	14.0	20.5	22.2	15.8	15.2	17.0	11.7	16.8	20.1
HORNBLENDE	18.6	20.1	23.5	25.3	29.5	20.5	24.8	11.7	15.9	15.8
GRANAT	14.7	9.1	6.8	7.5	12.3	15.2	17.2	10.7	10.6	6.5
TURMALIN	3.9	1.9	3.4	4.3	4.4	3.8	5.9	5.0	3.7	3.1
ZIRKON	4.5	1.7	3.2	2.7	2.3	2.4	1.2	8.9	3.9	4.6
DISTHEN	1.8	1.4	1.6	1.1	1.3	1.5	1.0	0.4	1.5	1.9
STAUROLITH	1.2	1.4	0.2	1.0	2.1	0.8	0.0	0.8	1.2	0.8
ANDALUSIT	0.0	0.0	0.0	0.1	1.2	0.2	0.4	0.4	0.6	0.2
KLINOPYR.	0.4	1.2	0.8	1.4	1.7	1.0	1.4	0.8	0.0	0.0
RUTIL	0.8	0.2	0.8	1.0	0.6	1.8	0.8	1.7	1.5	1.5
TITANIT	0.0	0.0	0.0	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	0.0
MONAZIT	0.6	0.2	0.6	0.8	0.4	0.2	0.6	0.0	0.8	0.4
APATIT	0.0	0.4	0.6	2.3	1.5	1.2	1.2	1.9	0.6	0.4
SEKUNDÄRE	0.4	1.2	0.8	1.4	0.0	0.4	0.6	1.4	1.0	0.4
SONSTIGE	0.8	0.0	0.4	0.8	0.6	0.2	1.0	0.4	0.2	0.0
ZOISIT	1.0	0.6	0.8	1.0	1.7	1.2	0.8	0.2	0.8	0.6
BIOTIT	0.0	2.3	0.6	1.9	1.9	0.0	0.8	1.0	0.4	0.0
SUMME	100.0	100.1	99.9	100.3	99.8	100.1	100.3	100.1	100.1	100.1

	11 qsJG	12 qsMG	13 qsJG?	14 qw	15 qsJG	16 qsAG	17 qw	18 qe	19 qe	20 qw	21 qsMG
	38.7	36.1	31.2	30.7	46.0	32.5	31.6	42.3	42.0	36.8	26.4
	14.5	12.8	16.5	10.3	9.6	17.1	14.4	18.4	15.8	9.9	14.6
	18.5	21.5	21.3	29.7	15.9	22.0	24.6	15.7	15.2	25.1	27.6
	13.8	14.0	11.8	10.7	14.7	11.5	11.3	6.3	8.1	10.2	8.8
	2.1	3.1	3.3	2.9	2.6	4.6	3.1	2.6	1.4	4.2	2.7
	4.7	2.0	3.7	5.6	4.2	1.2	3.5	3.5	1.7	3.1	1.4
	1.3	1.3	1.2	2.2	1.2	1.8	1.4	3.4	10.3	1.8	2.1
	1.9	1.5	1.4	1.0	1.1	1.3	0.6	0.6	0.3	0.0	1.8
	0.6	2.0	0.6	0.5	0.2	0.0	0.6	0.2	0.0	0.0	0.1
	0.0	0.4	1.2	0.7	1.1	1.3	1.6	0.4	0.3	1.3	1.7
	1.0	0.2	1.0	1.0	1.1	1.7	1.6	1.3	1.8	1.6	0.6
	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	1.2	0.4	0.1	0.3	0.4
	0.4	0.5	0.2	0.8	0.2	0.6	0.4	0.2	0.6	0.3	0.1
	0.0	0.2	1.2	0.5	0.5	0.4	0.8	1.1	0.4	1.8	1.3
	0.4	1.6	1.0	0.5	0.4	1.3	1.0	1.5	1.0	1.6	2.6
	0.0	0.4	0.2	0.5	0.2	0.4	0.6	0.4	0.1	0.5	0.9
	1.3	0.5	1.0	1.0	0.5	0.2	0.4	0.2	0.6	1.0	1.6
	0.4	1.6	3.1	1.2	0.5	1.7	1.6	1.7	0.4	0.5	5.3
	99.8	99.9	100.1	100.0	100.2	99.8	100.3	100.2	100.1	100.0	100.0

recht subjektiven Mineralansprache. Damit wären die Zähltabellen häufig fehlerhaft, eine Feststellung, die ähnlich auch schon ILLERS, RUDOLPH & SEIM (1963: 890) trafen. Möglicherweise sind die deutlichen Unterschiede in den Prozentangaben für „stabile“ Schwerminerale bei MEYER & SCHLENKER (1979) gegenüber STEINERT (1952) nicht nur auf die gewählte unterschiedliche Korngrößenfraktion zurückzuführen, sondern beruhen auch auf Anspracheunterschieden.

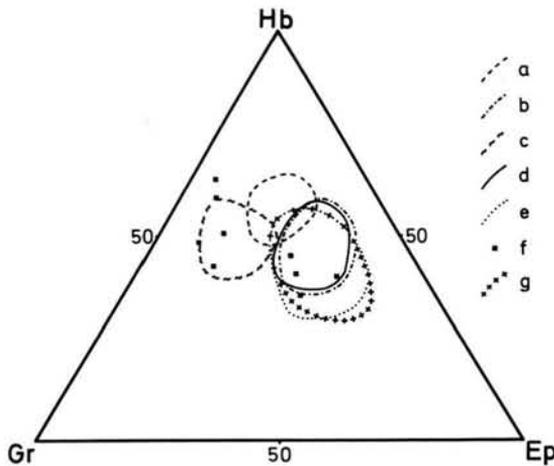


Abb. 2: Granat : Hornblende : Epidot + Zoisit aus Geschiebemergeln Schleswig-Holsteins; Symbole s. Abb. 1.

Abbildung 2 zeigt die Projektion der Daten im Dreiecksdiagramm Hornblende-Epidot-Granat. In Abb. 3 werden sie mit den Ergebnissen von SCHLENKER's Zählungen aus dem nördlichen Niedersachsen zusammen dargestellt. Aus diesen Abbildungen wird deutlich, daß sich Proben unterschiedlichen Alters in verschiedenen Teilflächen der Diagramme häufen. So ist das Feld mit weichselzeitlichen Proben eindeutig in Richtung zunehmender Hornblendeanteile verschoben. Ältere Geschiebemergel führen mehr Epidot und z. T. auch mehr Granat. Innerhalb der Gruppe der älteren Geschiebemergel haben die Proben des jüngeren saalezeitlichen roten Geschiebemergels (Warthe) und z. T. der roten Fazies des älteren saalezeitlichen Geschiebemergels (Drenthe) höhere Granatgehalte. Offenbar zeichnet sich hierin ein ähnliches Herkunftsgebiet ab. Beide Geschiebemergel stellen die von der jeweiligen Normalfazies abweichenden, viel ostbaltisches Material enthaltenden Ablagerungen aus der späten Phase der zugehörigen Vereisung dar.

Interessanterweise ist ein Teil der saalezeitlichen älteren Geschiebemergel in „roter“ Fazies nicht durch höhere Granatgehalte gekennzeichnet, sondern fällt im Diagramm in den Bereich, in dem auch die Proben

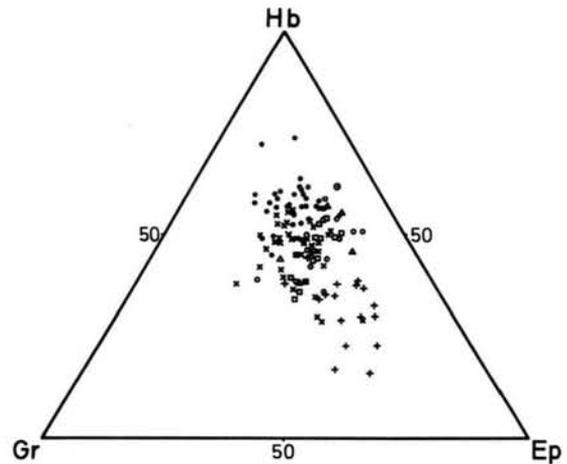


Abb. 3: Schwerpunkt-Streufelder im Diagramm Granat : Hornblende : Epidot + Zoisit. Proben aus Geschiebemergeln Nordwestdeutschlands. Einzelne Proben liegen z. T. weit außerhalb der umrissenen Felder.

a = weichselzeitlich; b–f = saalezeitlich (b = jüngerer c = roter jüngerer, d = mittlerer, e = älterer, f = roter älterer Geschiebemergel); g = elsterzeitlich.

der „Normalfazies“ liegen. Möglicherweise deutet sich hierin eine Trennung dieses älteren „roten“ Geschiebemergels in zwei verschiedenen zusammengesetzte Teilfazies an. Die Angabe von FIEDLER (1939: 333f), daß besonders weichselzeitliche Proben granatreich seien, ebenso die von HENNINGSSEN (1987) angegebene Tendenz, daß der Granatgehalt in sandigen Glazialablagerungen von den älteren zu den jüngeren anstiege, müssen unter dem Aspekt, daß höhere Granatgehalte in verschiedenen älteren Geschiebemergeln vorkommen, in Frage gestellt werden. Vermutlich macht sich hier statistisch bemerkbar, daß in den betrachteten Regionen die jüngeren Ablagerungen häufiger als die älteren baltisch bis ostbaltisch geprägt sind. Regionale Unterschiede in der SM-Zusammensetzung sind ja seit langem bekannt (z. B. FIEDLER 1940: 214). FIEDLER (vgl. auch STEINERT 1952: 109) weist auch auf die auffällig hohen Granatgehalte der jüngsten Ablagerungen nördlich und südlich von Flensburg hin. Diese Tatsache gab offenbar WEISS (1958) die Möglichkeit, weichselzeitliches und älteres Material besser als allein mit Hilfe der „Hornblendenzahl“ zu trennen. Möglicherweise ist der Granatreichtum der äußersten weichselzeitlichen Ablagerungen bei Flensburg Folge eines „altbaltischen“ Vorstoßes, wie er im Gebiet der dänischen Inseln bekannt ist, in Schleswig-Holstein bisher aber nicht nachgewiesen wurde.

In den Diagrammen ist eine klare Trennung der verschieden alten Moränen nicht möglich. Insbesondere

scheitert der Versuch, die Moränen der verschiedenen saalezeitlichen Gletschervorstöße zu trennen, sowohl in ihren Normalausbildungen als auch in der ostbaltisch geprägten Fazies. Allenfalls könnte normaler Granatgehalt in einer roten Moräne auf den älteren saalezeitlichen Gletschervorstöß hindeuten.

Generell streuen die Werte aus den saalezeitlichen Proben stark, und es gibt Überschneidungen des saalezeitlichen mit dem weichselzeitlichen Feld. Tendenziell zeichnen sich die älteren von den mittleren saalezeitlichen Proben durch etwas niedrigere Hornblendewerte aus. Die Daten des jüngeren saalezeitlichen Geschiebemergels streuen dagegen sehr stark und sind nicht von den Daten der mittleren und älteren saalezeitlichen Geschiebemergel zu unterscheiden. Möglicherweise hat der jüngere saalezeitliche Gletschervorstöß die älteren Sedimente oft stark ausgeschürft und erneut umgelagert.

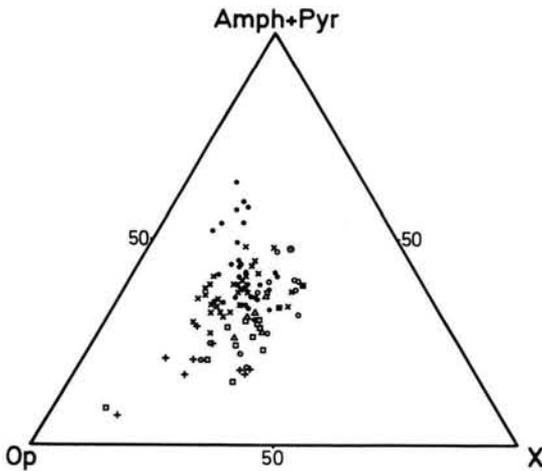


Abb. 4: Opake Schwerminerale: Amphibole + Pyroxene: stabile Schwerminerale (X = Epidot + Zoisit + Zirkon + Rutil + Disthen + Staurolith + Sillimanit + Andalusit + Turmalin).

Abb. 4 gibt einen weiteren Auswerterversuch wieder. Neben der verwitterungsempfindlichen Hornblende- und Augitgruppe und der Gruppe der stabilen Schwerminerale wird die Gruppe der opaken Schwerminerale genutzt. Zu der bereits aus Abb. 1 bis 3 ablesbaren Tendenz der Verschiebung von Proben aus älteren Geschiebemergeln zum Bereich mit stabileren Mineralen erfolgt eine ausgeprägte Verlagerung in Richtung opake Minerale. Stärkere Überlappungen gibt es zwischen weichselzeitlichen und saalezeitlichen Proben insgesamt und zwischen saalezeitlichen und elsterzeitlichen Proben.

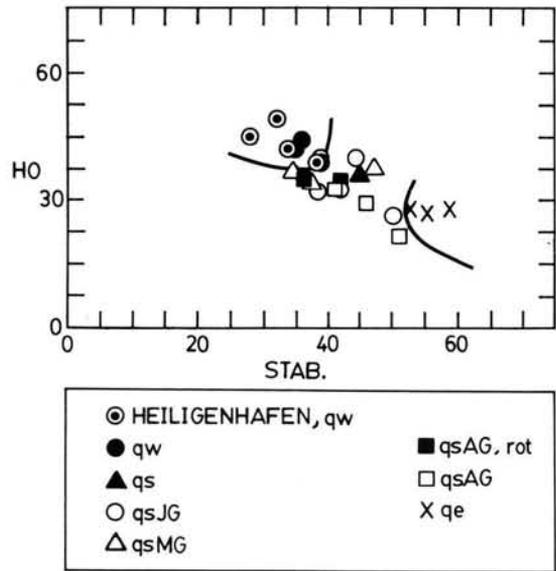


Abb. 5: HO (= Amphibole + Pyroxene) gegen stabile Schwerminerale (wie in Abb. 4). Werte aus Tab. 2 und Werte der oM-Proben aus Tab. 3.

Abb. 5 wertet nur die für diese Arbeit neu gezählten Proben im binären Diagramm Hornblende + Augite gegen „stabile“ Schwerminerale aus. Die Zunahme stabiler Schwerminerale zu älteren Geschiebemergeln hin wird wieder deutlich.

### 3. Schlußfolgerungen

In die vergleichende Untersuchung wurden nur Analysen aus frischen, unverwitterten Moränen, den Geschiebemergeln, aufgenommen, ausgenommen in der Abb. 3 mit den Zählungen SCHLENKERS. Gerade seine Ergebnisse machen deutlich, daß man keine Zählungen aus verwittertem Material mit denen aus unverwittertem Material zusammenfassen sollte. So ermittelte SCHLENKER etwa in dem von Naßbleichung betroffenen Geschiebelehm der saalezeitlichen Moräne am Roten Kliff von Sylt Granatgehalte zwischen 0,7 und 3,7 Prozent. Im tiefsten, unverwitterten Teil der Moräne schnellte der Prozentsatz auf 11 % empor.

Unter der Voraussetzung, daß einheitlich frisches Material untersucht wird, erscheint es mit Hilfe der Schwermineralanalyse möglich, relativ gut zwischen den jüngsten, den weichselzeitlichen Geschiebemergeln und den ältesten, den elsterzeitlichen, zu unterscheiden. Das veranschaulichen noch einmal in vereinfachender Darstellung die Abb. 6 und 7. Teilweise weitgehende Überschneidungen in der Zusammensetzung der Schwerminerale gibt es zwischen weichsel-

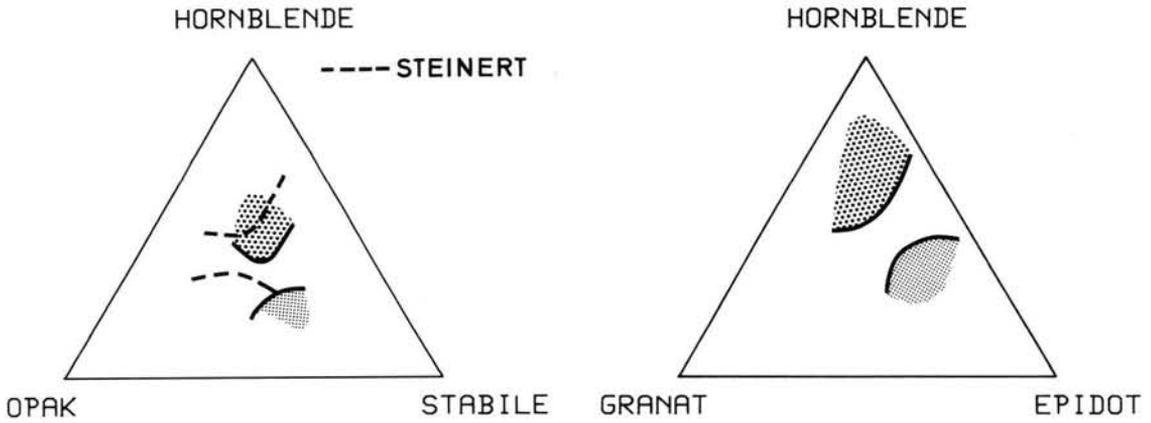


Abb. 6 und 7: Grobes Raster = weichselzeitliche Geschiebemergel, feines Raster = elsterzeitliche Geschiebemergel aus Schleswig-Holstein.

Tab. 3: Schwerminerale in Geschiebemergeln vom Heiligenhafener „Hohen Ufer“ (Fraktion 63–355  $\mu\text{m}$ )  
Linke Spalte: Kornprozent; rechte Spalte: Flächenprozent

oM, mM, uM = oberer, mittlerer, unterer Geschiebemergel, oMr = rote Schlieren im oberen Geschiebemergel

Probe	I	III	V	VI	VII	VIII	IX	X	XIII
G.-MERGEL	mM	uM	oM	oM	uM	uM	mM	oM	oMr
OPAK	27,0/19,0	28,1/26,6	28,9/27,8	26,6/25,3	34,8/32,3	28,6/28,1	32,4/24,0	23,9/21,5	19,7/22,0
EPIDOT	16,8/ 7,5	19,1/20,2	16,4/14,6	15,3/19,0	14,6/16,8	17,2/13,3	16,0/11,4	16,3/14,1	18,3/18,1
HORNBLLENDE	27,7/47,3	27,9/26,2	26,5/32,0	28,6/27,0	27,6/27,4	29,7/24,4	25,8/28,3	32,4/28,9	37,8/35,9
GRANAT	10,9/12,8	8,2/ 7,2	5,5/ 9,0	9,9/13,4	6,1/ 9,5	7,1/10,6	7,8/11,9	8,7/ 9,3	5,0/ 7,7
TURMALIN	2,2/ 5,1	3,2/ 3,4	4,3/3,2	2,2/ 4,5	0,9/ 4,2	1,5/ 5,2	2,8/ 5,0	1,6/ 2,6	2,4/ 3,5
ZIRKON	0,7/ 0,2	1,7/ 2,4	2,0/ 0,6	2,5/ 0,9	1,6/ 1,0	0,7/ 0,5	0,9/ 2,9	1,8/ 0,8	0,9/ 0,3
DISTHEN	0,7/ 0,5	0,2/ 1,6	1,4/ 2,1	1,0/ 0,6	1,4/ 1,8	1,3/ 1,1	1,6/ 3,0	1,3/ 3,4	2,2/ 2,0
STAUROLITH	1,1/ 2,0	1,7/ 0,5	2,0/ 1,5	1,7/ 2,9	0,9/ 0,7	0,2/ 0,0	0,5/ 1,9	1,3/ 0,4	0,2/ 0,0
SILLIMANIT	0,0/ 0,3	0,0/ 0,0	0,0/ 0,0	0,3/ 0,0	0,5/ 0,0	0,0/ 0,0	0,0/ 0,0	0,2/ 0,4	0,0/ 0,0
ANDALUSIT	0,4/ 0,5	0,6/ 0,3	0,6/ 1,3	1,5/ 0,3	0,5/ 0,4	0,7/ 3,2	0,2/ 0,0	0,7/ 0,9	0,2/ 1,0
PYROXEN	1,1/ 0,3	0,9/ 1,3	1,0/ 1,0	2,0/ 0,7	1,1/ 2,3	2,4/ 3,9	1,1/ 1,6	1,6/ 2/5	2,2/ 1,3
RUTIL	0,2/ 1,0	0,6/ 0,9	0,4/ 2,0	0,3/ 1,0	1,6/ 0,4	0,7/ 1,2	1,4/ 3,4	1,6/ 1,1	0,9/ 0,0
TITANIT	0,4/ 0,3	0,0/ 1,7	0,4/ 0,7	0,0/ 0,3	0,5/ 0,7	0,4/ 0,0	0,7/ 1,3	0,5/ 0,7	0,7/ 0,0
MONAZIT	0,0/ 0,0	0,4/ 0,0	0,6/ 0,0	0,5/ 0,5	0,2/ 0,0	0,2/ 0,9	0,2/ 0,0	0,0/ 0,0	0,4/ 0,0
APATIT	1,7/ 1,4	1,5/ 5,1	1,6/ 2,5	1,7/ 2,4	2,2/ 2,0	2,4/ 2,9	3,7/ 4,8	3,1/ 6,2	3,7/ 3,7
SONSTIGE	0,7/ 0,0	0,2/ 1,9	1,0/ 0,8	0,3/ 1,2	0,0/ 0,0	1,3/ 0,0	0,7/ 0,0	0,9/ 0,1	0,4/ 0,9
SEKUNDÄRE	4,8/ 0,0	4,3/ 1,3	7,4/ 0,2	5,2/ 0,0	4,9/ 0,6	4,7/ 2,4	3,7/ 1,3	3,1/ 7,1	4,6/ 3,1
BIOTIT	3,7/ 1,7	1,3/ 0,0	0,4/ 0,7	0,7/ 0,0	0,7/ 0,4	1,1/ 2,3	0,0/ 0,0	0,0/ 0,2	0,4/ 0,7

zeitlichen und saalezeitlichen Moränen einerseits und saalezeitlichen und elsterzeitlichen andererseits. Innerhalb der saalezeitlichen Geschiebemergel erscheint es nur möglich, die ostbaltisch geprägte Geschiebemergelfazies der jüngeren saalezeitlichen Vergletscherung (qsJG, Warthe) und teilweise der älteren saalezeitlichen Vergletscherung (qsAG, Drenthe), also viele der „roten Moränen“ aufgrund ihres starken Granatgehaltes von den übrigen saalezeitlichen Moränen abzutrennen. Bei starker Granatführung sind die beiden „roten Moränen“ nicht voneinander zu unterscheiden. Normale Granatführung in einer saalezeitlichen „roten Moräne“ scheint auf den älteren Gletschervorstoß hinzuweisen.

Die beiden älteren Geschiebemergel vom Heiligenhafener „Hohen Ufer“, deren problematische zeitliche Zuordnung Anlaß für die vorliegende Untersuchung war, sollten nach den SM-Zählungen am ehesten weichselzeitliches Alter haben. Jedoch reicht unseres Erachtens für eine sichere Aussage die Analysenzahl in der Region Ostholsteins bisher bei weitem nicht aus.

Nicht nur für Schleswig-Holstein dürfte die Feststellung gelten, daß die Schwermineralanalyse — wie ähnlich auch die anderen bisher bei lithostratigraphischen Arbeiten eingesetzten petrographischen Methoden — ganz offensichtlich nur eine bestimmte Sedimentfazies kennzeichnet, im hier betrachteten Umfang also eine bestimmte Geschiebemergelfazies. Da das Inlandeis der verschiedenen Eiszeiten oder größeren Gletschervorstöße vom Ursprungsgebiet bis zum Abschmelzgebiet offenbar wiederholt denselben oder zumindest einen ähnlichen Weg nahm, wurden wiederholt dieselben Gesteine aufgenommen, was im Abschmelzgebiet wiederholt zur Ablagerung faziell ähnlicher Geschiebemergel (Moränen) führte (STEPHAN 1987: 29). Eine stratigraphische Aussage mit Hilfe petrographischer Daten wird damit prinzipiell eingeschränkt.

Speziell die Schwermineralanalyse weist, wie bereits erwähnt, abgesehen von der Subjektivität der Zählungen auch durch mangelnde Standardisierung in der Methodik Einschränkungen auf. So können beispielsweise Korngrößeneffekte bei den bisher insgesamt durchgeführten Kornzählungen nicht ausgeschlossen werden. Da bei Kornzählungen feinkornreiche Proben u. a. höhere Zirkongehalte erbringen als grobkornreiche, können erstere bei dem relativen Gewicht des Zircons unter den durchsichtigen Schwermineralen insgesamt einen höheren Anteil an stabilen Mineralen besitzen. Sie verschieben sich damit im entsprechenden Auswertungsdiagramm zu den als älter eingestuften Probenreihen. Beim Einbeziehen von ausgeprägt feinkornreichen Proben in die Auswertung brächte die Auszählung von Flächenprozenten eine

Verbesserung der Vergleichbarkeit. Diese Möglichkeit versagt aber, wenn besonders grobkornreiche Proben vorkommen. Einen Ausweg ergäbe wahrscheinlich nur die Wahl enger Korngrößenfraktionen, von denen evtl. zwei oder mehrere nebeneinander gezählt und getrennt ausgewertet werden könnten.

Fazielle Verschiebungen von Region zu Region innerhalb gleichalter Ablagerungen machen Korrelationsversuche noch schwieriger. Es bleibt wie bei den anderen petrographischen Methoden nur der Versuch, im regionalen und dann vielleicht auch recht engen regionalen Rahmen petrographische Charakteristika verschiedener alter Geschiebemergel zu erarbeiten, um schrittweise eine zeitliche Einhängung benachbarter Räume zu erreichen.

Die Schwermineralanalyse erfordert dabei einen relativ hohen Arbeitsaufwand und bleibt trotzdem in der Aussageschärfe hinter den Ergebnissen anderer petrographischer Methoden wie z. B. der Feinkiesanalyse zurück. Es erscheint daher nicht sinnvoll, die Schwermineralanalytik in größerem Umfang für Korrelationsversuche einzusetzen. Eine mögliche Ausnahme wäre die Untergliederung von Bohrprofilen bei nur geringem Materialanfall. Wegen der nur kleinen benötigten Menge an Ausgangsmaterial könnte sie in diesen Fällen — wie auch die chemische Analyse (CHRISTENSEN 1979) — von Nutzen sein.

#### 4. Schriftenverzeichnis

- BIERMANN, M. (1981): Sedimentologie und Geochemie der Weichsel-Moräne von Timmerhorn und quartärgeologische Kartierung auf dem Blatt 6450 Garstedterfeld (Maßstab 1 : 5000). — Dipl. Arbeit, Fachber. Geowiss., Univ. Hamburg: 127 S., Anhang mit 16 Tabellen und 10 Karten; Hamburg. — [Unveröff.]
- BOENIGK, W. (1983): Schwermineralanalyse. — 152 S.; Stuttgart (Enke).
- CHRISTENSEN, S. (1979): Geochemische Untersuchungsmethoden zur stratigraphischen Einstufung glazigener Sedimente. — Verh. naturwiss. Ver. Hamburg (NF), 23: 39—46; Hamburg.
- DUPHORN, K. (1983): Quartärgeologische Gesamtinterpretation Gorleben. Abschlußbericht für die PTB: 265 S., 41 Abb., 48 Karten und Profile; Braunschweig (Archiv PTB). — [Unveröff.]
- FIEDLER, A. (1939): Ergebnisse der Schwermineralanalyse von Geschiebemergeln im mittleren und westlichen Norddeutschland. — Z. ang. Min., 1, 4: 313—352; Berlin.
- (1940): Ergebnisse der Schwermineralanalyse aus Holland, Dänemark, Oberschlesien und Norddeutschland, nebst einem Beitrag zur Frage nach dem absoluten Schwermineralgehalt der nordwestdeutschen Geschiebemergel. — Z. ang. Min., 2, 2: 199—218; Berlin.

- HENNINGSEN, D. (1987): Schwermineral-Kennzahlen von Quartär-Sedimenten Nordwestdeutschland. — Z. dt. geol. Ges., **138**: 45—52; Hannover.
- HÖFLE, H.-C. (1979): Klassifikation von Grundmoränen in Niedersachsen. — Verh. naturwiss. Ver. Hamburg (NF), **23**: 81—92; Hamburg.
- & SCHLENKER, B. (1979): Das Pleistozänprofil der Kreidegrube Hemmor bei Stade (Elbe-Weser-Dreieck). — Geol. Jb., **A49**: 3—25; Hannover.
- HÖLTING, B. (1957): Schwermineralanalytische Untersuchungen in Riß- und Würmablagerungen im Gebiet der Kreise Segeberg, Plön und Rendsburg. — Heimatkd. Jb. Kreis Segeberg, **1957**: 155—176; Bad Segeberg.
- ILLERS, K., RUDOLPH, H. & SEIM, R. (1963): Korngrößen- und Schwermineralanalyse der Geschiebemergel der Stoltera bei Warnemünde. — Geologie, **12**, 8: 889—916; Berlin.
- LEINZ, V. (1933): Ein Versuch, Geschiebemergel nach dem Schwermineralgehalt stratigraphisch zu gliedern. — Z. Geschiebeforsch., **9**: 156—168; Leipzig.
- MEYER, K.-D. & SCHLENKER, B. (1979): Abschlußbericht zum Projekt „Plio-Pleistozän Nordwestdeutschlands“ (DFG-Projekt Me 433/2—4). — 39 S. und Anhang mit Abb. und Tab.; Hannover (Archiv NLFb). — [Unveröff.].
- PIELES, N. (1955): Diluvialgeologische Untersuchungen im Gebiet des Möllner Sanders. — Diss. Univ. Kiel: 84 S.; Kiel.
- PRATJE, O. & RICHTER, W. (1938): Stratigraphie und Schwermineralanalyse der beiden Geschiebemergel und des Dirschheimer Sandes an der Westküste des Samlandes — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **58**: 666—676; Berlin.
- RAISTRICK, A. (1929): The petrology of some Yorkshire Boulder Clays. — Geol. Magazine, **66**, 8: 337—344; London.
- STEINERT, H. (1952): Stratigraphie und Schwermineralprovinzen im Diluvium Schleswig-Holsteins und Norddeutschland. — Meyniana, **1**: 107—111; Kiel.
- STEPHAN, H.-J. (1985): Exkursionsführer Heiligenhafener „Hohes Ufer“. — Der Geschiebesammler, **18**, 3: 83—99; Hamburg.
- (1987): Moraine stratigraphy in Schleswig-Holstein and adjacent areas; in J. J. M. Van der Meer (ed.): Tills and Glaciotectonics: 23—30; Rotterdam/Brookfield (A. A. Balkema).
- WEISS, E. N. (1958): Bau und Entstehung der Sander vor der Grenze der Würmvereisung im Norden Schleswig-Holsteins. — Meyniana, **7**: 5—60, Tabellenanhang, Karten I—V; Kiel.

Manuskript eingegangen am 11. 10. 1988,  
Nachträge November 1988.

## Die interglazialen Kalksinterbildungen bei Hurlach nördlich Landsberg am Lech

HERMANN JERZ & JOACHIM MANGELSDORF \*)

Pleistocene, tufa, interglacial environment,  
sections, geophysical profiles, Th/U, absolute age, fluvial erosion

Bavaria, Alpenvorland

**Kurzfassung:** Von Hurlach nördlich Landsberg a. Lech werden Sinterkalke mit vielfältiger Ausbildung beschrieben. Sie zeichnen sich durch humose Lagen und durch eine reiche Molluskenfauna aus (vgl. Beitrag KOVANDA, i. ds. Bd.). Nach der geologischen Situation und aufgrund weiterer Ergebnisse (Palynologie, Malakologie, U/Th-Datierung) besitzen sie ein interglaziales Alter (Riß/Würm).

Die Kalkabsätze sind heute isoliert, durch Seiten- und Tiefenerosion von den am östlichen Lechsteilhang austretenden Quellen abgeschnitten. Der Lech hat demzufolge hier in den letzten hunderttausend Jahren sein Steilufer bis zu 200 m weit nach E zurückverlegt.

### [The Interglacial Calcareous Freshwater Sediments near Hurlach North of Landsberg/Lech]

**Abstract:** On the western bank of the Lech river near Hurlach there are calcareous freshwater sediments with a great variety of features. The sinterformations are associated with organic layers and they contain a rich molluscan fauna (see KOVANDA, in this vol.). According to the geological situation and from further investigations (palynology, malacology, U-Th-dating) it can be concluded that they are interglacial (Riß/Würm).

The calcareous deposits are now isolated from the springs on the eastern slope of the Lech valley by lateral and deep fluvial erosion. From this we deduce that the Lech river has moved about 200 metres eastwards during the past one hundred thousand years.

### 1. Einführung

Im bayerisch-schwäbischen Grenzgebiet am Lech ist seit längerem ein bislang noch nicht näher beschriebenes größeres Vorkommen mit Sinterkalken bekannt,

das in mehrfacher Hinsicht als einzigartig bezeichnet werden kann:

- in einem Profil sind vielfältige Quellenkalke ausgebildet, mit einer arten- und individuenreichen Molluskenfauna (s. Beitrag KOVANDA, in diesem Band);
- sie unterscheiden sich von den häufigen postglazialen Kalksinterbildungen im Alpenvorland durch ihr interglaziales Alter;
- sie wurden durch starke Seitenerosion des Lech im Hoch- und Spätglazial von kalkreichen Quellen abgeschnitten, aus denen sie ausgefällt wurden. Sie bildeten lange Zeit im Flußbett eine natürliche Schwelle, die kurz nach dem ersten Weltkrieg aus Gründen der Abflußbeschleunigung gesprengt wurde (lt. Unterlagen des Wasserwirtschaftsamtes Weilheim i. Oby.). Bei der jüngsten Tiefenerosion wurden die Kalkabsätze durchschnitten und somit im Profil aufgeschlossen (Abb. 1).

Das Vorkommen befindet sich am linken Lechufer ca. 8 km nördlich Landsberg zwischen den Lechstaustrufen 18 Kaufering und 19 Schwabstadl. Der direkte Zugang zu dem Uferprofil verläuft auf dem „Lechweg“, der von der Bundesstraße 17 Landsberg-Augsburg in Höhe von Hurlach in Richtung Lechauen abzweigt.

Die Sinterkalke bilden am linken Flußufer eine steile Uferböschung von etwa 150—200 m Länge und 2,5—3 m Höhe. Das Liegende bildet ein schluffiger Sand über sandigem Kies, das Hangende ein grober Flußschotter. Am rechten Flußufer sind die Sinterkalke ausgeräumt.

### 2. Zur geologisch-morphologischen Situation (vgl. Profil in Abb. 2):

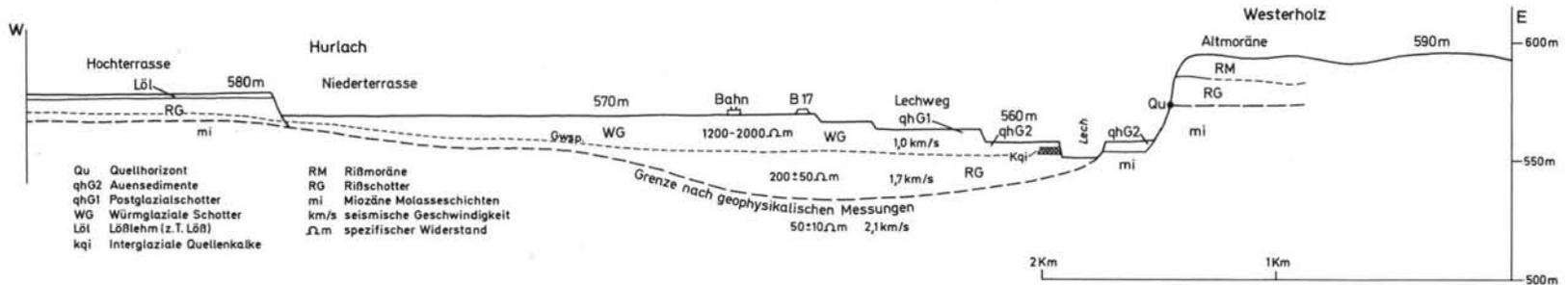
Der Lech besitzt nach Verlassen der Moränenlandschaft nördlich Schongau bis zu seiner Mündung in

\*) Anschriften der Autoren: Dr. H. JERZ, Bayerisches Geologisches Landesamt, Heßstraße 128, D—8000 München 40. Dr. J. MANGELSDORF, Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft, Lazarettstraße 67, D—8000 München 19.



Abb. 1:  
Aufschlußprofil in den Kalksinterbildungen  
am linken Lechufer östlich Hurlach.

Abb. 2:  
Geologisches Profil (W—E) durch das Lechtal  
nördlich Landsberg.



die Donau zwei sehr unterschiedlich aufgebaute und gestaltete Flußufer. Dies gilt besonders für den Abschnitt nördlich Landsberg in Höhe von Hurlach.

Den östlichen Talrand markiert ein ca. 30 m hohes Steilufer. Es ist in seinem oberen Teil von Moräne und Schotter (z. T. als Nagelfluh) aufgebaut, die der Rißzeit zugerechnet werden.

Im unteren Teil treten graugrüne bis graugelbe Mergel und Sande der Oberen Süßwassermolasse (Miozän) zutage. Die Grenze bei 575 m ü. NN wird durch einige starke Schichtquellen gekennzeichnet. Vorgelegt ist eine Auenterrasse mit jungholozänen Schottern und Sanden, die unmittelbar den Molasseschichten auflagern. Das „Tertiär“ ist bei niedrigem Flußwasserstand am rechten Ufer sichtbar (vgl. Abb. 2).

Am westlichen Lechufer endet eine von Hurlach zum Lech absteigende Terrassentreppe (Hochterrasse bis Auenstufe). Sinterkalk bilden den Unterbau der jüngsten Stufe. Es ist folgendes Uferprofil aufgeschlossen (vgl. auch KOVANDA 1989, in ds. Bd.):

Linkes Lechufer östlich Hurlach (R 4414700, H 5332650), mittlerer Abschnitt des Uferprofils

0,30 (0,50) m	holozäner Flußschotter
0,45 m	Moostuff mit humoser Lage, dunkelgrau
0,80 m	Strukturuff aus Moos- und Algentuff, fest, glbgr, mit pflanzlichen Strukturen und Algenkrusten, teils dicht, teil dünnlagig, in langsam fließendem Wasser entstanden, sowie mit „Warzensinter“ an der Unterseite von Tufflagen (epigenetische Ausfällung unter Beteiligung von Algen), stellenweise dünne humose Lagen
0,45 m	Strukturuff (Moos- und Algentuff) und Tuffsand mit Pflanzenabdrücken ( <i>Carex</i> , <i>Juncus</i> ) und Schnecken (v. a. <i>Lymnaea</i> )
0,02 (0,05) m	stark humoser Horizont, grauschwarz; U/Th-Datierung: rd. 120000 Jahre B. P.
0,50 m	Kalktuffsand, mergelig, mehr oder weniger humos, mit reichlich Mollusken (große Individuen), teilweise auch Schwemmtuff, locker bis schwach verkitet, mit Algenknollen durchsetzt
1,20 m	Sand, schluffig, grünlichgrau, mit Mollusken
>1,00 m	Kies, sandig.

### 3. Zur zeitlichen Einstufung der Sinterbildungen

Die Kalkausfällungen am Lech östlich Hurlach wurden zunächst als postglazial angesehen. Radio-

kohlenstoff-Datierungen an zwischengeschalten humosen Horizonten ließen erste Zweifel aufkommen. Die Altersuntersuchungen mit den nachstehenden  $^{14}\text{C}$ -Daten erbrachten ein nicht erwartetes Ergebnis (vgl. GEYH & HENNIG 1983: 180, Tab. 1).

Unterprofil am Lech östlich Hurlach (s. o.):

Obere humose Lage (0,9 m u. Gel.)

16165 ± 235 Jahre vor 1950

Unterer humoser Horizont (rd. 2 m u. Gel.)

30795 ± 785 Jahre vor 1950

35960 ± 1020 Jahre vor 1950.

Die Proben erwiesen sich als wesentlich älter als zunächst vermutet. Aus heutiger Kenntnis (s. u.) muß darüberhinaus angenommen werden, daß die Bildungen noch bedeutend älter sind und daß Infiltrationen von Huminsäuren von der Oberfläche zu kleine  $^{14}\text{C}$ -Alter verursacht haben.

Weitere Altersdatierungen mit der Elektronen-Spin-Resonanz-(ESR-) Methode an Molluskenschalen (v. a. von *Lymnaea peregra*), im Profil aus einer Lage zwischen 1,6 und 1,8 m u. Gel., ergaben Werte zwischen 30000 und 36000 Jahre B. P. (schriftl. Mitt. von Dr. G. J. HENNIG; vgl. auch GEYH & HENNIG 1983: 181). Nach dem Klimagang in den letzten 100000 Jahren und nach dem Befund, daß es sich bei den Wasserschnellen um Arten einer Warmzeit handelt, die in einem pleniglazialen Interstadial keinesfalls existieren konnten, muß auch dieses Datum als zu jung angesehen werden.

Palynologische Untersuchungen (Prof. Dr. E. GRÜGER, Göttingen) an einigen Proben ergaben keine für stratigraphische Vergleiche geeigneten Pollendiagramme. Trotz des hohen Humusgehaltes erwies sich die Pollenerhaltung als schlecht und die Pollendichte als gering. Die Bestimmungen ergaben aber zumindest soviel, daß die Kalkabsätze nicht in einem der pleniglazialen Interstadiale entstanden sein können. Die Pollenspektren weisen vielmehr auf Waldzeiten (mit Hainbuche) hin, wie sie in (wärmeren) Frühwürm-Interstadialen und im letzten interglazial nachgewiesen sind. Besonders bemerkenswert ist das Fehlen von Rotbuche in allen untersuchten Proben. (Für eine Einstufung ins Postglazial müßte neben der Hainbuche auch die Rotbuche vorhanden sein.)

Malakologische Untersuchungen bestätigten ebenfalls, daß es sich bei den reichlich Schneckenführenden Kalkabsätzen um Bildungen einer ausgeprägten Warmzeit handelt. Leitformen hierfür sind vor allem *Aegopis verticillus* (LAM.) und *Pagodulina pagodula* (DESM.). — (Vgl. Beitrag von J. KOVANDA in diesem Band). Aus dem heutigen Fehlen dieser Molluskenarten wird abgeleitet, daß die genannten

Arten an der Fundstelle am Lech am ehesten dem letzten Interglazial angehören.

Damit im Einklang steht auch eine neuere Datierung eines Sinterkalkes mit der *U / T h - M e t h o d e*. Die Altersbestimmung einer Probe aus dem festen Kalktuff ca. 1 m u. GOK ergab ein Datum um  $120\,300 \pm 5\,750$  Jahren B. P., womit letztlich ein Reiß/Würm-interglaziales Alter bestätigt wird (frdl. schriftl. Mitt. von Dr. RUTH HAUSMANN und Dr. UDO SCHREIBER, Univ. zu Köln).

#### 4. Zur geologischen Situation zur Zeit der Kalksinterbildung

Die Quellenkalke sind heute isoliert, d. h. von Quellaustritten abgeschnitten. Nach ihrer heutigen Situation sind die Bildungsumstände nicht ohne weiteres zu erklären. Eine Lösung dieser Frage ergibt sich aus der Rekonstruktion der damaligen geologischen Verhältnisse, insbesondere des Verlaufs der Molasseobergrenze.

*G e o p h y s i k a l i s c h e* Untersuchungen (Dr. K. BADER, Bayer. Geol. L.-Amt, München) ergaben die im Profil der Abb. 2 dargestellte Situation zwischen dem Lechufer und Hurlach: Danach fällt die Tertiärobergrenze, die am rechten Lechufer noch sichtbar ist, nach W sehr rasch ab. Die tiefste Stelle liegt im Bereich der Bundesstraße 19 bei 30—35 m u. Gel. Weiter westwärts gegen die Hochterrasse steigt die Molasse langsam bis auf 8 m u. Gel. wieder an.

Die geoelektrischen Tiefensondierungen und refraktionsseismischen Messungen lieferten sich deutlich unterscheidende spezifische Widerstände und seismische Geschwindigkeiten.

Meßprofil Hurlach — Lechweg — Lechufer:

	spezifischer Widerstand	seismische Geschwindigkeit
Schotter über dem Grundwasserspiegel	1200—2000 $\Omega$ m	1,0 km/s
Schotter unter dem Grundwasserspiegel	200 $\pm$ 50 $\Omega$ m	1,5—1,7 km/s
Molasse-schichten (Sande, Mergel und Tone)	50 $\pm$ 10 $\Omega$ m	2,1—2,2 km/s

Die großen Unterschiede vor allem im spezifischen Widerstand in den Schottern sind in erster Linie grundwasserbedingt. Eine stratigraphische Grenze zwischen den oberen und den unteren Schottern läßt sich daraus nicht ablesen. Aus der geologischen Situation ergibt sich aber, daß die Sinterbildungen (0,5 km/s) rißzeitlichen Schottern auflagern und ihrerseits von postglazialen Schottern bedeckt sind.

*Z u s a m m e n g e f a ß t* erlauben die Einzelergebnisse den Schluß, daß vor dem letzten Hochglazial das rechte Lechsteilufer sich noch im Bereich des heutigen Flußbettes befand und daß einst die Quellenkalke von den am Steilhang in halber Höhe austretenden Quellen ausgefällt wurden. Der Lech ist demnach an dieser Stelle in den letzten hunderttausend Jahren rund 200 m nach E gewandert.

Im Laufe der letzten Kaltzeit, insbesondere während des letzten Hochglazials, wurden die Sinterkalke zugeschottert. Sie kamen erst im Zuge der postglazialen Tiefenerosion wieder zum Vorschein. Erst im jüngeren Holozän wurden die Kalkabsätze vom Lech weitgehend freigespült.

#### 5. Schriftenverzeichnis

- BAYERISCHES LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT (Hrsg., 1984): 100 Jahre Wasserbau am Lech zwischen Landsberg und Augsburg. — Schriftenr. Bayer. Landesamt f. Wasserwirtschaft, 19: 126 S., München.
- DIEZ, TH. (1968): Die würm- und postwürmglazialen Terrassen des Lech und ihre Bodenbildungen. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 19: 102—128, 6 Abb., 6 Tab., Öhringen.
- (1973): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7931 Landsberg a. Lech. — 78 S., 19 Abb., 3 Tab., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- GEYH, M. A. & HENNIG, G. J. (1983): Datierungsversuche pleistozäner Proben aus dem Alpenvorland mit Hilfe mehrerer physikalischer Methoden. — Geologica Bavarica, 84: 177—184, 1 Abb., 3 Tab., München.
- KOVANDA, J. (1989): Fossile Mollusken in Kalksinterbildungen (Dauchen) am Lech-Ufer östlich von Hurlach (nördlich Landsberg/Lech). — Eiszeitalter u. Gegenwart, 39: 33—41; Hannover.
- SCHREIBER, U. (1985): Das Lechtal zwischen Schongau und Rain im Hoch-, Spät- und Postglazial. — Sonderveröff. Geol. Inst. zu Köln, 58: 192 S., 58 Abb., 4 Tab., 4 Beil., Köln (Selbstverl. Geol. Inst.).

## Fossile Mollusken in Kalksinterbildungen (Dauchen) am Lech-Ufer östlich von Hurlach (nördlich Landsberg/Lech)

JIRÍ KOVANDA \*)

Pleistocene, tufa, sections, molluscs,  
faunal lists, ecosystems, paleoclimatology, paleoenvironment  
Bavaria, Alpenvorland

**Kurzfassung:** Von Hurlach nördlich Landsberg a. Lech im Nördlichen Alpenvorland werden in ihrer Ausbildung stark variierende Sinterbildungen im Detail beschrieben und durch Fotos dokumentiert. Aus allen fossilführenden Schichten wurden die Mollusken bestimmt, aus den Kalkab-sätzen ebenso wie aus den unterlagernden Flußablagerungen. Die paläoökologische Deutung der reich entwickelten Molluskengemeinschaften erlaubt Aussagen über das Sedimentationsmilieu und über das Biotop.

Als Bildungszeit kommt eine ausgeprägte Warmzeit in Betracht, höchstwahrscheinlich das letzte Interglazial. Die Molluskenarten lassen auf einen geschlossenen Laubmischwald mit feuchtem Charakter als Lebensraum schließen.

### [Fossil Molluscs in Calcareous Freshwater Sediments in the Banks of the Lech East of Hurlach (North of Landsberg/Lech)]

**Abstract:** Near Hurlach in the Northern Alpine Foreland there are a wide variety of calcareous freshwater deposits. They are described in detail and illustrated with photos.

There is a list of the molluscs found in all fossil-bearing strata, both in the calcareous deposits and in the fluvial sediments. The paleo-ecological interpretation of the richly developed molluscan fauna allows certain conclusions to be drawn about the biotop.

The time of sedimentation was a warm period, most probably the last interglacial period. The species of molluscs indicate that the biosphere was a coherent mixed foliaceous forest with a humid character.

### 1. Einleitung

Den am Lech östlich Hurlach gelegenen Fundort habe ich gemeinsam mit H. JERZ, München, im Mai 1982

besucht. Das durch Flußerosion freigelegte Profil am linken Lechufer (Prallhang) befindet sich zwischen der 18. und 19. Lechstaustufe in einem Auwaldgebiet (s. Abb. 1). Das bogenförmige Uferprofil wies damals eine Höhe von 4 bis 4,5 m über dem Flußwasserspiegel auf; die Länge des untersuchten Profils betrug 32 m.

Das Profil setzt sich aus fünf lithofaziell verschiedenen Sedimenttypen zusammen: An der Basis sind es Terrassenschotter, die von schluffigen Mergeln überdeckt sind. Den Hauptteil der Schichtenfolge bilden verschiedene Kalksinterbildungen (Dauch- und Traver-

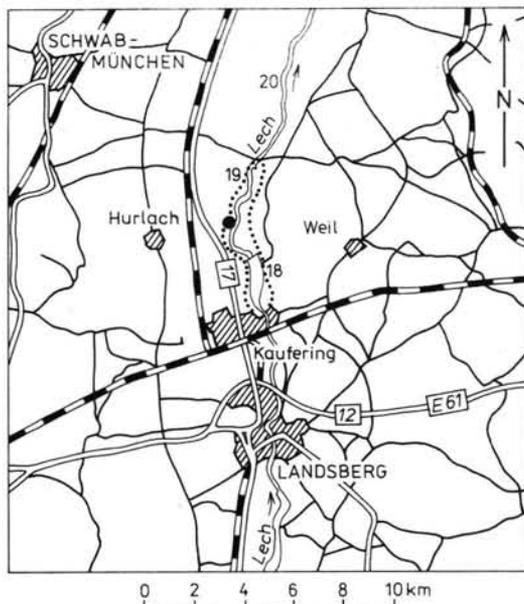


Abb. 1: Lageskizze des Kalksintervorkommens Hurlach nördlich Landsberg a. Lech. Die Lage des Uferprofils ist mit einem schwarzen Punkt bezeichnet.

\*) Anschrift des Autors: Dr. J. KOVANDA, Geologische Zentralanstalt (ÚÚG), Malostranské nám. 19, ČS—118 21 Praha 1, ČSSR

tintypen; vgl. KOVANDA 1983), die im unteren Abschnitt eine durchlaufend verfolgbare, geringmächtige Lage eines völlig zersetzten Torfes führen. Darüber folgen bis zur Oberfläche Flußschotter, die vereinzelte, abgerollte Travertinblöcke enthalten. — Vgl. auch JERZ & MANGELSDORF, in diesem Band).

## 2. Beschreibung der Schichtenfolge des Uferprofils

Die Aufschlußwand am Lechufer wurde in zehn Profilen aufgenommen (Lage der Profile siehe Abb. 2: Ziffern über der Profilskizze). Das basale Glied der Schichtenfolge (Probe Nr. 1, s. Abb. 2: Ziffer mit Kreis umrandet) — sandige Flußkiese, unten rostfarben, nach oben zu grau — ist nur im linken (südlichen) Aufschlußteil sichtbar (Profile Nr. 9 und 10). Die Obergrenze dieser Schotter lag nur 1 Meter über dem Flußwasserspiegel. Den Schottern ist ein grünlich- und bläulichgrauer, unten schwach toniger (Probe Nr. 2a in Abb. 2), im mittleren Teil mehr sandig-schluffiger Flußmergel (Probe Nr. 2b) semidiskordant aufgelagert. Der obere Teil dieser Mergel (Probe Nr. 2c) enthält bereits einen gewissen Anteil an sandigen Dauchinkrustationen, der den Beginn der biochemischen Kalkablagerung am Fundort belegt.

Im rechten Aufschlußteil (Profile Nr. 1 bis 4 in Abb. 2) ist die Obergrenze der Flußmergel unregelmäßiger; die Unebenheiten ihrer Oberfläche werden durch eine dünne Lage grobsandiger Inkrustationen überdeckt.

Zum Hangenden folgt — wieder diskordant — ein Horizont mit unten grobkörnigen, zum Teil umgelagerten (Probe Nr. 3a, s. Abb. 2), nach oben mehr feinkörnigen, schluffig-sandigen Dauchen (Probe Nr. 3b). In den Profilen Nr. 5, 6, 7 und 9 (vgl. Abb. 2)

ist diese Lage als unregelmäßiger, bis 10 cm mächtiger Horizont entwickelt, der aus stellenweise schwach humosen, anderswo grobsandigen, ebenfalls zum Teil umgelagerten Dauchen aufgebaut ist; diese füllen in Profil Nr. 5 auch eine Krotowine in den unterlagernden schluffigen Mergeln aus.

Ein ausgeprägter, an der ganzen Uferprofilwand durchgehender Leithorizont ist eine schwarze, 0,5 bis 3 cm mächtige Lage völlig zersetzter und zusammengepreßter Torfe, die in den Profilen 1 bis 4 in Abb. 2 auf einem schwach violetten, dunkelbraunen, stark humosen Mergelhorizont (Probe Nr. 4 in Abb. 2) entwickelt sind. Dieser Horizont liegt auf einer unebenen Unterlage. An einigen Stellen bildet er infolge des Drucks der überlagernden Karbonatgesteine eingestülpte Falten (vgl. Abb. 5).

An diesem Torf wurden absolute Altersbestimmungen mit der Radiokohlenstoff-Methode durchgeführt. Zwei Datierungen ergaben  $^{14}\text{C}$ -Alter zwischen 30000 und 35000 Jahren B.P. (Prof. Dr. M. A. GEYH, Niedersächs. Landesamt f. Bodenforsch., Hannover). Im Hangenden folgt in den Profilen Nr. 1 bis 4 in Abb. 2 eine durchgehende Lage (Probe Nr. 5a in Abb. 2) mit hellockerfarbenen bis gelblichen, fein- und mittelsandigen, an der Basis schwach graugefärbten, schwach humosen, mergeligen Dauchen. In Profil Nr. 1 wird sie noch durch eine Linse aus ockerfarbenem, moosartigem, leicht zerfallendem Dauch unterlagert. In der Mitte der Aufschlußwand ist der erwähnte Horizont als Lage mit grauen bis ockerfarbenen, schwach mergeligen, sandigen Dauchen mit humosen Schlieren (Probe Nr. 5b, s. Abb. 2) entwickelt. Im linken Aufschlußteil (Profile Nr. 7 bis 10 in Abb. 2) wird er wieder durch ocker- und rostfarbene, grobkörnige, sandige Dauche (Probe Nr. 5c) faziell vertreten, die jedoch mit kleinbröckelig zer-

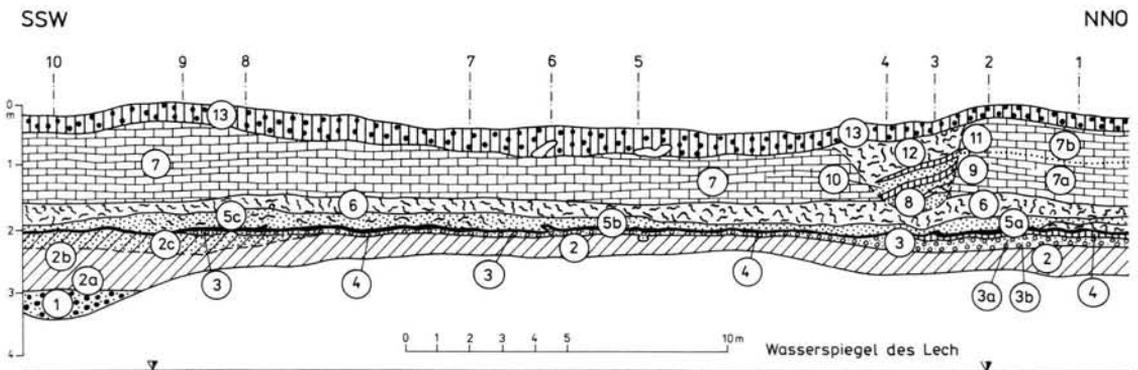


Abb. 2: Schematische Darstellung des Uferprofils am Lech östlich Hurlach.

Die über dem Profil angegebenen Ziffern 1 bis 10 bezeichnen die vermessenen Profile, die in den Kreisen eingeschlossenen Ziffern 1 bis 13 die Entnahmestellen der Proben. — Beschreibung der Schichtenfolge siehe im Text.

fallenden, eine Zwischenmasse aus sandigen Dauchen enthaltenden, festeren Travertinen abwechseln bzw. gemeinsam vorkommen.

Die nächst höhere Lage (Probe Nr. 6 in Abb. 2) besteht aus hellockerfarbenen bis goldgelben, meist zerfallenden, moos- und algenartigen Strukturdauchen, die stellenweise zahlreiche Algenknollen aufweisen. In Profil Nr. 7 in Abb. 2 befindet sich in dieser Lage eine  $25 \times 15 \times 8$  cm große Kaverne, deren Wände mit sekundärem Sinterkalk überzogen sind. Daraus stammt auch ein inkrustiertes Riedgrasbüschel. In Profil Nr. 8 sind an diese Lage rostbraune und schwarze Ausfällungen mit Fe- und Mn-Oxiden bzw. -Hydroxiden gebunden.

Die mächtigste und widerstandsfähigste Bank in der ganzen Schichtenfolge bilden horizontal gelagerte, dünn geschichtete, feste, poröse Dauche bis Travertine (Quellkalk *sensu* KOVANDA 1971). Ihr unterer Teil ist ziemlich kompakt (Probe Nr. 7a in Abb. 2), der obere Teil zerfällt blockartig (Probe Nr. 7b). In diesen festen Schichten ist in den Profilen 3 und 4 eine kleine (?Erosions-) Rinne ausgebildet, die mit schräg gelagerten, etwas jüngeren Dauchen sowie mit zwei humosen initialen Rendzinaböden ausgefüllt ist. An der Basis dieser Ausfüllung liegen hellockerfarbene, sandige Dauche, in der Mitte mit einer Linse von Strukturdauchen und groben Inkrustationen (Probe Nr. 8). Darüber folgt eine Schicht mit einer wenig entwickelten, hellgrauen und bräunlichen, humosen Rendzina (Probe Nr. 9), die wiederum aus sandigen und schwach mergeligen Dauchen entwickelt ist. Sie wird von gelblichen, sandigen Dauchen überdeckt, mit einem Anteil an kleinbröckeligen Strukturdauchen (Probe Nr. 10). An ihrer Oberfläche ist eine weitere, schwach humose initiale Rendzina ausgebildet (Probe Nr. 11). Die oberste Schicht der Ausfüllung bilden blockartig zerfallende Moosdauche (Probe Nr. 12).

Das jüngste Glied des gesamten Profils bilden Flußschotter mit einem darauf entwickelten Rendzinaboden. In den Profilen 5 und 6 (s. Abb. 2) liegen darin mehrere Dezimeter große Blöcke kompakter, an der Oberfläche stark korrodierter und gerundeter Travertine.

### 3. Mollusken der fossilführenden Schichten

(Proben-Nr. vgl. Abb. 2)

Größere Orientierungsproben zur paläomalakologischen Auswertung wurden allen fossilführenden Horizonten des Profils, darunter auch den basalen sandigen Flußschottern, entnommen. Alle Proben wiesen ungefähr die gleiche Materialmenge auf (etwa 2 bis 2,5 kg). Den vertikal bzw. horizontal lithofaziell

wechselnden Schichten wurden getrennte, mit den Buchstaben a, b, c bezeichnete Proben entnommen. Sie wurden mit Hilfe eines Siebes von 0,5 mm Maschenweite geschlämmt. Aus den sandigen Schottern wurde die Fraktion 0,5—4,0 mm ausgesiebt. Die Molluskengehäuse liegen häufig nur als Fragmente vor. Unversehrt erhalten geblieben sind nur ausnahmsweise winzige Schalen oder auch Individuen mit festesten Gehäusen, wie z. B. der Gattung *Valvata* und zum Teil Gehäuse der Art *Lymnaea peregra* (MÜLL.) in der Lage der Probe Nr. 5c. Ausgeschlämmt wurden fossile Reste von 55 Molluskenarten (siehe Tab. 1). Als reichste Mollusken-führende Lage erwies sich der torfige Horizont (Probe Nr. 4) bzw. sein Liegendes, das vornehmlich aus verschiedenkörnigen Dauchsanden (Probe Nr. 3) besteht. Als ähnlich reichhaltig darf der Humushorizont einer initialen Rendzina (Probe Nr. 9) angesehen werden, der ungefähr in der Mitte der aufgefüllten (?Erosions-) Rinne in den Kalksintern angetroffen worden ist. Malakozoologisch am ärmsten ist die basale Dauchschieht in der genannten Rinnenfüllung (Probe Nr. 8). — Vgl. Tab. 1.

In der ausgeschlämmten Molluskenfauna sind insbesondere zwei ausgeprägte Waldbewohner bemerkenswert, nämlich *Aegopis verticillus* (LAM.) und *Pagodulina pagodula* (DESM.). Die erstere ist durch mehrere typische Bruchstücke in der Torfschicht s. l. (Probe Nr. 4) sowie in den darunter liegenden Dauchsanden (Probe Nr. 3) vertreten. Die letztere fand sich im Hangenden der erwähnten Torfschicht (vereinzelt auch in der Probe Nr. 5), außerdem sehr häufig in der Mitte der oben genannten Rinnenfüllung (Probe Nr. 9) und schließlich vereinzelt in den hangenden Dauchen (Probe Nr. 10). Die Vorkommen der beiden erwähnten Arten befinden sich im Profil also in zeitlich aufeinanderfolgenden Ablagerungen. Bemerkenswert sind weiter auch die Vorkommen der Arten *Helicodonta obvoluta* (MÜLL.), *Monachoides incarnata* (MÜLL.), *Semilimax semilimax* (FÉR.) und *Discus rotundatus* (MÜLL.), die den gesamten unteren Profilteil (Proben Nr. 1 bis 4) zusammenhängend durchlaufen, was ähnlich auch für *Discus perspectivus* (MEG. v. MÜHL.) gilt, welche jedoch in den sandigen Schottern sowie in den Schluffmergeln (Proben Nr. 1 und 2) vorläufig noch nicht festgestellt worden ist.

Die Artenspektren der Faunen im unteren Profilteil (Proben Nr. 1 bis 5) und die Dauchauffüllung der Rinne (Proben Nr. 8 bis 10) sind fast gleich. Allerdings ist die Artenzahl in den Proben der Rinnenfüllung etwas kleiner. Eine einzige Ausnahme stellt hier die oben erwähnte Art *Pagodulina pagodula* (DESM.) dar, die erst in den jüngeren Kalksinterbildungen zum Vorschein kommt. Die auffällig größere Arten-(und Individuen-) Zahl in der Lage der Probe 9 gegenüber der Liegendschicht (Probe Nr. 8) sowie der



Abb. 3: Seitenansicht des Profils der Travertin- und Dauchlagerstätte am linken Lechufer.

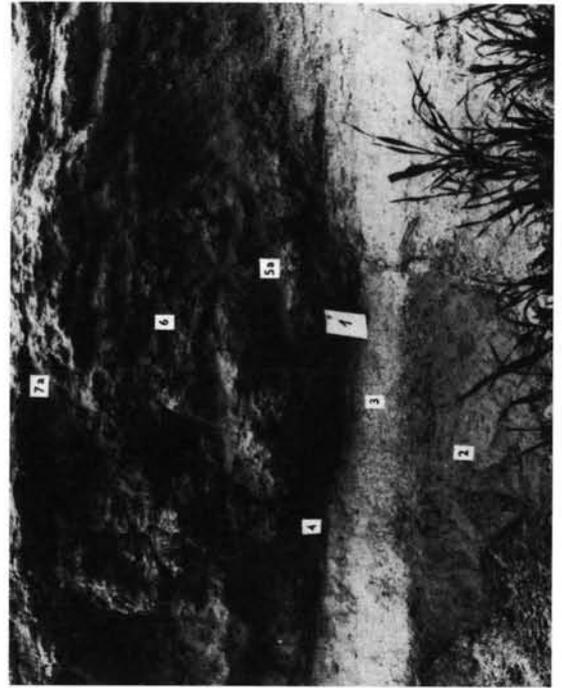


Abb. 4: Detailansicht des rechten Teiles des Uferprofils (Profil 1 in Abb. 2).

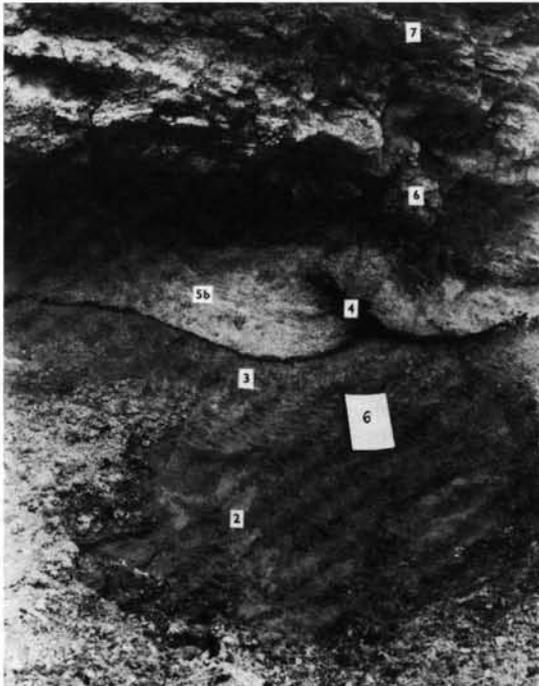


Abb. 5: Detailansicht des mittleren Teiles des Uferprofils (Profil 6 in Abb. 2).

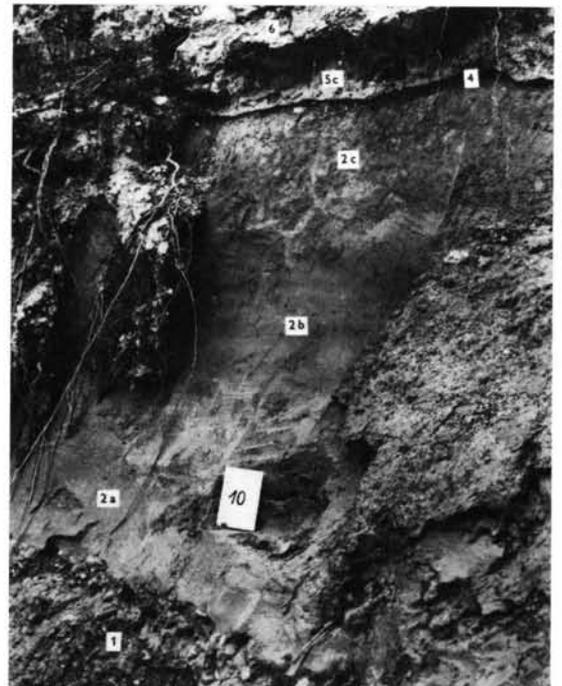


Abb. 6: Detailansicht des linken Teiles des Uferprofils (Profil 10 in Abb. 2).

Hangendschicht (Probe Nr. 10) hängt mit den Entstehungsbedingungen der genannten Horizonte zusammen: Während die Sand- und Strukturdauche sehr schnell zur Ablagerung kamen, erfolgte die Sedimentation der humosen, mergeligen Lage (Probe Nr. 9) unvergleichlich langsamer; sie enthält deshalb einen größeren Reichtum an Mollusken (vgl. KOVANDA 1971; LOŽEK 1973, 1976, 1982).

#### 4. Paläoökologische Deutung

Die aus dem Profil gewonnene Molluskenfauna stellt eine Thanatozönose der ökologischen Gruppen Nr. 1 bis 3 und 7 bis 10 sensu LOŽEK (1964) dar (s. Tab. 1). Die Arten der ökologischen Gruppen Nr. 4, 5 und 6, d. h. Steppenbewohner, Bewohner offener Standorte und xerotherme Arten fehlen völlig. Bemerkenswert ist, daß von der basalen Lage der sandigen Flußschotter zum Hangenden im Profil durchlaufend die Waldbewohner zu verfolgen sind. Dies ist ein unerwarteter Befund, denn in ähnlichen Aufschlüssen in Mitteleuropa kommen in Schottern und Mergeln im Liegenden von Dauchablagerungen Faunen der ausklingenden Glazialzeit bzw. die sog. Übergangsfauen (sensu LOŽEK 1964) vor, die eben durch Arten der ökologischen Gruppen Nr. 4 und 5 vertreten sind.

In der ermittelten Molluskenfauna überwiegen deutlich terrestrische Arten (72 %) gegenüber solchen der Gewässer und Sümpfe (28 %), was für Dauch- und Travertinablagerungen typisch ist (KOVANDA 1971). Die größte Häufigkeit von Wasserarten ist an die Torflage (Probe Nr. 4), an ihr unmittelbares Liegendes (Probe Nr. 3) sowie ihr Hangendes (Probe Nr. 5) gebunden. Ungeachtet dessen wird der subaquatische Ursprung aller Horizonte durch Wasserschnecken belegt, die das Profil praktisch durchlaufend in seiner gesamten Mächtigkeit kennzeichnen.

Die ökologischen Ansprüche der gefundenen Wasserschnecken sind im ganzen gesehen gleich. Sie belegen seichte, stehende bzw. mäßig durchströmte, z. T. auch periodisch durch eine Vegetationsdecke weitgehend zugewachsene Wasserbiotope vom Typ der Altwasserarme und Sümpfe in den Wiesen- bzw. Sumpfwiesenbiotopen. In der terrestrischen Komponente überwiegen völlig „Waldarten“ s. l.: (ökologische Gruppe Nr. 1), die zusammen mit „Waldsteppenarten“ bzw. Arten der lichten Haine (ökologische Gruppe Nr. 2) und mit einer Art des Sumpfwaldes (ökologische Gruppe Nr. 3 sensu LOŽEK 1964) insgesamt etwa die Hälfte der Artenzahl aus allen ermittelten ökologischen Gruppen ausmachen, wenn die erwähnten Wasserbiotope (ökologische Gruppe Nr. 10) und Sumpfbiotop (ökologische Gruppe Nr. 9) in die Berechnung einbezogen werden. Es handelt

sich also um eine reich entwickelte Molluskengemeinschaft, durch die belegt ist, daß am Fundort zur Zeit der Ablagerung der beschriebenen Schichtenfolge ein zusammenhängender Laubmischwald von feuchtem Charakter mit begrenzten Enklaven von lichtem Wald- und Waldsteppentyp existierte. Durch die hier vorkommenden Mollusken der ökologischen Gruppe Nr. 7 (ökologisch indifferente Arten) und Nr. 8 (feuchtigkeitsliebende Arten) wird der vorliegende Artenreichtum nur ergänzt und erweitert.

Zusammenfassend darf man folgendes ableiten: Die artenmäßig einheitliche Vergesellschaftung fossiler Mollusken schwankt zwar mengenmäßig, zeigt aber einen im Prinzip gleichbleibenden Charakter der Ablagerungsbedingungen im Entstehungszeitraum an. Dies bedeutet, daß die ganze Ablagerungsfolge in einem hinsichtlich Klima und Biotop verhältnismäßig beständigen Milieu, ohne ausgeprägte paläoklimatische Wandlungen und ohne Biotopänderungen entstanden ist. Die Ablösung der minerogenen Ablagerung in der Profilbasis durch die biogenchemogenen Karbonate wurde durch reichlich Calciumbicarbonat enthaltendes Quellwasser verursacht. Die geringmächtige torfige Lage deutet auf eine kurze Unterbrechung des Quellwasserzuflusses hin, während welcher die Karbonat-Ausfällungen am Fundort fast aufhörten, weshalb eine gewisse Zeit lang hier vornehmlich nur organodetritische Bildungen entstanden.

Auch die zur Bildung der gesamten Ablagerungen notwendige Zeit war unter Berücksichtigung der oben angeführten Befunde verhältnismäßig sehr kurz, was durch fast analoge Artenspektren der Molluskenfaunen (MSS — s. Abb. 7) bezeugt wird. Nur im Hangenden der Torflage Nr. 4 (d. h. im jüngeren Abschnitt der Schichtenfolge mit den Proben Nr. 5 bis 10) ist eine Abnahme der Waldbewohner zugunsten der relativen Zunahme des Anteils anderer ökologischer Gruppen zu beobachten. In paläoökologischer und somit auch in paläoklimatischer Hinsicht handelt es sich demnach um die Zeit einer maximalen Entwicklung sowie eines nachfolgenden teilweisen Rückganges geschlossener Laubmischwälder.

#### 5. Stratigraphische Deutung

Aus der im Profil Hurlach bestimmten Molluskenfauna kann eine Warmzeit erster Ordnung — wie das Holozän oder ein Interglazial —, und zwar ein Klimaoptimum und dessen allmähliche Abschwächung abgeleitet werden.

Mit der Sinterkalkbildung, die ihr Maximum in den erwähnten Zeitperioden erreicht, steht die von uns

Tab. 1: Verzeichnis fossiler Mollusken vom Fundort Hurlach. Die Ziffern 1 bis 3 und 7 bis 10 bezeichnen die ökologischen Gruppen nach LOŽEK (1964):  
 1 — Waldbiotope s. l.; 2 — lichte Haine und Waldsteppen; 3 — Auwald; 7 — ökologisch indifferente Arten; 8 — feuchte Standorte;  
 9 — Sümpfe und Gewässerufer; 10 — Wasserbiotope. !! — Arten der Höhepunkte der quartären Klimaoptima; ! — Arten der warmen und feuchten Klimaperioden.

Ökolog. Gruppen	Artenliste	Schicht und Probe Nr.													
		1	2a	2b	2b + c	2c	3a + 3	3b	4	5a	5a + b	5c	8	9	10
1	!! <i>Aegopis verticillus</i> (LAM.)						+	+	+						
	!! <i>Pagodulina pagodula</i> (DESM.)										+			+	+
	!! <i>Discus perspectivus</i> (MÜHL.)			+	+	+	+	+	+						
	! <i>Acicula polita</i> (HTM.)				+	+	+	+	+	+				+	
	! <i>Acanthinula aculeata</i> (MÜLL.)								+	+					
	! <i>Ena montana</i> (DRAP.)				+										
	! <i>Ena sp. juv.</i>					+									
	! <i>Aegopinella</i> aut <i>Oxychilus</i> sp.		+		+	+		+							
	! <i>Daudebardia rufa</i> (DRAP.)							+	+	+				+	+
	! <i>Vitrea diaphana</i> (STUD.)				+			+	+	+		+		+	
	! <i>Vitrea subrimata</i> (RNH.)							+	(+)					+	+
	! <i>Cochlodina laminata</i> (MTG.)						(+)	+		+					
	! <i>Macrogastra plicatula</i> (DRAP.)				+					+					
	! <i>Macrogastra</i> sp. fgm.					+		+		+					
	! <i>Ruthenica filograna</i> (RSSM.)					+									
	! <i>Monachoides incarnata</i> (MÜLL.)	+	+	+	+	+	+	+	+	+					+
	! <i>Trichia unidentata</i> (DRAP.)					+	+	+	+						
	! <i>Helicodonta obvoluta</i> (MÜLL.)	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+			
	<i>Vertigo pusilla</i> Müll.				+					(+)					
	<i>Semilimax semilimax</i> (FER.)	+	+	+	+	+	+	+	+	+					+
<i>Clausilia cruciata</i> STUD.				+											
cf. <i>Vitrina pellucida</i> (MÜLL.)				+											
2	!! <i>Cepaea (hortensis x nemoralis)</i>					+	+	+						+	
	! <i>Discus rotundatus</i> (MÜLL.)	+	+	+	+	+	+	+	+					+	
	<i>Vitrea crystallina</i> (MÜLL.)		+		+	+	+	+	+	+	+		+	+	
	<i>Bradybaena fruticum</i> (MÜLL.)	+			+		+	+	+					(+)	
<i>Arianta arbustorum</i> (L.)							+	+					(+)		
3	<i>Macrogastra ventricosa</i> (DRAP.)			+											



entworfene klimatisch-ökologische Einstufung der Karbonat-Schichtenfolge im Einklang. Anders sieht es — wie bereits oben erwähnt — mit dem basalen sandigen Flußschotter und Auermergel aus. Das Auftreten einer Waldfauna in diesen minerogenen Schichten bezeugt, daß es sich nicht etwa um fluvioglaziale Sedimente, sondern um die oberste Lage eines bereits in einer Warmzeit umgelagerten Schotterhands handelt.

Es bleibt noch die Frage zu lösen, ob die beschriebenen Sedimente ein postglaziales (holozänes) oder ein interglaziales Alter, d. h. höchstwahrscheinlich letzterglaziales Alter aufweisen. Zu einer endgültigen Entscheidung darüber kann die Paläomalakoanalyse nicht allein ausschlaggebend sein, da keine vergleichbaren, eingehend bearbeiteten und statistisch ausgewerteten Profile aus der weiteren Umgebung unseres Fundortes zur Verfügung stehen, wie dies z. B. in der Tschechoslowakei der Fall ist. Deshalb kann die Fluktuation einiger Molluskenarten in diesem Gebiet nicht unmittelbar beurteilt werden, wofür in erster Linie die beiden oben erwähnten „Waldarten“, nämlich *Aegopis verticillus* (LAM.) und *Pagodulina pagodula* (DESM.) in Betracht kämen.

Die balkanisch-ostalpine Art *Aegopis verticillus* (LAM.), die auch in der Tschechoslowakei verbreitet ist, lebt in Bayern in der Umgebung von Berchtesgaden (Schellenberg) und Passau sowie außerdem — offensichtlich künstlich verpflanzt — auch am Lech bei Landsberg, d. h. nur wenige Kilometer flussaufwärts südlich von Hurlach (JAECKEL 1962). Es handelt sich um eine über fast ganz Mitteleuropa verbreitete hochinterglaziale Leitart. In der Tschechoslowakei wurde sie kürzlich von V. LOŽEK (nicht publ.) auch im Holozän des Mährischen Karstes nördlich von Brno festgestellt, wo sie allerdings auch rezent vorkommt.

Die alpin-osteuropäische Art *Pagodulina pagodula* (DESM.) lebt in Bayern (ähnlich wie die zuvor angeführte Art) in der weiteren Umgebung von Berchtesgaden und an den Ufern entlang des Inns (JAECKEL 1962). Sie pflegt ebenfalls ein Bestandteil der hochinterglazialen Faunen zu sein. Aus dem Holozän in Mitteleuropa ist sie vermutlich nicht bekannt.

Auch *Discus perspectivus* (MEG. v. MÜHL.), eine ostalpin-balkanische Art, ist bemerkenswert. Rezent ist sie in Bayern nördlich Kufstein, in der Umgebung von Neuburg a. Inn, von hier bis nach Burghausen an der Salzach, dann in der weiteren Umgebung von Berchtesgaden, ferner bei Passau, an der Isar südlich von München sowie verstreut im Allgäu, z. B. bei Kaufbeuren a. d. Wertach, das dem Fundort Hurlach am nächsten liegt. Schließlich ist diese Art auch im Raum Nürnberg verbreitet (JAECKEL 1962). Außer in

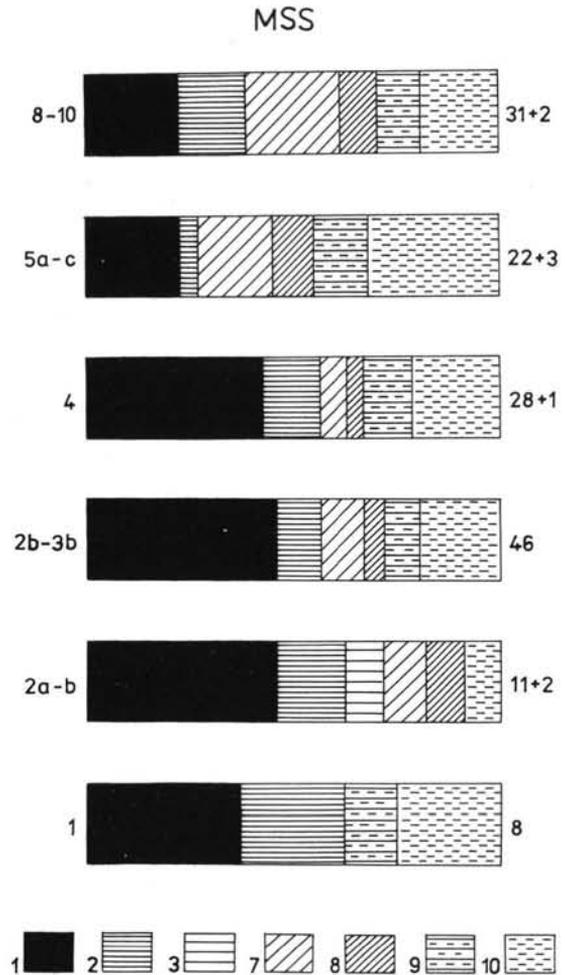


Abb. 7: Molluskenspektren der Arten (MSS) vom Fundort Hurlach, konstruiert nach der Methode von LOŽEK (1964). Die Ziffern 1 bis 3 und 7 bis 10 bezeichnen ökologische Gruppen (siehe Erläuterung zur Tabelle 1).

Links von den Spektren sind die Nummern der ausgewerteten Proben, rechts die ermittelten Artenzahlen angeführt. Die Breite eines Spektrums entspricht 100 %.

interglazialen kommt sie auch in holozänen Ablagerungen vor.

Die übrigen Arten stellen einen ziemlich häufigen Bestandteil günstiger rezenter Biozönosen in der näheren Umgebung von Hurlach dar.

Für h o l o z ä n e s Alter der Dauchbildungen könnten zunächst folgende Tatsachen sprechen:

(a) Die Lage des Profils, das sich in der Talau mit der Oberkante der Schichtenfolge nur etwa 4 m über dem Wasserspiegel des Lechs befindet.

(b) Das ziemlich frische Aussehen der Dauchschichten, dazu mit einer Torflage, die in interglazialen Sedimenten dieses Typs nur sehr selten vorkommt, sowie zwei Rendzinaböden in einem Anfangsstadium ihrer Entwicklung.

(c) Ein im großen und ganzen mit rezenten Molluskengemeinschaften in der näheren Umgebung übereinstimmender Charakter der Molluskenfauna — mit Ausnahme der oben angeführten Arten *Aegopsis verticillus* (LAM.), *Pagodulina pagodula* (DESM.), evtl. auch *Discus perspectivus* (MEG. v. MÜHL.).

Für das Klimaoptimum höchstwahrscheinlich des letzten Interglazials sprechen demgegenüber folgende Befunde:

(a) Das Vorkommen der oben erwähnten hochinterglazialen Leitarten *Aegopsis verticillus* (LAM.) und *Pagodulina pagodula* (DESM.).

(b) Der Umstand, daß die Dauche und Travertine seit langem nicht mehr mit Quellen in Verbindung stehen, aus denen sie ausgefällt worden sind.

(c) Die Radiokohlenstoff-Datierung der Torflage (Probe Nr. 4) mit einem  $^{14}\text{C}$ -Alter von mindestens 35 000 Jahren schließt das holozäne Alter der Ablagerungen aus (vgl. JERZ & MANGELSDORF 1989, i. ds. Band).

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß die Sinterkalke am Lechufer östlich Hurlach ein reiches paläomalakozoologisches Material aufweisen. Aus der paläoökologischen Analyse wird [die Folgerung] abgeleitet, daß sowohl die Süßwasserkalke als auch die unterlagernde minerogene Schichtenserie zur Zeit des Klimaoptimums höchstwahrscheinlich des letzten Interglazials (Riß/Würm) und zu Beginn seiner allmählichen Abschwächung zum Absatz kamen. Es handelt sich um ein sehr bedeutendes Profil, dessen Untersuchung zur Kenntnis der natür-

lichen Umweltbedingungen an einer Stelle in Südbayern für den genannten Zeitraum beigetragen und einen Einblick in den Reichtum und die örtliche Vielfalt fossiler Molluskenfaunen geboten hat. Sie sind den hiesigen rezenten Molluskengemeinschaften ziemlich ähnlich.

## 6. Schriftenverzeichnis

- JAECKEL, S. G. H. (1962): Ergänzungen und Berichtigungen zum rezenten und quartären Vorkommen der mitteleuropäischen Mollusken. — In: Die Tierwelt Mitteleuropas, Bd. 2, Ergänzung. — Liefg. 1: 25—260; Leipzig.
- JERZ, H. & MANGELSDORF, J. (1989): Die interglazialen Kalksinterbildungen bei Hurlach nördlich Landsberg am Lech. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 39: 29—32; Hannover.
- KOVANDA, J. (1971): Kvartérní vápence Československa. — Quartärkalke in der Tschechoslowakei. — Sbor. geol. Věd, R. A, Antropozoikum, 7: 7—236; Praha.
- (1983): Holozäne Süßwasserkalke und ihre Bedeutung für die Gliederung der Flußablagerungen in der Tschechoslowakei. — Geol. Jb., A 71: 285—289; Hannover.
- LOŽEK, V. (1964): Quartärmollusken der Tschechoslowakei. — Rozpr. Ústř. Úst. Geol., 31: 1—374; Praha.
- (1973): Příroda ve čtvrtohorách. — 372 S.; Praha (Academia Praha).
- (1976): Klimaabhängige Zyklen der Sedimentation und Bodenbildung während des Quartärs im Lichte malakozoologischer Untersuchungen. — Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. matem.-přír. Věd, 86 (8): 1—97; Praha.
- (1982): Faunengeschichtliche Grundlinien zur spät- und nacheiszeitlichen Entwicklung der Molluskenbestände in Mitteleuropa. — Ropr. Čs. Akad. Věd, Ř. matem.-přír. Věd, 92 (4): 1—106; Praha.

Manuskript eingegangen am 13. 12. 1988.

## Elf pleistozäne Sand-Kies-Terrassen der Weser: Erläuterung eines Gliederungsschemas für das obere Weser-Tal

PETER ROHDE\*)

Pleistocene, stratigraphy, terraces, sand, gravel, size distribution, heavy minerals,  
modal analysis, shingle, provenance,

Lower Saxony, North Rhine-Westphalia, Hesse, Northern German Hills, Weser River.  
TK 25 Nr.: 4022, 4122, 4222, 4322, 4323

**Kurzfassung:** Arbeiten für die Geologische Landesaufnahme und ergänzende Untersuchungen ermöglichten es, die Reste der pleistozänen Sand-Kies-Terrassen der Weser im Abschnitt Gieselwerder-Hehlen zu gliedern. Aufgrund der Höhenlage ihrer Basisflächen in bezug zur heutigen Talauflage ließen sich 11 Terrassen-Niveaus unterscheiden, das älteste bei fast +160 m, das jüngste (löß-freie Niederterrasse) bei etwa –10 m relativer Höhe. Örtlich kommen – durch Subrosion bzw. tektonische Vorgänge bedingt – Terrassen-Sedimente in abgesenkter Lage vor. Die Kies-Analyse belegt, daß der Weser seit dem Tertiär ständig Thüringerwald-Vulkanite durch die Werra zugeführt worden sind. Kiese, Sande und Schluffe zeigen Unterschiede bei der Aufnahme im Gelände wie in den Analysen (Korngrößen, Tonfraktions- und Schwerminerale, Geröllarten) vor allem infolge altersbedingt unterschiedlicher Verwitterungseinwirkungen. Eine paläomagnetische Meßreihe (s. K. FROMM in diesem Band) ergab für Sedimente in etwa 130 m Höhe über der heutigen Talauflage eine Polaritätsumkehr von invers (unten) zu normal, für die als jüngstmögliches Alter der Matuyama/Brunhes-Epochenwechsel vor 730 000 Jahren in Betracht kommt. Die Eintiefung des Weser-Tales seit der Bildung der ältesten bekannten Terrasse im Pleistozän liegt in der Größenordnung von 20 cm im Jahrtausend.

### [Eleven Pleistocene Sand and Gravel Terraces of the Weser River:

#### Explanation of a Classification System for the Upper Weser Valley]

**Abstract:** A geological survey and supplementary studies made it possible to classify the remains of Pleistocene sand-gravel terraces of the Weser River between Gieselwerder and Hehlen. Eleven terraces can be distinguished: the base of the oldest terrace lies at nearly +160 m, the youngest

(loess-free lower terrace) at about –10 m relative to the present alluvial plain. Locally, terrace sediments have been affected by subsidence caused by subsrosion or tectonic activity. The analysis of the gravel shows that Thüringerwald volcanic rocks have been transported into the Weser via the Werra River since the Tertiary. The gravel, sand, and silt show differences in the field and in the laboratory (grain-size, clay fraction composition, heavy minerals, and pebble types) primarily reflecting different stages of weathering. A series of paleomagnetic measurements (see K. FROMM, this volume) demonstrate the existence of a reversal of polarity from reversed (beneath) to normal (above) in the terrace sediments about 130 m above the present alluvial plain. The polarity reversal probably occurred at the Matuyama/Brunhes boundary 730 000 years ago. Deepening of the Weser valley has taken place at a rate of about 20 cm per millenium since the formation of the oldest terrace in the Pleistocene.

### 1. Bearbeitungsgang

Ein Thema, das über viele Jahrzehnte hinweg immer wieder zu Beobachtungen angeregt und unter namhaften Geologen lebhafter oder sogar heftige Auseinandersetzungen entfacht hat, stellte sich 1973/74 erneut im Rahmen der Geologischen Landesaufnahme des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung: im Gebiet des Blattes 4322 Karlsrufer der Topographischen Karte 1:25000 fanden sich an den Hängen über dem Weser-Tal bis in 120 m Höhe über der heutigen Talauflage Weser-Sande und -Kiese in vielen kleinen Vorkommen. Wenn man diese sorgfältig abgrenzte gegenüber Ablagerungen, denen solche Sande und Kiese durch hangabwärtige Umlagerung nur sekundär beigemischt sind, zeigte sich, daß die „echten“ Weser-Ablagerungen auf wenige bestimmte Höhenstufen über der heutigen Talauflage beschränkt

\*) Anschrift des Autors: Dr. P. ROHDE, Nieders. Landesamt f. Bodenforschung, Stilleweg 2, D-3000 Hannover 51.

sind. Sie bilden also eine Schotterterrassen-Treppe. Am Innenbogen des Weser-Tales bei Würgassen — Lauenförde war ein solches Übereinander von Schotterterrassen besonders gut zu erkennen (ROHDE 1976).

Durch die Quartär-Kartierung im Gebiet des östlichen Nachbarblattes 4323 Uslar lagen damals weitere aktuelle Beobachtungen vor (PREUSS 1973, 1975). Geeignete Daten ließen sich für das Weser-Tal zwischen Münden und Holzminden auch durch kritische Auswertung von Karten und Schriften gewinnen (GRUPE 1929; AMTHAUER 1972).

Die Kenntnisse über den anschließenden Talabschnitt zwischen Holzminden und Hehlen (GRUPE 1929) wurden 1984 durch gezielt angesetzte Bohrungen (Schneckenbohrungen) wesentlich erweitert. So konnte schließlich ein Schema der Terrassenfolge auf einer DEUQUA-Exkursion vorgestellt und an einigen Geländepunkten veranschaulicht werden (ROHDE 1986). Neu sind die Ergebnisse paläomagnetischer Untersuchungen an Proben dreier hochgelegener Terrassen (FROMM 1987b sowie in diesem Band).

Im folgenden werden alle neueren Untersuchungsergebnisse zusammengefaßt und Schlußfolgerungen erläutert. Im Vordergrund stehen dabei die Fragen

- wo liegen die verstreuten Vorkommen pleistozäner Weser-Ablagerungen?
- wie setzen sie sich in den behandelten Beispielen zusammen?
- wie lassen sie sich zu einem stratigraphischen Schema ordnen?

Das vorgestellte Schema der Terrassenfolge sollte zunächst als vorläufig betrachtet werden, da die Beobachtungen durch Oberflächenkartierungen und Bohrungen verdichtet und die Auswertungen weiter überprüft werden müssen.

Für das Gebiet Polle-Hehlen ist im Oktober 1988 — nach Fertigstellung des Manuskripts zur vorliegenden Arbeit — ein Exkursionsführer von W. THIEM erschienen, eine Fundgrube detailgenauer Beobachtungen und ihrer Deutungsvarianten. THIEM behandelt außer den Terrassen-Sedimenten auch Ablagerungen des Eises und seiner Schmelzwässer, die hier, im Grenzbereich ihrer Verbreitung, besondere stratigraphische Bedeutung wegen ihrer Lageverhältnisse zu den Ablagerungen der Flußterrassen haben. Deutlich zeigt er vor allem auf, wie viele grundlegende Fragen der pleistozänen fluvialen Ablagerung und Abtragung sowie der Terrassen-Stratigraphie ungeklärt sind. Es entspricht also seinem Verständnis, wenn auch die vorliegenden Ausführungen über das Schema einer Terrassenfolge als „Werkstattbericht“ veröffentlicht werden, damit die Basisdaten für weitere Beobachtungen und Untersuchungen zur Verfügung stehen.

## 2. Höhenlage der Terrassen

Die Reste der pleistozänen Weser-Ablagerungen liegen mit Ausnahme der talnahe-nahen verstreut (vgl. Abb. 4). Wegen ihrer abtragungsexponierten Lage auf Kuppen und an Hängen sind sie im allgemeinen nur noch einige Meter mächtig. Sie lassen datierbare Einschlüsse fossiler Tier- oder Pflanzenreste nicht erwarten und sind auch noch nicht im Verband mit datierbaren organogenen Ablagerungen gefunden worden (Ausnahme: MANGELSDORF 1981; HELMUT MÜLLER in: ROHDE 1986: 19). Zwar weisen Verwitterungsunterschiede günstigenfalls auf verschiedenes Alter, doch ist — mit gewissen Einschränkungen — offensichtlich nur die Höhenlage über der heutigen Talau (üb. T.) als Gliederungsmerkmal geeignet. Die bisherigen Beobachtungen ergaben:

- Die Basisflächen der pleistozänen Weser-Ablagerungen liegen in eng begrenzten Höhenbereichen bis etwa 160 m über der heutigen Talau. Ablagerungen gleicher oder fast gleicher relativer Basishöhe lassen sich unter bestimmten Voraussetzungen zunächst lokal zu Terrassenkörpern zusammenfassen.
- Örtlich liegen Terrassenkörper durch Absenkung z. T. um mehrere Zehnermeter „zu tief“, wie vor allem die relativ gut kartierbaren jüngsten Terrassenkörper erkennen lassen, die durch Terrassenflächen ohne Löß-Bedeckung bzw. wenig höhere Terrassenflächen mit Löß-Decke gekennzeichnet sind.
- Außerhalb der Senkungszone scheint die relative Höhenlage der einzelnen Terrassenkörper längs des Weser-Tales oberhalb von Hehlen jeweils konstant zu sein, obwohl dies nicht zu erwarten wäre, wenn man sich an Ergebnissen wie denen von WORTMANN (1937) aus dem Diemel-Tal orientiert.

Die abgesenkte Lage von Terrassenkörpern ist bisweilen schwer zu erkennen. Als Beispiele seien genannt die Vorkommen

- a) am Hilkenberg bei Wahmbeck (TK 25, Bl. 4323 Uslar, s. PREUSS & ROHDE 1977), 50–75 m abgesenkt
- b) im Gebiet südlich Albaxen (Bl. 4122 Holzminden, s. Abb. 2), 65 m abgesenkt
- c) in der Falkenhagener Störungszone bei Polle — Reileifzen (Bl. 4122 Holzminden, Bl. 4022 Ottenstein, s. Abb. 2), 35–40 m abgesenkt
- d) an der Elfas-Überschiebung bei Kemnade — Hehlen (Bl. 4022 Ottenstein, s. Abb. 2), 35–40 m abgesenkt.

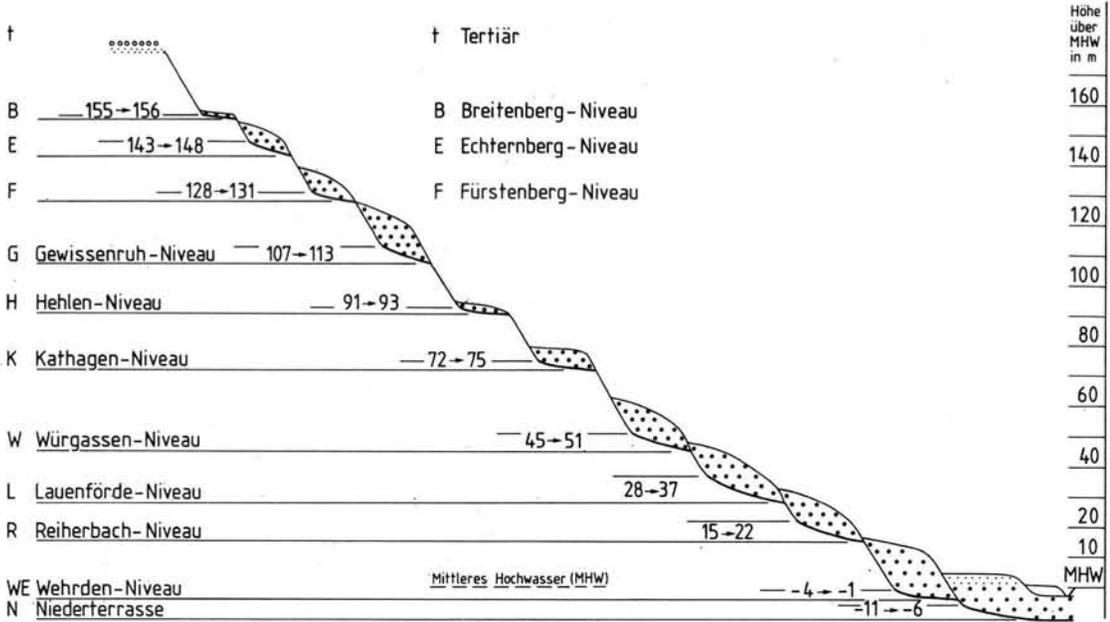
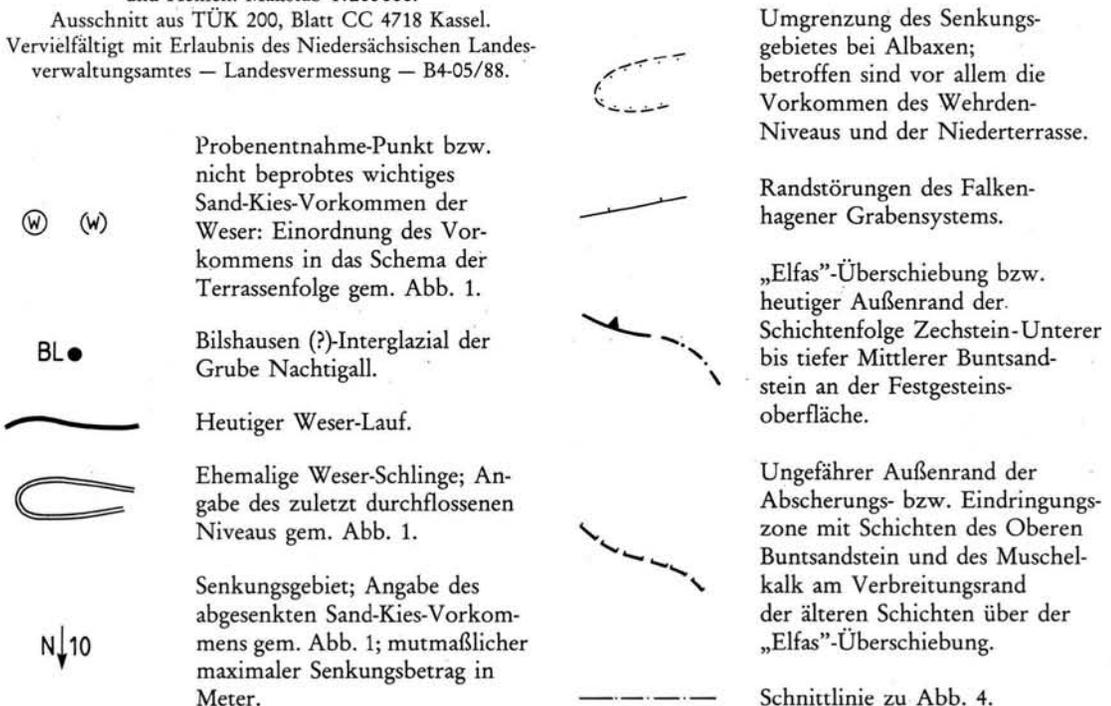


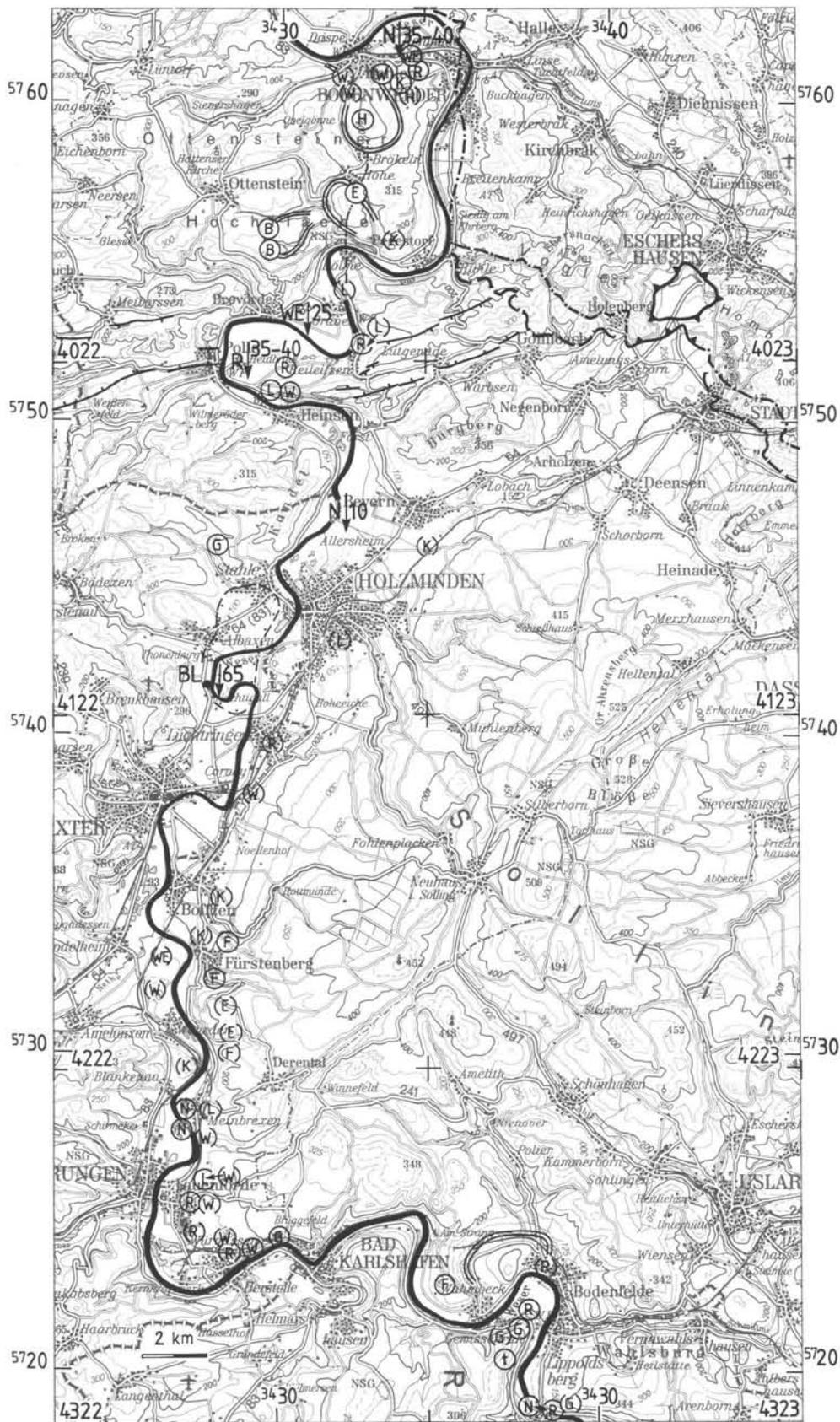
Abb. 1: Schema der Terrassenfolge der Weser zwischen Gieselwerder und Hehlen (Flußkilometer 27-117).

Basis- und Oberflächenlinien der Terrassenkörper im Schema geben zwischen den Knickpunkten alle bisher ermittelten Höhenwerte in bezug zur heutigen Talau wieder. Die Höhe Talau wurde mit dem Mittelhochwasser MHW 1941/70 bzw. 80 gleichgesetzt. Die Terrassen-Niveaus sind durch die Basishöhen definiert (siehe verstärkte Linien und Zahlenangaben in Meter).

Abb. 2: Wichtige Sand-Kies-Vorkommen der Weser und Probenentnahme-Punkte zwischen Gieselwerder und Hehlen. Maßstab 1:200000.

Ausschnitt aus TÜK 200, Blatt CC 4718 Kassel. Vervielfältigt mit Erlaubnis des Niedersächsischen Landesverwaltungsamtes - Landesvermessung - B4/05/88.





Verursacht wurden solche Absenkungen einerseits durch Subrosion im Salinar des Muschelkalk, des Röt (Beispiel b, ?c) bzw. des Zechstein (Beispiel ?d), andererseits auch durch tektonische Bewegungen im engeren Sinne (Beispiel a, c).

### 3. Gliederungsschema

Die derzeit am besten gesicherten Höhenwerte der Basis der Terrassenkörper wurden zu einem Höhenstufenschema zusammengefaßt (Abb. 1); sie stammen aus dem Talabschnitt Gieselwerder-Hehlen zwischen Fluß-km 27 und 117 (GK 25, Bl. 4323, 4322, 4222, 4122, 4023, 4022, s. Abb. 2). Das Schema stellt eine Gliederung der pleistozänen Weser-Ablagerungen in 11 Terrassen-Niveaus einschließlich der lößfreien Niederterrasse dar. Die Bezeichnung der Niveaus folgt weitgehend der Darstellung in den Erläuterungen zur GK 25, Bl. 4322 Karlshafen (s. ROHDE 1976); es wurden Ortsnamen verwendet, da diese eher Änderungen zulassen als eine Buchstaben- oder Zahlenreihe.

Als Bestätigung des Schemas kann man es sehen, wenn sich neue Geländedaten zwanglos einfügen. So kann z. B. eine Basisfläche 77 m über der heutigen Talau bei Lippoldshausen an der unteren Werra (TK 25, Bl. 4524), erschlossen beim Tunnelbau an der Bundesbahn-Neubaustrecke Göttingen — Kassel und aufgenommen von H. JORDAN (mdl. Mitt. 1985), als Bestätigung des Kathagen-Niveaus gelten.

Wie hat man sich die geologischen Vorgänge vorzustellen, die zu der Folge von Sediment-Terrassen geführt haben? Entscheidend ist der Wechsel von Erosion und Sedimentation: ein durch Erosion geschaffener flacher Talboden nimmt bei nachlassender Flußaktivität einen Sand-Kies-Körper auf. Dieser wird später bei sprunghaft erhöhter Aktivität des Flusses auf der Außenseite der Talbögen teilweise wieder abgetragen und sogar unterschritten, so daß eine Stufe tiefer ein neuer flacher Talboden entsteht, der wiederum unter Kies- und Sand-Ablagerungen begraben wird — ANDRES & SEWERING (1983) haben die Stufung der Terrassen-Basisflächen im Lahn-Tal überzeugend nachgewiesen. Wenn sich der Aktivitätswechsel fortsetzt, bilden die nicht abgetragenen Reste der Sand-Kies-Körper auf der Innenseite der Talbögen eine Terrassentreppe. Sie sind allerdings über Jahrhunderte und -tausende der weiteren Verwitterung und Abtragung am Hang ausgesetzt.

### 4. Sedimentausbildung

Die hier vorzustellenden Untersuchungen der pleistozänen Weser-Ablagerungen wurden in einer Sandgrube bei Fürstenberg und an Bohrungen im Abschnitt Holzminden — Hehlen vorgenommen (GK 25, Bl. 4222 Höxter, 4122 Holzminden, 4022 Ottenstein, s. Kap. 8: Wt1—Wt21 sowie 4022/SE 72). Zwei von 13 Bohrungen haben 18 m bzw. 20 m mächtige, abgesunkene Sand-Kies-Schichten im Wehrden-Niveau durchteuft. Die übrigen 11 Bohrungen und die Sandgrube erschließen zusammen 53 m Weser-Ablagerungen der höheren Niveaus. Die Mächtigkeiten dieser Vorkommen betragen an neun Beobachtungspunkten 1—4 m, an drei weiteren 9—11 m. Die insgesamt erschlossenen Schichten oberhalb des Wehrden-Niveaus setzen sich kumulativ wie folgt zusammen:

Schluff, tonig, feinsandig	2 m
Schluff, tonig, sandig, kiesig	25 m
Sand, tonig, schluffig, kiesig	11 m
Sand, kiesig, schluffig	4 m
Kies, sandig, schluffig	11 m.

Die Schichtenaufnahme im Gelände liefert keine Hinweise, zu welchem Terrassenniveau ein Sedimentkörper gehören könnte, doch läßt sich günstigenfalls aus dem Verwitterungszustand auf höheres oder geringeres Alter schließen.

41 Proben von allen 15 Bohr- und Aufschluß-Punkten wurden im Labor nach verschiedenen Methoden untersucht (siehe: Sedimentpetrographische Untersuchungen, Röntgenograph. U., Bodenchem. U.). Selten unterscheiden sich die Ablagerungen von einer Höhenstufe zur nächsten auffällig. Um so mehr hat man auf Feinheiten und Merkmal-Kombinationen zu achten. In den Geröllspektren zeichnet sich im allgemeinen — wie nicht anders zu erwarten — eine recht einheitliche Materialzufuhr ab. Örtlich sehr hohe Muschelkalk-Anteile weisen auf Schüttungen von Nebenflüssen in einer Muschelkalk-Landschaft hin; sie treten in verschiedenen Höhenstufen auf. Dagegen beschränken sich hohe Anteile an Keuper-Geröllen von maximal 46% sowie hohe Anteile an Eisenhydroxid-Geröllen von 6—16% — jeweils in der Fraktion 6,3—12,5 mm ermittelt — auf die Vorkommen der beiden obersten Höhenstufen auf der Ottensteiner Hochfläche; sie wurden zu einer Zeit abgelagert, als die Keuper-Schichten noch nicht großräumig abgetragen und auch Eisenhydroxidkrusten der Tertiär-Verwitterung noch weit verbreitet waren.

Um eine Vorstellung zu vermitteln, wie die Kies-Schichten mit ihren zahlreichen Steinen und Blöcken im Anstehenden aussehen, sind in Abb. 3 zwei Fotos aus petrographisch nicht neuerlich untersuchten Aufschlüssen wiedergegeben.

## 5. Verwitterungseinflüsse

Die meisten der petrographischen Unterschiede beruhen auf unterschiedlicher Verwitterung: verwitterungsempfindliche Minerale und Gesteine sind in den älteren, seit längerer Zeit der Verwitterung ausgesetzten Ablagerungen im allgemeinen seltener als in den jüngeren; außerdem sind sie aber auch in oberflächennäheren Schichten seltener als in tieferen. Das Umgekehrte gilt naturgemäß für stabile Komponenten und für Verwitterungsprodukte. Daß Unregelmäßigkeiten diese Schemata durchkreuzen, erweist sich nahezu als Regel. Im Kies-Spektrum sind die Thüringerwald-Vulkanite — vereinfacht Porphyrgenannt — günstige Verwitterungsanzeiger. Die Länge ihres Transportweges fällt innerhalb des hier betrachteten Flußabschnittes wohl nur wenig ins Gewicht. Alte Kiese führen, bezogen auf die Mittelkiesfraktion der Gruppe ‚paläozoische Gerölle und Quarz‘, nur relativ wenig Porphyr; die meisten Stücke sind stark gebleicht bis mürbe, während in jungen Kiesen gering entfärbte Porphyrstücke überwiegen und die Porphyr-Anteile insgesamt meist höher sind als in den alten Kiesen (Tab. 1).

Als Besonderheit enthalten die Vorkommen des Reiherbach-Niveaus selbst im Vergleich zu jüngeren Schottern auffällig viel Porphyr. Dieses Merkmal ist so ausgeprägt, daß umgekehrt eine Zuordnung porphyrreicher Schotter zum Reiherbach-Niveau sehr wahrscheinlich ist. Der Porphyr-Anteil an der Gruppe ‚paläozoische Gerölle und Quarz‘ beträgt im feinen und groben Mittelkies (fein = f: 6,3—12,5 mm; grob = g: 12,5—20 mm) des Reiherbach-Niveaus.

bei Gieselwerder (GK 25, Bl. 4323)	30% (f)/28,5% (g); 36% (g)
bei Gewissenruh (GK 25, Bl. 4323)	38% (f, g)
bei Lauenförde (GK 25, Bl. 4322)	30% (g)
bei Reileifzen (GK 25, Bl. 4022)	41% (g)
bei Kemnade (GK 25, Bl. 4022)	32% (f); 42% (f).

Für jüngere Schotter ergaben sich demgegenüber nur folgende Werte:

im Wehrden-Niveau	26—31% (f).
in der Niederterrasse	22—25% (g).

Z. T. noch niedriger sind entsprechend der längeren Verwitterungseinwirkung die Porphyr-Anteile der älteren Schotter; sie betragen

in den Terrassen oberhalb Reiherbach Niveau  
14—27% (f, selten: g).

Eine Ausnahme bildet ein 4 m mächtiges Sand-Kies-Vorkommen im Fürstenberg-Niveau. Seine Porphyr-Gerölle sind, wie zu erwarten, stark gebleicht bis mürbe, doch liegen die Anteile im feinen Mittelkies dreier Proben bei 37—46%, wofür eine Erklärung noch aussteht (Lagepunkte Wt 20, Wt 21, Wt 22; s. Kap. 8).

Die Schwerminerale sind in der Fraktion 0,063—0,355 mm untersucht worden (Tab. 1). Verwitterungsempfindliche Schwerminerale sind — in abnehmender Folge — Apatit, basaltischer Pyroxen und basaltische Hornblende. Apatit gibt es nur in einzelnen Proben wenig verwitterter Sedimente. Basaltischer Pyroxen fand sich deutlich öfter. Basaltische Hornblende ist in allen Einheiten nachgewiesen: in Proben aus den ältesten Einheiten weist sie niedrige Werte auf, in einzelnen Proben dieser Einheiten fehlt sie allerdings auch. Höhere Anteile der basaltischen Minerale lassen sich bislang nicht als Hinweise auf Vulkantätigkeit zur Ablagerungszeit der Flußsedimente deuten.

Die Schwermineralgruppe ‚Verwitterte, Opake, Glimmer‘ kommt in den älteren Sedimenten eher in höheren Anteilen, in den jüngeren eher in niedrigeren Anteilen vor. In abgeschwächtem Maß gilt dies auch für Turmalin. Keine Häufigkeitstendenz zeigen Zirkon, Epidot und die Gruppe ‚Rutil, Brookit, Anatas‘. Von den röntgenographisch untersuchten Mineralen ist Goethit häufiger in den beiden ältesten Terrassenkörpern, in denen auch die Eisenhydroxid-Gerölle auffallen. Die Tonminerale verhalten sich weitgehend indifferent, ausgenommen Smectit, der in den ältesten Sedimenten fehlt und in frischeren Gesteinen als zweite oder sogar erste Nebenkomponeute vorhanden ist.

Die Korngrößenanalyse läßt erkennen, daß „Kies-Proben“, sofern sie aus stärker verwitterten Gesteinen stammen, bei 15—40% Kies-Anteil relativ hohe Ton-Gehalte von 15—30% aufweisen. Als ein chemisch ermitteltes Kriterium zeigt schließlich der Gehalt an dithionitlöslichem Eisen in der Fraktion < 2 mm hohe Werte von 1,7—3,3% in der ältesten Gesteinseinheit, niedrige Werte von 0,3—0,5% in Proben des Wehrden-Niveaus und mittlere Werte zwischen beiden.

Ein aus der Reihe fallendes Untersuchungsergebnis sei abschließend besonders vermerkt. Es betrifft

Tab. 1: Ergebnisse der Laboranalysen von pleistozänen Sand-Kies-Terrassen der Weser.

Erfasst sind Vorkommen im Abschnitt Fürstenberg — Hehlen, die älter sind als die löß-freie Niederterrasse.

Probenentnahme-Stellen siehe Liste in Kap. 8.

Die Angaben sind Durchschnittswerte, ergänzt in Klammern ( ) durch Minima, Maxima bzw. Einzelwerte.

k.A.: keine Angabe vorhanden; Nk.: Nebenkomponente; Sp.: Spur.

Bezeichnung der Terrassen-Niveaus	Höhenlage [m über bzw. unter der heutigen Talau]		Eisen, dithionit-löslich [Gew.-% der Fraktion < 2 mm]	Smectit halbquantitativ in Fraktion < 0,002 mm	Schwerminerale 0,063—0,355 mm [Stück-%]		
	Basis	Oberfläche			Verwitterte Opake Glimmer	Turmalin	Zirkon
Breitenberg-N.	155 → 156	157 → 158	2,5 (1,7—3,3)	—	81 (70—90)	7,3 (3,1—11,9)	4,7 ( 1,4—10,4)
Echternberg-N.	143 → 148	149 → 154	1,6 (1,4; 1,8)	—	54 (50; 59)	10,3 (7,9; 12,8)	22,4 (19,3; 25,6)
Fürstenberg-N.	128 → 131	133 → 139	0,7 (0,5—1,1)	k.A.	52 (37—65)	10,4 (6,8—14,1)	8,5 ( 3,4—15,2)
Gewissenruh-N.	107 → 113	120 → 128	1,1 (0,8—1,3)	(—; Sp.; Nk. 2)	45 (41—48)	10,6 ( 9,4—11,9)	23,8 (20,3—30,0)
Hehlen-N.	91 → 93	91 → 95	0,8 (0,7; 0,9)	(Sp.; Nk. 1)	37 (36; 38)	15,2 (13,6; 16,8)	16,3 (16,0; 16,6)
Kathagen-N.	72 → 75	78 → 80	0,9 (0,7; 1,2)	(—; Sp.)	66 (65; 67)	9,5 ( 8,8; 10,3)	7,1 ( 6,1; 8,2)
Würgassen-N.	45 → 51	52 → 63	0,9 (0,9; 1,0)	(Sp.; Nk. 2)	47 (46; 48)	9,3 (7,8; 10,9)	24,0 (18,5; 29,5)
Lauenförde-N.	28 → 37	33 → 48	1,3 (1,3; 1,4)	(—; Sp.)	48 (45; 52)	7,7 (7,6; 7,8)	33,7 (30,7; 36,7)
Reiherbach-N.	15 → 22	21 → 33	1,2 (1,0; 1,5)	(—; Nk. 2)	68 (63; 74)	5,6 (2,7; 8,6)	4,9 ( 4,3; 5,6)
Wehrden-N.	-4 → -1	12 → 16	0,4 (0,3—0,5)	(Nk. 2; Nk. 1)	33 (27—44)	6,1 (4,0—7,9)	10,4 (7,0—18,7)

Weser-Ablagerungen am Schiff-Berg (GK 25, Bl. 4022), die nach ihrer Höhenlage 91—94 m über der heutigen Talau in das Hehlen-Niveau einzustufen sind. Die Proben ergaben ungewöhnlich hohe Werte des Gehalts an Apatit, basaltischem Pyroxen und basaltischer Hornblende, einen hohen Smectit-Anteil und zugleich sehr niedrige Werte für die Schwermineral Gruppe ‚Verwitterte, Opake, Glimmer‘. Der daraus abzuleitende sehr niedrige Verwitterungsstand dieser im Falle richtiger Einstufung nicht eben jungen Ablagerung bedarf noch der Erklärung.

## 6. Altersfragen

Stratigraphische Aussagen sind noch weitgehend spekulativ. Die pleistozänen Sediment-Terrassen setzen im Untersuchungsgebiet nach bisheriger Kenntnis bei etwa 160 m über der heutigen Talau ein. Darüber treten im Nordost-Teil des Reinhardwaldes südwestlich von Bodenfelde auf einer Abtragungsfäche Sande und Kiese der stratigraphischen Einheit ‚Putz- und Mauersand‘ aus dem höchsten Ober-Oligozän (Tertiär) zutage (GK 25, Bl. 4323; siehe auch MEIBURG & KAEVER 1977). Der Kies setzt sich hier zu fast 80% aus verwitterungsresistentem Quarz, Kieselschiefer und Quarzit zusammen und ist derart stark gebleicht, daß die Kieselschiefer-Komponente zu 85% aus weißgrauen Stücken besteht; nur 2% der Gerölle der Gruppe ‚paläozoische Gerölle und Quarz‘ entfallen auf Thüringerwald-Vulkanite.

Alle jüngeren Weser-Ablagerungen sind sehr viel schwächer verwittert. Ihr Verwitterungsgrad nimmt mit der Höhe ihres Vorkommens über der heutigen Talau im allgemeinen ab. Vom höchsten Niveau an treten Driftblöcke auf, die bei Ottenstein (GK 25, Bl. 4022) noch 50 cm Länge erreichen. Leider fehlen Aufschlüsse, in denen man nach Frostkeilen suchen könnte. Trotzdem dürfte die Ablagerung dieser Schichten im Pleistozän nicht strittig sein.

FROMM (1987b) hat bei einer ersten paläomagnetischen Untersuchung im Weser-Tal in Sanden des Fürstenberg-Niveaus (Sandgrube am Winter-Berg bei Fürstenberg, GK 25, Bl. 4222) eine Polaritätsumkehr gefunden, die den Wechsel von der paläomagnetischen Matuyama-Epoche zur Brunhes-Epoche vor etwa 730000 Jahren, evtl. aber auch ein älteres Ereignis bezeichnet. Damit ist eine Einstufung der Schichten des Fürstenberg-Niveaus in das Cromer-Glazial A als Mindestalter gegeben. Weitere paläomagnetische Untersuchungen konnten, den Aufschlußverhältnissen entsprechend, nur stichprobenartig vorgenommen werden. Wohl wegen turbulenter Ablagerungsbedingungen sind die Ergebnisse undeutlich. So ist in den abgesunkenen Schottern am Hilken-Berg bei Wahnbeck (GK 25, Bl. 4323; Punkt Wt 24, s. Kap. 8), die ähnlich alt wie die Proben von Fürstenberg sein sollen, bislang nur normale Magnetisierung nachweisbar. Proben aus einem Schottervorkommen oberhalb von Gewissenruh (GK 25, Bl. 4323; Punkt Wt 23,

Schwerminerale (Forts.)					Kies 6,3–12,5 mm, selten 4,0–6,3 mm [Stück-% von „paläozoische Gerölle u. Quarz“ (= 100%)]		
Rutil Brookit Anatas	Epidot	Apatit	Pyroxen, basaltisch	Hornblende, basaltisch	„Porphy“	Kiesel- schiefer	Quarz
2,7 (1,9–3,3)	0,4 (Sp. – 1,3)	—	—	0,2 (0–1,2)	16 (5; 14–22)	41 (37–63)	19 (11–24)
5,4 (4,3; 6,6)	2,0 (1,9; 2,1)	—	—	Sp.	19 (17; 20)	42 (39; 45)	23 (21; 24)
8,0 (1,6–23,6)	0,8 (0–1,7)	—	0,1 (0–0,6)	1,8 (0–9,3)	(19; 37–46)	(44; 10–16)	(26; 7–13)
6,7 (5,7–8,3)	3,0 (1,7–3,7)	Sp.	—	6,1 (1,5–12,8)	(15)	(34)	(22)
6,5 (5,8–7,3)	1,2 (Sp.; 2,3)	4,5 (3,2; 5,8)	4,7 (4,1; 5,4)	6,8 (4,8; 8,8)	19 (17; 22)	35 (29; 41)	22 (18; 25)
5,1 (3,7; 6,5)	0,6 (Sp.; 1,1)	—	1,4 (Sp.; 2,8)	3,6 (3,2; 4,0)	23 (20; 26)	44 (36; 51)	16 (15; 18)
6,6 (6,3; 7,0)	3,8 (1,9; 5,7)	Sp. (–; Sp.)	1,3 (–; 2,7)	3,5 (Sp.; 6,9)	26 (20–32)	42 (30–49)	15 (13–19)
7,8 (6,8; 8,8)	0,5 (Sp.; 1,0)	—	Sp. (–; Sp.)	Sp.	20 (18–21)	42 (36–47)	15 (12–17)
1,5 (0,9; 2,2)	4,4 (4,1; 4,7)	1,2 (–; 2,4)	3,5 (–; 7,1)	3,2 (2,4; 4,0)	37 (32; 42)	26 (26; 27)	12 (10; 14)
3,1 (2,1–3,8)	2,2 (0,7–5,8)	8,1 (3,5–12,4)	19,6 (14,0–24,9)	6,6 (2,0–10,6)	29 (26–31)	18 (16–20)	10 (8–13)

s. Kap. 8), die gegenüber denen von Fürstenberg als jünger gelten und normal magnetisiert sein müßten, lassen dies leider auch nicht ausreichend klar erkennen.

Bei Werlau nahe St. Goar am Mittelrhein hat FROMM (1987a) in der Älteren Hauptterrasse, der von BIBUS (1983) R 4 genannten Einheit, wie in Fürstenberg eine Umkehr von inverser zu normaler Polarität gefunden und diese auch hier auf den Epochenwechsel Matuyama/Brunhes bezogen. Nach LIPPOLD (1983) entspricht die Einheit R 4 vermutlich BRUNNACKERS Hauptterrasse 2 (siehe z. B.: BRUNNACKER et al. 1978).

Im Werra-Tal zwischen Bad Salzungen und Gerstungen südlich des Thüringer Waldes weisen die von ELLENBERG (1968, 1975) bearbeiteten Sedimentterrassen z. T. sehr ähnliche Höhenstufen auf wie im Weser-Tal. Wie WIEGANK (1979) mitgeteilt hat, liegt die auf die Matuyama/Brunhes-Grenze bezogene magnetische Umkehr in der dortigen „Oberen Oberterrasse“ bei ca. 55 m über der heutigen Talau; bis zur Niederterrasse folgen nur noch vier Terrassen-Niveaus.

Wenn im Weser-Tal die Matuyama/Brunhes-Grenze tatsächlich im Fürstenberg-Niveau liegt, würden die hier zwischen dem Fürstenberg-Niveau und der lößfreien Niederterrasse gefundenen 7 Sedimentterrassen auch 7 kalkklimatische Zeitabschnitte zwischen dem Cromer-Glazial A und der Weichsel-Kaltzeit anzeigen. Von den sieben Terrassen liegen sechs im steile-

ren Bereich der Talflanken und eine am Rand der Talniederung. Man hätte hier wie in Thüringen (UNGER 1974) und am Niederrhein (BRUNNACKER et al. 1978) wahrscheinlich mit zwei saale-kaltzeitlichen Terrassen und vielleicht, wie in Thüringen, auch mit zwei elster-kaltzeitlichen Terrassen zu rechnen. Vergleicht man die derzeitige Gliederung der pleistozänen Weser-Ablagerungen mit der Gliederung von Tiefsee-Ablagerungen nach dem Sauerstoff-Isotopen-Verhältnis, so finden die sieben oben gefolgerten kalkklimatischen Zeitabschnitte zwischen Cromer-Glazial A und Weichsel-Kaltzeit eine Entsprechung in den — je nach Lesart — 6, 7 oder 8 kaltzeitlichen Abschnitten der Foraminiferen-Verbreitung bzw. der Karbonatbildung mit hohem  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten (z. B. RUDDIMAN et al. 1986).

## 7. Anmerkungen zur Flußgeschichte

Seit dem Tertiär und durch das Pleistozän hindurch hat die Weser ihre Ablagerungen mit den von der Werra zugeführten Thüringerwald-Vulkaniten markiert. Ihre Geschichte läßt sich daher durch Zeit und Raum recht gut verfolgen (Tab. 2). Dabei wird deutlich, wie abwegig es ist, einen zeitweiligen Werra-Abfluß über den Paß von Eichenberg in das heutige Leine-Tal anzunehmen (HECK 1928). Denn auch oberhalb der Paßhöhe von 111 m über der heutigen Talau ist die Verbindung Werra — Weser durch Thüringerwald-Vulkanite im Weser-Tal ausreichend belegt.



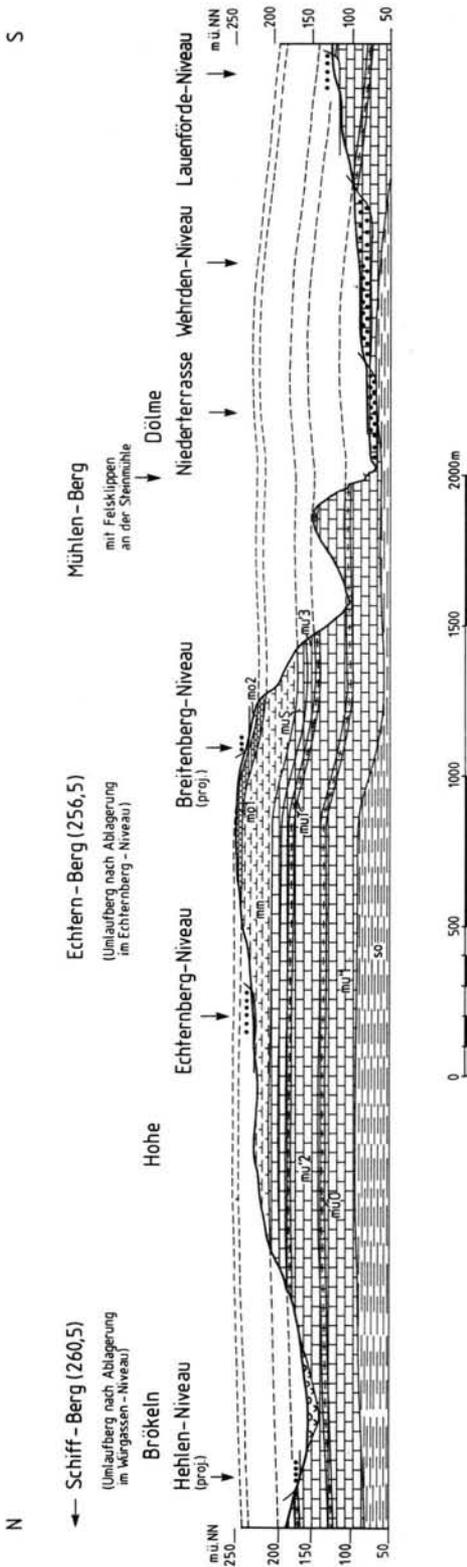
Abb. 3: Ausbildung und Erhaltung von Kies-Vorkommen des Fürstenberg-Niveaus.

Lagepunkte 4222/1971-G8 bei Fürstenberg und 4323/Wt 24 bei Bodenfelde, OT. Wahmbeck, siehe Kap. 8.

In einem Bauaufschluß am neuen Sportplatz in Fürstenberg waren 0,7 m Kies angeschnitten (Basis 128 m über Talau); sie lagen auf Tonigen Grenzschichten der Sollingfolge des Mittleren Buntsandstein und unter Fließerde und Baggergut.

Die Kiesgrube am Hilken-Berg bei Wahmbeck erschließt 4,5 m von 5–10 m sandigem Kies mit Steinen und Blöcken, der zu einem abgesenkten Vorkommen gehört (Basis 50–74 m über Talau).

Aufnahmen P. ROHDE 4. 5. 71 bzw. 17. 5. 88.



Werra und Weser bilden also eine Einheit von bemerkenswerter flußgeschichtlicher Kontinuität. Infolge der Hebung des Mittelgebirgsblockes seit dem jüngeren Tertiär hat sich das Flußsystem Stufe für Stufe tiefer in den Untergrund eingeschnitten. Die Tieferlegung des Talbodens wurde mindestens seit der 2. Hälfte des Pleistozän jeweils von Perioden der Wiederauffüllung, im wesentlichen durch kaltzeitliche Sedimentation von Sand, Kies, Steinen und Blöcken, unterbrochen. So beobachten wir heute eine Folge terrassenartig angeordneter, „ineinandergeschachtelter“ Reste von Flußsedimenten. Die ältesten uns bekannten sind schätzungsweise 800000 bis 900000 Jahre alt. Die Tieferlegung des Talbodens um 170 m innerhalb dieser Zeit bedeutet eine Erosionsleistung von 20 cm im Jahrtausend — das Durchschneiden der eigenen Aufschüttungen ist dabei noch nicht gerechnet.

Das Modell von Terrassen, die untereinander auf lange Erstreckung höhenparallel verlaufen, beinhaltet, daß die Gefällslinie bei jedem Wechsel vom Einschneiden zum Aufschütten ihren Gleichgewichtszustand erreicht hat. Bemerkenswert in diesem Zusammenhang sind die besonders ausgeprägten Mäander der Weser etwa zwischen Holzminen und Hehlen (vgl. R. HERRMANN 1951). Bereits für das höchste Terrassenniveau lassen sich Mäander rekonstruieren, und noch der heutige Flußlauf ist windungsreich.

Abb. 4: Ottensteiner Hochfläche mit Umlaufbergen sowie Taleinschnitt der Weser in der Muschelkalk-Landschaft zwischen Brökeln und Dölmle.

Verlauf des Schnittes siehe Abb. 2;  
Überhöhung 2,5-fach.

Schichtenfolge:

- Lockergesteine des Pleistozän —
  - Löß-Decke nicht dargestellt
  - Bogen-Signatur: Fließerde (z. T. Löß-Material)
  - Punkt-Signatur: Sand-Kies-Terrassen der Weser; Bezeichnung der Niveaus siehe Abbildung 1
- Festgesteine der Muschelkalk-Zeit —
  - mo2 Ceratiten-Schichten
  - mo1 Trochitenkalk
  - mm Mittlerer Muschelkalk
  - muS Schaumkalk-Bänke
  - mu'3 Wellenkalk 3
  - muT Terebratel-Bänke
  - mu'2 Wellenkalk 2
  - muO Oolith-Bänke
  - mu'1 Wellenkalk 1
- Festgesteine der Buntsandstein-Zeit —
  - so Oberer Buntsandstein (Röt)

Tab. 2: Verlauf des Flußsystems ‚Werra – Weser‘ während der Quartär-Zeit

Zeitabschnitt	Streckenabschnitte	
Jung-Tertiär bei Elster-Kaltzeit	Thüringer Wald – Münden – Hameln – Springe – Nordstemmen – Hannover – Mellendorf (vgl. ROHDE 1983) – Neustadt a. R., OT. Hagen – weiter nach W	
Elster-Kaltzeit (maximale Eisausdehnung) bis frühe Saale-Kaltzeit	Porta Westfalica –	Gebiet zwischen Lübbecke und Uchte (Basis 30–40 m ü. NN) – Bohmte – Neuenkirchen (Old.), OT. Vörden (vgl. MENGELING 1986) – ?
frühe Saale-Kaltzeit (Eisbedeckung in Nord-Deutschland)		Petershagen, OT. Wasserstraße (Basis 16–20 ü. NN) – ?
ab Saale-Kaltzeit (Abschmelzen des Eises des Drenthe-Stadiums)		Nienburg – Bremen

Allerdings waren die Mäander weder über mehrere Eintiefungsstadien in einem Engtal gefangen noch verlagerten sie sich überall frei zwischen den Rändern einer ortsfesten Talweite. Vielmehr liegen die ältesten Bögen heute im Bereich der landschaftlich reizvollen Ottensteiner Hochfläche, nachdem die Weser den Abschnitt Dölme – Hehlen zum Taleinschnitt ausgeformt hat (Abb. 4). Der Vorgang des Mäandrierens selbst hatte über die Jahrhunderttausende Bestand und weist darauf hin, daß hier seit langem die stärkere Hebungstendenz des südlich gelegenen Berglandes allmählich ausklingt. Es scheint dabei kein Zufall zu sein, daß die Weser im Abschnitt Rühle – Bodenwerder – Hehlen – Hameln (Abb. 2) relativ gestreckt am Rand der Elfas-Überschiebung verläuft.

## 8. Liste der Probenentnahme-Stellen

Die Spalten 1–16 enthalten Angaben über die Lage der Stellen der Probenentnahme, über die im Labor ausgeführten Untersuchungen und die Einordnung der untersuchten Vorkommen in das Schema der Terrassenfolge:

1: Fluß-Kilometer.  
[ ] an die Flußstrecke projizierte ungefähre Lage eines abgelegenen Probenentnahme-Punktes.

- 2, 3: Höhenlage des Vorkommens zur heutigen Talau; 2: Basis; 3: heutige Oberfläche.  
Angaben in Meter über Mittelhochwasser (MHW) 1941/70 bzw. 80, mit Minus-Zeichen: unter MHW.
- 4: Einordnung des Vorkommens in das Schema der Terrassenfolge entsprechend Abb. 1.  
? Einordnung fraglich.  
↓ Vorkommen in abgesenkter Lage.
- 5: Blatt-Nummer der Topographischen bzw. Geologischen Karte 1:25000.
- 6: Bezeichnung des Probenentnahme-Punktes.
- 7: Tiefe der Probenentnahme in Meter unter Gelände.
- 8: Geländehöhe des Probenentnahme-Punktes in Meter über NN.  
Höhenangaben mit + abgelesen aus der Dt. Grundkarte 1:5000, alle anderen aus der Topographischen Karte 1:25000.
- 9, 10: Gauß-Krüger-Koordinaten des Probenentnahme-Punktes, angegeben ohne die beiden ersten Ziffern; 9: Rechtswert; 10: Hochwert.
- 11–16: Untersuchungen im Labor.  
Angaben mit “ veröffentlicht bei PREUSS & ROHDE 1977 sowie ROHDE 1971 und 1976. Angaben mit - nicht ausgewertet wegen mutmaßlichem Nebental-Einfluß.
- 11: Korngrößenverteilung;
- 12: Geröllzusammensetzung nach Gesteinsarten, Fraktion 6,3–12,5 mm, z. T. 12,5–20 mm, selten 4,0–6,3 mm;
- 13: Schwerminerale 0,063–0,355 mm;
- 14: Tonfraktionsminerale < 0,002 mm;
- 15: Eisen-Gehalt der Fraktion < 2 mm;
- 16: Magnetische Remanenz.

1 Fluß-km	2 Höhenlagen bezogen auf Talaue	3	4 „Terrasse“	5 GK 25	6 Probe	7	8 Gelände-Höhe	9 10 R-Wert/H-Wert	11 12 13 14 15 16 Untersuchungen
28	13	16	Reiherbach-N.	4323	/ XIX	/ 1,5 / 3,0	129	38500 / 18745	G' G'
28	-8	2	Niederterrasse		/ XXV	/ 3—8	106,8	38235 / 18720	G'
30		180	(Tertiär)		/ II	/ ca. 0,5	287	37000 / 20350	G'
31	95 → 101	114	Gewissenruh-N. ↓		/ XIV	/ 1,0 / 1,5	213,5	37445 / 21300	G' G'
					Wt 23	/ 1,7 — 3,7			
33	6	23	Reiherbach-N. ↓		/ XXII	/ ca. 5	128	37750 / 21925	G'
38	50 → 74	81	Fürstenberg-N. ↓		/ XIII	/ 4,8 — 5,1 / 7,0—7,5 / 7,5—8,0	165	35150 / 22680	G' G' G'
					Wt 24	/ 2,3—4,3	161,5	35090 / 22700	
46	113	120	Gewissenruh-N.	4322	/ I	/ ca. 1	215	30060 / 24160	G'
47	46	50	Würgassen-N.		/ II	/ 3,6—4,0 / 4,8—5,1	150	29200 / 23810	G' G'
					/ II (a)	/ 4,5—4,7	150	29130 / 23820	G'
53	17	21	Reiherbach-N.		/ IV	/ 2,5—4,0	117	27380 / 25250	G'
54,5	33	40	Lauenförde-N.		/ III	/ 1,3—1,9	133	27760 / 25990	G'
56	-8	4	Niederterrasse		/ V	/ ca. 9,5	96,2	27070 / 27500	G'
57	-8	4	Niederterrasse		/ VI	/ ca. 3	97,5	27180 / 28180	G'
62	128	139	Fürstenberg-N.	4222	1971-G8	/ ca. 1	224	28040 / 32320	G'
64	129	133	Fürstenberg-N.		Wt 22	/ 1,6—1,8	225	28465 / 33485	K G T
					Wt 20	/ 1,8—2,0	225	28465 / 33485	K G S E
					Wt 21	/ 1,55—1,60 / 1,80—1,85 / 2,00—2,05 / 2,45—2,55 / 2,60—2,70 / 3,10—3,20	225	28440 / 33460	K S E M K S E M K S E M K G S T E K S E M K S E M

1 Fluß-km	2 Höhenlagen bezogen auf Talaue	3	4 „Terrasse“	5 GK 25	6 Probe	7	8 Gelände-Höhe	9 10 R-Wert/H-Wert	11 12 13 14 15 16 Untersuchungen
82	107	128	Gewissenruh-N.	4122	Wt 18	/ 4,5–5,0 / 8,0–9,0 / 13,0–15,0	207	28120 / 45950	K S T E K G S T E K S T E
89,5	55	61	Würgassen-N.		Wt 14	/ 3,0–4,5 / 6,0–6,5 / 9,5–10,0	147,5 <sup>+</sup>	30420 / 50747	K G S T E K G S T E K G S T E
90,5	26 → 33	33	Lauenförde-N.		Wt 13	/ 0,7–1,5 / 1,7–2,5	110,8 <sup>+</sup>	29670 / 50844	K G S T E K G S T E
92,5	-23 → -8	13	Wehrden-N.		Wt 12	/ 1,5–2,0 / 2,8–3,0 / 6,0–6,5 / 11,5–12,0 / 15,0–18,0	90,4 <sup>+</sup>	30117 / 51575	K G S T E K S T E K G S T E G S G S
[ 97]	142	150	Breitenberg-N.	4022	Wt 11	/ 1,0–2,0 / 3,0–3,5	225,5	29660 / 55205	K G S T E K G S T E
[ 98]	156	158	Breitenberg-N.		Wt 10	/ 1,5–2,0 / 2,5–3,0	238,0	29600 / 55900	K G S T E K G S T E
98	≦ 0		Reiherbach-N.		Wt 9	/ 1,0–2,0	237,0	29600 / 55930	K G S T E
[101]	148	151	Echternberg-N.		1971-H7 Wt 6	/ 16,3–20 / 0,5–1,0 / 1,0–1,5	99 227,6 <sup>+</sup>	32550 / 52290 32284 / 57047	G' K G S T E K G S T E
[110]	91	94	Hehlen-N.		Wt 4	/ 1,5–2,0 / 2,5–3,2	169,0	32120 / 59335	K G S T E K G S T E
114,5	22	33	Reiherbach-N.		Wt 1	/ 3,0–4,0 / 8,5–9,0	104,2 <sup>+</sup>	34110 / 60958	K G S T E K G S T E
114,5	-15	14	Wehrden-N.		/SE 72	/ ca. 7 / ca. 11	ca. 79	33970 / 61370	K S E K G S E
115	72	78	Kathagen-N.		Wt 2	/ 0,5–1,3 / 2,0–2,7	150,6 <sup>+</sup>	33556 / 60455	K G S T E K G S T E
116,5	53	63	Würgassen-N.		Wt 3	/ 0,6–1,5 / 1,8–2,0	131,0 <sup>+</sup>	33112 / 60780	K G S T E K G S T E

## 9. Verzeichnis der Schriften und Karten

- AMTHAUER, H. (1972): Untersuchungen zur Talgeschichte der Oberweser. — Göttinger geogr. Abh., 59: 99 S., 16 Abb., 1 Tab., 2 Taf., 1 Kt.; Göttingen.
- ANDRES, W. & SEWERING, H. (1983): The Lower Pleistocene Terraces of the Lahn River Between Dietz (Limburg Basin) and Laurenburg (Lower Lahn). — In: K. FUCHS, GEHLEN, MÄLZER, MURAWSKI & SEMMEL (Hrsg.): Plateau Uplift: 93–97, 3 Abb.; Berlin u. Heidelberg.
- BIBUS, E. (1983): Distribution and Dimension of Young Tectonics in the Neuwied Basin and the Lower Middle Rhine. — In: K. FUCHS, GEHLEN, MÄLZER, MURAWSKI & SEMMEL (Hrsg.): Plateau Uplift: 55–61, 3 Abb.; Berlin u. Heidelberg.
- BODENCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN. Berichte des Bodenchem. Labors. — Archiv. Nds. L.-Amt f. Bodenforschung, LA 4022; Hannover. — [Unveröff.]
- BRUNNACKER, K. & BOENIGK, W. (1983): The Rhine Valley Between the Neuwied Basin and the Lower Rhinish Embayment. — In: K. FUCHS, GEHLEN, MÄLZER, MURAWSKI & SEMMEL (Hrsg.): Plateau Uplift: 62–72, 6 Abb.; Berlin und Heidelberg.
- , DOLEZALEK, B., KEMP, E. K., KOČI, A., MENTZEN, H., RAZI RAD, M. & WINTER, K.-P. (1978): Die Mittelterrassen am Niederrhein zwischen Köln und Mönchengladbach. — Fortschr. Rheinld. u. Westf., 28: 277–324, 16 Abb., 4 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- ELLENBERG, J. (1968): Beziehungen zwischen Auslaugung und quartärer Sedimentation im thüringischen Werra-Kaligebiet. — Z. dt. geol. Ges., 117: 670–679, 6 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- (1975): Schwermineralverteilung, Sedimentation und Stratigraphie im Quartär der mittleren Werra. — Z. geol. Wiss., 3/11: 1389–1404, 13 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- FROMM, K. (1987a): Paläomagnetische Bestimmungen zur Korrelierung altpleistozäner Terrassen des Mittelrheins. — Mainzer geowiss. Mitt., 16: 7–29, 16 Abb., 1 Tab.; Mainz.
- (1987b): Paläomagnetische Datierung der drittältesten Weserterrasse. — Archiv Nds. L.-Amt f. Bodenforschung, 101872: 10 S., 2 Anlg.; Hannover. — [Unveröff.]
- GK 25 — Geologische Karte . . . 1:25000, mit Erläuterungen. [Siehe Übersicht am Ende des Verzeichnisses]
- GRUPE, O. (1929): Geologische Karte von Preußen 1:25000, m. Erl., Bl. 4022, 4122, 4222. — 2. Aufl.; Berlin (Preuß. Geol. L.-Anst.). — Im einzelnen folgende Blätter:  
4022 Ottenstein: 62 S., 2 Taf., 1 Kt.;  
4122 Holzminden: 71 S., 1 Taf., 1 Kt.;  
4222 Höxter: 36 S., 1 Kt.
- HECK, H.-L. (1928): Beiträge zur Talgeschichte der oberen Leine. — Jb. preuß. geol. Landesanst., 49/1: 427–453, 5 Abb., 6 Taf.; Berlin.
- HERRMANN, R. (1951): Das Durchbruchtal der Weser zwischen Holzminden und Bodenwerder. — Geol. Jb., 65 (1949): 611–619, 3 Abb.; Hannover.
- LIPPOLT, H. J. (1983): Distribution of Volcanic Activity in Space and Time. — In: K. FUCHS, GEHLEN, MÄLZER, MURAWSKI & SEMMEL (Hrsg.): Plateau Uplift: 112–120, 3 Abb.; Berlin u. Heidelberg.
- MANGELSDORF, P. (1981): Quartärgeologische und paläobotanische Untersuchungen der Schichtfolge in der Tongrube Nachtigall N Höxter/Weser. — Dipl.-Arb. Geol. Inst. Univ.: 63 S., 12 Abb., 6 Tab., 4 Taf.; Hannover. — [Unveröff.]
- MEIBURG, P. & KAEVER, M. (1977): Subrosion und Sedimentation im jüngeren Tertiär des nördlichen Reinhardwaldes (Weserbergland). — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 153, 3: 283–303, 8 Abb.; Stuttgart.
- MENGELING, H. (1986): Geologische Karte 1:25000, m. Erl., Bl. 3514 Vörden. — 125 S., 35 Abb., 5 Tab., 7 Kt.; Hannover (Nds. L.-Amt f. Bodenforsch.).
- PREUSS, H. (1973): Bericht über die Kartierung des Quartärs auf der TK 25, Nr. 4323 Bl. Uslar (SW-Viertel) und Nr. 4322 Blatt Karlshafen (SE-Rand) unter besonderer Berücksichtigung des Umlaufaltales von Bodenfelde und der höheren Weserterrassen. — Dipl.-Arb. Techn. Univ., Hannover: 77 S., 17 Abb., Tab., Diagr., 1 Kt.; Hannover. — [Unveröff.]
- (1975): Gliederung und Zusammensetzung der Weserterrassen-Körper bei Bodenfelde (mit einer geol. Kartierung). — Mitt. Geol. Inst. Techn. Univ. Hannover, 12: 5–50, 4 Abb., 6 Tab., 3 Taf.; Hannover.
- & ROHDE, P. (1979): Quartär. — In: Geol. Karte 1:25000, Erl. Bl. 4323 Uslar: 36–61, Abb. 4–6, Tab. 4–8; Hannover (Nds. L.-Amt f. Bodenforsch.).
- Röntgenographische Untersuchungen. Berichte von H. RÖSCH, H. H. SCHMITZ. — Archiv Nds. L.-Amt f. Bodenforschung, LA 4022; Hannover. — [Unveröff.]
- ROHDE, P. (1971): Exkursionspunkte H3 bis H7 [Erläuterungen auf Halbtagesexkursion 4. 6. 71]. — In: Arbeitsgemeinschaft Nordwestdeutscher Geologen, 38. Tagung in Holzminden, Exkursionsführer (Quartär zwischen Holzminden und Hehlen): 5–19, Abb. 1 u. 2, Tab. 1–4; Hannover.
- (1976): Quartär. — In: Geol. Karte v. Nordrhein-Westfalen 1:25000, Erl. Bl. 4322 Karlshafen: 50–78, Abb. 6–9, Tab. 3–7; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- (1983): Geologische Karte von Niedersachsen 1:25000, m. Erl., Bl. 3724 Pattensen. — 192 S., 43 Abb., 31 Tab., 2 Taf., 8 Kt.; Hannover (Nds. L.-Amt Bodenforsch.).
- (1986) [Bearb.]: Geo-Umwelt im Bergland-Quartär zwischen oberer Weser und Leine. — DEUQUA, 23. Tagung, Exkurs. B: 45 S., 19 Abb., 1 Tab., 1 Beil.; Hannover.

- RUDDIMAN, W. F., McINTYRE, A. & SHACKLETON, N. J. (1986): North Atlantic sea-surface temperatures for the last 1.1 million years. — *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 21 (C. P. SUMMERHAYES & N. J. SHACKLETON (Hrsg.): North Atlantic Palaeoceanography): 155–173, 8 Abb.; London.
- Sedimentpetrographische Untersuchungen. Berichte von B. MATTIAT, W. KNABE. — *Archiv Nds. L.-Amt f. Bodenforsch.*, LA 4022; Hannover. — [Unveröff.]
- THIEM, W. (1988): Das Oberwesertal im Raum Polle — Bodenwerder — Hehlen. Zu aktuellen Problemen der Talgeschichte der Oberweser im Quartär. — *Jb. geogr. Ges. Hannover*, Sh 14: 273–326, 4 Abb., 8 Tab.; Hannover.
- UNGER, K. P. (1974): Quartär. — In: W. HOPPE & G. SEIDEL (Hrsg.): *Geologie von Thüringen*: 742–781, Abb. 140–156, Photo 90 u. 91, Tab. 93–106; Gotha u. Leipzig.
- WIEGANK, F. (1979): Palaeomagnetic dating and correlation of Quaternary deposits in the GDR. — IUGS, Project 73-1-24, Report 5 (Session 1978, Editors V. ŠIBRAVA & F. SHOTTON): 254–262, 2 Abb.; Prag.
- Geologische Karten (Übersicht):**
- Geologische Karte von Niedersachsen  
1:25000, m. Erl., hrsg. v. Nds. L.-Amt f. Bodenforsch., Hannover.  
Bl. 3724 Pattensen (ersch. 1983)  
Bl. 4023 Eschershausen (ersch. 1975)  
Bl. 4323 Uslar (ersch. 1977)
- Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen  
1:25000, m. Erl., hrsg. v. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Krefeld.  
Bl. 4322 Karlshafen (ersch. 1976)
- Geologische Karte von Preußen  
1:25000, m. Erl., hrsg. v. Preuß. Geol. L.-Anst., Berlin.  
Bl. 4022 Ottenstein (2. Aufl. ersch. 1929, vergr.)  
Bl. 4222 Höxter (2. Aufl. ersch. 1929, vergr.)
- Geologische Karte  
1:50000, Reinhardswald, m. Erl., hrsg. v. Hess. L.-Amt f. Bodenforsch., Wiesbaden.
- Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen  
1:100000, m. Erl., hrsg. v. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Krefeld.  
Bl. C. 4318 Paderborn (ersch. 1985)
- Geologische Übersichtskarte  
1:200000, hrsg. v. B.-Anst. f. Geowiss. u. Rohstoffe, Hannover und Geol. L.-Ämter der Bundesrepublik Deutschland.  
Bl. CC 4718 Kassel (ersch. 1979)
- Manuskript eingegangen am 9. 11. 1988.

## Paläomagnetische Datierung hochgelegener Sand-Kies-Terrassen der Weser

KURT FROMM \*)

Terraces, gravel, sand, silt, paleomagnetism, inverse magnetization, thermal demagnetization, magnetostratigraphy, Matuyama Epoch

Lower Saxony, Hesse, Northern German Hills, Weser River  
TK 25 Nr.: 4222, 4323

**Kurzfassung:** An der Oberweser wurden drei Vorkommen altpleistozäner Terrassensedimente paläomagnetisch untersucht, um eine Datierung nach der Polarität der Remanenzen vorzunehmen.

Bei Fürstenberg wechselt in der nach dem Schema von ROHDE (1989) drittältesten pleistozänen Weserterrasse die Polarität. In der vermutlich gleichen Terrasse wurde bei Wahmbeck normale Polarität gefunden, dagegen war die erwartete normale Polarität in einer mutmaßlich jüngeren Terrasse bei Gewissenruh nicht ganz eindeutig nachzuweisen. Daraus folgt, daß der Polaritätswechsel nicht mit Sicherheit der Matuyama/Brunhes-Epochengrenze 700 000 a B.P. zugeordnet werden kann, sondern auch dem Beginn des Jaramillo-Events vor 970 000 a entsprechen könnte.

Die drittälteste Terrasse ist also spätestens im Cromer-Glazial A entstanden, vielleicht auch schon am Ende des Menap. Sie ist mit der „älteren Hauptterrasse“ ( $t_{R4}$ ) am Rhein zu korrelieren.

### [Paleomagnetic Dating of Pleistocene Sand and Gravel Terraces of the Weser River high morphologic Position]

**Abstract:** In the upper section of the Weser valley early Pleistocene sediments on terraces have been investigated for palaeomagnetic dating using the polarity of remanences.

At Fürstenberg the polarity changes in a Pleistocene terrace, which is the third-oldest terrace after the scheme of ROHDE (1989). In presumably the same terrace at Wahmbeck normal polarity was found, in contrast at Gewissenruh the normal polarity expected for a presumably younger terrace could not be proved clearly. Therefore the change in polarity does not show undoubtedly the Matuyama/Brunhes boundary 700 000 a B.P., but even may correspond to the beginning of the Jaramillo event 970 000 a ago.

The third-oldest terrace therefore latest originated in the Cromer glacial A, but perhaps already in the end of the Menapian. It correlates with the older "main terrace" ( $t_{R4}$ ) in the Rhine valley.

### 1. Einleitung

Am Oberlauf der Weser sind an den Hängen des tief eingeschnittenen Tales kleine Vorkommen pleistozäner Weser-Sande und -Kiese bis in 120 m Höhe über der heutigen Talauie erhalten. Nach ROHDE (1989, dieser Band) lassen sich diese Terrassenreste aufgrund ihrer Höhenlage in 11 Terrassenniveaus einordnen. Es bieten sich aber keine Anhaltspunkte für eine Alterszuordnung.

Am Mittelrhein hatten paläomagnetische Bestimmungen an Hochflutlehm und Sanden der altpleistozänen Rheinterrassen zu einer Datierung mit Hilfe der paläomagnetischen Matuyama/-Brunhes-Epochengrenze geführt und erkennen lassen, daß die Sedimente der viert-ältesten Terrasse ( $t_{R4}$ ) noch die inverse Polarität der ausgehenden Matuyama-Epoche aufweisen (FROMM 1987: 15ff). Da die Terrassenfolgen an Mittelrhein und Oberweser vom gleichen Rhythmus der Kaltzeiten mitgeprägt wurden und sich daher vermutlich ähneln, ließ sich abschätzen, daß auch an der Weser die älteren Terrassen schon in der Matuyama-Epoche entstanden waren.

Diese Alterseinschätzung sollte zunächst an einem Profil aus der dritt-ältesten Terrasse bestätigt werden, das bei Fürstenberg in einem der seltenen Aufschlüsse zugänglich ist. Schwierigkeiten bot allerdings das Material; denn dort steht fast nur Grobsand mit Kies an, bei dem schon einzelne nicht im Erdfeld eingeregelt Gesteinssplitter (z. B. aus den Thüringerwald-Vulkaniten) die remanente Magnetisierung bestimmen können. Später folgten Bestimmungen an Sanden und Schluff aus der gleichen Terrasse bei Wahmbeck und aus der nächstjüngeren bei Gewissenruh.

Die Untersuchung wurde vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung (NLfB) im Rahmen der geologischen Landesaufnahme vorgenommen.

\*) Anschrift des Autors: K. FROMM, Nieders. Landesamt f. Bodenforschung, Stilleweg 2, D—3000 Hannover 51.

## 2. Probenbeschaffung

In den drei Aufschlüssen bei Fürstenberg, Wahnbeck und Gewissenruh wurden unter der geologischen Führung von Herrn Dr. ROHDE, NLFB, Vertikalprofile beprobt. In der Regel wurden quaderförmige Handstücke im Anstehenden freigelegt und nach dem Aufbringen einer Orientierung abgestochen. Aus einigen Sandschichten, besonders bei Gewissenruh, konnten aber nur Stechrohrproben gewonnen werden, da der relativ grobe Sand kaum bindiges Material enthielt. Im Labor für Gesteinsmagnetik des NLFB wurden die Proben mit einem handelsüblichen Putzgrund verfestigt und für die magnetischen Messungen in Würfel mit 37 mm Kantenlänge zerlegt. Aus den Handstücken konnten meistens 10 oder mehr Würfel gewonnen werden, aus den Stechrohrproben nur je einer.

## 3. Bestimmung der paläomagnetischen Polarität

Magnetisierte feinkörnige Gesteinspartikel können sich im Wasser nach dem magnetischen Erdfeld ausrichten und dadurch bei ihrer Ablagerung dem Sediment eine entsprechend gerichtete Remanenz verleihen. Die bei Ablagerung von grobem Sand und Kies herrschende Strömung dürfte allerdings eine solche magnetische Ausrichtung weitgehend verhindern; daß sie dennoch beobachtet wird, kommt vermutlich daher, daß sie in den Zwickeln zwischen den größeren Körnern entsteht; sie ist aber vielfach stark gestört. Dagegen ist in schluffigem Sand meistens eine brauchbare Ausrichtung vorhanden, an der die Polarität des bei der Ablagerung herrschenden Erdfeldes noch zu erkennen ist.

Die Paläoremanenz wird überlagert von einem viskos dem heutigen Feld sich angleichenden Anteil. Diese viskose Remanenz wurde im Labor durch partielle Demagnetisierung in einem magnetischen Wechselfeld von 20 mT oder 40 mT eliminiert.

Eine weitere sekundäre, also nach der Sedimentation entstandene Remanenz kann auf chemische Prozesse, z. B. in Eisen-Mangan-Verkittungen, zurückgeführt werden. Chemische Remanenzen sind sehr stabil gegen Magnetfelder und können daher mit der angewandten partiellen Demagnetisierung nicht beseitigt werden.

Sämtliche nach der Demagnetisierung gemessenen Remanenzen wurden in Profildiagrammen dargestellt, sowohl die Richtungsparameter (Deklination und Inklination) wie auch die Vektorbeträge, wobei das Profil zu einer äquidistanten Folge von Proben bzw. Schichten schematisiert ist (Abb. 2 bis 4). Eine Polaritätssäule erleichtert den Vergleich der räumlichen Richtung der Remanenz mit der des paläomagnetischen Feldes im Quartär ( $D = 0^\circ$ ;  $I = 65^\circ$ )

und vermittelt mit der Länge der Polaritätsmarken — dem Maß der Parallelität — einen Eindruck von der Streuung der Remanenzrichtungen innerhalb eines Horizontes. Damit läßt sich die Polarität der Remanenzen direkt von den Profildiagrammen her beurteilen.

Da die Würfel aus zwei übereinanderliegenden Horizonten innerhalb der Handstücke stammen und daher bereits verschiedene Polarität ihrer Paläoremanenz besitzen können, erscheinen bei den Handstücken in Abb. 2 zwei Horizonte. Die Mittelwerte zu den Horizonten sind durch Kurvenzüge verbunden.

## 4. Paläomagnetische Befunde in den Aufschlüssen

### 4.1. Fürstenberg

Zwischen Boffzen und Fürstenberg am Oberlauf der Weser ( $R = 3528,44$  km;  $H = 5733,46$  km; 225 m über NN) sind ab 129 m über der heutigen Talaue auf dem Mittleren Buntsandstein 3—4 m mächtige Sand-

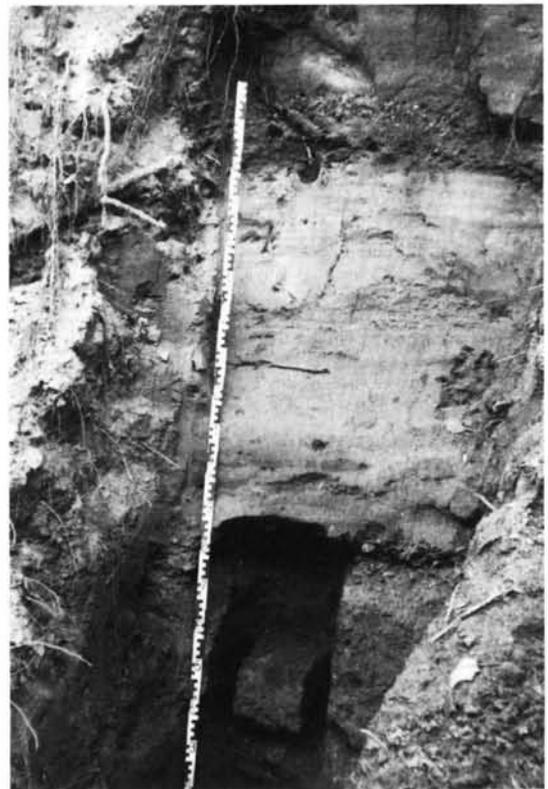


Abb. 1: Flußablagerungen bei Fürstenberg, die zur drittältesten Weserterrasse gehören. Der Polaritätswechsel in der Paläoremanenz liegt ca. 10 cm unter der Meßplattenmitte.

schichten erhalten. Der vorwiegend grobe Sand führt im unteren und oberen Bereich des Aufschlusses Kies mit einer Körnung bis zu ca. 1 cm sowie Sandsteinbröckchen mindestens gleicher Größe; dazwischen liegt ca. 1 m mächtiger schluffiger Mittelsand, in dem einzelne Horizonte mit Eisen-Mangan-Verkittungen vorkommen (Abb. 1).

Die Beprobung (Punkt Wt 21 bei ROHDE 1989; dieser Band) erfaßte mit 11 Handstücken und 3 Stechproben die Sandschichten in einem Bereich von 1,25 m bis 3,15 m unter der dortigen Oberfläche.

Die viskose Remanenz wurde mit 20 mT weitgehend beseitigt; denn im unteren Teil des Profils traten danach Remanenzrichtungen hervor, die einer inversen Polarität entsprechen. Weitere Versuche mit höheren Feldstärken oder mit thermischer Demagnetisierung (durch Erhitzen) zielten auf die Klärung der Polarität bei der stark streuenden Remanenz im Kies; sie

führten aber zu keinem Erfolg. Erhitzen über 200°C resultierte dabei in sprunghaft ansteigenden Remanenzen.

Aus Abb. 2 ist für den oberen Profilabschnitt eindeutig normale Polarität abzulesen. Im unteren Teil kommen invers polarisierte Remanenzen und Zwischenrichtungen vor. Als wirklich invers polarisiert können die Proben in 2,35 m Tiefe und die oberen Horizonte der Proben in 2,25 m und in 2,60 m Tiefe genannt werden. Zwischen 2,60 m und 3,00 m Tiefe streuen die Remanenzrichtungen besonders stark. Die drei Stechproben aus 3,15 m Tiefe sind normal polarisiert.

Das Vorkommen überwiegend inverser Remanenzen in mehreren Horizonten des unteren Profiltiles läßt sich nur auf eine Entstehung in der Matuyama-Epoche zurückführen. Das Auftreten normaler Polarität in Horizonten zwischen und unter den inversen Remanenzen kann mit einer postsedimentären Chemo-

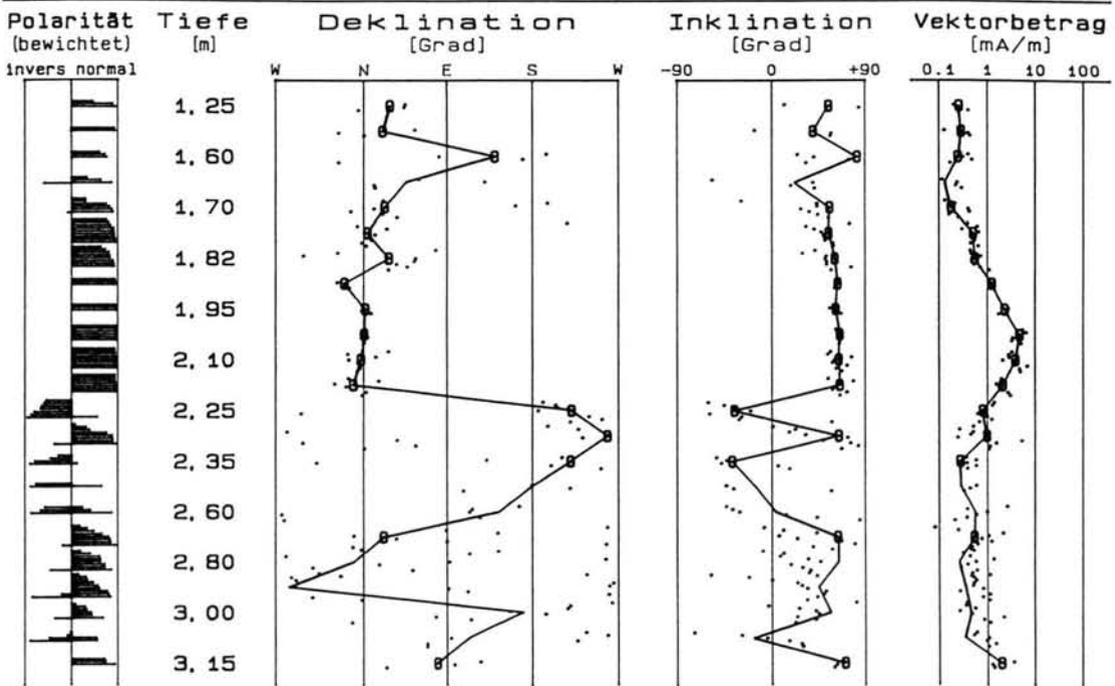


Abb. 2: Paläoremanenzen im Profil bei Fürstenberg.

Erläuterungen zur Darstellung und zu den Symbolen in den Profildiagrammen:

Die Polaritätsmarken sind bewichtet; ihre Länge ist die Projektion des Remanenzvektors auf die Feldrichtung ( $D = 0^\circ$ ;  $I = 65^\circ$ ).

• Einzelwerte zu einem Meßwürfel

o Mittelwerte für einen Horizont; sie sind durch Linienzüge miteinander verbunden. Bei stark streuenden Einzelrichtungen entfallen die Symbole (o). Bei den Richtungen (Deklination und Inklination) wurde die Resultierende der Einheitsvektoren benutzt und bei den Vektorbeträgen ein vektorieller Mittelwert (=Resultierende dividiert durch die Anzahl der Einzelvektoren).

Die Tiefenskala ist schematisiert zu äquidistanten Abständen der Probenhorizonte.

remanenz kaum erklärt werden, weil keine besonderen Voraussetzungen dafür speziell in diesen Schichten erkennbar sind. Auffällig ist aber, daß der Polaritätsgegensatz zwischen den beiden Horizonten in der Probe bei 2,25 m Tiefe mit einem Wechsel der Korngröße im Sediment einhergeht: während im schluffigen oberen Teil der Probe die inverse Remanenz erhalten ist, scheint im Mittel- bis Grobsand des unteren Teiles später eine Reorientierung nach der normalen Feldrichtung erfolgt zu sein. Normale Feldrichtung herrschte nämlich bereits, als die Aufschotterung des oberen Profilabschnittes erfolgte und die unteren Schichten daher mit Wasser gesättigt waren, so daß Reorientierungen der magnetischen Partikel — ausgelöst beispielsweise durch seismische Wellen, worauf bereits KOCI hinwies (BOENIGK et al. 1979: 518) — noch möglich waren. Auch die anderen unteren Horizonte mit normaler Polarität weisen mit ihrem grobkörnigen Material und in ihrer Position die gleichen Voraussetzungen für eine solche Reorientierung auf.

Im Aufschluß bei Fürstenberg ist also ein Wechsel von ursprünglich inverser Polarität im unteren Teil zu normaler im oberen Teil des Profils festzustellen.

#### 4.2. Aufschluß bei Wahmbeck

Bei Wahmbeck sind auf dem Hilkenberg ( $R = 3535,09$  km;  $H = 7522,70$  km; 161 m über NN) Flußablagerungen angeschnitten, die den bei Fürstenberg untersuchten entsprechen sollen (PREUSS & ROHDE 1979), hier bei Wahmbeck allerdings in tektonisch abgesenkter Position nur ca. 60 m über der heutigen Talau aufzutreten. Zwischen den in ca. 4 m Mächtigkeit aufgeschlossenen Kies- und Schotterschichten konnten vier Handstücke aus drei zum Teil schluffigen Sandlagen gewonnen werden (Punkt Wt 24, sowie Abb. 3 unten bei ROHDE 1989, in diesem Band).

Abb. 3 zeigt das zugehörige Profildiagramm, aus dem eine normale Polarität für die beiden oberen Schich-

ten abzulesen ist. Die Remanenzrichtung der untersten Schicht ist untypisch, sie beruht wahrscheinlich auf der größeren Richtungsstreuung in dem groben Material der Probe.

Der Befund an diesem Aufschluß steht nicht in Widerspruch zu jenem bei Fürstenberg, bei dem die oberen Schichten ebenfalls normal polarisiert sind. Da die unteren Schichten am Hilkenberg durch ca. 2 m hohe Schuttmassen unzugänglich waren, konnte nicht überprüft werden, ob auch hier der untere Teil des Profils wie bei Fürstenberg invers polarisierte Remanenzen aufweist.

#### 4.3. Aufschluß bei Gewissenruh

Auf dem Berghang über Gewissenruh ( $R = 3537,44$  km;  $H = 5721,30$  km; 213 m über NN) sind Sedimente in ca. 5 m Mächtigkeit aufgeschlossen, die einer Terrasse angehören, deren Basis etwa 95–101 m über der heutigen Talau liegt und die jünger als jene bei Fürstenberg sein soll (Punkt Wt 23 bei ROHDE 1989, in diesem Band). Dort wurden 5 Schichten — Sandlagen mit nur sehr geringen Schluffanteilen — beprobt, und zwar vorwiegend mit Stechrohren, da der Sand anders nicht zusammengehalten hätte.

Die Magnetisierung ist sehr gering und ließ sich bei einer größeren Anzahl von Probenwürfeln nach der Demagnetisierung nicht mehr bestimmen. In Abb. 4 wurden die Proben schichtweise zusammengefaßt. Die Remanenzen aus der Schicht 2 lassen keine bevorzugte Richtung erkennen, so daß man davon ausgehen kann, daß in dem groben Sand dieser Schicht gar keine Einregelung erfolgt ist. Auch in den Schichten 1, 3 und 4, in denen Mittelsand mit Kiesanteilen und kleinen Steinresten gemischt ist, läßt sich die Polarität nicht bestimmen; die normalen Remanenzen in dem etwas bindigeren Material der Schicht 5 sind zwar deutlich, reichen aber nicht zu einer überzeugenden Polaritätsbestimmung für das ganze Profil aus.

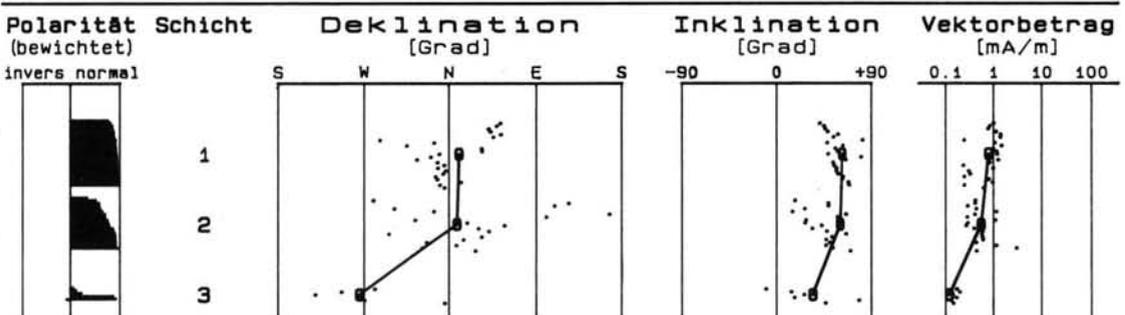


Abb. 3: Paläoremanenzen im Aufschluß am Hilkenberg bei Wahmbeck. (Erläuterungen zu den Profildiagrammen in Abb. 2).

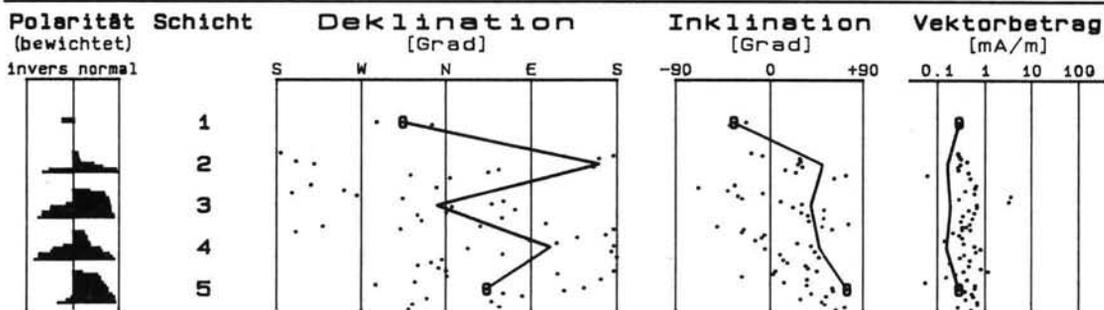


Abb. 4: Paläoremanenzen im Aufschluß bei Gewissenruh.  
(Erläuterungen zu den Profildigrammen in Abb. 2).

## 5. Ergebnis

Nach dem Befund am Hilkenberg bei Wahmbeck könnten die dort beprobten Schichten dem oberen Profiteil bei Fürstenberg entsprechen. Daher besteht kein Widerspruch zu der von ROHDE (1989 in diesem Band) genannten Zuordnung der tektonisch abgesenkten Terrasse am Hilkenberg zur untersuchten Terrasse bei Fürstenberg. Dies bedeutet aber noch keine Bestätigung der Richtigkeit dieser Zuordnung.

Im Profil bei Fürstenberg weisen die Remanenzen einen Polaritätswechsel auf, der sehr wahrscheinlich den Übergang von der Matuyama- zur Brunhes-Epoche vor ca. 700 000 Jahren markiert. Die Schotter bei Gewissenruh aus der nächstjüngeren Terrasse müßten demnach aus der Brunhes-Epoche stammen und normale Polarität der Remanenz aufweisen. Dies ließ sich leider nicht ganz eindeutig nachweisen, denn es kann eine inverse Polarität in den oberen Schichten nicht völlig ausgeschlossen werden. Für die Datierung des Polaritätswechsels bei Fürstenberg muß daher auch eine andere Stelle der Reversions-Zeitskala in Betracht gezogen werden, nämlich der Beginn des Jaramillo-Events vor genau 970 000 Jahren.

Das Alter der bei Fürstenberg untersuchten Terrasse kann also aus den verfügbaren Daten nicht ganz eindeutig festgelegt werden; dennoch erlauben die paläomagnetischen Bestimmungen folgende Korrelationen:

Die Matuyama/Brunhes-Grenze liegt nach ZAGWIJN (1985: Abb. 2) in der ersten Kaltzeit des Cromer-Komplexes. Danach stammen die Ablagerungen auf der Terrasse bei Fürstenberg sehr wahrscheinlich aus dem Cromer-Glazial-A, vielleicht aber, wenn die Datierung mit dem Jaramillo-Event zuträfe, sogar aus dem Menap kurz vor der Bavel-Warmzeit (ZAGWIJN & DOPPERS 1978: Abb. 3).

Die paläomagnetischen Bestimmungen am Mittelrhein hatten bei St. Goar in den Sedimenten auf der

viert-ältesten Terrasse ( $t_{R4}$ ) sowohl den Matuyama/Brunhes-Epochenwechsel erkennen lassen als auch eine normal polarisierte Zone im inversen Bereich, die als Anzeichen für das Jaramillo-Event gedeutet wurde (FROMM 1987: Abb. 6). Daraus folgt nun eine Korrelation dieser „älteren Hauptterrasse“ am Rhein mit der nach dem Schema von ROHDE (1989 in diesem Band: Abb. 1) dritt-ältesten Weserterrasse bei Fürstenberg.

In diesem Zusammenhang muß auch an eine paläomagnetische Datierung an der Werra erinnert werden: nach WIEGANK (1979: 256) wurde die Matuyama/Brunhes-Grenze in der „Oberen Oberterrasse“ der Werra bei 55 m über der heutigen Talauflage gefunden; leider aber sind dazu keine Daten veröffentlicht worden.

## 6. Schriftenverzeichnis

- BOENIGK, W., KOCI, A. & BRUNNACKER, K. (1979): Magnetostratigraphie im Pleistozän der Niederrheinischen Bucht. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 9: 513–528, 4 Abb.; Stuttgart.
- FROMM, K. (1987): Paläomagnetische Bestimmungen zur Korrelation altpleistozäner Terrassen des Mittelrheins. — Mainzer geowiss. Mitt. 16: 7–29, 16 Abb., 1 Tab.; Mainz.
- PREUSS, H. & ROHDE, P. (1979): Quartär. — In: Geol. Karte 1: 25 000, Erl. Bl. 4323 Uslar: 36–61, Abb. 4–6, Tab. 4–8; Hannover (Nieders. L.-Amt Bodenforsch.).
- WIEGANK, F. (1979): Palaeomagnetic Dating and Correlation of Quaternary Deposits in the GDR. — Project 73/1/24 Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere, Report 5: 254–262, 2 Abb.; Prague.
- ZAGWIJN, W. H. (1985): An outline of the Quaternary stratigraphy of the Netherlands. — Geol. en Mijnbouw, 64: 17–24, 6 Abb.; Dordrecht.
- & DOPPERS, J. W. CHR. (1978): Upper Cenozoic of the southern North Sea Basin: palaeoclimatic and palaeogeographic evolution. — In: A. J. van Loon (ed.); Keynotes of the MEGS-II (Amsterdam, 1978). Geol. en Mijnbouw, 57: 577–588.

## Quartärgeologisch-tephrostratigraphische Neuaufnahme und Interpretation des Pleistozänprofils Kärlich

CHRISTEL VAN DEN BOGAARD, PAUL VAN DEN BOGAARD & HANS-ULRICH SCHMINCKE \*)

Pleistocene, stratigraphy, mining pit, sections, loess, sand, gravel, pyroclastics, pumice, major-element analyses, trace-element analyses, geochemistry,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  laser dating, tephrochronology, provenance

Rhineland-Palatinate, Rhenish Schiefergebirge, Eifel Mountains.

TK 25 Nr.: 5610

**Kurzfassung:** Die quartäre Sedimentfolge der Kärlicher Tongrube ist ein Schlüsselprofil für das Pleistozän Mitteleuropas: (a) Rhein- und Mosel-Terrassenablagerungen belegen die junge tektonische Hebung des paläozoischen Rheinischen Schildes, (b) Löß- und Paläobodenschichten spiegeln spätquartäre Klimaschwankungen wider, (c) Artefakt-Horizonte dokumentieren eine ausgedehnte frühmenschliche Geschichte des Mittelrheinraums, und (d) zahlreiche eingeschaltete Tephralagen — abgelagert während explosiver Vulkaneruptionen im Osteifel-Vulkanfeld — bilden ideale chronostratigraphische Leithorizonte. Die chemische und mineralogische Zusammensetzung zweier phonolithischer Bims-Fallablagerungen, die bisher als „Wehrer Bimse“ bezeichnet wurden, unterscheidet sich drastisch von schlotnahen Tephraablagerungen am Wehr-Vulkan selber. Darüber hinaus zeigen  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Lasersanalysen von Feldspat-Kristallen, daß die beiden Tephraablagerungen, mit Eruptionsaltern von  $452.000 \pm 8.000$  Jahren vor Heute (KAE-DT2) und  $\leq 618.000 \pm 13.000$  Jahren v. h. (KAE-DT1), bis zu doppelt so alt sind, wie bislang angenommen. Schlotnahe, strombolianisch-phreatomagmatische, mafische Tephraschichten (KAE-BT4; lokale Bezeichnung: „Brockentuff“), die einem interglazialen Paläobodenhorizont im Hangenden der jüngeren Bimsablagerung eingeschaltet sind (lokale Bezeichnung: „Kärlicher Interglazial“), stammen von einem heute erodierten, kleinen Eruptionszentrum NW der Tongrube.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen von Phlogopit-Einsprenglingen nach dem Stufenheizungs- und Laserverfahren ergeben für KAE-BT4 ein Eruptionsalter von  $396.000 \pm 20.000$  Jahren v. h. Unsere Untersuchung zeigt, daß das Kärlicher Profil vor allem terrestrische Pleistozänablagerungen enthält, die zur Zeit der marinen Sauerstoffisotopenstadien 11 bis 19 abgelagert wurden. Jüngere Schichten sind nur unvollständig im Hangenden von KAE-BT4 erhalten. Das „Kärlicher Interglazial *locus typicus*“ repräsentiert eine ca. 400.000 Jahre alte interglaziale Klimaphase und wird

hier mit dem marinen Sauerstoffisotopenstadium 11 korreliert. Frühmenschliche Artefakte, die in Schichten unmittelbar im Hangenden der Tephra KAE-BT4 auftreten, könnten demnach ebenfalls bis zu ca. 400.000 Jahre alt sein.

### [Geological and Tephrostratigraphical Survey and Interpretation of the Kärlich Pleistocene Section]

**Abstract:** The Quaternary sedimentary sequence of the Kärlich clay pit (F.R.G.) represents a key Pleistocene section in Central Europe: (a) Rhine and Moselle terrace sediments record the young tectonic uplift of the Paleozoic Rhenish Shield, (b) loess and paleosol strata reflect Late Quaternary climatic changes, (c) artefact horizons document an extended history of early man in the Middle Rhine area, and (d) numerous intercalated tephra layers — derived from explosive eruptions in the East Eifel volcanic field — form ideal chronostratigraphic markers. Mineral and chemical compositions of two prominent phonolite fallout beds, traditionally labelled "Wehr pumice", strikingly differ from near-vent tephra deposits at Wehr volcano. Moreover, single crystal  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  laser analyses show the tephra to be up to twice as old than previously assumed, yielding eruption ages of  $452,000 \pm 8,000$  a B.P. (KAE-DT2), and  $\leq 618,000 \pm 13,000$  a B.P. (KAE-DT1). Near-vent, strombolian to phreatomagmatic, mafic tephra deposits (KAE-BT4; local term: "Brockentuff") embedded in interglacial paleosol strata above the younger pumice bed (local term: "Kärlich interglacial") are derived from a now eroded, small vent NW of the clay pit, and were erupted  $396,000 \pm 20,000$  a B.P. as indicated by both  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  step heating and laser dating of phlogopite phenocrysts. Our study indicates the Kärlich section to chiefly comprise Pleistocene terrestrial strata that are contemporaneous with marine oxygen isotope stages 11 to 19. Younger deposits overlying tephra KAE-BT4 are incompletely preserved. The "Kärlich interglacial *locus typicus*" represents an interglacial climatic phase ca 400,000 years ago, and is here correlated with marine oxygen isotope stage 11. Early man artefacts found in strata immediately above tephra KAE-BT4 thus may also be as old as ca 400,000 years.

\*) Anschriften der Autoren: C. VAN DEN BOGAARD, P. VAN DEN BOGAARD, H.-U. SCHMINCKE, Institut für Mineralogie, Ruhr-Universität Bochum, Postfach 102148, D — 4630 Bochum 1.

## 1. Einleitung

Die pleistozäne Schichtenfolge von Mülheim-Kärlich, ca. 8 km SSE Neuwied in der südöstlichen Randzone des quartären Osteifel-Vulkanfeldes, ist in einer Tongrube aufgeschlossen, die sich heute im äußersten NE des SW—NE-streichenden Höhenrückens des Kärlicher Berges befindet (Abb. 1).

Mülheim-Kärlich gilt seit vielen Jahren als Schlüsselprofil für das mitteleuropäische Pleistozän und Typus-Lokalität des vorletzten Interglazials in deutschen Lößgebieten (BRUNNACKER 1975; ZÖLLER, STREMMER & WAGNER 1988). Dabei ergibt sich aus der Literatur der Eindruck einer einfachen und eindeutigen stratigraphischen Abfolge. Bei genauer Betrachtung dagegen erweist sich die Schichtenfolge als äußerst komplex: Zahlreiche Erosionsdiskordanzen greifen in verschiedenen Bereichen der Grube unterschiedlich tief in liegende Einheiten ein. Keine einzige der Haupt-Aufschlußwände der Tongrube zeigt eine vollständige Schichtenfolge. Das Gesamtprofil muß daher heute, wie auch in früheren Bearbeitungen, aus mehreren Teilprofilen zusammengesetzt werden, die z. T. keine direkte Verbindung zueinander haben. Die Verknüpfung dieser Teilprofile anhand von Lößablagerungen, Paläoböden und fluviatilen Sedimenten ist äußerst schwierig, vor allem wegen der häufigen Erosionsdiskordanzen sowie Verwerfungen und Rutschungen, engräumiger sedimentärer Fazieswechsel und standortbedingt wechselnder paläopedologischer Merkmale. Nur Tephralagen, die den meisten Profilabschnitten als lithostratigraphische Leithorizonte zwischengeschaltet sind, erlauben eine eindeutige Korrelation zwischen den Teilprofilen. Sie ermög-

lichen auch einen Vergleich mit früheren Profilaufnahmen und erlauben insbesondere die Übertragung der von BRUNNACKER, STREIT & SCHIRMER (1969) und SCHIRMER (1970) vorgeschlagenen, und auf der bislang einzigen detaillierten quartärgeologischen Profilaufnahme basierenden Abschnittsgliederung, auf die heutigen Aufschlußverhältnisse.

Wir haben seit 1984 die Tephralagen der Kärlicher Abfolge vulkanologisch, mineralogisch und geochronologisch eingehender untersucht und sind in mehreren Punkten zu anderen Interpretationen gekommen als frühere Bearbeiter. Wegen der überregionalen Bedeutung des Profils Kärlich wollen wir die Befunde und unterschiedlichen Deutungen ausführlich dokumentieren. Wir beginnen mit einer Wiedergabe des Interpretationsstandes zu Beginn unserer Arbeiten.

## 2. Frühere Untersuchungen

Vor 90 Jahren lag die Tongrube Kärlich ca. 800 m SE des heutigen Aufschlusses am SE-Hang des Kärlicher Berges. Seitdem hat sich der Abbau zunächst nach N, ab 1940 auch zunehmend nach NW verlagert (Abb. 2). Die zahllosen Untersuchungen des Kärlicher Pleistozänprofils seit Beginn dieses Jahrhunderts wurden demnach genau genommen an unterschiedlichen Profilen in verschiedenen Gruben durchgeführt. Die in diesem Zeitraum publizierten Arbeiten spiegeln nicht nur die unterschiedlichen Aufschlußverhältnisse und Untersuchungsergebnisse der einzelnen Bearbeiter wider, sondern verständlicherweise auch die jeweil aktuellen Vorstellungen zur Vegetations-, Klima-

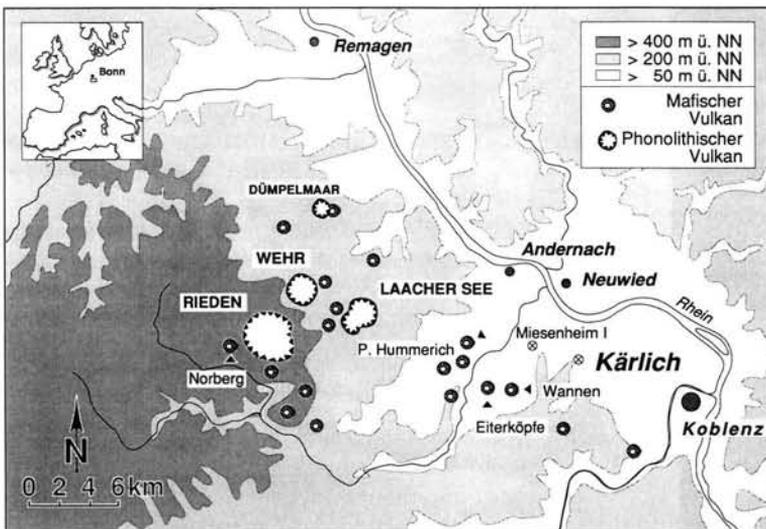


Abb. 1: Indexkarte und Übersichtskarte des Mittelrheingebiets und Osteifel-Vulkanfeldes. Lage der Pleistozänprofile Kärlich und Miesenheim I am SW-Rand des Neuwieder Beckens. Lage der phonolithischen Eruptionszentren (Laacher See, Dümpelmaar, Wehr, Rieden) und ausgewählter mafischer Eruptionszentren (Norberg, Plaidter Hummerich, Eiterköpfe und Wannan) im Osteifel-Vulkanfeld.

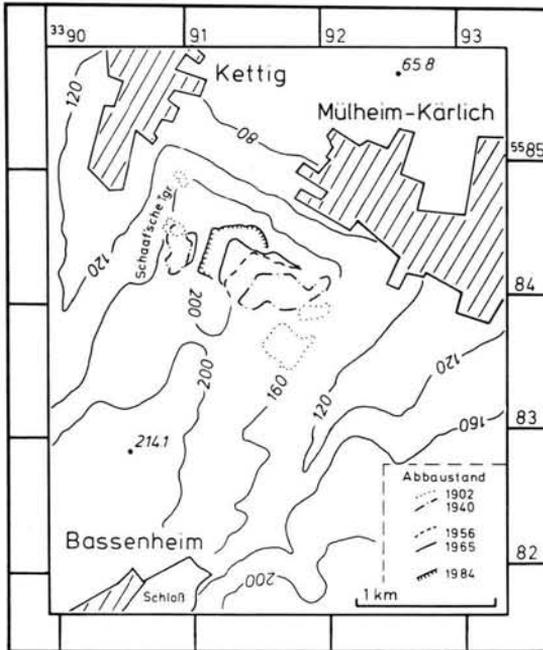


Abb. 2: Topographische Karte des Kärlicher Berges und Rekonstruktion der Verlagerung der Tongrube Kärlich im Zeitraum 1902 bis 1984. Eine weitere, kleinere ehemalige Tongrube (Schaaf'sche Tgr.) liegt unmittelbar W des heutigen Grubenareals.

Faunen- und Frühgeschichte. Viele dieser Vorstellungen haben sich aber in den letzten ca. 20 Jahren drastisch geändert. Dies betrifft insbesondere Alter und Frequenz globaler, pleistozäner Klimaschwankungen, aber auch Anzahl und Alter explosiver Eruptionen im Osteifel-Vulkanfeld. Insbesondere der ältere, leuzitphonolithische Riedener Vulkankomplex (Abb. 1) umfaßt wahrscheinlich bis zu 13 explosive Eruptionen (VIERECK 1984), die nach den bisher vorliegenden Altersdaten vor allem zwischen 400.000 und 430.000 Jahre vor Heute stattfanden (BOGAARD et al. 1987). Dagegen konnten bisher nur 4 explosive Eruptionen während der jüngeren, plagioklasphonolithischen Eruptionsphase nachgewiesen werden, die 2 Eruptionen des Wehrer Vulkans (Hüttenberg-Tephra, ca. 215.000 Jahre v. h.; Gleys-Tephra, ca. 150.000 Jahre v. h.), eine kleinere Eruption des Dümpelmaares (ca. 120.000 Jahre v. h.) sowie die große, allerzeitliche Eruption des Laacher-See-Vulkans (ca. 11.000 Jahre v. h.) umfaßt (BOGAARD et al. 1987, 1989).

Eine Gegenüberstellung älterer stratigraphischer Gliederungen und Deutungen des Kärlicher Profils findet sich in BRUNNACKER, STREIT & SCHIRMER (1969). Wir geben daher hier nur die Ergebnisse von Untersuchungen zwischen 1969—1986 kurz wieder (Abb. 3).

Die Vorstellungen über den Aufbau des Kärlicher Pleistozänprofils zu Beginn unserer Untersuchungen fassen wir wie folgt zusammen:

Fluviatile Ablagerungen [A] in Rinnen unterhalb von Rhein- und Moselterrassenschottern [B] bilden die ältesten pleistozänen Ablagerungen des Kärlicher Profils (BRUNNACKER, STREIT & SCHIRMER 1969). Innerhalb der Terrassenschotter liegt die Matuyama/Brunhes-Grenze, angezeigt durch den Wechsel von revers zu normal magnetisierten Sedimenten (BOENIGK et al. 1974). Im Hangenden der Schotter folgt eine komplexe Wechsellagerung von Hochflutlehmen, Lössen, Schwemmlössen, Seelössen, Parabraunerden, Gleyen, Pseudogleyen, Fließerden, Sanden und Kiesen [C-] die während der Riß- und Würm-Eiszeiten (FRECHEN 1975) oder während des Würms und bis zu 7 weiteren, älteren Kalt- und Warmzeiten (BRUNNACKER 1978) abgelagert wurden.

In den Profilabschnitten F bis J sind insgesamt 7 (BOSINSKI et al. 1986) bzw. bis zu 20 (FRECHEN 1975) pleistozäne Tephralagen enthalten. Die älteste Tephralage, im Profilabschnitt F, wurde auf etwa 500.000 Jahre geschätzt und der folgende Profilabschnitt G soll durch einen Basaltuff in zwei Glazial/Interglazial-Zyklen gegliedert sein (Profilabschnitte Ga und Gb; WINDHEUSER 1977; WINDHEUSER, MEYER & BRUNNACKER 1982). Die erste Bimsablagerung im Profilabschnitt H wurde als Wehrer Bims 1 (FRECHEN 1975) oder als Gleyseser Tuff (BOSINSKI et al. 1986) bezeichnet und soll etwa 300.000 Jahre alt sein (WINDHEUSER, MEYER & BRUNNACKER 1982). Der Bims wurde in Erosionsrinnen abgelagert, die wenig später durch eingewehtes basaltisches Aschenmaterial aufgefüllt wurden (FRECHEN 1975). Im Hangenden der „Rinnen-Basaltaschen“ sollen bis zu 4 weitere Basaltuffe liegen (BRUNNACKER, STREIT & SCHIRMER 1969; FRECHEN 1975). Eine zweite auffällige Bimsablagerung (im oberen Profilabschnitt H) wurde als Wehrer Bims 2 (FRECHEN 1975; BOSINSKI et al. 1986) oder als Gleyseser Bims (BRUNNACKER, BOSINSKI & WINDHEUSER 1979) bezeichnet. Sie soll einer basaltischen Aschenschicht (BRUNNACKER, STREIT & SCHIRMER 1969) oder Löß aufliegen (BOSINSKI et al. 1986) und ist entweder ca. 250.000 Jahre (WINDHEUSER, MEYER & BRUNNACKER 1982) oder 450.000 Jahre alt (LIPPOLT, FUHRMANN & HRADETZKY 1986).

Der sogenannte Kärlicher Brockentuff ist entweder eine lokale Bildung (FRECHEN 1959) oder aber weitverbreitet und kann mit „Brockentuffen“ an der Basis der ca. 6—8 km W gelegenen basanitisch-tephritischen Schlackenkegelkomplexe Kollert-Plaidter Hummerich und Eiterköpfe korreliert werden (WINDHEUSER 1977). Die Brockentuff-Eruption fand in mehreren Schüben statt, die durch längere Pausen mit Löß-Sedimentation getrennt waren (FRECHEN 1959,



1975). Der Kärlicher Brockentuff erupierte während der Würm-Eiszeit (FRECHEN 1975) oder vor ca. 200.000—250.000 Jahren (WINDHEUSER, MEYER & BRUNNACKER 1982). Die Paläosol-Schichten im Liegenden des Brockentuffs sollen die vorletzte interglaziale Warmzeit repräsentieren („Kärlicher Interglazial“ i. S. v. BRUNNACKER 1975), könnten aber aufgrund ihres Pollenspektrums auch einem Interglazial zwischen Cromer und Holstein (s. l.) oder einer warmen Klimaphase innerhalb der Saale-Eiszeit entsprechen (URBAN 1983). Über dem Kärlicher Brockentuff sollen vier Tephralagen folgen, die als Gleeser Bims (FRECHEN 1975), Metternicher Tuff (BRUNNACKER & BOENIGK 1976), Eltviller Tuff (BRUNNACKER, BOSINSKI & WINDHEUSER, 1979) und Laacher See-Bims bezeichnet wurden.

### 3. Tephrostratigraphische Untersuchungen

In der vorliegenden Arbeit haben wir Anzahl, Zusammensetzung, Herkunft und Alter der Kärlicher Tephralagen untersucht, um die Gliederung des Kärlicher Pleistozänprofils und die Altersstellung von Klimazeugen, Fossil- und Artefakthorizonten präziser zu bestimmen. Die einzelnen Tephralagen sollen daher in ihrem quartärstratigraphischen Zusammenhang dargestellt und diskutiert werden. Aus diesem Grunde wurden in der Tongrube Kärlich zwischen 1984 und 1987 10 stratigraphische Profile aufgenommen. Dabei wurden nicht-vulkanische Ablagerungen nur in erster Näherung angesprochen. Die Kärlicher Tongrube ist auch heute noch in Betrieb, die Aufschlußverhältnisse ändern sich daher rasch. Auch die jeweils

aufgeschlossene Fazies und Mächtigkeit der nicht-vulkanischen Pleistozän-Sedimente ändert sich schnell und kleinräumig. Alle Mächtigkeitsangaben gelten daher streng genommen nur für den Zeitpunkt der Profilaufnahme.

Als Grundlage der Kartierung und Profilaufnahme wurde die Grube 1984 mit einem Theodolithen vermessen (Abb. 4). Die untersuchten Proben der einzelnen Tephralagen wurden in den Profilen N-3 und N-4 (KAE-BT4), im Profil W-1 (KAE-BT1) sowie S-1 (KAE-DT1, KAE-BT2) und S-2 (KAE-DT2, KAE-BT3) genommen. Die Abkürzung BT steht für basaltische Tephra, DT für differenzierte Tephra. Die Korngrößenverteilung der Tephraproben wurde durch Siebanalysen bestimmt. Die Einsprenglings- und Grundmassezusammensetzung von Bims- und Basaltpartikeln wurde in Körnerpräparat-Dünnschliffen untersucht. Die Haupt- und Spurenelementzusammensetzung essentieller Lapilli, d. h. Lapilli, die das jeweils erupierte Magma repräsentieren, wurde an Schmelztabletten (Gewichtsverhältnis Probe: Flux = 1:4) mit einem automatischen Röntgenfluoreszenz-Spektrometer (Phillips PW 1400), bzw. durch potentiometrische Titration ( $\text{Fe}^{+2}$ ) und Titration gegen Karl-Fischer-Lösung ( $\text{H}_2\text{O}$ ) bestimmt. Analysen weiterer Spurenelemente und Seltene Erden Elemente wurden an Lapilli-Matrixseparaten mittels Instrumenteller Neutronenaktivierung (Canberra 80 Multi-Channel Analyser) durchgeführt. Da erste  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Laserdaterungen zeigten, daß die Kärlicher Tephralagen wahrscheinlich erheblich älter sind als bislang angenommen (BOGAARD & SCHMINCKE 1988), wurden zusätzliche  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen an

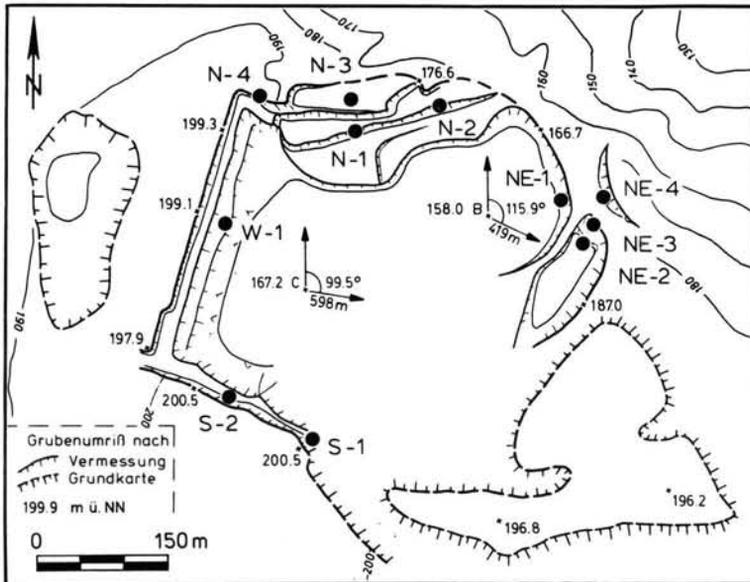


Abb. 4: Detailkarte der Abbaustrassen in der Tongrube Kärlich (Abbaustand 1984) und Lage der untersuchten Profile in der Süd- (S-1, S-2), West- (W-1) und Nord- (N-1 bis N-4) sowie der Profile NE-1, NE-2, NE-3 (paläolithischer Fundplatz) und NE-4 im nord-östlichen Grubenbereich. Höhenangaben mit Dezimalpunkt (m ü. NN) und Trassenkonturen basieren auf eigener Theodolithen-Vermessung. Die Richtungs- und Entfernungsangaben an den Theodolithen-Standorten B und C beziehen sich auf den trigonometrischen Punkt 177,0 m am südöstlichen Grubeneingang (Heiligenhäuschen).

Einzelkristallen durchgeführt, anhand derer die physikalischen Alter der Tephralagen hier weiter präzisiert werden können. Die Ergebnisse zu den einzelnen Tephralagen werden im stratigraphischen Zusammenhang dargestellt und mit der Zusammensetzung schlotnaher Tephraablagerungen der verschiedenen Eruptionszentren des Osteifel-Vulkanfelds verglichen, in der Reihenfolge des stratigraphischen Auftretens der Tephralagen.

### 3.1. Profilabschnitte A und B in der Nordwand der Tongrube

Die Nordwand-Profile N-1 und N-2 (Abb. 5) enthalten die ältesten pleistozänen Sedimente der Kärlicher Schichtenfolge, fluviatile Schotter- und Sandablagerungen, die oligozäne Ton-, Sand- und Tephra-Schichten überlagern. Die fluviatile Serie beginnt mit Schottern, schräggeschichteten Sanden und sandigen Lehmablagerungen [Profil N-2]. Diese Schichten

fallen 40–60° steil nach WSW ein und werden von den basalen blockreichen Lagen der hangenden Rheinterrassenschotter (i. S. v. BOENIGK et al. 1974) diskordant überlagert (Abb. 6). Sie repräsentieren eine 5–6 m mächtige Schotterlage, die noch vor den Kärlicher Rheinterrassenschottern s. s. abgelagert, tektonisch verstellt und fast vollständig wieder erodiert wurde, so daß heute nur noch Relikte in tektonischen Abschiebungen erhalten sind.

Die überlagernden, ca. 7–10 m mächtigen Flußterrassenablagerungen des Abschnitts B sind zweigeteilt: Sie beginnen mit den ca. 4–5 m mächtigen Rheinterrassenschottern und -sanden, die durch einen sandigen Hochflutlehm überlagert werden [Abschnitt Ba]. Hierauf folgen Moselschotter, die mit einem Aueboden auf Hochflutlehm abschließen [Abschnitt Bb] (BOENIGK et al. 1974).

Die erste pleistozäne Tephra tritt in den Profilen der Nordwand innerhalb der tertiären Knubb-Letten-

## KORRELATION SCHEMATISCHER SÄULENPROFILE IM WESTLICHEN BEREICH DER TONGRUBE KÄRLICH

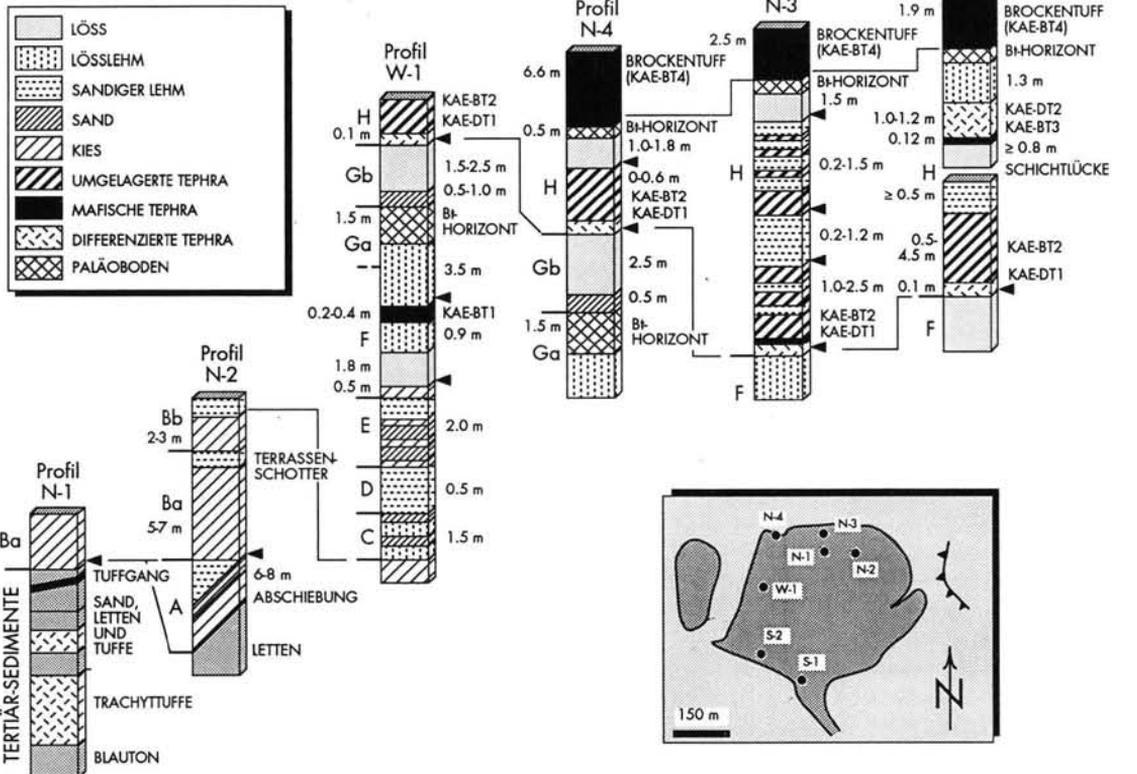


Abb. 5: Schematischer Aufbau und Korrelation der Profile N-1 bis S-2 im westlichen Grubenbereich der Tongrube Kärlich. Abschnittsbezeichnungen A bis J entsprechend BRUNNACKER, STREIT & SCHIRMER (1969). Übrige Legende siehe Abbildung 7.

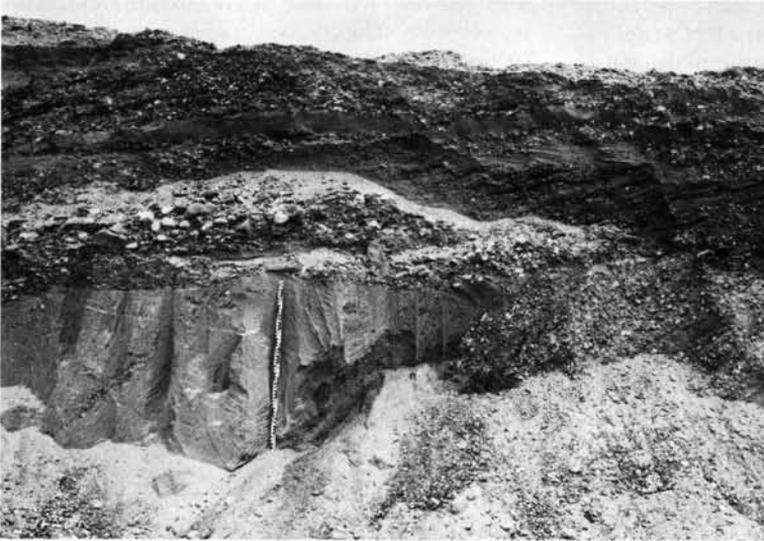


Abb. 6: Aufschlußphoto des hier bereits teilweise abgebauten Nordwandprofils N-2. Grobkörnige basale Rheinterrassenschotter (Ba) überlagern diskordant tektonisch verstellte Terrassenschotter, und -Sande des Profilabschnitts Aa. Maßstab = 1 m.

Serie bzw. nahe der Grenze Knubb/Rheinschotter auf (Profil N-1, Abb. 6; Abb. 7). Dieses 2 bis 35 cm dicke, massige bis feinverzweigte „Tuffband“ enthält bis zu 6 cm große, rundliche, blasige Basaltklasten (mit Einsprenglingen von Olivin, Klinopyroxen und Phlogopit) in einer feinkörnigen, fremdgesteinsreichen Matrix. Das Band wird örtlich durch Störungen versetzt, teils ist sein Verlauf an Störungszonen gebunden. Obwohl sölhlig gelagert, ist sein Verlauf nicht schichtgebunden: der Abstand zur Basis der Rheinterrassenschotter variiert von 0 bis 60 cm. Die Lagerungsverhältnisse, der symmetrisch-zonare Aufbau des Tuffbandes, die schlechte Sortierung, die Verstelung und zahlreichen kleinen Apophysen zeigen, daß das Tuffmaterial in fluidisiertem Zustand in ältere Sedimente injiziert wurde. Die „Tephralage“ wird daher als klastischer Sill gedeutet. Klastische „Tuffgänge“ ähnlicher Ausbildung sind in der Ost-eifel häufig (Herchenberg: NOLL 1967; BEDNARZ 1982; Eiterköpfe: PRANGE 1984).

### 3.2. Profilabschnitte C bis G in der Westwand der Tongrube

Das Westwandprofil W-1 im Hangenden der Flußterrassenablagerungen beginnt mit einer komplexen Wechsellagerung von geschichteten Sand- und Lehmlagen, massigen sandigen Lehmhorizonten und schräggeschichteten Sand- und Kieslagen [Abschnitte C bis E i. S. v. BRUNNACKER, STREIT & SCHIRMER 1969]. Hierauf folgt ockergelber (Schwemm-) Löß mit Lößkindln, der zum Hangenden in einen schwach säulig absondernden, ca. 1 m mächtigen, hellbraunen Lößlehm übergeht. Der Lößlehm enthält die erste

Tephraablagerung des Profils in primärer Lagerung (KAE-BT1).

Tephra KAE-BT1 besteht aus einer basalen, 6 cm dicken Lage mit gut sortierter Fallout-Asche (Median  $\sim 0.5$  mm), und einer oberen, 15 cm mächtigen, schlecht sortierten Aschenlage mit Blasentuff-Gefüge und akkretionären Lapilli. Mikroskopisch besteht die Lage aus dichten vulkanischen Klasten (20—30 Vol-%), losen Kristallen (15—20 Vol-%) und Fremdgesteinsbruchstücken (20—30 Vol-%) von durchschnittlich 0.5 mm Korngröße, in einer feinkörnigen Aschenmatrix (30—40 Vol-%). Olivin, Titanaugit, olivbraune Hornblende, Biotit und Apatit treten als Einsprenglinge in stark alterierten essentiellen Klasten und — neben vereinzelt Kalifeldspäten und Plagioklasen — als lose Kristalle auf. Die Fremdgesteine sind Quarzit, Schiefer und regionalmetamorphe Glimmerschiefer. Lose Quarze sowie die Kalifeldspäte und Plagioklase müssen wahrscheinlich ebenfalls der Xenolith-Fraktion zugerechnet werden. Die Tephra ist stark alteriert, so daß hier keine RF-, INA- oder  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Analysen durchgeführt werden konnten.

Tephra KAE-BT1 wird überlagert durch Reste eines lichtgrauen, feingeschichteten, sehr gut sortierten, feinsiltigen Sediments, das wahrscheinlich in einem stehenden Gewässer abgelagert wurde. Diese Ablagerungen, ebenso wie auch KAE-BT1, sind in weiten Teilen des Kärlicher Berges flächenhaft erodiert.

Im Hangenden folgt hellbrauner, säulig absondernder Lehm (ca. 3.5 m), der in einen rötlichbraunen, stark polygonal geklüfteten, tonreichen Lehmhorizont und schließlich lokal in einen dunkelbraunen, krümeligen, grobsandigen Lehm übergeht. Die beiden letzten Ein-

heiten repräsentieren den Bt-Horizont einer sehr ausgeprägten interglazialen Parabraunerde. Der Bodenhorizont wird überlagert durch einen Umlagerungshorizont mit lößhaltigen, linsig geschichteten, sandig-kiesigen Sedimenten mit zahlreichen schwarzbraunen Fe-Konkretionen und einen hellgelblichbraunen Schwemmlöß, dem in Erosionsrinnen diskordant die

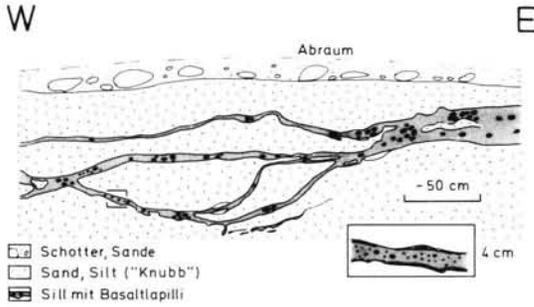


Abb. 7: Lagerungsskizze des pleistozänen, mafischen, klastischen Sills in tertiären, siltig-sandigen „Knubb“-Ablagerungen im Liegenden der Rheinterrassenschotter im Nordwandprofil N-1.

Bimsablagerungen der Tephra KAE-DT1 auflagern (Basis des Abschnitts H). Der o. g. prägnante Bodenhorizont kann durch alle Aufschlußwände des westlichen Grubenbereichs in annähernd gleicher Höhenlage verfolgt werden. Im südöstlichen Grubenbereich ist er, ebenso wie die hangenden Schichten des Abschnitts G, durch die dort tiefer greifende Erosion zu Beginn des Abschnitts H (s. u.) nicht erhalten.

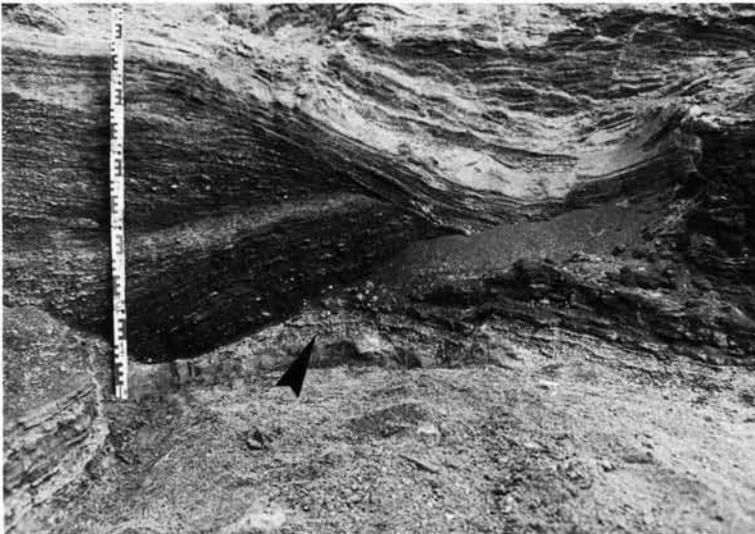


Abb. 8: Tephra KAE-DT1 in primärer Lagerung an der Basis fluviatil schräggeschichteter Basaltsande (KAE-BT2) im unteren Rinnensystem des Nordwandprofils N-3. Teilung der Maßplatte in cm.

### 3.3. Profilabschnitt H in der N- und S-Wand der Tongrube

Tephra KAE-DT1 ist in der Nord-, West- und Süd- wand der Grube aufgeschlossen und ermöglicht eine eindeutige Korrelation der Basis des Profilabschnitts H in diesem Grubenbereich (Abb. 5). Vor Eruption und Ablagerung der Tephra KAE-DT1 lag ein Zeitintervall unbestimmter Dauer, in dem insbesondere die Schichten des Abschnitts G z. T. flächenhaft abgetragen wurden (E-Teil der Grube) und sich ein System von fluviatilen Erosionsrinnen in das Plateau des Kärlicher Berges einschneidete. Die Rinnen sind in Schnitten rechtwinklig zur Fließrichtung V-förmig und erscheinen nur in schrägen oder longitudinalen Anschnitten schüsselförmig. Tephra KAE-DT1 hat diese Erosionsrinnen mit annähernd konstanter Mächtigkeit ausgekleidet. Nur an steilen Rinnenflanken ist die Mächtigkeit durch synsedimentäre Rutschungen etwas modifiziert.

Tephra KAE-DT1 hat eine primäre Mächtigkeit von  $12 \pm 1$  cm (Abb. 8). Siebanalysen ergaben eine Korngrößenverteilung, die für primäre Fallout-Ablagerungen charakteristisch ist. Die Tephra ist fremdgesteinsarm und enthält überwiegend hochblasige, einsprenglingsarme Bimspartikel und lose Kristalle. Die Bimse enthalten Einsprenglinge von Klinopyroxen, Sanidin, Kalzit, Nosean, Apatit und Nephelin, sowie Mikrolithe von Kalifeldspat, Nephelin, Klinopyroxen (Ägirinaugit?), Nosean und Apatit neben akzessorischem Titanit, Biotit und Titanomagnetit in der vitrischen Grundmasse.

Die Haupt- und Spurenelement-Zusammensetzung der DT1-Bimslapilli ähnelt nur z. T. der der leuzit-

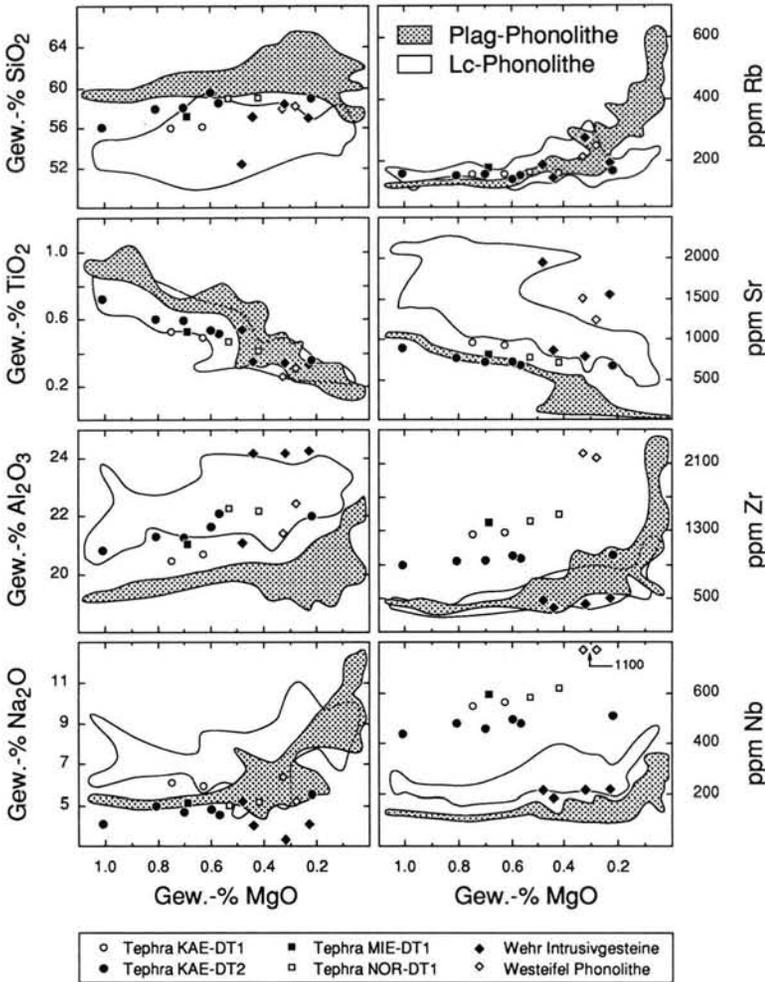


Abb. 9:  
MgO-Variationsdiagramme der differenzierten Tephralagen KAE-DT1 und KAE-DT2 (RF-Lapilli-Analysen). Zum Vergleich ist die Zusammensetzung schlotnaher Plagioklas-phonolithischer Tephraablagerungen (134 Analysen: Wehr-Vulkan, Dümpelmaar, Laacher See-Vulkan) und Leuzitphonolithischer Tephraablagerungen (87 Analysen: Rieden) im Osteifel-Vulkanfeld eingezeichnet sowie die Zusammensetzung distaler Bimsablagerungen der Profile Miesenheim I (MIE-DT1) und Norberg (NOR-DT1). Zusammensetzung Leuzitphonolithischer Intrusiva des Wehrer Kessels anhand von Bohrgut (WÖRNER et al. 1988) und Xenolithen in Plagioklasphonolithischen Wehrer Tephraablagerungen. Westeifel-Phonolithe („Auf Dickel“) nach MERTES (1983).

phonolithischen Bimsablagerungen des Riedener Vulkankomplexes (Abb. 9). Auffallend sind vor allem höhere Gehalte an CaO und P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> sowie drastisch höhere Konzentrationen an Nb und Zr. Neutronenaktivierungsanalysen von Glasmatrix-Separaten zeigen auch deutlich höhere Hf- und Ta-Konzentrationen als Riedener Bimse, bei ähnlichen U-, Sc- und Th-Gehalten (Abb. 10). Seltene Erden-Profile liegen innerhalb der Variationsbreite leuzitphonolithischer Riedener Bimsablagerungen (Abb. 11). Von ähnlich differenzierten, aber generell plagioklasführenden phonolithischen Bimsen des Wehrer Vulkans (und Laacher Sees und Dümpelmaars) unterscheidet sich KAE-DT1 sowohl in wichtigen Hauptelementen (SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> und Na<sub>2</sub>O) wie auch in nahezu allen Spurenelementen. Darüber hinaus sind die Seltene-Erden-Profile plagioklasphonolithischer Bimse durch höhere Anreicherung der Leichten Seltene Erden (La, Ce) und, falls hochdifferenziert, durch

eine ausgeprägte negative Europium-Anomalie gekennzeichnet (Plagioklas-Fraktionierung).

<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar-Laserdatierungen von einzelnen Kalifeldspatkristallen der Tephra KAE-DT1 ergaben ein extrem breites Spektrum von scheinbaren Altern (Abb. 12). Unter Annahme „atmosphärischer“ initialer <sup>36</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar-Verhältnisse von 295,5 reicht das Alter einzelner Kristalle von 618.000 ± 13.000 Jahren bis zu 1,39 ± 0,04 Ma. Die breite Streuung im Isotopen-Korrelationsdiagramm gibt keinen eindeutigen Hinweis auf ein gemeinsames, erhöhtes initiales <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar-Verhältnis der analysierten Kristalle. Sie deutet vielmehr auf eine starke Kontamination der Tephra mit Kristallen aus älteren „subvulkanischen“ Gesteinen hin. Da nicht nur lose Kristalle, sondern auch Einsprenglingskristalle aus essentiellen Bims-lapilli analysiert wurden, müssen einige der kontaminierenden Kristalle bereits vor der Eruption vom

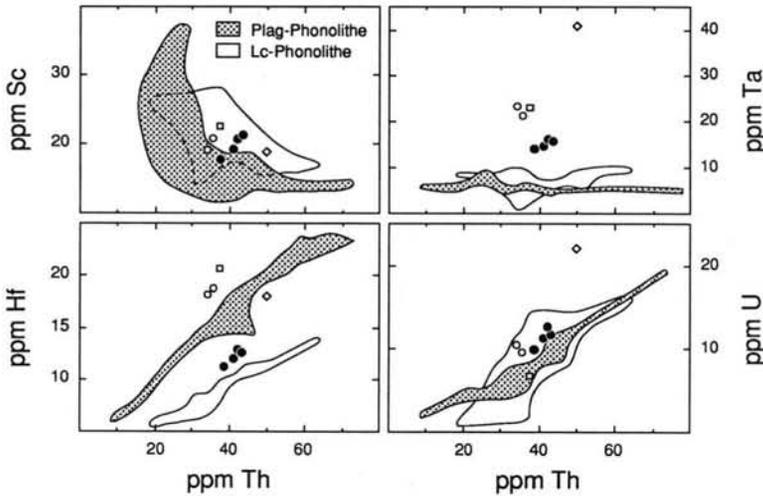


Abb. 10: Ausgewählte Thorium-Variationsdiagramme der Bimslapillischichten KAE-DT1 und KAE-DT2 (INA Lapillmatrix-Analysen). Schlotnahe Plagioklas-Phonolithe (34 Analysen) und Leuzit-Phonolithe (27 Analysen) der Osteifel, Westeifel-Phonolith „Auf Dickel“ und Tephra NOR-DT1 zum Vergleich. Symbole siehe Abbildung 9.

Magma aufgenommen worden sein, möglicherweise von tertiären Intrusivgesteinen im Untergrund des Vulkans. Angesichts der starken Kontamination der Tephra muß auch das niedrigste Altersergebnis von  $618.000 \pm 13.000$  Jahren bis zu einer Bestätigung durch weitere Analysen noch als Maximalalter der Tephra KAE-DT1 betrachtet werden.

Das Profil N-3 in der Nordwand der Grube zeigt im Hangenden der Tephra KAE-DT1 eine komplexe Wechsellagerung von vulkaniklastischen Sedimenten und umgelagerten Löß- und Bodenschichten

Schwemmlöse und Fließerden) mit mindestens zwei eingeschalteten Erosionsdiskordanzen (Abb. 5, 8). Nach der Ablagerung der Bimslapillischicht KAE-DT1 wurde im Bereich des Kärlicher Berges eine basaltische Aschenschicht abgelagert (KAE-BT2).

Die primäre Mächtigkeit der Tephra KAE-BT2 ist schwer abzuschätzen, wahrscheinlich betrug sie ursprünglich maximal einige dm. Umlagerungsprodukte dieser Basaltaschen füllen die Erosionsrinnen mit z. T. mehreren Metern Mächtigkeit auf. Nur lokal findet sich an der Basis der Basaltsande ein verfestigt-

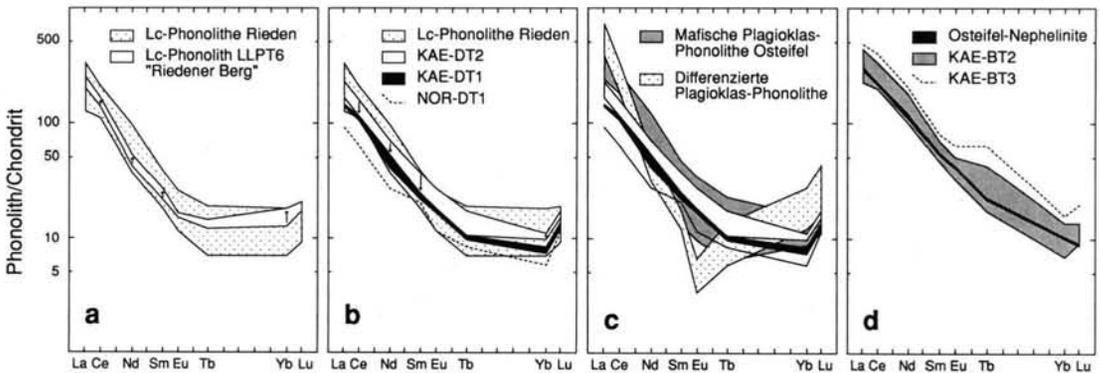


Abb. 11: Chondriten-normierte Seltene-Erden-Profile der phonolithischen Tephralagen KAE-DT1 und KAE-DT2 und mafischen Tephralagen KAE-BT2 und KAE-BT3 (INA Matrix-Analysen).  
 (A) Gesamtvariation Riedener Leuzitphonolithe (27 Analysen) und Variation innerhalb der chemisch zonierten Abfolge „Riedener Berg“ (8 Analysen; Pfeile zeigen in Richtung höher differenzierter (basaler) Tephralagen).  
 (B) Tephralagen KAE-DT1, NOR-DT1 und KAE-DT2 im Vergleich zur Gesamtvariation Leuzit-phonolithischer Tephraablagerungen des Riedener Vulkankomplexes. Pfeile innerhalb des KAE-DT2-Feldes zeigen in Richtung höher differenzierter (basaler) Tephralagen.  
 (C) Tephralagen KAE-DT1, NOR-DT1 und KAE-DT2 im Vergleich zur Variation mafischer Plagioklas-Phonolithe der Hüttenberg-Tephra und Laacher See-Tephra sowie hochdifferenzierter Plagioklas-Phonolithe der Hüttenberg-, Glees-, und Dümpelmaar- und Laacher See-Tephra (mit negativer Europium-Anomalie).  
 (D) Tephralagen KAE-BT2 und KAE-BT3 im Vergleich zu Nepheliniten (2 Analysen) des Osteifel-Vulkanfelds.

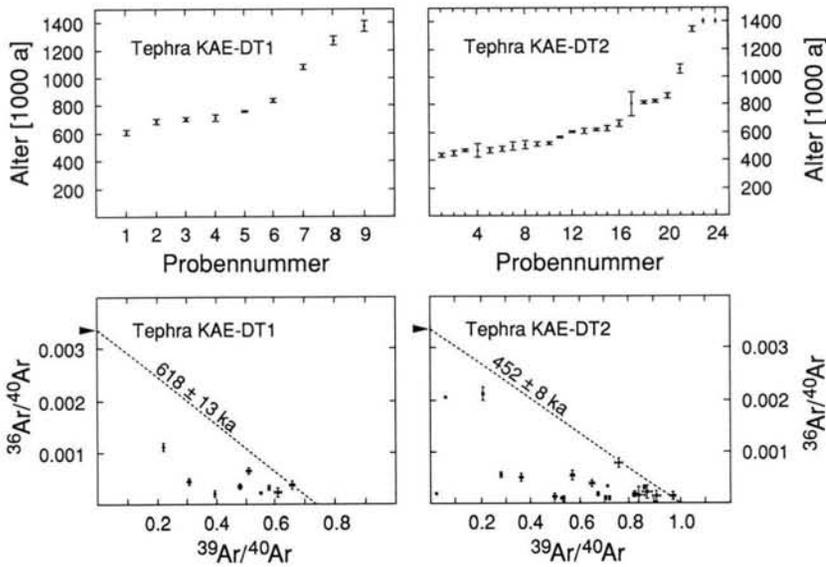


Abb. 12:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Laseranalysen von Kalifeldspat-Kristallen der Tephralagen KAE-DT1 und KAE-DT2. Oben: Scheinbare Altersspektren auf der Basis eines initialen „atmosphärischen“  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisses von 295,5. Analysen mit 1-Sigma-Fehlergrenzen, nach steigendem Alter geordnet und nummeriert. Unten: Lage der Analysen im Isotopenkorrelationsdiagramm  $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  versus  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ .  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_{\text{Pteil}} = 295,5$ .

tes, feinkörniges, graues Basalt-Aschenband mit primärem Schichtungsgefüge unmittelbar über der Bimslapillenschicht KAE-DT1. Die Basaltsande sind im mm- bis cm-Bereich schräggeschichtet und bestehen aus glasigen bis tachylitischen, blasenreichen bis dichten Basaltpartikeln, losen Kristallen von Phlogopit, Olivin, Klinopyroxen, Amphibol und Quarz, sedimentären und metamorphen Fremdgesteinspartikeln und vereinzelt kleinen Peridotit-Knöllchen. Der Gehalt an Basaltklasten variiert stark von Schicht zu Schicht (< 10 bis 80 Vol.-%).

Essentielle Basaltpartikel der Tephra KAE-BT2 enthalten Einsprenglinge von Titanaugit, Olivin, Phlogopit und akzessorischem Hauyn. In Partikeln mit vitrischer Grundmasse finden sich neben Klinopyroxen, Olivin und Titanomagnetit auch Mikrolithe von Melilith und Nephelin. Die Haupt- und Spurenelementzusammensetzungen essentieller Basaltpartikel, vor allem die Gehalte der verwitterungsstabilen Elemente Zr, Nb und Ti, ähneln anderen nephelinitischen und leuzititischen Magmen der Osteifel (SCHMINCKE 1982) (Abb. 13). Seltene Erden-Profile sind steil, da LSEE (i. e. La, Ce) gegenüber Chondriten-Zusammensetzungen 200- bis 400-fach, SSEE (i. e. Yb, Lu) aber nur 8- bis 15-fach angereichert sind. Solche Seltene-Erden-Profile, bei MgO-Gehalten zwischen 9 und 13 Gew.-%, sind ebenfalls typisch für nephelinitische und leuzititische Basalt-Vulkane der Ost- und Westeifel (Abb. 11). Tephra KAE-BT2 kann

also als Melilith-nephelinitische Asche bezeichnet werden.

Die umgelagerten Basaltsande in den Rinnen zeigen z. T. ausgeprägte Prall- und Gleithangstrukturen, wobei die liegende Bimslapillenschicht am Prallhang generell erodiert wurde, in Gleithangpositionen aber, vermutlich geschützt durch die basale verfestigte Basalt-Aschenschicht (s. o.), erhalten blieb. Die umgelagerten Basaltsande sind an der Basis gut sortiert mit Medianwerten um 0,6 mm und im basalen Abschnitt frei von Fremd Beimengungen. Zum Hangenden nimmt jedoch der Anteil an Löß- und Boden-Material in den Schichten systematisch zu: Hinweise auf fluviale Umlagerung unmittelbar nach der Ablagerung der Basalt-Tephra und sukzessive tiefer greifende Erosion im Liefergebiet.

Über einem Fließdehorizont folgt ein weiteres, flächiger ausgebildetes Rinnensystem, in dem basalt- und bimsreiche Umlagerungshorizonte mit lößreichen Umlagerungshorizonten und Fließerden wechselagern. Der umgelagerte Bims in diesem oberen Rinnensystem hat die gleiche chemische und mineralogische Zusammensetzung wie der primäre Bims an der Basis des unteren Rinnensystems (KAE-DT1). Ein schwach ausgebildeter Parabraunerde-Bt auf verlagertem Löß und die 2–6 m mächtigen, grobklastischen Tephraablagerungen des „Kärlicher Brockentuffs“ (KAE-BT4) schließen den Profilabschnitt H in der Nordwand ab.

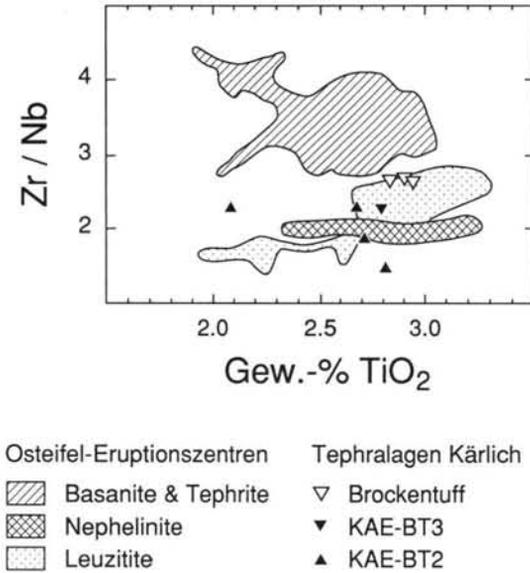


Abb. 13: Zusammensetzung der mafischen Tephralagen KAE-BT2, KAE-BT3 und KAE-BT4 im TiO<sub>2</sub>-Zr/Nb-Diagramm. Vergleich mit den Zusammensetzungsfeldern basanitisch-tephritischer (236 Analysen), leuzitischer (62 Analysen) und nephelinitischer (15 Analysen) Eruptionszentren des Osteifel-Vulkanfelds.

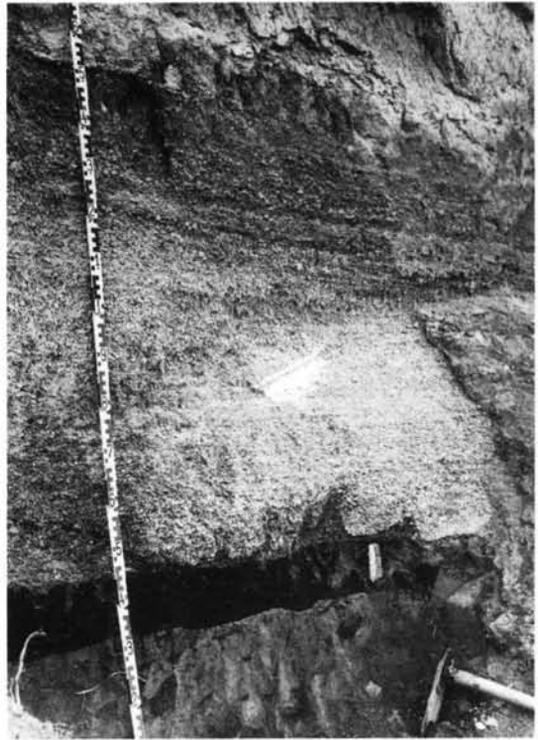


Abb. 14: Konkordante Überlagerung der melilith-nephelinitischen Tephra KAE-BT3 (schwarz) durch phonolithische Bimslapillenschichten der Tephra KAE-DT2. Der Farbwechsel von weißen (Basis) zu lichtgrauen (Top) Bimslagen innerhalb der chemisch-mineralogisch zonierten Tephra KAE-DT2 ist bedingt durch zunehmend mafischere Bimslapilli und steigende Xenolithgehalte im oberen Abschnitt der Tephra.

In der Südwand ist der Profilaufbau des Abschnitts H zunächst sehr ähnlich: in einem Rinnensystem, das im nordwestlichen Teil der Aufschlußwand bis in Schichten des Abschnitts G, im südöstlichen wahrscheinlich bis in den Löß des Abschnitts F eingeschnitten ist, liegt die Bimslapillenschicht KAE-DT1. Die Rinnen sind durch Basaltsande verfüllt, die allmählich in lößreichere, umgelagerte Tephra und Fließerden übergehen. Allerdings sind hier zwischen dem Rinnensystem und dem Brockentuff noch zwei weitere Tephraablagerungen erhalten, die in der Nordwand erodiert sind: über einem Lößlehm folgen hier eine mafische Aschenschicht (Tephra KAE-BT3) und eine weitere Bimslapillenschicht (KAE-DT2) (Abb. 14).

Tephra KAE-BT3 hat eine Mächtigkeit von ca. 12–14 cm. Gleichförmige Mächtigkeit im Aufschlußbereich, gute Sortierung (Median = 0,7 mm; INMAN-Sortierung = 1,6) und massiges Gefüge belegen eine primäre Lagerung und Ablagerung durch Fallout. Essentielle Basaltpartikel haben Olivin, Klinopyroxen und Biotit als Einsprenglinge und Melilith, Nephelin und Hauyn in der Grundmasse. Die chemische Zusammensetzung der Basaltpartikel ist ähnlich wie in KAE-BT2. Allerdings ist das Seltenerden-Profil noch steiler, da die LSEE gegenüber Chondriten bis zu 500-fach angereichert sind (Abb.

11, 5). Auch KAE-BT3 ist demnach eine melilith-nephelinitische Tephraablagerung.

Der scharfe Kontakt zwischen der mafischen Aschenschicht KAE-BT3 und der hangenden Bimslapillenschicht sowie das Fehlen zwischengeschalteter Löß- oder Bodenablagerungen zeigen, daß die Bimslapilli unmittelbar nach der Eruption der Tephra BT3 abgelagert wurden. Der Übergang zwischen Bimslapilli und hangendem Löß dagegen ist diffus und durch zahlreiche Bimslapilli und Eiskeile gekennzeichnet.

Tephra KAE-DT2 ist ca. 1,2 m mächtig. Die gut sortierte, schwach geschichtete Tephralage ist farblich zweigeteilt: der untere, etwa 80 cm mächtige Abschnitt besteht aus gelblich-weißem Bims mit < 10 Vol-% Fremdgestein (Schiefer und Quarzite). Im oberen Drittel nimmt der Fremdgesteinsgehalt auf ca. 30 Vol-% zu und die essentiellen Bimspartikel sind grau. Siebanalysen ergaben Medianwerte zwischen 2,5 und

Tab. 1: Repräsentative Röntgenfluoreszenz-Analysen und CIPW-Normen essentieller Bimslapilli der Kärlicher Tephralagen KAE-DT1, KAE-DT2, KAE-BT2, KAE-BT3 und KAE-BT4 sowie der distalen Tephraablagerungen in den Profilen Miesenheim I und Norberg. Zusammensetzung der leuzitphonolithischen Intrusion im Wehrer Kessel anhand eines Xenoliths aus der schlotnahen Hüttenberg-Tephra des Wehr-Vulkans (Probe 5554).

Probe Schicht	5250 KAE-DT1 Basis	5251 KAE-DT1 Top	5252 MIE-DT1	5138 NOR-DT1	5253 KAE-DT2 Basis	5256 KAE-DT2 Top	5554 Wehr Xenolith	5694 KAE-BT2 dicht	5695 KAE-BT2 blässig	5696 KAE-BT3	5697 KAE-BT4 Basis (I)	5698 KAE-BT4 Top (IV)
<b>RFA (Hauptelemente in Gew.-%; Spurenelemente in ppm)</b>												
SiO <sub>2</sub>	51.90	51.80	52.60	54.40	54.50	51.10	54.20	42.60	42.90	41.80	42.90	43.60
TiO <sub>2</sub>	0.46	0.49	0.49	0.38	0.33	0.66	0.33	2.53	1.98	2.62	2.79	2.71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.10	18.96	19.35	20.41	20.38	19.02	22.98	12.19	11.96	10.54	14.71	14.69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.73	3.95	4.04	3.40	3.07	4.74	1.87	5.97	4.82	11.57	4.03	4.42
FeO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1.17	4.40	5.11	n.d.	5.81	5.39
MnO	0.21	0.21	0.21	0.18	0.24	0.22	0.23	0.19	0.17	0.29	0.19	0.20
MgO	0.58	0.69	0.63	0.39	0.20	0.92	0.42	10.43	12.08	9.48	7.74	7.79
CaO	3.69	3.69	3.17	1.59	1.32	5.16	1.52	13.21	11.39	14.92	11.77	11.45
Na <sub>2</sub> O	5.53	5.67	4.68	4.70	5.10	3.71	3.81	1.57	2.08	1.45	3.37	4.25
K <sub>2</sub> O	6.80	6.75	6.37	6.35	7.37	5.53	8.29	1.22	2.34	1.07	2.20	1.13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.29	0.31	0.39	0.18	0.08	0.34	0.05	0.79	0.62	0.88	0.65	0.59
H <sub>2</sub> O	4.77	4.85	4.54	6.46	5.22	5.68	4.39	4.43	3.38	n.d.	1.72	2.23
CO <sub>2</sub>	0.98	0.96	0.46	0.20	0.28	1.71	0.24	0.36	0.87	n.d.	0.07	0.05
S	0.26	0.24	0.03	0.01	0.18	0.09	0.07	0.05	0.08	0.07	0.05	0.07
CL	0.12	0.12	0.10	0.04	0.12	0.05	0.02	0.01	0.03	0.01	0.04	0.04
V	107	115	108	90	101	138	138	317	239	368	360	342
Cr	7	12	8	23	9	13	4	603	446	290	120	121
Co	3	7	5	3	2	3	5	37	42	33	39	37
Ni	5	7	26	14	5	6	4	169	238	172	93	94
Cu	15	17	16	20	9	18	4	44	74	112	60	55
Zn	121	121	139	125	133	128	129	78	86	172	92	90
Rb	151	152	159	143	156	148	137	88	60	84	150	130
Sr	849	879	729	651	630	816	835	773	926	1071	1388	1235
Y	21	21	17	17	24	29	18	32	27	55	30	29
Zr	1186	1154	1285	1364	933	813	376	246	251	311	249	245
Nb	519	508	545	571	471	398	176	108	110	175	91	91
Ba	776	783	836	593	585	1036	905	1024	1094	835	1097	755
Summe	98.80	99.07	97.45	99.05	98.70	99.28	99.86	100.30	100.17	95.03	98.42	98.93
FeO*	3.36	3.55	3.64	3.06	2.76	4.27	2.85	9.77	9.45	10.41	9.44	9.37
Zr/Nb	2.29	2.27	2.36	2.39	1.98	2.04	2.14	2.28	2.28	1.78	2.74	2.69
<b>CIPW-Norm (Volatilen-frei; Gesamteisen als FeO; CO<sub>2</sub> als Kalzit)</b>												
c	0.0	0.0	1.1	4.2	2.7	2.5	6.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
or	43.3	42.9	40.9	41.2	47.1	35.3	52.0	7.6	9.0	6.8	12.6	7.0
ab	21.9	21.3	30.4	41.7	31.3	33.9	26.5	4.4	0.0	0.4	0.0	7.5
an	7.8	6.8	11.2	6.0	4.6	13.6	6.1	23.9	17.3	20.4	19.4	18.5
lc	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4.4	0.0	0.8	0.0
ne	15.4	16.4	6.9	1.1	8.3	0.0	4.2	5.3	10.0	6.9	16.2	16.3
di	2.8	3.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	32.4	30.7	42.9	30.1	29.9
hy	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
ol	4.8	5.0	6.5	4.2	4.5	5.7	3.9	19.4	23.2	15.1	14.0	14.1
il	0.9	1.0	1.0	0.8	0.7	1.4	0.7	5.1	4.0	5.3	5.5	5.4
ap	0.7	0.8	1.0	0.5	0.2	0.9	0.1	2.0	1.6	2.2	1.6	1.5
cc	2.4	2.4	1.1	0.5	0.7	4.2	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
D.I.	80.6	80.5	78.2	83.9	86.7	69.2	82.7	17.3	23.4	14.0	29.5	30.8
Mg-Wert	0.15	0.16	0.15	0.14	0.07	0.18	0.16	0.52	0.56	0.48	0.45	0.45

1,1 mm, INMAN-Sortierungswerte um 1,5, und damit typische Korngrößenverteilungen von Fallablagerungen.

Bimslapilli von der Basis der Tephra KAE-DT2 sind einsprenglingsarm bis aphyrisch. Sie haben 70–80 Vol-% Blasen und eine glasige Grundmasse mit 2–3 Vol-% Mikrolithen. Bimslapilli vom Top sind blasenärmer (60–70 Vol-%) und reicher an Einsprenglingen (< 5 Vol-%) und Mikrolithen (10 Vol-% der Grundmasse). An Einsprenglingsphasen treten auf: idiomorphe bis hypidiomorphe Klinopyroxene und Nosenane sowie xenomorphe Kalifeldspat-, Kalzit(!)- und Apatit-Kristalle (vorwiegend in grauen Lapilli). Die Grundmasse-Mikrolithe werden gebildet von Leuzit, Nephelin, Nosenan, Klinopyroxen und Apatit

sowie akzessorischem Titanit, Biotit und Titanomagnetit.

Auch die chemische Zusammensetzung der essentiellen Bimslapilli ändert sich von der Basis zum Top der Ablagerung (Abb. 9, 14): bei MgO-Gehalten zwischen 0,2 Gew-% (Basis) und 1,1 Gew-% (Top) nehmen z. B. die Gehalte an TiO<sub>2</sub>, CaO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> und Ba zum Top der Ablagerung systematisch zu, die Konzentrationen an „inkompatiblen“ Spurenelementen dagegen ebenso systematisch ab (Zr, Nb, Th, Hf, etc). Die chemische Zonierung zeigt sich auch in der SEE Zusammensetzung der Glasmatrix essentieller Bimslapilli (Abb. 11): die Profile zeigen systematisch a b n e h m e n d e Gehalte an leichten und mittleren Seltenen Erden vom Top zur Basis der Ablagerung,

also mit zunehmender Differentiation (Thornton-Tuttle Differentiations-Indizes = 69 bis 87; Mg-Werte = 0,18 bis 0,07). Dagegen ist die Glasmatrix der Bimslapilli zonierter Riedener Tephraablagerungen durch zunehmende Gehalte an LSEE vom Top zur Basis (also mit steigender Differentiation) gekennzeichnet. Auch in höheren Zr-, Nb- und Ta-Konzentrationen unterscheidet sich KAE-DT2 von allen bekannten leuzit- oder plagioklasphonolithischen Tephraablagerungen der Osteifel.

Die scheinbaren Alter von 22 losen Kalifeldspatkristallen und -Einsprenglingen, die wir mittels  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Laserdatierungen bestimmt haben, reichen von  $448.000 \pm 10.000$  Jahren bis zu  $19,7 \pm 0,2$  Ma (Abb. 12). Dabei spricht die breite Streuung der  $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  und  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ -Verhältnisse im Isotopenkorrelationsdiagramm gegen ein gemeinsames, stark erhöhtes initiales  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnis der analysierten Kristalle. Auch Tephra KAE-DT2 enthält demnach, ähnlich wie KAE-DT1, sowohl in der Aschenfraktion wie in den essentiellen Bimslapilli einen hohen Anteil an kontaminierenden älteren Kristallen. Die beiden für das Eruptionsalter der Tephra entscheidenden jüngsten Alterswerte sind identisch unter 1-Sigma-Kriterien und ergeben einen fehlergewichteten Mittelwert von  $452.000 \pm 8.000$  Jahren. Dieses Ergebnis stimmt hervorragend überein mit dem Plateau-Alter eines Megasanidin-Separats der Tephra KAE-DT2, das nach dem  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Stufenheizungsverfahren bestimmt wurde ( $453.000 \pm 7.000$  Jahre; LIPPOLT, FUHRMANN & HRADETZKY 1986).

Tephra KAE-DT2 wird überlagert durch ein 1–2 m mächtiges Lößpaket, das in seinem Top durch eine interglaziale Parabraunerde-Bodenbildung überprägt ist („Kärlicher Interglazial“ i. S. v. BRUNNACKER, STREIT & SCHIRMER 1969). Der Bodenhorizont führt eine reiche Schneckenfauna und wird überlagert durch den Kärlicher Brockentuff, in dessen basalen Aschenablagerungen zahlreiche Abdrücke von Gräsern und Sträuchern erhalten sind.

Tephra KAE-BT4, der sogenannte Kärlicher Brockentuff, ist eine grobklastische, fremdgesteinsreiche, mafische Tephraablagerung, die im gesamten westlichen Grubenbereich mit 1–6 m Mächtigkeit in primärer Lagerung aufgeschlossen ist. Sie wird dort von geringmächtigem, ungliedertem Löß und rezenten Bodenschichten überlagert, die das Profil in der S-, W- und N-Wand abschließen. Die Tephra kann in fünf Profilabschnitte gegliedert werden, in denen jeweils entweder gut sortierte, basaltreiche Fallout-Lapillilagen (Einheiten I und IV) oder schlecht sortierte, fremdgesteinsreiche Brekzien vorherrschen (Einheiten II, III und V), und die durch cm-dicke, feinkörnige Aschenbänder voneinander getrennt sind.

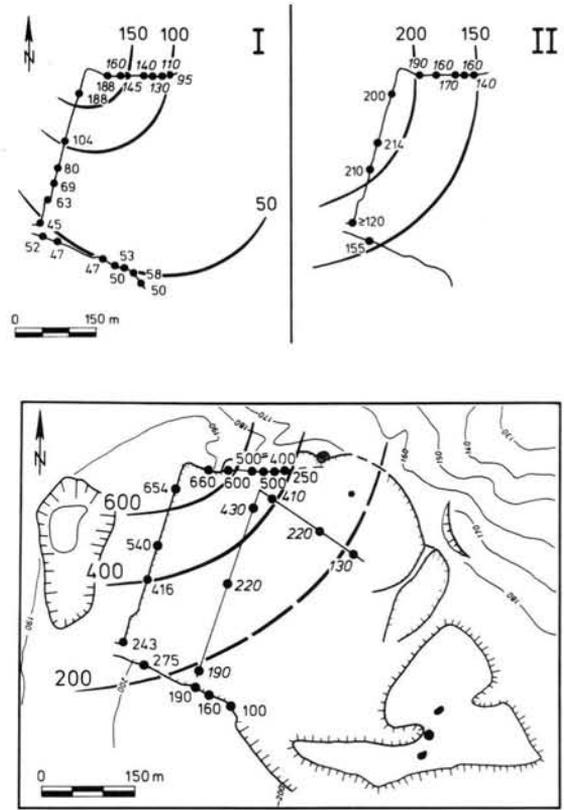


Abb. 15: Mächtigkeitsvariation der Brockentuff-Ablagerungen im Bereich der Tongrube Kärlich. Oben: Mächtigkeiten (in cm) und Isopachenverlauf der Schichteinheiten I und II des basalen Brockentuff-Profiles. Unten: Gesamtmächtigkeit (in cm) aller Brockentuffschichten, und rekonstruierter Isopachenverlauf unter Einbeziehung von Mächtigkeitswerten aus BRUNNACKER, STREIT & SCHIRMER (1969) (kursiv).

Die unterschiedlichen Ablagerungen entstanden durch ein komplexes Zusammenspiel magmatischer und phreatomagmatischer Eruptions- und Transportmechanismen bei der oberflächennahen Eruption einer basaltischen Magmasäule (C. v. d. BOGAARD & SCHMINCKE 1986).

Eine Isopachenkarte der Gesamtmächtigkeit des Brockentuffs sowie Isopachenkarten der stratigraphischen Untereinheiten I und II sind in Abb. 15 wiedergegeben. Während die Gesamtmächtigkeitsverteilung z. T. durch spätere Erosion der obersten Brockentuffschichten beeinflusst ist, geben die Mächtigkeitskarten der basalen Einheiten I und II ausschließlich die primäre Mächtigkeitsverteilung dieser Ablagerungen wider. Alle drei Karten zeigen eine Mächtigkeitszunahme von E nach W in der Nordwand und von S nach N in der Westwand. Insgesamt zeigt der Iso-

pachenverlauf, daß das Eruptionszentrum des Kärlicher Brockentuffs (KAE-BT4) NW des heutigen Grubenareals gelegen hat. Diese Interpretation wird gestützt durch eine deutliche Korngrößenzunahme in dieser Richtung, die Orientierung von Anlagerungsgefügen in horizontal transportierten Ablagerungen, und die Orientierung gerichteter Impaktstrukturen, die beim Einschlag ballistischer Blöcke und Bomben entstanden.

Die Brockentuff-Ablagerungen in der S-, W- und N-Wand sind reich an z. T. meter-großen Tonblöcken (überwiegend Blauton), vertonten Tertiärtuff-Fragmenten, Terrassenschotter-Fragmenten und Löß-kindln, enthalten aber nur sehr untergeordnet Gesteinsfragmente des devonischen Grundgebirges. Essentielle basaltische Bomben und Lapilli sind überwiegend blasig mit tachylitischer Grundmasse und zahlreichen Einschlüssen devonischer Schiefer, Siltsteine und Quarzite. Die Einsprenglingsminerale sind Olivin, Klinopyroxen, Phlogopit, Titanomagnetit und Hauyn, wobei Klinopyroxen und Olivin z. T. mosaikartig verwachsen sind (Relikte von Peridotit-Knollen). Chromit tritt nur als Einschuß in Knollen-Olivinen, sowie als resorbierter Kern von Titanomagnetiten auf. In der Grundmasse dominiert Leuzit (< 10 Vol-%) neben Klinopyroxen, Olivin, Hauyn, Titanomagnetit und Phlogopit.

Die chemische Zusammensetzung der Brockentuff-Basaltklasten gleicht der der leuzititischen Magmen, die während der Riedener Phase (vor ca. 400.000 bis 430.000 Jahren) im Osteifel-Vulkanfeld eruptierten (Abb. 13). Ausweislich der Grundmasse-Mineralogie

(Fehlen von Plagioklas) und Lage im Zr/Nb-Diagramm gehört der Brockentuff daher zur Gruppe der Leuzitit-Vulkane der Osteifel.

Physikalische Altersdatierungen von Phlogopit-Einsprenglingen aus Basaltklasten des Brockentuffs wurden sowohl nach dem  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Laserverfahren (3 Kristalle) wie auch nach dem  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Stufenheizungsverfahren (1 Mega-Kristall) durchgeführt (Abb. 16) (Tab. 4). Alle Altersergebnisse stimmen innerhalb ihrer 1-Sigma-Fehlergrenzen überein. Basierend auf dem Stufenheizungs-Plateaualter ( $413.000 \pm 54.000$  Jahre) sowie den drei Laser-Integralaltern kann daher ein fehlergewichteter Mittelwert berechnet werden. Hiernach ergibt sich für die Eruption und Ablagerung des Kärlicher Brockentuffs ein Alter von  $396.000 \pm 20.000$  Jahren, was innerhalb der von uns ermittelten Altersgrenzen der Riedener Eruptionsphase des Osteifel-Vulkanfelds liegt.

Auch nach der Eruption des Brockentuffs wurde im Bereich des Kärlicher Berges Löß und Tephra (u. a.) abgelagert. Die jüngere Schichtenfolge ist in einer morphologischen Senke im äußersten Ostteil der Grube erhalten. Die stratigraphische Analyse wird hier jedoch durch zwei Umstände erschwert: Der gesamte nordöstliche Grubenbereich ist durch Verwerfungen und Rutschungen gestört. Streckenweise ist die pleistozäne (und z. T. auch tertiäre) Schichtenfolge vollständig zu phakoid-förmigen Gesteinskörpern zerschert, in denen z. T. der Schichtverband noch erhalten ist, es aber auch zu Schicht-Vervielfältigungen und zum Aussetzen ganzer Einheiten kam. Ein durchgehendes Profil mit verfolgbaren Leithorizonten (i. e.

Tab. 2: Repräsentative Neutronenaktivierungsanalysen der (Glas-) Matrix essentieller Klasten der Kärlicher Tephralagen KAE-DT1, KAE-DT2, KAE-BT2 und KAE-BT3.

Probe	5133a	5133	5138	5134	5134a	5134b	5134c	5694	5695	5696
Schicht	KAE-DT1 Basis	KAE-DT1 Top	NOR-DT1 Gesamtprobe	KAE-DT2 Basis	KAE-DT2 40-50 cm	KAE-DT2 40-50 cm	KAE-DT2 Top	KAE-BT2 dicht	KAE-BT2 blasig	KAE-BT3
La	43,4	44,6	28,5	51,6	50,9	54,2	70,1	98,7	79,7	153,0
Ce	88,1	86,5	51,2	101,0	94,1	103,0	125,0	195,0	172,0	334,0
Nd	24,2	31,7	16,2	33,8	28,3	32,7	42,5	91,9	61,0	124,0
Sm	4,3	4,8	4,3	5,1	4,7	5,2	7,1	11,8	10,1	15,4
Eu	1,2	1,3	0,9	1,3	1,3	1,4	2,0	3,3	2,8	4,6
Tb	0,5	0,5	0,4	0,5	0,7	0,6	0,8	1,3	2,0	3,1
Yb	1,7	1,5	1,2	2,1	2,3	2,2	2,3	2,1	2,0	3,2
Lu	0,4	0,4	0,4	0,5	0,5	0,6	0,5	0,4	0,4	0,6
Cs	1,7	1,7	1,1	1,7	1,8	1,8	1,7	0,8	0,7	0,9
U	10,5	9,7	6,6	11,3	12,8	11,6	10,0	2,1	1,7	2,6
Th	34,4	35,7	37,8	41,1	42,5	43,3	38,8	11,5	11,0	17,5
Sc	0,9	1,1	1,3	0,9	1,1	1,1	2,0	33,1	31,9	36,1
Hf	18,2	18,9	20,7	12,0	12,8	12,6	11,3	6,6	6,9	7,4
Ta	23,1	21,2	22,6	14,6	15,8	15,5	14,3	6,3	6,2	7,6
Mo	3,7	5,0	3,1	3,6	3,1	4,2	2,7	1,2	1,2	1,3
Au	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1
As	4,9	5,9	4,0	4,2	6,3	5,9	6,5	4,0	5,6	5,7

Tephrahorizonten) zwischen der Nord- und Ostwand existiert nicht und war auch früheren Bearbeitern nicht zugänglich (s. Schirmer 1970). Die jüngere pleistozäne Schichtenfolge von Kärlich kann deshalb nur bruchstückhaft aus mehreren kleinen Teilprofilen im östlichen Grubenbereich (Abb. 17) rekonstruiert werden. Dies ist aber schon allein deshalb einen Versuch wert, weil der Schichtenfolge ein altpaläolithischer Fundhorizont mit Stein-Werkzeugen sowie Stoßzähnen und Knochen vom Waldelefanten (u. a.) zwischengeschaltet ist (BOSINSKI et al. 1986).

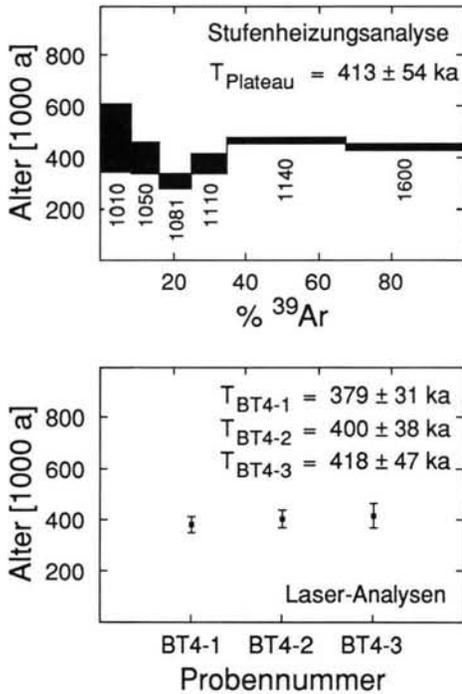


Abb. 16: Oben  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Stufenheizungs-spektrum eines Phlogopit-Mega-Einsprenglings des Kärlicher Brockentuffs (KAE-BT 4). 1010 bis 1600 = Temperaturen der Heizschritte in °C. Unten:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Laseralter dreier Phlogopit-Einsprenglinge des Kärlicher Brockentuffs. Alle Daten mit 1-Sigma-Fehlergrenzen.

### 3.4. Profilabschnitt J in der nordöstlichen Tongrube

Profil NE-1 beginnt mit einem ca. 5 m mächtigen Löß- und Lößlehm-Paket, das tektonisch gestört einem Gleitkeil aus Tertiärtuff (0–50 cm) über Blauton aufliegt. In den obersten dm ist der Löß stärker vertont, und blaßgrau (Btg-Horizont?). Er enthält zahlreiche Schneckengehäuse und wird von einem mm-dicken, schwarz-braunen Humusband überlagert. Darüber liegt eine massige, Brockentuff-ähnliche Gesteinseinheit mit Basaltklasten und z. T.

m-großen Tonblöcken sowie vereinzelt Bruchstücken von verfestigten Basaltsandrinnen (s. o.). Hierauf folgen über einer Erosionsdiskordanz gut geschichtete und gut sortierte Basaltlapillenschichten. Linsige Schrägschichtung und Gradierung der Ablagerungen weisen auf einen vulkaniklastischen Umlagerungshorizont hin. Diese Ablagerungen fallen in der SSE-Flanke des Aufschlusses mit 20° nach E, in der NNW-Flanke des Aufschlusses jedoch mit 30–35° nach W ein (Abb. 18). Das gesamte Schichtpaket (Löß bis umgelagerte Tephra) ist durch mehrere, mit ca. 80° nach N einfallende Abschiebungen gestört. Profil NE-2 liegt ca. 20 m südlich der Ausgrabungsstelle. Es zeigt ebenfalls die Abfolge Lößlehm — massiger „Brockentuff“ — geschichtete Vulkaniklastika. Letztere fallen hier jedoch mit 40–60° deutlich steiler nach E ein. Darüberhinaus ist hier bereits innerhalb der basalen Lößlehmfolge ein keilförmiger, Brockentuff-ähnlicher Gesteinskörper eingelagert.

Profil NE-3 liegt in einem Abbauplateau, das sich an die Aufschlußwand NE-1 im Osten anschließt. Hier streichen — wiederum über massigen Brockentuff-ähnlichen Ablagerungen — nach E einfallende, gut sortierte, geschichtete Vulkaniklastika aus (Anschluß an die Profile NE-1 und NE-2?), die durch graubraunen, sandigen Lehm und einen grauen, tonreichen Lehmhorizont mit Kiesen und einzelnen Torfschmitzen überlagert werden. Erst hierauf folgt der dm-mächtige Torfhorizont mit der altpaläolithischen Fundsicht. Der Artefakt-Horizont wird überlagert von einer massigen bis schwach geschichteten, Kies- und Basalt-führenden Umlagerungsschicht, die zum Hangenden in einen Kies-führenden, grauen, tonreichen Lehm übergeht. Hierauf folgt eine ca. 1 m mächtige Lage aus schwarzbraunem bis dunkelbraunvioletter, humus- und tonreichem Lehm, der über das Abbauplateau verfolgt werden kann und an der Basis der Profilwand NE-4 ausstreicht. Die hangende Schichtenfolge (Profil NE-4) besteht aus Lehmbröckelsanden, mehreren Löß- und Schwemmlöß-Ablagerungen und zwei Bodenhorizonten. Sie enthält mindestens zwei Erosionsdiskordanzen und Schichtlücken und wurde detailliert von SCHIRMER (1970) beschrieben. Sie ist heute nur noch unvollständig abgeschlossen. Das Profil von SCHIRMER kann jedoch, vor allem anhand der auch dort beschriebenen „schwarzbraun-violetten, tonreichen Humuszonen“ und überlagernden Lehmbröckelsande, mit der jetzt abgeschlossenen Schichtenfolge korreliert werden.

## 4. Diskussion

Die in den einzelnen Bereichen der Grube aufgenommenen Teilprofile können insbesondere anhand der eingeschalteten Tephralagen zu einer Gesamt-

# KORRELATION SCHEMATISCHER SÄULEN- PROFILE IM ÖSTLICHEN BEREICH DER TONGRUBE MÜLHEIM-KÄRLICH

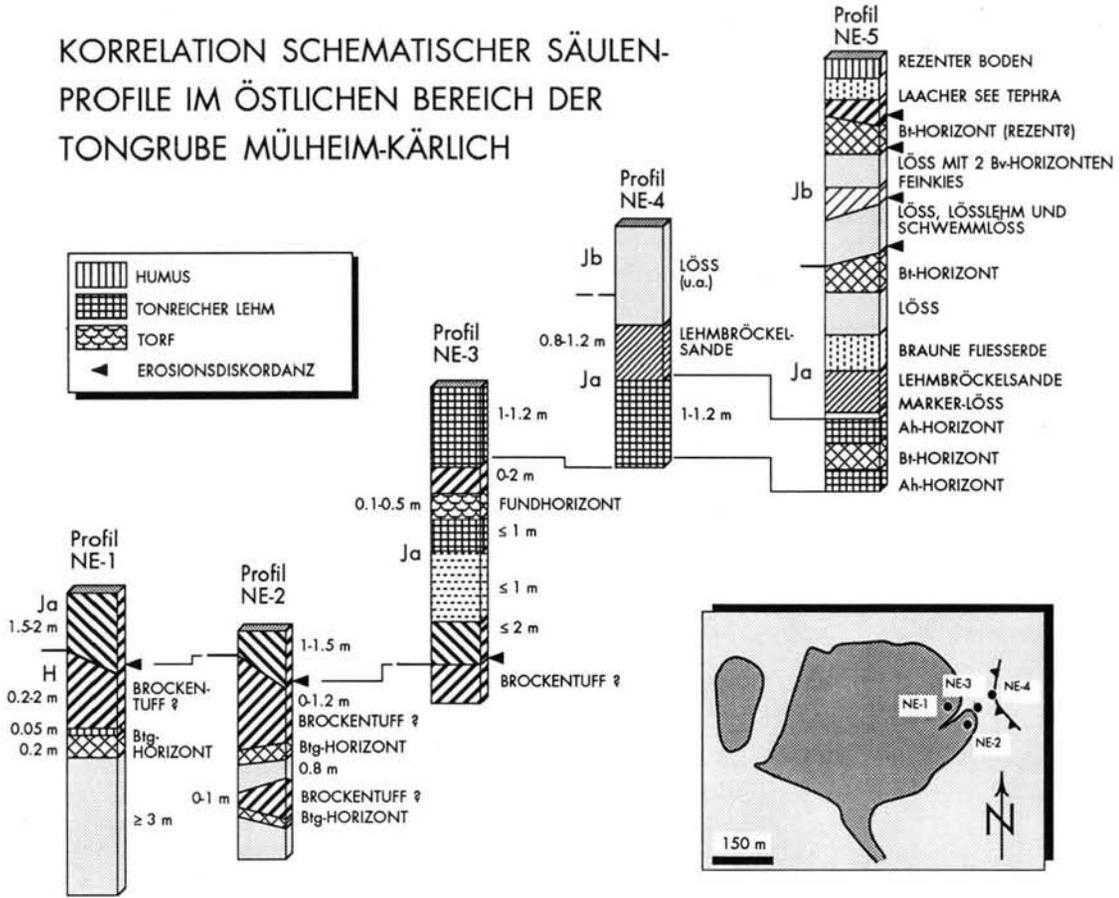


Abb. 17: Schematischer Aufbau und Korrelation der Profile E-1 bis E-5 im östlichen Grubenbereich. Abschnittsbezeichnungen H bis Jb entsprechend SCHIRMER (1970). Das Profil E-5 ist stark vereinfacht nach SCHIRMER (1970). Übrige Legende siehe Abbildung 5.

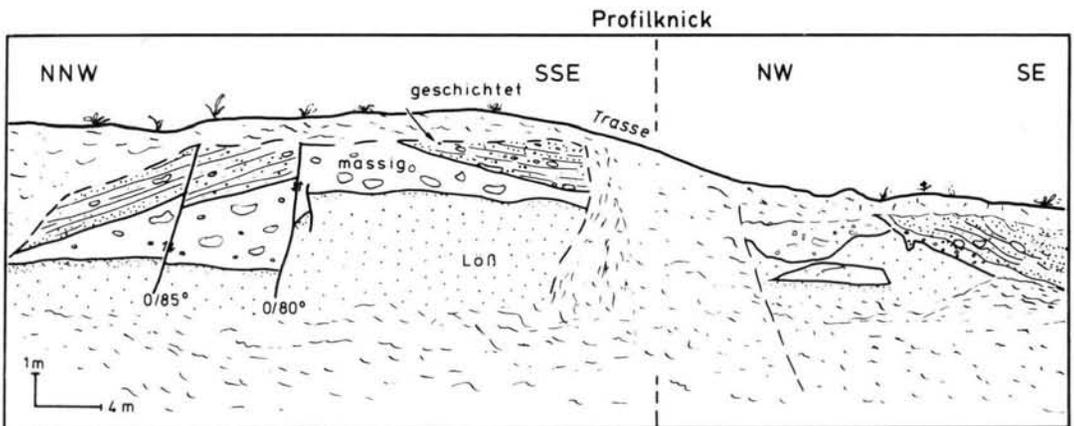


Abb. 18: Skizze der Profile NE-1 (links) und NE-2 (rechts) im nordöstlichen Bereich der Tongrube Kärlich. Beide Profile zeigen die tektonisch gestörte Überlagerung von Löß durch massive, Brockentuff-ähnliche Schichten sowie geschichtete, umgelagerte Tephra.

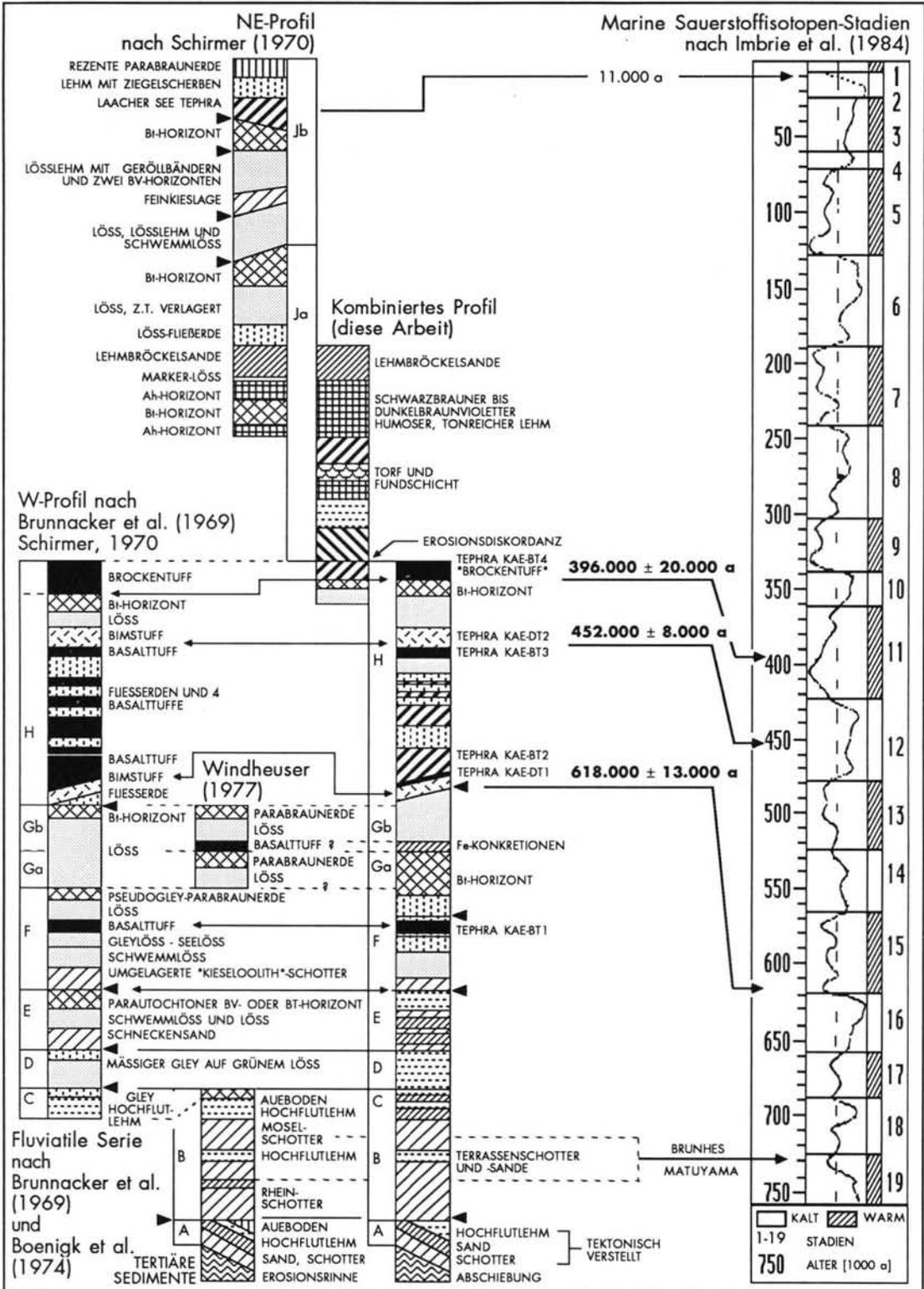


Abb. 19: Kombiniertes Gesamtprofil der Kärlicher Pleistozänfolge (Mitte) und Korrelation der Profilaufnahmen von BRUNACKER, STREIT & SCHIRMER (1969), SCHIRMER (1970) und BOENIGK et al. (1974) (Links). Rechts:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter der Tephralagen KAE-DT1, KAE-DT2 und KAE-BT4 und Korrelation des Profils Kärlich mit der marinen Sauerstoffisotopen-Stratigraphie nach IMBRIE et al. (1984).

stratigraphie kombiniert werden (Abb. 19). Diese stimmt mit der stratigraphischen Gliederung nach BRUNNACKER, STREIT & SCHIRMER (1969) und BRUNNACKER & BOENIGK (1976) in groben Zügen überein, so daß die dort vorgeschlagene Abschnitts-Gliederung des Profils (A bis J) beibehalten wurde. Unterschiede in der Schichtenfolge zwischen dem Top der Terrassenschotter und der Tephra KAE-BT1 (Abschnitte C, D und E) sind unproblematisch: dies sind überwiegend umgelagerte, fluviatile (?) Sedimente mit raschen Fazies- und Mächtigkeitswechseln, die von BRUNNACKER, STREIT & SCHIRMER (1969) als „lokale Spezialbildung am Übergang Warmzeit-Kaltzeit“ und von FRECHEN (1975) als Randfazies fluviatiler Rinnenfüllungen gedeutet wurden.

Signifikante Unterschiede bestehen dagegen vor allem im Aufbau des Abschnitts A sowie in der Anzahl der festgestellten Tephralagen und Bodenhorizonte.

Zwischen den Tertiärsedimenten und den Rheinterrassenschottern werden von BRUNNACKER, STREIT & SCHIRMER (1969) als älteste Pleistozänablagerungen „rinnenförmige Einschaltungen“ von Schottern, Sanden und Hochflutlehm aus der Uferzone eines Flusses beschrieben. Wir haben diese Ablagerungen nicht gesehen, dafür aber Schotter, Sande und Hochflutlehm in tektonischen Abschiebungen. Der basale Profilabschnitt umfaßt daher möglicherweise verschiedene Einheiten: tektonisch verstellte Terrassensedimente [Aa] als älteste Kärlicher Pleistozänablagerungen und jüngere Rinnenfüllungen, die nach einem Erosionsintervall unbekannter Dauer abgelagert wurden [Ab] (= Abschnitt A i. S. v. BRUNNACKER, STREIT & SCHIRMER 1969).

Die von WINDHEUSER (1977) beschriebene Basaltufflage im Abschnitt G wird von uns als Horizont mit lagig angereicherten, umgelagerten, schwarzen, mm-bis cm-großen Fe-(Mn)-Konkretionen und Kiesen mit schwarzbraunen Fe(Mn)-Krusten interpretiert. Bei den im Abschnitt H zwischen Tephra KAE-BT2 und KAE-BT3 beschriebenen Basaltuffen (BRUNNACKER, STREIT & SCHIRMER 1969; FRECHEN 1975) handelt es sich nicht um primäre sondern um umgelagerte Tephralagen, deren vulkanische Gesteinskomponenten fluviatil umgelagertes und in Rinnen akkumuliertes Material der Tephraablagerungen KAE-DT1 und KAE-BT2 sind. Auch haben wir im Hangenden des Brockentuffs weder einen „Gleeser Bims“ (FRECHEN 1975), noch einen „Metternicher Tuff“ (BRUNNACKER & BOENIGK 1976) oder einen „Eltviller Tuff“ (BRUNNACKER, BOSINSKI & WINDHEUSER, 1979) feststellen können.

Im gesamten Profilabschnitt A bis H haben wir nur zwei eindeutige Paläosol-Horizonte gefunden: eine mächtige Parabraunerde im Abschnitt G sowie eine

schwach ausgeprägte Parabraunerde an der Basis des Brockentuffs. Dies könnte bedeuten, daß das heutige Profil durch tiefergreifende Erosionsdiskordanzen kondensiert ist. Dabei könnten insbesondere die von BRUNNACKER, STREIT & SCHIRMER (1969) beschriebenen Bodenbildungen am Top der Abschnitte B, E und Gb den folgenden Erosionsintervallen an der Basis der Abschnitte D, F und H zum Opfer gefallen sein.

#### 4.1. Anzahl, Art und Herkunft der Tephralagen

Das Pleistozän der Kärlicher Tongrube enthält mindestens 7 Tephralagen: Tephra KAE-BT1 im Abschnitt F, KAE-DT1, KAE-BT2, KAE-BT3, KAE-DT2 und KAE-BT4 (Brockentuff) im Abschnitt H sowie die allerødzeitliche Laacher-See-Tephra im Abschnitt Jb (Abb. 8).

Tephra KAE-BT1 ist eine mafische Aschenschicht. Blasentuffgefüge und akkretionäre Lapilli deuten auf eine Ablagerung aus feuchten Aschenwolken im Zuge einer phreatomagmatischen Eruption. Alter und Lage des Eruptionszentrums sind nicht bekannt, jedoch zeigen die Blasentuffe, daß es in einer Entfernung von maximal ca. 5 km zu suchen ist. Mafische Magmen mit Klinopyroxen-, Olivin-, Hornblende- und Apatit-Einsprenglingen und insbesondere Olivin-Cpx-Hbl-Knollen sind aus der Osteifel bislang nicht beschrieben. Sie treten jedoch in der Westeifel auf (BECKER 1977 in: MERTES 1983).

Tephra KAE-DT1 ist eine plinianische Bims-Fallablagerung. Nach den vorliegenden  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Laserdaterungen wurde Tephra KAE-DT1 vor  $618.000 \pm 13.000$  Jahren eruptiert (Maximalalter). Anhand der Hauptelement-, Spurenelement- und Einsprenglingszusammensetzung der Bimslapilli kann KAE-DT1 eindeutig von plagioklasphyrischen Bimsen der Hüttenberg-Tephra und Glees-Tephra des Wehrer Vulkans unterschieden werden, die vor 215.000 Jahren (Hüttenberg-Tephra) bzw. ca. 150.000 Jahren (Glees-Tephra) eruptiert wurden (BOGAARD et al. 1989).

Bimslapilli in Tephraablagerungen des leuzitphonolithischen Riedener Vulkankomplexes haben zwar z. T. ähnliche Einsprenglingsminerale (VIERECK 1984), unterscheiden sich jedoch chemisch eindeutig von den Bimslapilli der Tephra KAE-DT1. Schlotnahe Bimsablagerungen mit einer KAE-DT1 ähnlichen Zusammensetzung sind in der Eifel bisher nicht nachgewiesen (s. u.). Wir haben aber zwei Vorkommen schlotferner Bimsablagerungen gleicher chemisch-petrographischer Zusammensetzung in der Osteifel gefunden: am Norberg, in der westlichen Peripherie des Riedener Vulkankomplexes (ca. 20 km W Kärlich)

Tephra KAE-DT1 Probennummer	Vol. $^{39}\text{Ar}$ $10^{-11}$ ml	$^{40}\text{Ar}$ atm. %	Ca/K	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	Alter (1000 a) $\pm 1$ Sigma	
DT1-1	L	6.1	11.2	0.003	1.403	618.2 $\pm$ 12.9
DT1-2	E	4.3	7.2	0.005	1.375	696.4 $\pm$ 13.2
DT1-3	E	12.9	9.6	0.011	1.403	710.4 $\pm$ 6.9
DT1-4	L	4.9	19.4	0.012	1.640	723.0 $\pm$ 14.9
DT1-5	E	23.1	6.9	0.021	1.517	768.2 $\pm$ 3.5
DT1-6	E	9.0	10.5	0.004	1.675	848.3 $\pm$ 7.1
DT1-7	E	4.5	6.2	0.017	2.152	1089.5 $\pm$ 17.3
DT1-8	E	3.4	13.1	0.038	2.928	1290.3 $\pm$ 28.0
DT1-9	E	4.7	32.9	0.023	3.154	1389.8 $\pm$ 36.4

Tephra KAE-DT2 Probennummer	Vol. $^{39}\text{Ar}$ $10^{-11}$ ml	$^{40}\text{Ar}$ atm. %	Ca/K	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	Alter (1000 a) $\pm 1$ Sigma	
DT2-1	E	9.3	4.4	0.004	1.016	447.9 $\pm$ 9.7
DT2-2	E	4.1	23.1	0.011	1.046	461.2 $\pm$ 14.4
DT2-3	E	16.6	9.3	0.002	0.943	477.7 $\pm$ 4.1
DT2-4	E	1.7	-21.0	0.044	1.065	486.7 $\pm$ 43.1
DT2-5	E	5.2	4.5	0.014	1.065	486.8 $\pm$ 13.2
DT2-6	E	3.5	6.6	0.012	1.083	494.9 $\pm$ 15.2
DT2-7	E	2.0	-9.7	0.007	1.130	516.5 $\pm$ 27.7
DT2-8	E	2.5	4.6	0.007	1.149	525.1 $\pm$ 23.6
DT2-9	E	16.1	4.5	0.006	1.044	528.7 $\pm$ 4.0
DT2-10	E	18.7	5.7	0.005	1.162	531.2 $\pm$ 7.6
DT2-11	E	22.5	9.9	0.010	1.131	572.4 $\pm$ 3.6
DT2-12	E	13.7	3.1	0.009	1.208	611.9 $\pm$ 4.3
DT2-13	E	8.1	3.2	0.003	1.234	624.7 $\pm$ 5.3
DT2-14	E	4.8	11.5	0.044	1.381	631.3 $\pm$ 13.0
DT2-15	E	17.4	5.6	0.008	1.420	649.0 $\pm$ 10.2
DT2-16	E	5.5	16.0	0.007	1.496	683.9 $\pm$ 20.6
DT2-17	E	11.7	2.6	0.011	1.630	825.4 $\pm$ 7.2
DT2-18	E	22.4	3.3	0.010	1.640	830.1 $\pm$ 4.4
DT2-19	E	1.3	62.3	0.012	1.819	831.5 $\pm$ 84.3
DT2-20	E	5.8	4.0	0.003	1.945	889.1 $\pm$ 18.3
DT2-21	E	3.7	14.8	0.009	2.380	1087.8 $\pm$ 27.8
DT2-22	E	3.8	16.5	0.021	2.672	1352.5 $\pm$ 14.9
DT2-23	E	10.4	61.7	0.011	5.503	2784.5 $\pm$ 37.3
DT2-24	E	1.6	5.9	0.003	43.212	19684.0 $\pm$ 208.0

Tab. 3:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Laseranalysen und scheinbare Einzelkristallalter von Feldspäten der phonolithischen Tephralagen KAE-DT 1 und KAE-DT 2. E = Einsprenglingskristalle aus essentiellen Lapilli; L = lose Kristalle aus der Aschenmatrix

Laser-Analysen Tephra KAE-BT4 Probennummer	Vol. $^{39}\text{Ar}$ $10^{-11}$ ml	$^{40}\text{Ar}$ atm. %	Ca/K	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	Alter (1000 a) $\pm 1$ Sigma	
BT4-1	E S	2.0	89.9	0.006	0.718	378.7 $\pm$ 31.2
BT4-2	E S	3.4	82.5	0.008	0.759	400.3 $\pm$ 37.7
BT4-3	E S	1.0	16.8	0.010	0.793	418.0 $\pm$ 47.2

Stufenheizungs-Analyse Tephra KAE-BT4 Heizschritt ( $^{\circ}\text{C}$ )	Cum. $^{39}\text{Ar}$ %	$^{40}\text{Ar}$ atm. %	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	Alter (1000 a) $\pm 1$ Sigma
820	1	100	-4.32	-2200 $\pm$ 1200
870	2	100	-1.42	-710 $\pm$ 550
1010	8	99	0.93	476 $\pm$ 130
1050	16	94	0.78	400 $\pm$ 61
1081	25	94	0.60	310 $\pm$ 29
1110	35	93	0.73	375 $\pm$ 36
1140	67	81	0.90	463 $\pm$ 13
1600	100	72	0.86	441 $\pm$ 11

Probe: 1 Mega-Phlogopit-Einsprengling (1.82 g)  
 Gesamt- $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$ :  $1.95 \cdot 10^{-6}$  ml STP  
 Gesamt- $^{39}\text{Ar}_K$ :  $1.37 \cdot 10^{-7}$  ml STP  
 Integral-Alter: 400  $\pm$  9 ka  
 Plateau-Alter: (1010 - 1600  $^{\circ}\text{C}$ ): 413  $\pm$  54 ka  
 Isochrone: 443  $\pm$  23 ka mit  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_I = 294 \pm 26$

Tab. 4:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Laseranalysen und scheinbare Einzelkristallalter dreier Phlogopit-Einsprenglinge der Tephra KAE-BT 4 (oben).  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Stufenheizungsanalyse eines Phlogopit-Mega-Einsprenglings (unten; Analyse: C. M. Hall)

und ein weiteres im Grabungsprofil „Miesenheim I“ (Abb. 1). In beiden Fällen, wie auch in Kärlich selbst, wird die phonolithische Bimsapillischicht durch fluviatil umgelagerte, nephelinitische Basaltaschen überlagert. Dabei zeigen  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Laserdatierungen, daß auch die Phonolithtephra NOR-DT1 einen hohen Gehalt an kontaminierenden „alten“ Kalifeldspäten enthält, wobei die jüngsten Kristalle dort ein Eruptionsalter von ca. 600.000 Jahren anzeigen (P. v. d. BOGAARD, unveröff.). Aufgrund der übereinstimmenden chemisch-petrographischen Zusammensetzungen und Laser-Alter (z. T.) stellen die Tephraavorkommen KAE-DT1, NOR-DT1 und MIE-DT1 wahrscheinlich Überreste derselben, ehemals weit verbreiteten Tephraablagung dar.

Die melilith-nephelinitische, mafische Aschenschicht KAE-BT3 und die phonolithische Bimsapillischicht KAE-DT2 wurden unmittelbar nacheinander abgelagert. Übereinstimmende  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Stufenheizungsanalysen ( $453.000 \pm 7.000$  Jahre; LIPPOLT, FUHRMANN & HRADEZKY 1986) und  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Laserdatierungen ( $452.000 \pm 8.000$  Jahre) zeigen, daß diese Eruptionen vor ca. 450.000 Jahren stattfanden. Tephra KAE-DT2 ist chemisch-mineralogisch zonierte, besitzt eine Einsprenglingsparagenese ähnlich den leuzitphonolithischen Eruptionen des Riedener Vulkankomplexes, unterscheidet sich jedoch chemisch eindeutig von den Riedener Bimsablagungen. Mit den Tephraablagungen des Wehrer Vulkans (Hüttenberg und Gleys-Tephra) hat KAE-DT2 auch nach der chemisch-petrographischen Zusammensetzung und dem Eruptionsalter nichts gemein. Die große Mächtigkeit bei distalen Korngrößencharakteristika zeigt, daß KAE-DT2 eine sehr große Bimsruption repräsentiert, im Volumen vergleichbar mit der Laacher-See-Eruption 11.000 Jahre vor Heute ( $> 5 \text{ km}^3$  Magma; BOGAARD & SCHMINCKE 1985).

Die Tephraablagungen KAE-DT1 und KAE-DT2 wurden früher als „Wehrer Bimse“ bezeichnet, weil die Aschenmatrix isolierter, grobkörniger Bimsavorkommen im oberen Gleysbachtal — zwischen Laacher-See-Vulkan, Wehrer Kessel und Riedener Vulkankomplex — eine ähnliche petrographische Zusammensetzung zeigte (FRECHEN 1975). Unglücklicherweise wurde die Bezeichnung „Wehrer Bims“ nicht gewählt, weil der Nachweis der Eruption aus dem Wehrer Kessel erbracht worden wäre, sondern um diese Tephraasichten von den jüngeren, „echten“ Wehrer Bimsablagungen (Hüttenberg-Tephra, Gleys-Tephra) zu unterscheiden, die den Kraterwall des Wehrer Vulkans aufbauen. Tatsächlich ist dieser Nachweis auch später nie erbracht worden, und die Aschenmatrix-Mineralassoziaton Sanidin-Nosean-Klinopyroxen-Hornblende-Olivin-Biotit-Magnetit-Apatit-Titanit der „Wehrer Bimse“ (i. S. v.

FRECHEN 1975) findet sich auch in zahlreichen Ablagerungen des Riedener Vulkankomplexes und erlaubt weder eine klare Unterscheidung der schlotnahen Ablagerungen noch eine eindeutige Korrelation mit den Tephralagen in Kärlich. Selbst wenn im oberen Gleysbachtal tatsächlich relativ schlotnahe Äquivalente von KAE-DT1 oder KAE-DT2 anstehen sollten, würde dies zunächst lediglich bedeuten, daß KAE-DT1 oder KAE-DT2 möglicherweise im Raum Gleys-Mendig-Rieden eruptiert wurden. Ob es sich hier um frühe Eruptionen des Riedener, Wehrer oder Laacher-See-Vulkans oder um Eruptionen eines eigenständigen Eruptionszentrums handelt, das durch die mächtigen schlotnahen Ablagerungen der jüngeren Vulkane verborgen liegt, könnte auch dann nur durch Transportrichtungskriterien an den Tephralagen bestimmt werden, oder durch Untersuchungen zur Entwicklungsgeschichte der bekannten Eruptionszentren anhand von Bohrungen. Bohrungen im Wehrer Kessel und Xenolithe in den „echten“ Wehrer Tephraablagungen zeigen, daß im Wehrer Kessel ab 75 m Teufe ältere phonolithische Intrusivgesteine anstehen (WÖRNER et al. 1988). Deren chemisch-petrographische Zusammensetzung entspricht aber der der leuzitphonolithischen Riedener Magmen und nicht der der Tephralagen KAE-DT1 oder KAE-DT2 in Kärlich (Abb. 9). Möglicherweise wurden KAE-DT1 und KAE-DT2 in der Ostefel eruptiert, die Lage ihres Eruptionszentrums ist jedoch bisher nicht bekannt.

Der Kärlicher Brockentuff (KAE-BT4) ist eine „Brockenbrekzie“ (Tuff = verfestigte vulkanische Asche; Median  $< 2 \text{ mm}$ ) und stellt die Ablagerung eines nahegelegenen, leuzititischen, strombolianisch-phreatomagmatischen Eruptionszentrums dar. Mit den schlotnahen basanitischen „Brockentuffen“ an der Basis der basanitisch-tephritischen Schlackenkegel Plaidter Hummerich, Kollert und Eiterköpfe (WINDHEUSER 1977) hat der leuzititische Kärlicher Brockentuff nichts zu tun. Die von FRECHEN (1975) postulierten äolischen Löß-Ablagerungen innerhalb der Brockentuff-Sequenz werden von uns als feinkörnige Aschenlagen mit hohem xenolithischem Lößgehalt interpretiert, die sich mit zunehmender Entfernung vom Eruptionszentrum z. B. aus primär schräggeschichteten Base-Surge-Ablagerungen entwickeln. Der gesamte Brockentuff wurde in sehr kurzer Zeit, wahrscheinlich innerhalb weniger Stunden oder Tage, abgelagert. Unsere  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen von Phlogopit-Einsprenglingen nach dem Stufenheizungs-Laserverfahren zeigen übereinstimmend, daß der Brockentuff-Vulkan vor ca. 400.000 Jahren eruptierte.

Die Deutung der im nordöstlichen Grubenareal angeschnittenen, mit z. T. artefaktführenden, torfhaltigen

und tonreichen Sedimenten gefüllten paläomorphologischen Mulde als „Caldera“ und Eruptionszentrum des Brockentuffs (BOSINSKI et al. 1980) kann von uns nicht bestätigt werden, denn Isopachenkarten und andere Richtungskriterien zeigen eindeutig, daß das Eruptionszentrum des Brockentuffs NW des heutigen Kärlicher Bergs gelegen hat. Der in BOSINSKI et al. (1980) veröffentlichte „Schnitt durch die Calderafüllung“ von Kärlich ist nicht nur schematisch. Er repräsentiert ein spekulatives (und tektonisch äußerst widersprüchliches) Modell des Untergrunds der paläomorphologischen Senke. Insbesondere die Schichtenfolge NNE bis E des altpaläolithischen Fundplatzes ist aber weder in dieser noch in ähnlicher Form abgeschlossen, noch war sie es in der Vergangenheit.

Die Entstehung der morphologischen Depression im Ostteil der Grube ist unklar. Über die genaue Form der Depression wissen wir wenig, da bisher nur der südwestliche Randbereich aufgeschlossen ist. Bezogen auf die heutige Geländemorphologie liegt die Paläo-Mulde im Plateaubereich des Kärlicher Berges, unmittelbar am N-Abhang. Die tertiäre und pleistozäne Schichtenfolge ist in der Umgebung der Mulde tektonisch stark gestört, wobei neben relativ steil stehenden Abschiebungen (Grabentektonik?) vor allem listrische Rutschungsflächen dominieren. Dabei zeigen insbesondere die in Profil NE-1 aufgeschlossenen Störungen, daß zumindest einige Abschiebungen erst nach der Ablagerung (und Umlagerung?) des Brockentuffs aktiv waren. NW der Profile NE-1/NE-4 ist die Mulde z. T. durch umgelagerte Laacher-See-Tephra verfüllt („holozäne Delle“ i. S. v. SCHIRMER 1970). Dies spricht für ein sehr junges Alter der Rutschungen in diesem Bereich.

Zahlreiche kleine klastische „Tuff“-Gänge, -Sills und -Diatreme, die in der heutigen Tongrube aufgeschlossen sind und mehrfach auch aus den früher aufgeschlossenen Bereichen des Kärlicher Berges beschrieben wurden (FRECHEN 1959, 1976), zeigen, daß pyroklastisch-hydroklastische Explosionen in weiten Bereichen des Kärlicher Berges stattgefunden haben. Vermutlich lagen neben dem Brockentuff-Vulkan noch weitere mafische Eruptionszentren im Raum Kärlich. Die in Profil NE-1 umgelagerten, geschichteten Lapillilagen, die diskordant Reste massigen (umgelagerten?) Brockentuffs überlagern, könnten z. B. Ablagerungen eines kleinen Schlotsystems im Untergrund der Mulde darstellen. Die Frage nach der Entstehung der Mulde wird sich wahrscheinlich erst mit dem fortschreitenden Abbau in diesem Grubenbereich wirklich klären lassen.

#### 4.2. Quartärstratigraphie und Paläoklimatologie

Das Eruptionsalter des Kärlicher Brockentuffs wurde anhand Löß- und Bodenstratigraphischer Untersuchungen auf ca. 200.000 Jahre geschätzt (WINDHEUSER, MEYER & BRUNNACKER 1982). Untersuchungen zur Thermolumineszenz von Löß- bzw. Bodenschichten im (?) Liegenden und Hangenden des (?) Brockentuffs kamen zu einem ähnlichen Ergebnis (ZÖLLER, STREMMER & WAGNER 1988). Die hier vorgelegten  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen an Holopit-Einsprenglingen des Brockentuffs zeigen jedoch, daß der Brockentuff-Vulkan erheblich älter ist ( $396.000 \pm 20.000$  Jahre). Das „Kärlicher Interglazial *locus typicus*“, in dessen Bodenhorizont die Brockentuff-Ablagerungen eingeschaltet sind, entspricht nach unseren Untersuchungen daher weder der letzten (BRUNNACKER 1968; FRECHEN 1975) noch der vorletzten (SCHIRMER 1970) Warmzeit vor Heute. In den Ablagerungen des „Kärlicher Interglazials *l. t.*“ sind die Überreste von Pflanzen und Tieren, und vielleicht sogar die Spuren von Menschen erhalten, die vor ca. 400.000 Jahren im Mittelrheingebiet lebten.

Die Einordnung des „Kärlicher Interglazials *l. t.*“ in die mitteleuropäische Quartärstratigraphie ist schwierig, vor allem weil die zeitliche Stellung des Holstein-Interglazials kontrovers ist. Während SARNTHEIN, STREMMER & MANGINI (1986) für das Holstein-Interglazial ein Alter von mindestens 350.000–370.000 Jahren ermitteln und eine Korrelation mit den marinen Sauerstoffisotopen-Stadien 9 und 11 vorschlagen, wird die Bezeichnung „Holstein-Interglazial“ von LINKE, KATZENBERGER & GRÜN (1986) für das Zeitintervall 195.000–223.000 Jahre verwendet, für einen Zeitraum also, der dem marinen Sauerstoff-Isotopenstadium 7 entspricht (MARTINSON et al. 1987). Im Sinne von SARNTHEIN, STREMMER & MANGINI (1986) entspricht das „Kärlicher Interglazial *l. t.*“ also dem Holstein-Interglazial, i. S. v. LINKE, KATZENBERGER & GRÜN (1986) würde es eine warmzeitliche Klimaphase am Ende des Cromer-Komplexes darstellen.

Unabhängig von dieser Kontroverse um die zeitlich-stratigraphische Stellung des Holstein-Interglazials wird das „Kärlicher Interglazial *l. t.*“ ausschließlich anhand tephrostratigraphischer und -chronologischer Evidenz von uns mit dem warmzeitlichen Stadium 11 der marinen Sauerstoffisotopen-Stratigraphie korreliert (Abb. 19).

Die liegenden Tephralagen KAE-BT3 und KAE-DT2 sind kaltzeitlichen Lößablagerungen eingeschaltet, deren Alter von früheren Bearbeitern auf 200.000 bis 300.000 Jahre geschätzt wurde (WINDHEUSER, MEYER & BRUNNACKER 1982). Nach dem  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter

der Tephra KAE-DT2 von  $452.000 \pm 8.000$  Jahren (bzw.  $453.000 \pm 7.000$  Jahre; LIPPOLT, FUHRMANN & HRADETZKY 1986) handelt es sich aber um erheblich ältere Löss- und Tephra-schichten, die der Elster-Eiszeit (oder einer kaltzeitlichen Klimaphase am Ende des Cromer-Komplexes; s. o.) zugeordnet und mit dem kaltzeitlichen, marinen Sauerstoffisotopenstadium 12 korreliert werden können. Stratigraphische Abfolge und physikalische Alter ergeben also insgesamt für diesen Abschnitt des Kärlicher Profils ein hochauflösendes und konsistentes Bild.

Die erste Bimsablagerung des Kärlicher Profils (KAE-DT1) ist wahrscheinlich sogar etwa doppelt so alt wie früher angenommen. Das hier angegebene  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter von  $618.000 \pm 13.000$  Jahren wird zwar durch das  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter einer chemisch-mineralogisch identischen Tephra (NOR-DT1; ca. 600.000 Jahre) gestützt, beruht aber bei der stark kontaminierten Probe von Kärlich bislang nur auf einem einzigen von insgesamt 9 analysierten Kalifeldspat-Kristallen. In den heute aufgeschlossenen Profilen liegt Tephra KAE-DT1 diskordant älteren Löß- und Bodenschichten auf, je nach Tiefe des Erosionsniveaus. Dagegen war die Tephra in früheren Aufschlüssen lokal von einem Parabraunerde-Bt unterlagert (BRUNNACKER, STREIT & SCHIRMER 1969; SCHIRMER 1970). Tephra KAE-DT1 ist daher wahrscheinlich während eines Interglazials abgelagert worden. Auch in der marinen Sauerstoffisotopen-Stratigraphie ist um 600.000 Jahre vor Heute eine warmzeitliche Klimaphase nachgewiesen (Stadium 15).

Innerhalb der Terrassenschotter-Sequenz (Abschnitt B) wechselt die Magnetisierungsrichtung der Sedimente von „revers“ (Matuyama-Epoche) zu „normal“ (Brunhes-Epoche) (BOENIGK et al. 1974; BRUNNACKER und BOENIGK 1976). Die oberen Schotter-Ablagerungen sind daher jünger, die unteren älter als 730.000 Jahre. Zwischen der Brunhes/Matuyama-Grenze am Ende des warmzeitlichen Stadiums 19 und dem kaltzeitlichen Stadium 12 sind in Tiefsee-Bohrkernen drei warmzeitliche Klimaphasen ausgewiesen (Stadien 13, 15, 17). Im Kärlicher Pleistozänprofil entspricht diese Zeitspanne dem Profilabschnitt zwischen den Terrassenschottern und der Tephra KAE-DT2 des Profilabschnitts H. Vergleicht man die marine Abfolge mit der hier vorgeschlagenen Gliederung des Kärlicher Profils (Abb. 19), so scheint in unserem Profil — außer dem erodierten Bodenhorizont am Top des Abschnitts Gb — noch ein weiterer Bodenhorizont zu fehlen, entweder weil er in den untersuchten Aufschlüssen erodiert war oder weil wir ihn nicht erkannt haben. Bei einem Alter der Tephra KAE-DT1 von 618.000 Jahren sollte das „fehlende Interglazial“ zwischen den Tephraablagerungen KAE-DT1 und KAE-DT2 liegen, einem Profilabschnitt, in dem Erosion

und Umlagerung dominieren. Wenn andererseits der Aueboden am Top der Terrassenschotter dem Ende des marinen Interglazial-Stadiums 19 entspricht, dann hätten wir in der Profilgliederung nach BRUNNACKER, STREIT & SCHIRMER (1969) und BRUNNACKER (1978) mit 4 interglazialen Bodenhorizonten zwischen den Terrassenschottern und KAE-DT2 mindestens ein Interglazial mehr als in der marinen Stratigraphie, falls KAE-DT1 618.000 Jahre alt ist, sogar zwei. Ob es sich bei den von BRUNNACKER, STREIT & SCHIRMER (1969) am Top der Abschnitte E und F beschriebenen parautochthonen Böden und Pseudogley-Parabraunerden um echte Interglazial-Böden gehandelt hat, können wir jedoch nicht beurteilen. Daß ein interglazialer Bodenhorizont im Erosions- und Umlagerungsintervall von H enthalten sein könnte (s. o.), ist vorerst reine Spekulation. Außerdem ist fraglich, ob die Ergebnisse mariner Sauerstoffisotopenuntersuchungen direkt auf terrestrische Abfolgen übertragen werden können.

Da während unterschiedlicher Klimaphasen zwar typische, aber z. T. extrem ähnliche terrestrische Sedimentfolgen entstehen können, muß jedenfalls von der Vorstellung Abstand genommen werden, daß gleich ausgebildete Löß- und Bodenfolgen im Mittelrheinraum zwangsläufig auch gleiche Zeitabschnitte repräsentieren. Im Gegensatz zu früheren Auffassungen sind die Ablagerungen der letzten 3 Kaltzeiten und Warmzeiten in der Tongrube Kärlich nicht oder nur sehr lückenhaft erhalten. Das Profil erschließt aber in ungewöhnlicher Vielfalt ältere pleistozäne Ablagerungen, die in Mitteleuropa selten nachgewiesen sind. Außerdem treten in Kärlich Tephralagen auf, deren schlotnahe Ablagerungen im Vulkanfeld der Osteifel (und/oder Westeifel) entweder weitgehend erodiert sind oder von mächtigen jüngeren Tephra-schichten z. B. des Riedener, Wehrer oder Laacher-See-Vulkans überdeckt werden. Bislang können wir nicht sagen, wo diese Tephralagen eruptiert wurden. Sie zeigen aber, daß es vor allem im Frühstadium der Eifel-Vulkanfelder eine viel größere Zahl von Vulkaneruptionen gegeben hat als bisher angenommen. „Mehr Vulkaneruptionen“ bedeutet aber auch „mehr lithologisch identifizierbare Leithorizonte“ und „mehr physikalisch datierbare Leithorizonte“. Für die Gliederung der mitteleuropäischen Quartärstratigraphie eröffnen sich daher neue Perspektiven.

## 5. Danksagung

Die vorliegende Arbeit basiert auf einer unveröffentlichten Diplom-Arbeit (CHRISTEL VAN DEN BOGAARD), auf geochronologischen Analysen im Rahmen eines Feodor-Lynen-Stipendiums der AvH (PAUL VAN DEN BOGAARD in Zusammenarbeit mit D. YORK und

C. M. HALL / University of Toronto) sowie Untersuchungen im Rahmen der Forschungsprojekte „Magmentwicklung und explosiver Vulkanismus im quartären Osteifel-Vulkanfeld“ (LA Forschung NRW, IV A 5-10400587) und „Eifelvulkanismus“ (DFG Schm 250/38-1) (PvdB, HUS). Wir danken der Alexander von Humboldt-Stiftung, dem Landesamt für Forschung NRW und der Deutschen Forschungsgemeinschaft für die gewährte finanzielle Unterstützung.

## 6. Schriftenverzeichnis

- BEDNARZ, U. (1982): Geologie und Petrologie der spätquartären Vulkane Herchenberg, Leilenkopf und Dümpelmaar. — Diplom-Arbeit, Ruhr-Universität Bochum: 1—298; Bochum — [Unveröff.].
- BOENIGK, W., HEYE, D., SCHIRMER, W. & BRUNNACKER, K. (1974): Paläomagnetische Messungen an vielgliedrigen Quartärprofilen (Kärlich/Mittelrhein und Bad Soden I. Taunus). — *Mainzer Naturw. Arch.*, 12: 159—168; Mainz.
- BOGAARD, C. v. d. & SCHMINCKE, H.-U. (1986): Evidence for very shallow modification of strombolian eruptions. — *International Volcanological Congress, New Zealand 1986, Abstracts*: 124; Wellington.
- BOGAARD, P. v. d. & SCHMINCKE, H.-U. (1985): Laacher See Tephra — A widespread isochronous Late Quaternary tephra layer in Central and Northern Europe. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 96: 1554—1571.
- & — (1988): Aschenlagen als quartäre Zeitmarken in Mitteleuropa. — *Die Geowissenschaften*, 3: 75—84; Weinheim.
- , HALL, C. M., SCHMINCKE, H.-U. & YORK, D. (1987):  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Laser dating of single grains: Ages of Quaternary tephra from the East Eifel volcanic field. FRG. — *Geophys. Res. Lett.*, 14/12: 1211—1214.
- , —, — & — (1989): Precise laser  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of a cold to warm climate transition in Europe. — *Nature*: [zum Druck eingereicht].
- BOSINSKI, G., BRUNNACKER, K., LANSER, K. P., STEPHAN, S., URBAN, B. & WÜRGES, K. (1980): Altpaläolithische Funde von Kärlich, Kreis Mayen-Koblenz (Neuwieder Becken). — *Arch. Korrb.*, 10: 295—314; Mainz.
- , KRÖGER, K., SCHÄFER, J. & TURNER, E. (1986): Altsteinzeitliche Siedlungsplätze auf den Osteifel-Vulkanen. — *Jb. Röm.-German. Zentralmuseum*, 33: 97—130; Mainz.
- BRUNNACKER, K. (1968): Das Quartärprofil von Kärlich/Neuwieder Becken. — *Geol. en Mijnbouw*, 47: 206—208; s'Gravenhage.
- (1975): Der stratigraphische Hintergrund von Klimaentwicklung und Morphogenese ab dem höheren Pleistozän im westlichen Mitteleuropa. — *Z. Geomorph. N. F.*, 23: 82—106; Berlin-Stuttgart.
- BRUNNACKER, K. (1978): Neuere Ergebnisse über das Quartär am Mittel und Niederrhein. — *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, 28: 111—122; Krefeld.
- & BOENIGK, W. (1976): Über den Stand der paläomagnetischen Untersuchungen im Pliozän und Pleistozän der Bundesrepublik Deutschland. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 27: 1—17; Öhringen/Württ.
- , BOSINSKI, G. & WINDHEUSER, H. (1979): Bimstoffe als Leithorizonte im Quartär am Mittelrhein. — *Mainzer Naturw. Archiv*, 17: 13—28; Mainz.
- , STREIT, R. & SCHIRMER, W. (1969): Der Aufbau der Quartär-Profile von Kärlich/Neuwieder Becken (Mittelrhein). — *Mainzer Naturw. Arch.*, 8: 102—133; Mainz.
- FRECHEN, J. (1959): Die basaltischen Ausbläser von Kärlich (Neuwieder Becken) und die Verbreitung ihrer Tuffe. — *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, 4: 301—312; Krefeld.
- (1975): Tephrostratigraphische Abgrenzung des Würmlösses und der älteren Lösses im Quartärprofil der Tongrube Kärlich, Neuwieder Becken. — *Decheniana*, 127: 157—194; Bonn.
- (1976): Siebengebirge am Rhein — Laacher Vulkangebiet — Maargebiet der Westeifel. Vulkanologisch-petrographische Exkursionen. — *Sammlg. Geol. F., Gebr. Bornträger Berlin Stuttgart*: 1—209; Stuttgart.
- & ROSAUER, E. A. (1959): Aufbau und Gliederung des Würm-Löß-Profils von Kärlich im Neuwieder Becken. — *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, 4: 267:282; Krefeld.
- IMBRIE, J., HAYS, J. D., MARTINSON, D. G., MCINTYRE, W., MIX, A. C., MORLEY, J. J., PISIAS, N. G., PRELL, W. L. & SHACKLETON, N. J. (1984): The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine delta 18-0 record. — In: A. BERGER, J. IMBRIE, J. HAYS, G. J. KUKLA & SALTZMANN. (Hrsg.): *Milankovich and climate, Part I, N.A.T.O. Adv. Study Inst., Ser C*: 269—305; Reidel, Dordrecht.
- LINKE, G., KATZENBERGER, O. & GRÜN, R. (1968): Description and ESR dating of the Holsteinian interglaciation. — *Quat. Sci. Rev.*, 4: 319—331; Oxford.
- LIPPOLT, H. J., FUHRMANN, U. & HRADETZKY, H. (1986):  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age determinations on sanidines of the Eifel volcanic field (Federal Republic of Germany): Constraints on age and duration of a Middle Pleistocene cold period. — *Chemical Geology (Isotope Geosc. Section)*, 59: 187—204; Amsterdam.
- MARTINSON, D. G., PISIAS, N. G., HAYS, J. D., IMBRIE, J., MOORE, T. C. & SHACKLETON, N. J. (1987): Age dating and the orbital theory of the ice ages: Development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. — *Quaternary Research*, 27: 1—29; New York.
- MERTES, H. (1983): Aufbau und Genese des Westeifeler Vulkanfeldes. — *Bochumer geol. u. geotechn. Arb.*, 9: 1—415; Bochum.

- NOLL, H. (1967): Trachytische Tuffgänge am Herchenberg bei Burgbrohl (Laacher-See-Gebiet) und der Eruptionsmechanismus der Laacher Bimsvulkane. — Sonderveröff. Geol. Inst. Köln, 13: 95—108; Köln.
- PRANGE, C. (1984): Die vulkanologische, tektonische und geochemische Entwicklung der quartären Eiterkopf-Vulkane, SE-Eifel. — Diplom-Arbeit, Ruhr-Universität Bochum: 1—236; Bochum. — [Unveröff.].
- SARNSTEIN, M., STREMMER, H. E. & MANGINI, A. (1986): The Holstein Interglaciation: Time-Stratigraphic Position and Correlation to Stable-Isotope Stratigraphy of Deep-Sea Sediments. — *Quaternary Research*, 26: 283—298; New York.
- SCHIRMER, W. (1970): Das jüngere Pleistozän in der Tongrube Kärlich am Mittelrhein. — *Mainzer Naturw. Arch.*, 9: 257—284; Mainz.
- SCHMINCKE, H.-U. (1982): Vulkane und ihre Wurzeln. — *Rhein. Westf. Akad. Wiss., Vorträge N315*: 35—78; Opladen (Westdeutscher Verlag).
- URBAN, B. (1983): Biostratigraphic correlation of the Kärlich Interglacial, Northwestern Germany. — *Boreas*, 12: 83—90; Oslo.
- VIERECK, L. (1984): Geologische und petrologische Entwicklung des pleistozänen Vulkankomplexes Rieden, Ost-Eifel. — *Bochumer geol. u. geotechn. Arb.*, 17: 1—337; Bochum.
- WINDHEUSER, H. (1977): Die Stellung des Laacher Vulkanismus (Osteifel) im Quartär. — *Sonderveröff. Geol. Inst. Köln*, 31: 1—223; Köln.
- , MEYER, W. & BRUNNACKER, K. (1982): Verbreitung, Zeitstellung und Ursachen des quartären Vulkanismus in der Osteifel. — *Z. Geomorph. N.F.*, 42: 177—194; Berlin-Stuttgart.
- WÖRNER, G., VIERECK, L., PLAUMANN, S., PUCHER, R., BOGAARD, P. v. d. & SCHMINCKE, H.-U. (1988): The Quaternary Wehr volcano: A multiphase evolved eruption center in the East Eifel volcanic field (FRG). — *N. Jb. Miner. Abh.*, 159: 73—99; Stuttgart.
- ZÖLLER, L., STREMMER, H. & WAGNER, G. A. (1988): Thermolumineszenz-Datierungen an Löss-Paläoboden-Sequenzen von Nieder-, Mittel- und Oberrhein/Bundesrepublik Deutschland. — *Chemical Geology (Isotope Geosc. Section)*, 73: 39—62; Amsterdam.

Manuskript eingegangen am 15. 3. 1989,  
Nachträge Mai 1989.

## Das Mammut von Polch bei Mayen (Eifel)

WIGHART V. KOENIGSWALD\*)

Upper Pleistocene, loess, fossil locality, *Mammuthus primigenius*, skeleton (vertebrae), jaws, teeth (molars), biometry,

Rhineland-Palatinate, Rhenish Schiefergebirge, Eifel Mountains.

TK25 Nr.: 5609

**Kurzfassung:** Die Skelettreste des 1936 bei Polch gefundenen *Mammuthus primigenius* werden beschrieben. Es handelt sich um ein sehr altes Tier von rund 70 Jahren. Jedoch sind die Epiphysen an den Wirbeln noch nicht vollständig verknöchert. Die unteren  $M_3$  wirken wesentlich stärker ausgekaut als die zugehörigen oberen  $M^3$ . Senile Züge zeigt der Unterkiefer aus Polch noch nicht. Diese werden an einem Vergleichstück aus Nierstein/Rhein aufgezeigt.

[The Mammoth from Polch near Mayen  
(Eifel, Western Germany)]

**Abstract:** Skeletal remains of a mammoth (*Mammuthus primigenius*) were excavated at Polch near Mayen (Eifel) in 1936. The age of this individual is about 70 years. Despite of this age the epiphyseal disks are not totally fused to the centra of the vertebrae. Lower third molars seem to be much more worn than the upper molars of the same individual. No traces of senility can be seen in the mandible from Polch. A mandible with a molar worn out even much more is described from Nierstein/Rhine.

### 1. Einleitung

Ein Parkplatz an der Autobahn Koblenz — Trier, etwa 12 km westlich des Koblenzer Kreuzes, hat den ungewöhnlichen Namen „Mammutgrube“. Die topographischen Karten verzeichnen etwa 1 km westlich davon eine Lokalität „Mammutfundgrube“ oder gar „Mammutfanggrube“. Diese Namen erinnern an den Fund von Mammutknochen im Januar des Jahres 1936, die bei Einebnungsarbeiten vom Reichsarbeitsdienst im jungpleistozänen Löß, der hier das devonische Grundgebirge abdeckt, gefunden wurden. Die Konzentration der Knochen auf einen engen Raum ließ vermuten, daß es sich um ein einzelnes Individuum

handelt, was sich auch in der Zusammensetzung des Fundgutes bestätigt. Der Fundort liegt am rechten Hang des Nettetales etwa 2 km nördlich von Polch, bzw. 7 km östlich von Mayen (Blatt 5609 Mayen, R 25 94 230 H 55 76 320).

Die Ausgrabung der Knochen erfolgte im Januar 1936 unter der Leitung des Geologen Dr. J. NIEDERMAYER vom Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Bonn, von dem lediglich Zeitungsberichte über den Fund vorliegen (NIEDERMAYER 1936a und b), weil er bald nach der Ausgrabung Bonn verließ.

Der Fund führte zu einem heftigen Disput. Während NIEDERMAYER (1936a und b) und MÜLLER-DEILE (1939) in den fossilen Knochen die Reste eines auf natürliche Weise zu Tode gekommenen Tieres sahen, konnten sich MORDZIOL (1936, 1939) und MAUZ (1939) das Mammut nur als Jagdbeute des frühen Menschen vorstellen. Diese für sie ganz offensichtliche Tatsache versuchten sie noch nach der Grabung zu belegen. Als Argumente dienten ihnen u. a. der Umstand, daß die Skelett-Teile in einer kleinen Depression in der Oberfläche des unterlagernden Devons gefunden wurden. Darin sahen sie eine vom Menschen gegrabene „Fallgrube“ oder zumindest eine „Stolpergrube“. Ein Wildwechsel wurde rekonstruiert, der einer kleinen Abflußrinne entsprechen soll und schließlich wurden Quarzstücke als Artefakte interpretiert.

Wer jemals im arktischen Permafrostboden Grabungen durchgeführt hat oder auch nur hierzulande versucht hat, einen tief gefrorenen Boden aufzugraben, wird berechtigten Zweifel daran haben, daß es für den Jäger des Jungpaläolithikums lohnend gewesen sein dürfte, im Permafrostboden wirkungsvolle Fallgruben anzulegen. Nachuntersuchungen durch HOFER (1939) zeigten, daß kleine Depressionen in der Devon-Oberfläche verbreitet sind und deswegen nicht als künstliche Anlage des Menschen angesehen werden können. Die angeblichen Artefakte müssen

\*) Anschrift des Autors: Prof. Dr. W. v. KOENIGSWALD, Institut für Paläontologie, Nussallee 8, D-5300 Bonn 1.

als lokal ausgewitterte Gangquarze angesprochen werden (BOSINSKI 1979). Damit bleibt kein stichhaltiges Argument, um das Mammut als Jagdbeute zu interpretieren und erst recht fehlt jeder Hinweis auf eine „Fallgrube“ an einem Wildwechsel. Wenn man bedenkt, daß das Mammut mit über 60 Jahren zur höchsten Altersgruppe gehörte (Kap. 4.3), dann ist ein natürlicher Tod nicht unwahrscheinlich.

Über die widersprüchlichen Ansichten, ob Jagdplatz oder nicht, wurde von MAUZ (1939), MORDZIOL

(1939), MÜLLER-DEILE(1939) und HOFER (1939) zwar ausführlich berichtet, aber die paläontologischen Angaben über den Mammutfund selber gerieten äußerst spärlich. Sie sollen hier, so weit wie möglich, nachgeholt werden.

2. Der Umfang des Skelettes

Die Knochen des „Polcher Mammut“ kamen an das Geol.-Paläontol. Institut der Universität Bonn und befinden sich noch heute in der Sammlung des

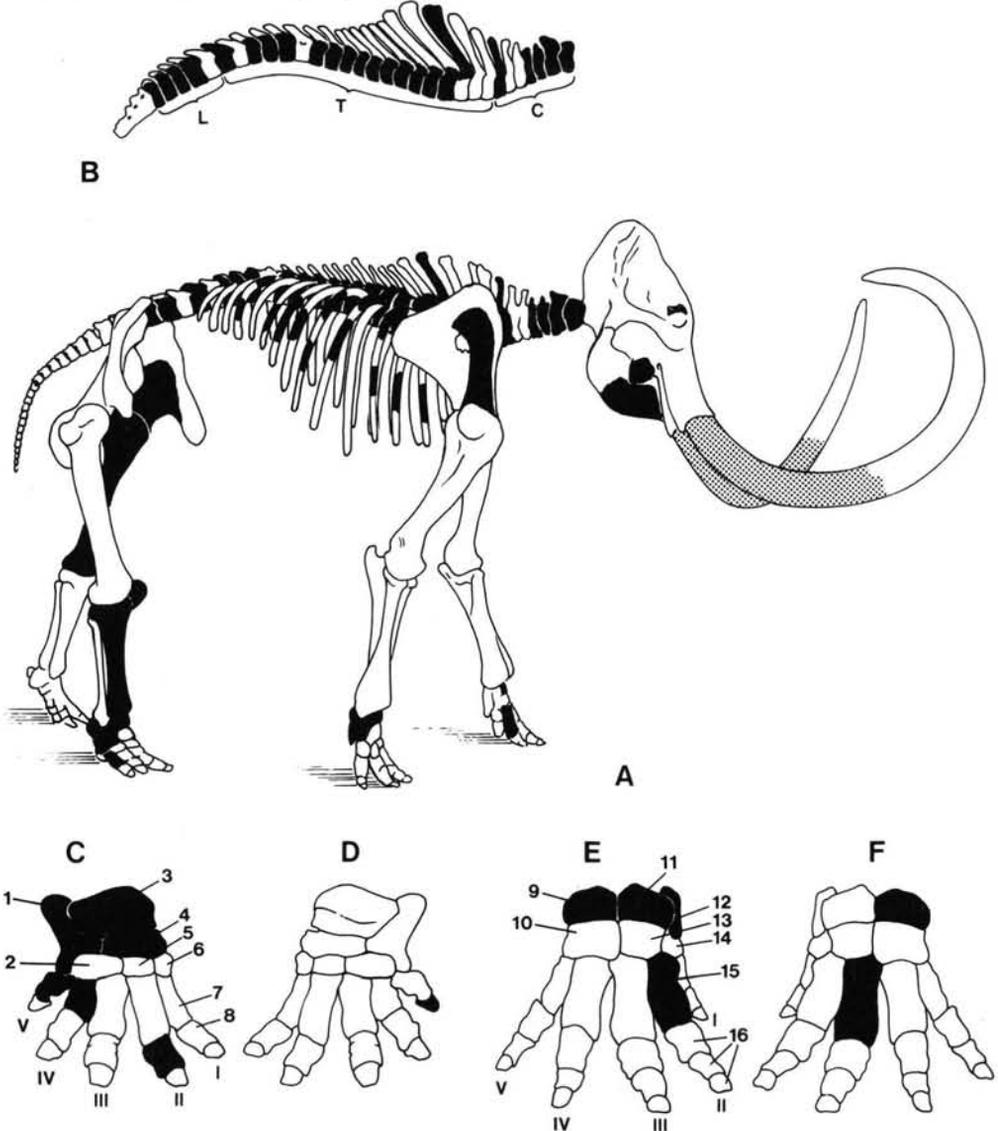


Abb. 1: Mammut von Polch. A In die Zeichnung des Mammut skelettes aus Borna bei Leipzig (nach ABEL 1929) wurden die erhaltenen Teile des Mammutes von Polch schwarz eingetragen. Die nicht mehr überlieferten Stoßzähne wurden nach einem Foto von MAUZ (1939) gerastert eingetragen. B Wirbelsäule vom Mammut mit Eintragung der erhaltenen Wirbel C = Cervicalwirbel, T = Thoracalwirbel und L = Lumbalwirbel (nach TOEPFER 1957). C rechter Hinterfuß: 1 = Calcaneus, 2 = Cuboid, 3 = Astragalus, 4 = Navicular, 5 = Tarsale II, 6 = Tarsale I, 7 = Metatarsalia, 8 = Phalangen; D linker Hinterfuß; E rechter Vorderfuß: 9 = Ulnare, 10 = Carpale IV-V, 11 = Intermedium, 12 = Radiale, 13 = Carpale III, 14 = Carpale II, 15 = Metacarpalia, 16 = Phalangen; F linker Vorderfuß (C bis F nach OLSON 1972).

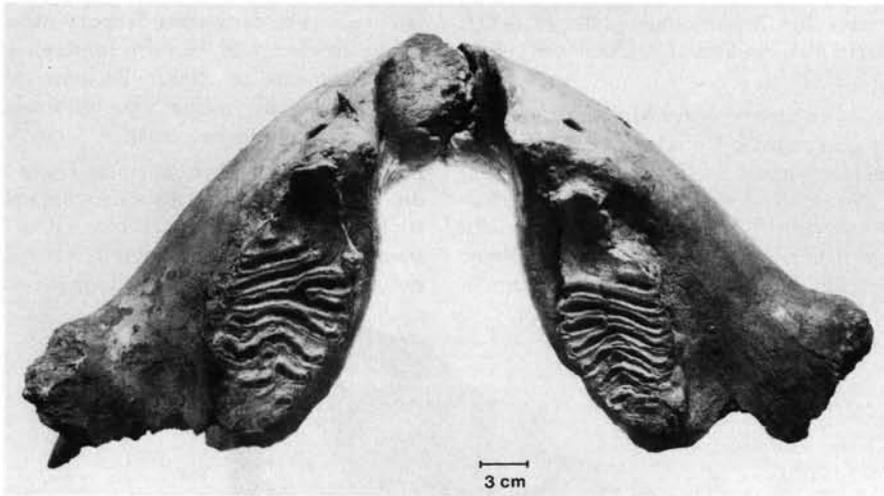


Abb. 2: Mammut von Polch. — Unterkiefer mit den beiden stark ausgekauften  $M_3$ . Das Tier gehört zur höchsten Altersgruppe und dürfte etwa 70 Jahre alt geworden sein.

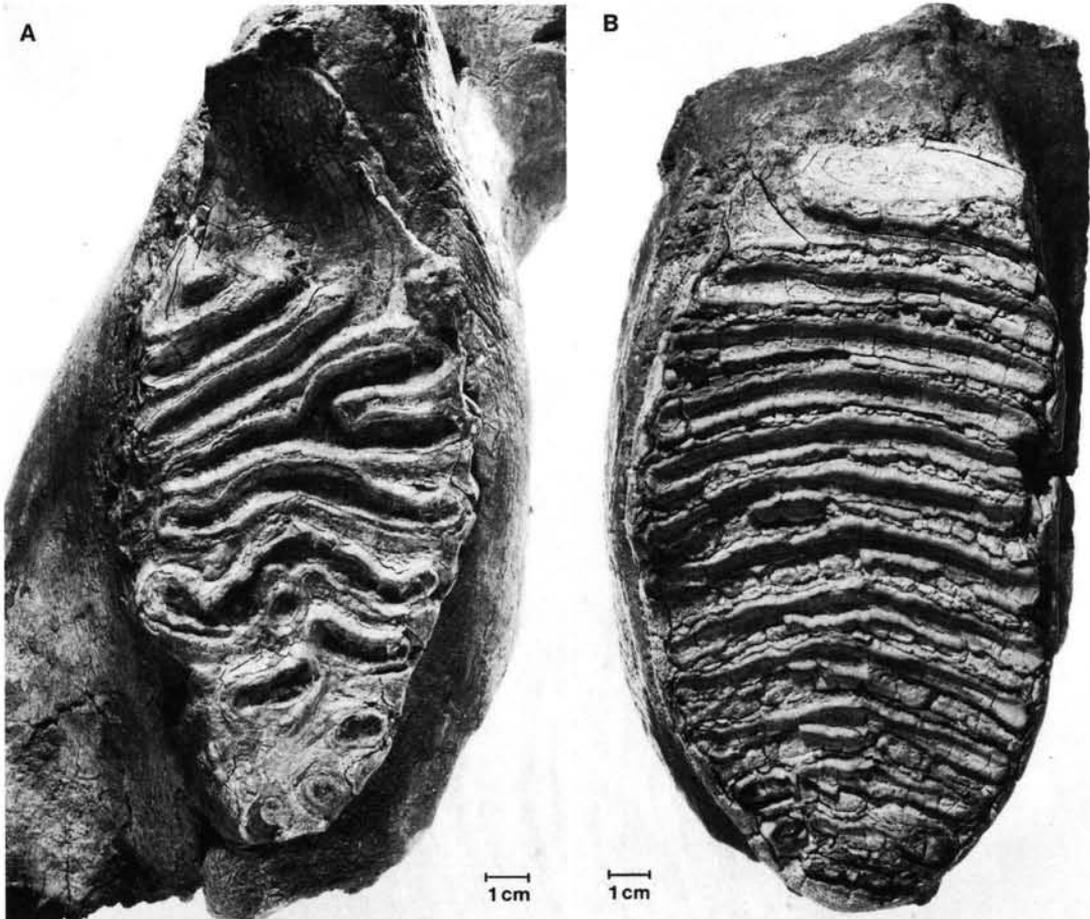


Abb. 3: Mammut von Polch. — A Linker  $M_3$  des Unterkiefers und B rechter  $M_3$  des Oberkiefers. In dieser Altersgruppe ist der untere  $M_3$  stärker abgekaut als der obere  $M_3$ , wie diese von einem Individuum stammenden Zähne zeigen.

Bonner Instituts für Paläontologie. NIEDERMAYER (1936b) schätzte, daß ein Drittel des Skelettes geborgen wurde.

An Gebißresten liegen zwei obere Molaren und ein in der Mediane gebrochener Unterkiefer mit zwei  $M_3$  vor. Von den Halswirbeln sind 5, von Brust- und Lendenwirbeln 19 zum Teil stark fragmentarisch erhalten. Hinzu kommen 3 Schwanzwirbel. Zahlreiche Rippenbruchstücke und das recht selten beschriebene Brustbein sind überliefert. Von den Vorderextremitä-

ten liegen Teile der rechten Scapula und einige Handwurzelknochen vor. Von den hinteren Extremitäten sind Fragmente des linken Beckens und das linke Femur sowie die rechte Tibia und wiederum eine Reihe der Fußknochen erhalten.

Der Fund der Knochen auf einem engen Raum sowie die Tatsache, daß kein Knochen doppelt belegt ist, stellt sicher, daß alle Reste von einem Individuum stammen, wie es bereits von NIEDERMAYER angenommen wurde. Die Feststellung ist wichtig, weil

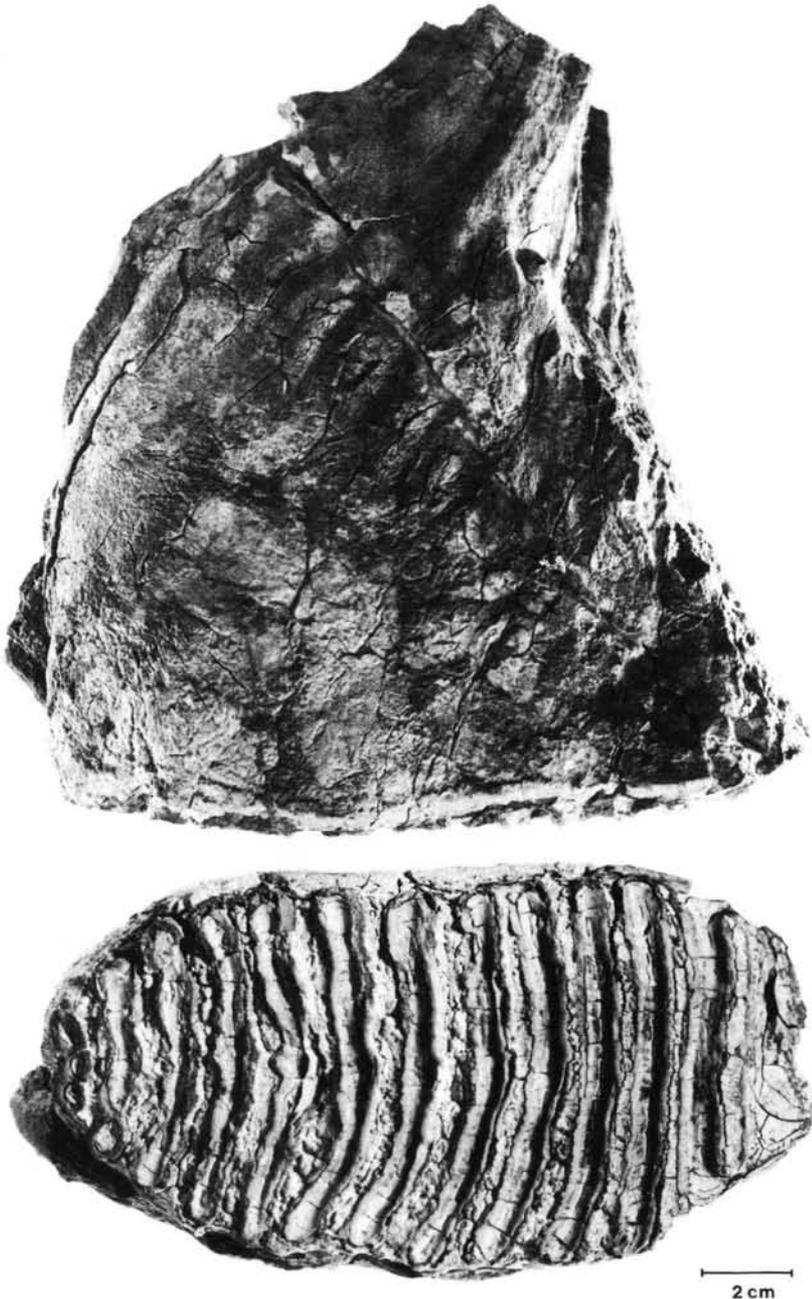


Abb. 4: Mammut von Polch. — Der linke  $M^3$  besitzt noch eine maximale Kronenhöhe von 15 cm.

nur auf dieser Basis sinnvolle Angaben über das individuelle Alter und den Vergleich des Abkaunungszustandes der Molaren sowie die Schließung der Epiphysenfugen möglich sind.

Es gibt keine Fundpläne oder Fundverzeichnisse (? mehr). MAUZ (1939) führt auch nur die wichtigsten Knochen auf. Deswegen kann nicht mehr überprüft werden, ob die überlieferten Knochen vollständig sind, oder ob Knochen in der Zwischenzeit verlorengegangen sind. Bei MORDZIOL (1939) und MAUZ (1939) sind einige Fotos der Grabung wiedergegeben, auf denen ein Teil der Knochen zu identifizieren sind. Nach der Liste und den Fotos ergibt sich der Eindruck, daß das Knochenmaterial im wesentlichen vollständig erhalten ist. Nicht mehr nachzuweisen sind aber offensichtlich die beiden Stoßzahnfragmente, die auf dem Foto bei MAUZ (1939: Taf. 1: a und b) zu sehen sind. In Abb. 1 wird der Umfang des vorliegenden Materials graphisch dargestellt.

### 3. Beschreibung

#### 3.1. Das Gebiß

Im Unterkiefer, dessen Coronidfortsätze fehlen und dessen Bruch in der Mediale alt sein dürfte, sind die zwei  $M_3$  in einem tief abgekauten Zustand erhalten (Abb. 2 und 3). Beide Molaren haben im vorderen Teil, der etwa 6 cm lang ist, eine glatte Dentinfläche. Die Schmelzlamellen sind in diesem Bereich völlig ausgekaut. Im hinteren Teil sind etwa 6 bis 7 recht unregelmäßige Lamellen zu erkennen, denen ein Talonid mit 3 Schmelzsäulchen folgt. Die Breite der Zähne beträgt rechts maximal 78 und links 88 mm und dürfte damit bereits stark reduziert sein. Die Höhe der hinteren Schmelzlamellen ist im Kiefer verborgen, muß aber zwischen 2 und 4 cm liegen. Die Zähne werden als dritte Molaren angesprochen, weil kein nachfolgender Zahn mehr im Kiefer steht. Ohne den Druck eines Nachfolgers sind die  $M_3$  auch nicht mehr nach vorne gerückt.

Gegenüber den beiden stark ausgekauften Molaren des Unterkiefers wirken die beiden oberen  $M^3$  noch relativ groß, weil die Höhe des Zahnes über den letzten Schmelzlamellen ohne Wurzeln immer noch 15 cm beträgt (Abb. 3 und 4). Stammten die vier Zähne nicht aus einem geschlossenen Fundverband, in dem nur ein Individuum belegt ist, könnte man verleitet sein, die oberen Molaren einer anderen Abkaustufe zuzuordnen. Es handelt sich eindeutig um  $M^3$ , weil an beiden Molaren Druckmarken eines nachfolgenden Zahnes fehlen. Darüber hinaus ist am distalen Ende des rechten Zahnes ein Kieferrest erhalten, der ausschließt, daß ein weiterer Zahn gefolgt ist. Die Lamellenformel lautet für beide Zähne  $\infty-11-x$ . Am mesialen Rand ist eine kurze Dentinplatte erhalten, der 11 nahezu gestreckte Lamellen folgen. Ein Talon



Abb. 5: Mammut von Polch. — Epistropheus mit einem tiefen Loch in der dorsalen Rinne des Processus spinosus.

wird von 3 Schmelzsäulchen gebildet. Die maximale Breite der Zähne (93 mm rechts und 95 mm links) scheint im Gegensatz zu den unteren Molaren nicht reduziert zu sein.

Auf 10 cm der Kaufläche kommen 8 Lamellen, womit es sich mit Sicherheit um die jungpleistozäne Art *Mammuthus primigenius* (BLUMENBACH 1799) handelt. Das paßt zu den Angaben von NIEDERMAYER (1936a) und MORDZIOL (1936), daß der Löß, in dem die Knochen lagen, als jüngerer Löß, also der des letzten Glazials, anzusprechen ist. Das individuelle Alter des Tieres wird aufgrund des Abkauzustandes der Zähne in Kap. 4.3. diskutiert.

#### 3.2. Die Wirbelsäule und Sternum

Es sind 27 Wirbel überliefert, deren Maße in Tab. 1 aufgelistet sind. Von den Cervicalwirbeln liegen Atlas und Epistropheus (Abb. 5), sowie drei weitere Halswirbel vor, die als C3, C4 und C7 angesprochen werden. Die Halswirbel haben flache scheibenförmige Wirbelkörper und die Höhe der Dornfortsätze nimmt von cranial nach caudal zu. Der C7 ist an der caudal gelegenen Gelenkfacette für die erste Rippe zu erkennen. Beim vorliegenden Material sind die Fortsätze weitgehend unvollständig.

Die Zahl der Thoracal- und Lumbalwirbel variiert etwas (TOEPFER 1957). Da hier nicht die Gesamtzahl

Tab. 1: Mammut von Polch, Abmessungen der Wirbel in mm  
 (— = nicht meßbar, () = geschätzt, \* = ohne Epiphysenscheiben)

Wirbel,	Wirbelkörper		Höhe		Länge	Foramen Breite	vertebrale Höhe
	Breite cran.	caud.	cran.	caud.			
Cervicalwirbel							
Atlas						95	110
Epistropheus	—	179	—	140	—	66	64
C3	148	176	150	156	56	96	52
C4	150	—	148	—	—	—	—
C5 — fehlt —							
C6 — fehlt —							
C7	164	178	148	152	66	104	70
Thoracalwirbel							
T1 — fehlt —							
T2 — fehlt —							
T3 — nur Dornfort- satz —							
T4	138*	—	150*	—	—	73	—
T5	—	—	—	—	—	—	—
T6	—	—	—	—	—	—	—
T7	—	—	—	—	—	—	—
T8							
T9							
T10	—	159	—	—	—	68	—
T11	137*	142*	131*	—	—	67	52
T12	129*	140	—	131	—	66	55
T13	—	—	127*	—	—	63	54
T14 — fehlt —							
T15	130*	138	119*	123	—	62	43
T16	134	142	126	128	73	62	41
T17	—	137*	—	—	—	60	44
T18 — fehlt —							
T19	—	127*	134*	—	—	56	50
Lumbalwirbel							
L1 — fehlt —							
L2	134*	143*	—	—	—	84	46
L3	139	—	137	141*	—	89	33
L4	155	—	139	133*	—	104	29
L5	187	184*	(129)	125*	81	104	26
Sacrum fehlt							
Caudalwirbel							
proximaler Bereich							
a	—	—	—	—	—	—	—
b	—	—	—	—	—	—	—
mittlerer Bereich							
c	48	46	42	41	72		

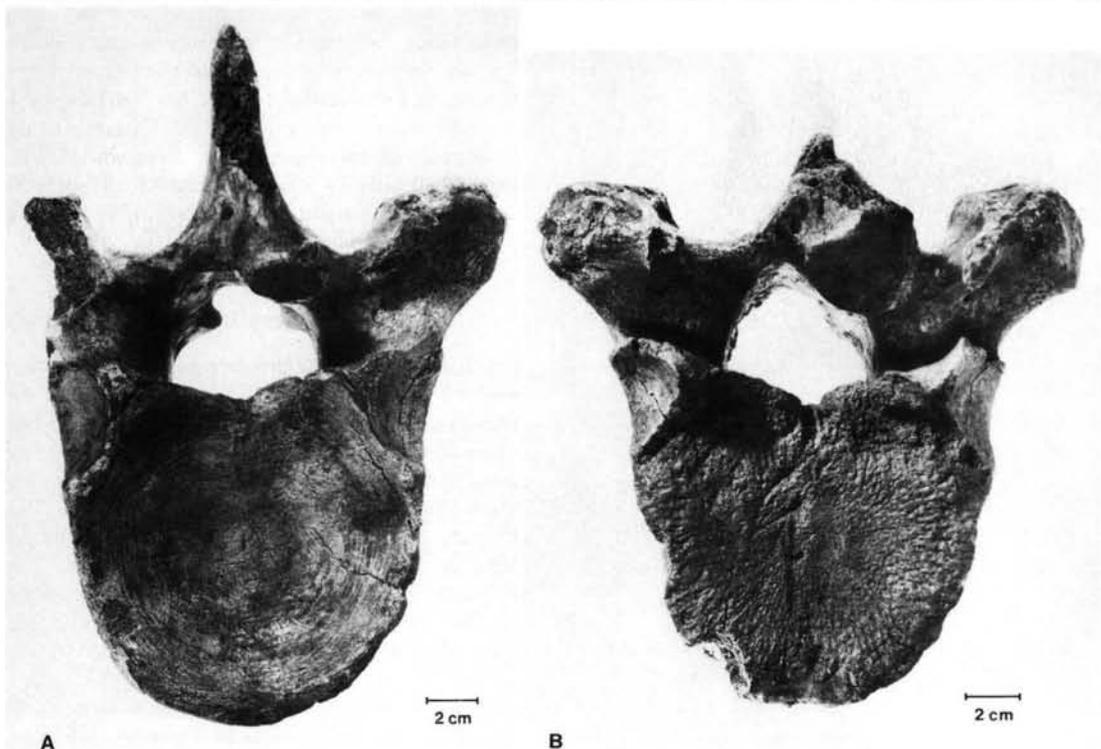


Abb. 6: Mammut von Polch. — 12. und 13. Brustwirbel von caudal mit asymmetrisch ausgebildeten Postzygapophysen. Bei dem 13. Brustwirbel hat sich die nur unvollständig verwachsene Epiphysenscheibe wieder vom Wirbelkörper gelöst.

überprüft werden kann, wird von 19 Thoracal- und 5 Lumbalwirbeln ausgegangen. Von den Thoracalwirbeln sind 15 teils durch Fragmente belegt. Besonders stark sind die Wirbelkörper aus dem vorderen Bereich verwittert. Die *Processi spinosi* sind in der Regel abgebrochen, so daß ihre Größe, die zunächst bis zum T3 ansteigt und dann kontinuierlich wieder absinkt, nicht zur Bestimmung herangezogen werden. Der *Proc. transversus* steht im cranialen Thoracalbereich nahezu waagrecht und weist ab dem T13 deutlich schräg nach oben. Die letzten drei Thoracalwirbel (T17, T18 und T19) haben im Gegensatz zu den vorderen nur noch eine Gelenkfacette für die Rippen. Sie liegt etwa in der Mitte des Wirbelkörpers (SIEGFRIED 1983). Nach diesen Merkmalen, sowie nach geringen Asymmetrien konnten die vorhandenen Wirbel eingeordnet werden. Es fehlen aus der Thoracalregion der T1 und T2 sowie T14 und T18. Vom T3 ist nur der *Processus spinosus* (Länge 435 mm) erhalten.

Die Prae- und Postzygapophysen mancher Thoracalwirbel sind etwas asymmetrisch ausgebildet, am T12 und T13 fehlen sie auf der linken Seite (Abb. 6). Obwohl das Mammut von Polch bereits ein hohes individuelles Alter erreicht hat (Kap. 4.3.), sind die Epi-

physenscheiben meist nur randlich mit dem Wirbelkörper verknöchert, so daß sie sich häufig wieder gelöst haben (Abb. 6).

Aus der Lumbalregion fehlt nur der L1. Bei den Lumbalwirbeln, die an der fehlenden Facette für die Rippen zu erkennen sind, werden von cranial nach caudal die Wirbelkörper ebenso wie der Neuralkanal kontinuierlich breiter aber niedriger. Das Sacrum ist nicht erhalten.

Von den 21 Caudalwirbeln sind nur drei überliefert. Zwei davon gehören der proximalen Region, in der noch ein Neuralkanal vorhanden ist, und einer dem mittleren Bereich des Schwanzes an.

Aus dem Brustkorb sind 24 größere Rippenfragmente und der caudale Teil des Sternums erhalten. An den meisten aufgestellten Mammutskeletten ist kein Sternum zu sehen, weil die distalen, knorpeligen Rippenabschnitte fehlen. In den Beschreibungen wird das Sternum selten erwähnt, weswegen es hier ausführlicher behandelt werden soll. TOEPFER (1957) beschreibt vom Mammut aus Pfännerhall nur den vorderen Teil des Sternums. Aus Polch liegen der mittlere und hintere Teil synossifiziert vor (Abb. 7), während der vordere fehlt. Der Knochen hat eine Länge von etwa 32 cm und ist auf der Innenseite glatt, auf



Abb. 7: Mammut von Polch. — Sternum, rechte Lateralseite des caudalen Sternumschnittes mit 4 Marken für den Ansatz der knorpeligen Rippen.

der Außenseite gekielt. Auf jeder Seite dieses sehr tiefen Knochens (vorne 12 cm, hinten 8 cm) sind vier Ansatzstellen für die knorpeligen Rippenbögen zu erkennen. Die vorderste Marke gehört nach dem Vergleich mit *Elephas maximus* zum distalen Teil der zweiten Rippe. Ihr anderer Teil sitzt auf dem vordersten Sternum-Teil. Deutlich abgesetzt ist die Marke der dritten Rippe. Es folgen beim Mammut von Polch zwei weitere Marken, während bei dem im Museum Senckenberg aufgestellten Skelett von *Elephas maximus* noch drei folgen. Dort gehören sie zum 5., 6. und dem gemeinsamen Ende der 7. und 8. Rippe. Für das Mammut von Polch ist denkbar, daß die 5. und 6. Rippe ebenfalls gemeinsam enden oder, daß die letzte Marke den drei letzten Rippen zuzuordnen ist. Es läßt sich aber zur Zeit nicht absehen, wie groß die Variabilität in diesem Merkmal ist.

### 3.3. Die vorderen Extremitäten

Von der rechten Scapula liegen zwei große axiale Fragmente vor, deren Bruch alt ist. Die Gelenkfläche der Scapula mißt 14 x 21 cm. Von den vorderen Extremitäten sind keine Langknochen erhalten,

sondern nur einzelne Elemente aus beiden Händen. Von der rechten Seite liegen das Ulnare, das Intermedium und das Radiale, sowie das Metacarpale II vor. Von der linken Seite sind das Ulnare und das Metacarpale III überliefert (Abb. 1). An einer 1. Phalange des III oder IV Strahles konnte die Körperseite nicht bestimmt werden. Die Abmessungen werden in Tab. 2 und 3 gegeben.

### 3.4. Die hinteren Extremitäten

Vom linken Pelvis sind drei Fragmente erhalten, der äußere Teil der Iliumschaukel, der craniale Teil des Acetabulum und ein Stück des Pubis. Die Stücke passen an alten Bruchkanten zusammen. Von den Langknochen ist lediglich das linke Femur mit einer maximalen Länge von 125 cm erhalten. Das Caput hat einen Durchmesser von 19 cm, das distale Gelenk hat eine max. Breite von 24 und eine Tiefe von 27 cm. Die vorliegende Tibia gehört zur rechten Körperseite. Ihre max. Länge beträgt 69 cm; Breite und Tiefe der proximalen Gelenkung messen 26,5 und 22 cm, am distalen Gelenk 20 und 16 cm. An beiden Knochen sind die Epiphysenfugen völlig geschlossen. Beide Patellae liegen vor (Höhe 15,5; Breite 13 cm).

Von den Fußwurzel-, Mittelfußknochen und Phalangen hat sich von der linken Seite nur die 2. Phalange des V. Strahles erhalten. Vom rechten Fuß sind im Anschluß an die rechte Tibia Astragalus, Calcaneus, Naviculare, die Metatarsalia IV und V sowie die 1. Phalange der II. Strahles vorhanden. Die Abmessungen werden in Tab. 2 und 3 aufgelistet.

## 4. Ausdeutung

### 4.1. Die Größe des Tieres

Zur Abschätzung der Größe des Tieres kann am besten die Länge des Femurs und der Tibia herangezogen werden. Sie stimmt recht gut mit dem Mammutskelett von Ahlen (SIEGFRIED 1959) überein, das im Paläontologischen Museum der Universität Münster mit einer Schulterhöhe von 3,20 m und einer Länge von 5,40 m rekonstruiert ist. Das Mammut von Pfännerhall (TOEPFER 1957) besitzt ein um wenige cm kürzeres Femur (122 cm). Der höchste Dornfortsatz der Wirbelsäule wird auch mit 3,20 m angegeben. Die tatsächliche Schulterhöhe dürfte mit Fettbuckel und Fell noch etwas größer gewesen sein. Die Länge von den Stoßzähnen bis zum Schwanz beträgt 4,60 m. Fast die gleichen Abmessungen dürften für das Mammut von Polch gelten.

Angaben zum Geschlecht des Tieres sind kaum möglich. Nach dem Foto der Stoßzähne waren diese relativ dick und stark gekrümmt, wie es eher für männ-

Tab. 2: Mammut von Polch. Abmessungen der Metacarpalia, Metatarsalia und Phalangen (in mm):

	Ges. Länge	prox. Breite	Gelenkende Tiefe	dist. Breite	Gelenkende Tiefe
Mt IV dex.	132	76	88	66	79
Mt V dex.	97	—	90	—	85
1. Phal. II dex.	80	56	60	49	40
2. Phal. V sin.	60	53	41	47	35
Mc II dex.	188	84	111	81	96
Mc III sin.	192	90	122	86	97
1. Phal. III o. IV	102	82	79	69	58

Tab. 3: Mammut von Polch. Abmessungen des Carpus und Tarsus (in mm):

	Gesamtbreite	Gesamttiefe	Gesamtlänge	Dicke
Astragalus dex.	174	154		103
Calcaneus dex.	—	201		142
Naviculare dex.	154		113	42
Ulnare sin.	150	163		76
Ulnare dex.	157	160		73
Intermed. dex.	142	136		83
Radiale dex.	103		159	65

	Calcaneus-/Astragalusfacetten		Navicularfacette	
	Breite	Tiefe	Breite	Länge
Astragalus dex.	156	110	143	85
Calcaneus dex.	156	110	—	—

liche Tiere zu erwarten wäre. Da das Tier aber bereits ein sehr hohes individuelles Alter hatte, ist es sehr fraglich, ob darauf eine zuverlässige Geschlechtszuordnung begründet werden kann.

#### 4.2. Pathologische Veränderungen

Der Dornfortsatz des Epistropheus weist ein tiefes rundes Loch auf (Abb. 5), das möglicherweise von einer Fistel stammt. Wie bei vielen Mammutskeletten lassen sich auch am Polcher Mammut leichte Unregelmäßigkeiten am Skelett nachweisen. Einige Thorakalwirbel sind leicht asymmetrisch (Abb. 6). Derartige Asymmetrien sind bei Mammutresten häufig zu beobachten, z. B. in den Weinberghöhlen bei Mauern (KOENIGSWALD 1974). TREVISAN (1948: Abb. 12) bildet wesentlich schwerwiegendere asymmetrische Veränderungen an Wirbeln von *Elephas (Palaeoloxodon) antiquus* ab. Aus solchen Asymmetrien dürften kaum Behinderungen für diese großen Tiere entstanden sein.

#### 4.3. Das individuelle Alter

Der Eindruck der Ausgräber hat sich bestätigt, daß alle Knochen zu einem Individuum gehören. Kein Knochen ist doppelt vorhanden und der Stand des Zahnwechsels paßt zur Verknöcherung der Epiphysenfugen in den Extremitäten. Das Alter läßt sich am besten am Gebiß ablesen. Die letzten Molaren des Unterkiefers sind tief abgekaut und zeigen in ihrem hinteren Teil kein vollständiges Lamellenbild mehr. Der vordere Zahnabschnitt ist bereits ausgekaut und auf die Breite der Wurzel reduziert.

Nach einer von GUENTHER (1955) gegebenen Tabelle dürfte es sich bei diesem Grad der Abkautung um die Altersgruppe von 60–70 Jahren handeln. Für das Mammut von Pfännerhall wird ein Alter von knapp 60 Jahren angegeben (TOEPFER 1957), aber dort ist der untere  $M_3$  noch weit weniger abgekaut. Deswegen muß das Alter des Mammut von Polch bei etwa 70 Jahren liegen. Legt man die Werte für *Elephas*

*maximus* zugrunde (ROTH & SHOSHANI 1988), dann kommt man eher zu noch höheren Alterszahlen.

Auffallend ist der starke Unterschied in der Abkauung zwischen den unteren und oberen  $M^3$ . Weil die individuellen Unterschiede in der Abkauung in der höchsten Altersstufe besonders groß sind, kann das Abkaubild des Mammuts von Polch nicht ohne weitere Vergleiche verallgemeinert werden. Es erweist sich aber als sehr schwierig, genügend Vergleichsmaterial für Mammute oder Elefanten in dieser Altersgruppe zusammen zu tragen.

Da beim Mammut von Polch die rechten und linken Zahnreihen in gleicher Weise abgekaut sind und die

Kauflächen auch keine untypischen Auskalkungen aufweisen, dürfte kein pathologisch bedingter Sonderfall vorliegen.

Wichtig ist festzuhalten, daß selbst in dieser Altersstufe die Epiphysenscheiben der Wirbel unvollständig mit dem Zentrum verschmolzen sind (Abb. 6). Zumindest in der Diagenese haben sie sich zum Teil wieder gelöst. Aus offenen Epiphysenfugen an den Wirbeln darf man bei Mammuten demnach keineswegs auf ein subadultes Alter schließen.

Da das Mammut von Polch zur höchsten Altersgruppe, die bei Mammuten zu erwarten ist, gehört, ist ein natürlicher Alterstod für dieses Tier durchaus

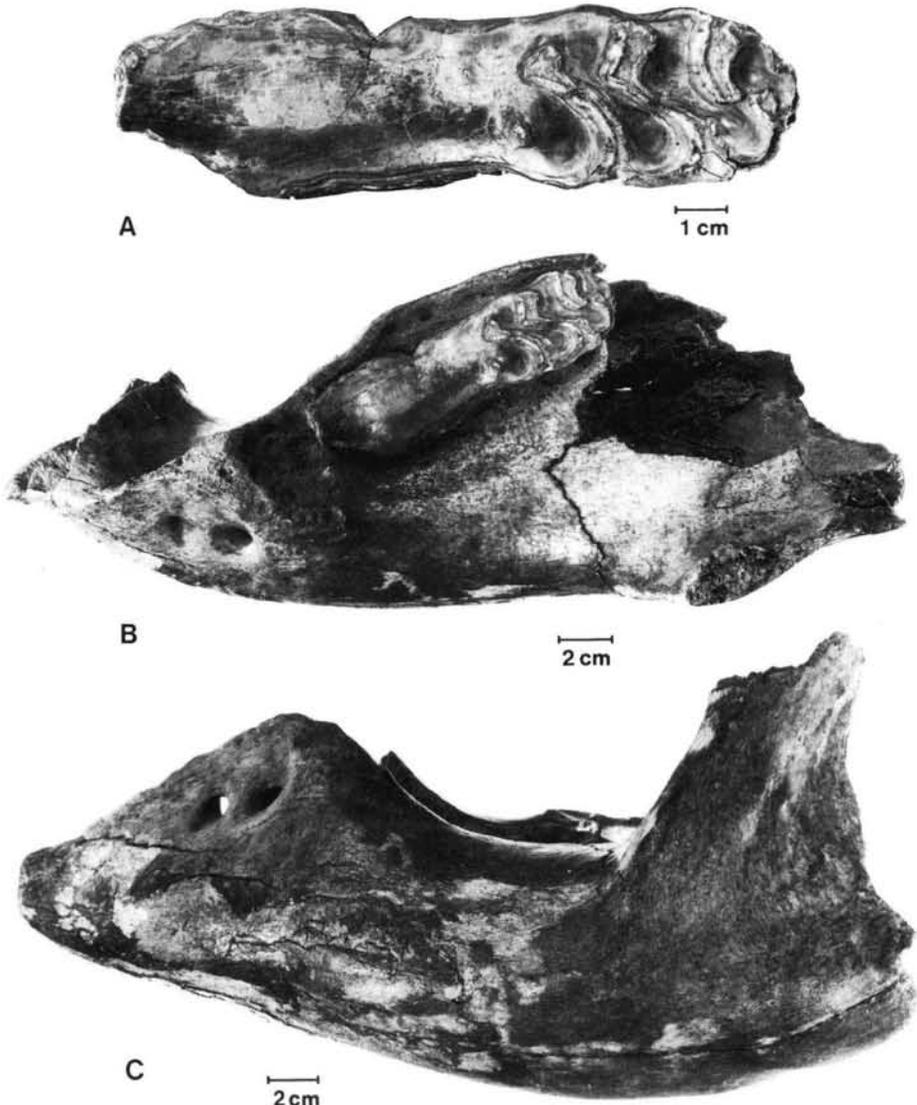


Abb. 8: *Mammuthus primigenius*. Linke Unterkieferhälfte eines greisenhaften Mammutes aus den jungpleistozänen Rheinschottern bei Nierstein (Hessisches Landesmuseum Darmstadt HLMD-RS 146).

A: Kaufläche des extrem tief abgekauten  $M_3$ . B: Aufsicht, die die Breite des Kiefers zeigt und C: Seitenansicht des in der Höhe greisenhaft reduzierten Kieferkörpers.

wahrscheinlich. Allerdings ist die Abkautung der unteren Molaren noch keineswegs soweit vorangeschritten, daß eine weitere Nahrungszerkleinerung für das Tier unmöglich geworden und darin die unmittelbare Todesursache zu suchen wäre.

Zum Vergleich soll hier ein Unterkieferfragment mit einem noch stärker ausgekauften  $M_3$  beschrieben werden (Abb. 8a). Das Stück stammt aus den jungpleistozänen Rheinschottern von Nierstein und wird im Hessischen Landesmuseum Darmstadt (HLMD-RS 146) aufbewahrt. Der noch im Kiefer stehende  $M_3$  ist auf der ganzen Länge bis in den Wurzelbereich abgekaut und daher nur noch etwa 3 cm breit. Nur im distalen Teil lassen sich noch die mittleren, besonders tief gelegenen Partien der Schmelzlamellen erkennen. Daß sich ein großer Pflanzenfresser mit derart ausgekauften Zähnen überhaupt noch ernähren konnte, erscheint bemerkenswert. Die Länge des Zahnrudimentes beträgt knapp 14 cm. Der Abkaugrad des dazugehörigen oberen  $M^3$  ist leider nicht bekannt. In diesem greisenhaften Alter scheint sich auch bereits der Kieferkörper wesentlich verändert zu haben. Die Breite des Kieferkörpers entspricht der ausgewachsener Mammute, aber seine Höhe ist schon beträchtlich geringer als z. B. beim Mammut von Polch (Abb. 8b und c). Hier ist eine greisenhafte Reduktion der Kieferhöhle wahrscheinlich. Derartige Veränderungen unterliegen ebenfalls starker individueller Variation. Es wäre deswegen lohnend, den Zahnreihen alter Tiere besondere Aufmerksamkeit zu widmen, auch wenn deren Schauwert auf den ersten Blick geringer erscheint.

Bei Mammuten ist es durchaus möglich, eine Vergrößerung zu beobachten, da diese Tiere wegen ihrer Körpergröße auch im hohen Alter keine gefährlichen Feinde haben dürften.

## 5. Danksagungen

Ich danke Frau S. WEIERSHÄUSER für ihre Mithilfe bei der Identifizierung der Knochenelemente. Sie hat die Vermessung der Knochen übernommen. Herrn G. OLESCHINSKI danke ich für die Herstellung der Fotos und Frau D. KRANZ für die Skizzen. Herr Dr. F. SCHRENK, Hessisches Landesmuseum Darmstadt, stellte den Mammutkiefer aus den Rheinschottern freundlicherweise zum Vergleich zur Verfügung.

## 6. Schriftenverzeichnis

- ABEL, O. (1929): Rekonstruktion vorzeitlicher Wirbeltiere. 327 S., 254 Abb.; Jena (Fischer).
- BOSINSKI, G. (1979): Die Ausgrabungen in Gönnersdorf 1968–1976 und die Siedlungsbefunde der Grabung 1968. — Der Magdalénien Fundplatz Gönnersdorf, 3: 1–220. 93 Abb., 20 Taf.; Wiesbaden (F. Steiner).
- GUENTHER, E. W. (1955): Mißbildungen an den Backenzähnen diluvialer Elefanten. — *Meyniana*, 4: 12–36, 2 Abb., 5 Taf.; Hamburg.
- HOFER, H. (1939): Polch (Kreis Mayen). — *Bonner Jahrbücher*, 143/144: 344–349, 1 Abb.; Bonn.
- KOENIGSWALD, W. v. (1974): Die pleistozäne Fauna der Weinberghöhlen bei Mauern. — In KOENIGSWALD, W. v., MÜLLER-BECK, H. & PRESSMAR, E.: Archäologie und Paläontologie in den Weinberghöhlen von Mauern. — *Acta Venatoria*, 3: 53–106, 5 Abb., 3 Taf.; Tübingen.
- MAUZ, J. (o. J. ? 1936): Mammut-Jagdstelle Polch bei Mayen — eine der bedeutendsten Naturschutzstellen unserer Heimat. — S. 18–21. — In: MAYEN, die Stadt der Burgen und Türme (Veröffentl. der Stadt Mayen).
- (1939): Die Mammut-Jagdstelle bei Polch, Kreis Mayen (Eifel). — *Senckenbergiana*, 21: 1–26, 34 Abb., 6 Taf.; Frankfurt a. M.
- MORDZIOL, C. (1936): Die Mammutjagdstelle bei Polch. — *Naturschutz*, 17: 254–265, 3 Abb.; Berlin.
- (1939): Einige Beweisstücke für die Deutung des Polcher Mammut-Fundes als Jagdbeute. — *Senckenbergiana*, 21: 26–37, 32 Abb., 5 Taf.; Frankfurt a. M.
- MÜLLER-DEILE, G. (1939): Zu MAUZ' Deutung der ersten Grabung am Polcher Mammut. — *Senckenbergiana*, 21: 38–41; Frankfurt a. M.
- NIEDERMAYER, J. (1936a): Vor 20000 Jahren lebte das Mammut von Polch. — *Generalanzeiger für Bonn und Umgebung vom 25./26. 1. 1936*, Bonn.
- (1936b): Auf den Spuren des Urwelttiers. Der Mammutfund bei Polch im Lichte der Wissenschaft. — *Nationalblatt vom 26. 1. 1936*, Koblenz.
- OLSEN, S. J. (1972): Osteology for the Archeologist No. 3. The American Mastodon and the woolly Mammoth. — *Peabody Mus. Archeol. Ethnol. Harvard Univ.*, 56: 1–45, 36 Abb.; Cambridge Mass.
- ROTH, V. L. & SHOSHANI, J. (1988): Dental identification and age determination in *Elephas maximus*. — *J. Zool.*, 214: 567–588, 2 Taf., 7 Abb.; London.
- SEGFRIED, P. (1959): Das Mammut von Ahlen. — *Pal. Z.*, 33: 172–184, 3 Abb., Taf. 19–22; Stuttgart.
- (1983): Fossilien Westfalens: Eiszeitliche Säugetiere. — *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, 60: 1–163, 22 Abb., 40 Taf.; Münster.
- TOEPFER, V. (1957): Die Mammutfunde von Pfännerhall im Geiseltal. — *Veröff. Landesmus. Vorgesch. Halle*, 16: 1–58, 11 Abb., 24 Taf.; Halle/Saale.
- TREVISAN, L. (1948): Lo scheletro di *Elephas antiquus italicus* di Fonte Campanile (Viterbo). — *Palaeontographia Italica*, 44: 1–78, 47 Abb., 5 Taf.; Pisa.

## Zum Alter der Dünen im nördlichen Oberrheingraben bei Heidelberg und zur Genese ihrer Bänderparabraunerden

MANFRED LÖSCHER & THOMAS HAAG, mit einem Beitrag von KLAUS MÜNZING\*)

Holocene, Dryas, dunes, sand, mollusks, faunal lists, paleoenvironment, gray forest soils, soil profiles, size distribution, chemical composition, micromorphology, C14, absolute age, chronostratigraphy

Baden-Württemberg, Upper Rhine Valley.  
TK25 Nr.: 6517, 6518, 6617, 6618, 6717, 6718

**Kurzfassung:** Schnecken- und Muschelschalen in Auemergeln, die auf den Niederterrassenschottern im nördlichen Oberrheingraben bei Heidelberg liegen, werden von K. MÜNZING einer Vallonienfauna zugeordnet und ins Spätglazial gestellt.

Die  $^{14}\text{C}$ -Datierungen dieser Schnecken- und Muschelschalen, die an zwei verschiedenen Stellen entnommen wurden, ergaben Werte von  $10800 \pm 100$  und  $11400 \pm 100$  J. v. h. und damit ein Maximalalter für die hangenden Dünen- und Auensande. Demnach sind die Dünen dieses Gebietes erst im ausgehenden Spätglazial entstanden.

Umlagerungen von Dünen- und Auensanden lassen sich stellenweise zu Beginn der hochmittelalterlichen Rodungsperiode um etwa 1100 n. Chr. nachweisen.

Die Bänderparabraunerde in den Dünen- und Auensanden ist als dreigliedriges, noch rezent aktives Bodenprofil anzusehen, dessen Genese hauptsächlich durch die Wechselwirkung von Mikro- und Makroporen gesteuert wird.

In den Oberboden eindringende, im Säureverhalten durch den Auflagehumus verstärkte saure Wässer gelangen über die Makroporen, wie Wurzelröhren etc., des Lockersedimentes schnell bis in die untersten Profilbereiche und rufen dort Podsolierungserscheinungen (Fleckung etc.) hervor. Der am Tonmaximum erkennbare Bv-Horizont wird mit zunehmender Profiltiefe in einzelne Bänder aufgelöst. Abwechselnde Naß- und Trockenphasen erlauben nur kurze Transportwege der Tonminerale. Diese kurzen Transportwege führen zu einer mikromorphologisch deutlich sichtbaren Untergliederung der Bänder in einen oberen, groben, ungeschichteten und in einen unteren, feinen, gut geschichteten Bereich mit entsprechenden Übergängen. Günstige Feuchtverhältnisse können auch die Tonverlagerung von einem Band zu anderen an einigen Stellen erlauben. In den

unter der Verbraunungszone folgenden kalkhaltigen Dünen- und Auensanden sind eine Lösungs- und eine Ausfällungszone zu unterscheiden.

Die bodenbildenden Vorgänge haben sicherlich schon früher begonnen, wie der mittelalterliche fossile  $A_h$ -Horizont zeigt, laufen allerdings auch heute noch ab.

### [Age of the Dunes in the Northern Upper Rhinegraben Area near Heidelberg and the Genesis of the Laminated Parabraunerde]

**Abstract:** The Würmian Lower Terrace in the northern part of the Upper Rhinegraben is abundantly covered by dune sands. West and south of the alluvial fan of the Neckar River these sands seem to be accumulated not before the Younger Dryas. In some places medieval deforestation starting around 1100 A.D. caused a reactivation of dune sands.

The laminated Parabraunerde in the dune sands is to be considered a still active soil profile threefold divided. Its genesis is primarily directed by reciprocal action between micro- and macrovoids.

Acid waters, influenced by humus material on the surface, penetrate into the upper soil and by the way of the macrovoids, such as root tubulae, reach the deepest parts of the profile where they cause podsolisation (staining etc.).

With the increasing depth of the profile the Bv-horizon which can be recognized by means of the clay maximum is decomposed into single laminae. Alternating moisture conditions allow only a short translocation of clay. This leads to a micromorphologically clearly distinguished separation of the laminae. We can observe an upper part which is coarse-grained and unlayered and a lower one which is fine-grained and good layered.

Humidity may favour clay migration from one lamina to another in some places. In the calcareous C-horizon a zone of solution and a zone of precipitation can be distinguished.

These soil generating processes certainly started long ago, as the medieval fossil  $A_h$ -horizon indicates, but they are still going on today.

\*) Anschriften der Autoren: Dr. M. LÖSCHER, Max-Reger-Weg 3, 6906 Leimen-St. Ilgen. — Dr. T. HAAG, Münsterstr. 20, 6301 Reiskirchen-Ettingshausen. — Dr. K. MÜNZING, Geol. Landesamt Bad.-Württbg., Albertstr. 5, 7800 Freiburg.

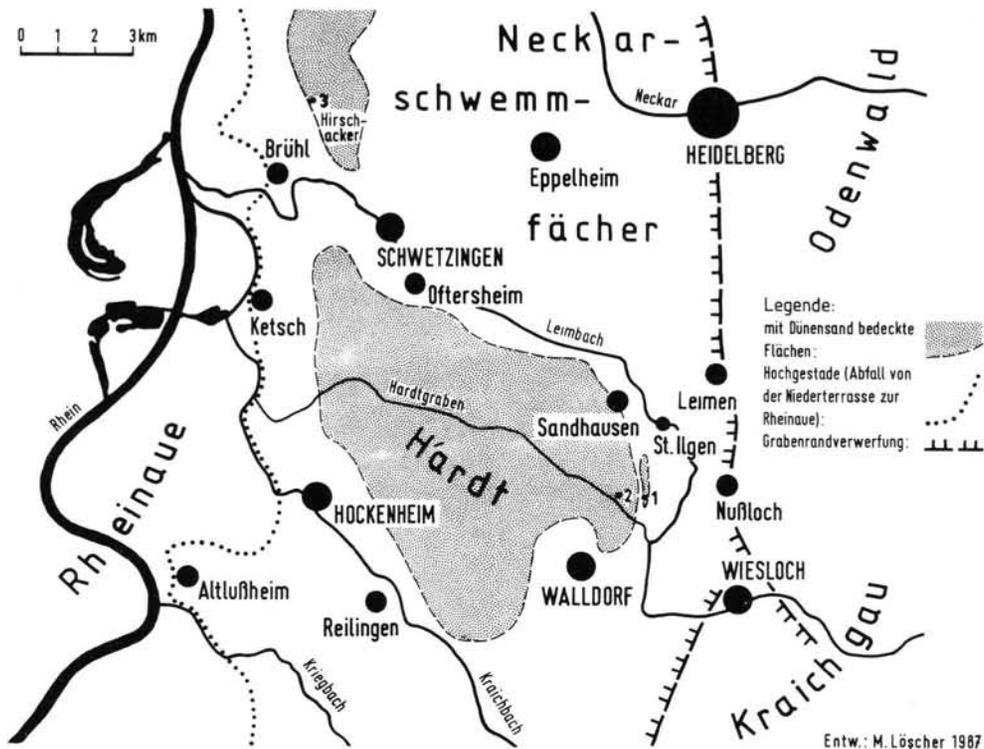


Abb. 1: Übersicht über das Arbeitsgebiet

### 1.1. Geomorphologie

Auf der rechtsrheinischen Seite des nördlichen Oberrheingrabens sind äolische Sandablagerungen weitverbreitet. Sie befinden sich dort vorwiegend auf der Niederterrasse, z. T. auch auf höherliegenden Terrassen und Bruchschollen und teilweise eingelagert in die lößartigen Fließerden am Fuße der Bergstraße, sowie vereinzelt in den Lößablagerungen am Westrand des Kraichgaus. In der Nachbarschaft des Neckarschwemmfächers erreichen diese Ablagerungen ihre größte Mächtigkeit (im Gewann „Oberer Wald“ SE Oftersheim über 20 m) und zeigen dort an sehr vielen Stellen ein ausgeprägtes Dünengebiet.

Südlich der Linie Wiesloch-Speyer und auch nördlich des Neckars nimmt die Sandmächtigkeit etwas ab; in diesen Gebieten dominieren auf weiten Flächen reliefarme Flugsanddecken.

Tiefe Aufschlüsse sind im Dünengebiet sehr selten. Das hängt damit zusammen, daß der Dünen-Feinsand hauptsächlich nur als Aufschüttungsmaterial verwendet werden kann, dieses Material aber auch in großer Menge in den zahlreichen Kiesgruben, die die relativ feinkörnigen Kiesablagerungen im nördlichen Oberrheingraben ausbeuten, anfällt. Außerdem haben die

Wälder auf den Dünensanden eine wichtige Funktion für die Naherholung der Bevölkerung der Rhein-Neckar Region und sind teilweise als Schutzgebiete ausgewiesen.

### 1.2. Theoretische Betrachtungen zur zeitlichen Einordnung der Dünensande

Mangels datierbaren Materials ist eine sichere chronostratigraphische Datierung der Dünensande auf der Niederterrasse schwierig und u. W. bisher noch nicht erfolgt. Man kann jedoch von folgenden Eckdaten ausgehen:

a) Die Dünensande können erst nach Beginn des Einschneidens des Rheins in seine Niederterrasse entstanden sein, d. h. nach Ausbildung einer tiefergelegenen Auswehungsfläche im Bereich der Rheinaue. Vorher konnten sich auf der Niederterrasse keine äolischen Ablagerungen mit größerer Mächtigkeit bilden, da sie — bedingt durch die typisch jahreszeitliche Periodizität der eiszeitlichen Wasserführung — wohl immer wieder fluviatil umgelagert wurden.

Im Hochrheintal — besonders im Endmoränenbereich und im Übergangskegel — wird die Einschneidung des Rheines sofort mit Beginn des Spätglazials

eingesetzt haben. Im nördlichen Oberrheingraben begann die Einschneidung in die Niederterrasse wahrscheinlich erst mit einer gewissen Verzögerung, da die im Süden zuerst ausgeräumten Geröllmassen vermutlich weiter flußabwärts noch schwemmfächerartig über die ganze Niederterrasse ausgebreitet wurden (analog der Vorgänge, die TROLL (1926) bei der Entstehung seiner Trompetentälchen beschrieb).

b) Mit Beginn der holozänen Wiederbewaldung vor ca. 10000 Jahren und der Rückkehr zu einer gleichmäßigeren Wasserführung war wohl die großflächige Auswehung der Dünenlande aus dem Bereich der heutigen Rheinaue weitgehend abgeschlossen.

Nach diesen rein theoretischen Vorstellungen wären also die Dünenlande auf der Niederterrasse im nördlichen Oberrheingraben — zumindest überwiegend — in der mittleren und jüngeren Spätkaltzeit entstanden.

### 1.3. Neue Belege zur chronostratigraphischen Einordnung der Dünenlande

Abgesehen von sehr sporadisch vorkommenden, winzigen Schneckenbruchstücken, enthalten die Dünenlande kein fossiles organisches Material, das Anhaltspunkte über das absolute Alter und die klimatischen Verhältnisse z.Zt. der Entstehung der Dünen geben könnte. Laacher Tuff, wie ihn z.B. BECKER

(1967) zur stratigraphischen Gliederung der Dünenlande im unteren Maingebiet vorfand, fehlt offensichtlich in den hier beschriebenen Dünenlanden. Dafür findet man in auemergelartigen Schichten, die stellenweise direkt unter den Dünenlanden liegen (Abb. 2), eine reiche Schneckenfauna. Diese kann zur Rekonstruktion des absoluten Alters dieser Schicht und des bei ihrer Entstehung herrschenden Klimas herangezogen werden. Für die Dünenlande ergeben sich dadurch zwar keine direkten, im Zusammenhang mit anderen Fakten jedoch wichtige Schlußfolgerungen.

Aus folgenden Aufschlüssen wurden Schneckenreste entnommen: As Nr. 1: Kgr. Böhm, 2 km südl. Leimen — St. Ilgen (3475850/5464600), (Abb. 2)

As Nr. 2: Sgr. Engelhorn, 2,5 km südl. Sandhausen (3475100/5464900)

As Nr. 3: Bgr. Bundesbahn — Neubaustrecke, 4 km nordwestl. Schwetzingen, Gewann Hirschacker (3467500/5475600) (Abb. 3).

Die ersten Faunen aus schalenführenden Schichten aus As Nr. 1 und 2 wurden schon 1977/81, also noch bevor die entsprechenden  $^{14}\text{C}$ -Datierungen vorlagen, von K. MÜNZING bestimmt und als spätkaltzeitlich eingeordnet (s. Abschnitt 1.4.). Die folgenden  $^{14}\text{C}$ -Datierungen an Schneckenresten wurden 1983 am Institut für Umwelphysik der Universität Heidel-

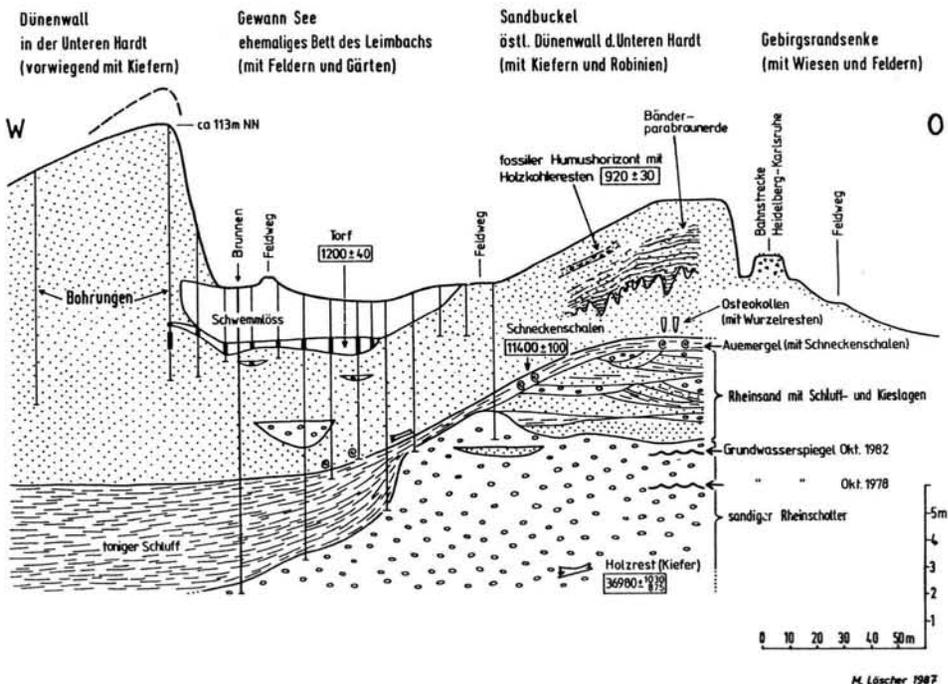


Abb. 2: Profil durch das Gewann See, ca. 3 km südlich Sandhausen, mit Angabe der  $^{14}\text{C}$ -datierten organischen Reste (in Jahren vor heute). Der Profilabschnitt im Bereich des östlichen Dünenwalles ist durch die Kiesgrube der Fa. Böhm aufgeschlossen.

berg vorgenommen und brachten folgende Ergebnisse:

As-Nr.	R/H-Werte	Lage unter Flur	Labor-Nr.	<sup>14</sup> C-Alter	Fehler
1	3475850/5464600	5m	Hd 8185	11400 ± 100	1 σ
3	3467500/5475600	6m	Hd 7998	10800 ± 100	1 σ

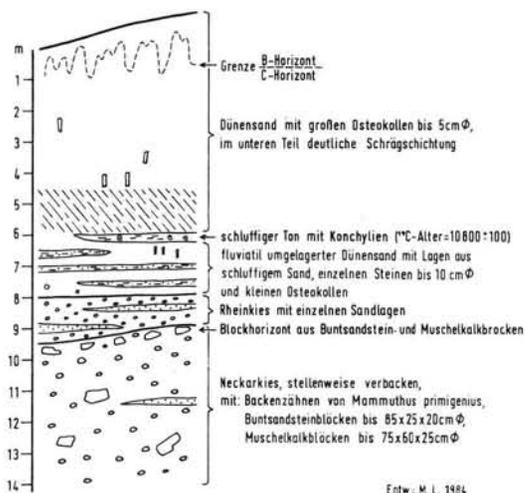


Abb. 3: Baugrube (Bundesbahn-Neubaustrecke) im Gewann Hirschacker nordwestlich Schwetzingen

Die beiden <sup>14</sup>C-Daten ergeben, wie aus Abb. 2 und 3 ersichtlich, nur ein Höchstalter für die hangenden Dünensande. Unter Berücksichtigung der in Abschnitt 1.2. genannten Vorstellungen erhält man aus den vorliegenden (quantitativ sicherlich noch nicht ganz ausreichenden) Daten Hinweise dafür, daß die Dünen im nördlichen Oberrheingraben wohl hauptsächlich erst im jüngeren Spätglazial entstanden.

Geht man von der Annahme aus, daß der klimabegünstigte Oberrheingraben schon während des Bölling- und des Alleröd-Interstadials bewaldet (ZAKOSEK 1966) und eine Auswehung aus dem Rheinauenbereich unter diesen Bedingungen eingeschränkt war, dann müßte man die Entstehung der Dünen auf der Niederterrasse westl. und südwestl. Heidelbergs hauptsächlich in die jüngere Dryaszeit verlegen.

In diesem Zusammenhang ist interessant, daß nach VERBRAECK et al. (1974) Dünensandablagerungen im Rheindeltagebiet (östlich Rotterdam) ebenfalls in der jüngeren Dryaszeit entstanden sind.

### 1.4. Die Konchylien im Auelehm unter den Dünensanden am Ostrand der Hardt (K. MÜNZING).

**Vorbemerkung:** Die drei Landschnecken-Faunen bestehen aus Formen, die bei uns heute entweder auf offenes, baumfreies Gelände angewiesen sind oder wenigstens dort leben können (also Wiesen, Trockenrasen u. dgl.). Es fehlen einerseits alle hochkaltzeitlichen Leitformen, andererseits alle für feuchtwarme Verhältnisse typischen Arten. Für nicht ganz ungünstige Verhältnisse, die örtlich oder durch das Großklima bedingt sein können, sprechen der relative Artenreichtum, das Vorliegen von *Arianta arbustorum* in der Normalform (Probe a) und das Zurücktreten der kaltezeitlichen Häufigkeitsformen *Pupilla muscorum*, *Succinea oblonga* und *Trichia hispida* in den Proben a und c. In allen Proben dominieren die Wiesenschnecken *Vallonia pulchella* und *Vallonia costata* (Vallonienfaunen). Die drei Schneckengesellschaften bezeugen also ein kühles bzw. mäßig kaltes Klima („Interstadial“) und eine offene Landschaft, evtl. mit einigen z. T. nur kleinen Sträuchern. Vallonienfaunen sind in weiten Bereichen Mitteleuropas im Spätglazial-Frühholozän verbreitet. *Succinea oblonga schumacheri* (Probe b) spricht für Spätglazial, da sie, soweit die Literatur darüber Auskunft gibt, nicht mehr im Holozän vorkommt. Kaltklimatische Häufigkeitsformen: Eurytherme Mollusken, noch heute in Mitteleuropa lebend, aber in Kaltzeit-Faunen (nicht Interstadiale) weitaus vorherrschend, und zwar entweder einige Arten gemeinsam oder nur eine Art. Hierher gehören die Lössschnecken der Lehrbücher und ein Teil der „Bezeichnenden Lössarten“ LOZEKs.

Probe a: Kiesgrube Böhm, südl. St. Ilgen (R/H 3475840/5464440)

<i>Arianta arbustorum</i> (Normalform) (LINNE)	14
<i>Abida secale</i> (DRAPARNAUD)	4
<i>Cochlicopa lubrica</i> (MÜLLER)	2
<i>Nesovitrea hammonis</i> (STRÖM)	2
<i>Pupilla muscorum</i> (LINNE)	3
<i>Trichia hispida</i> (LINNE)	3
<i>Vertigo pygmaea</i> (DRAPARNAUD)	1
<i>Vallonia pulchella</i> (MÜLLER)	20
<i>Vallonia costata</i> (MÜLLER)	31
	80

Klimastratigraphische Einordnung: gemäßigt kaltzeitlich, evtl. spätglaziale bis frühholozäne Vallonienfauna.

Probe b: Kiesgrube Böhm, südl. St. Ilgen (R/H 3475840/5464440)

#### Landschnecken

<i>Helicopsis striata</i> (MÜLLER)	7
<i>Pupilla muscorum</i> (LINNE)	9
<i>Pupilla sterri</i> (VOITH)	2

		Sediment Auf- schlußart	R/H-Wert	Lage unt. Flur	Labor-Nr.	<sup>14</sup> C-Alter	Fehler
<i>Vallonia costata costata</i> (MÜLLER)	1						
<i>Vallonia pulchella</i> (MÜLLER)	9						
<i>Trichia hispida</i> (MÜLLER)	32						
<i>Cochlicopa lubrica</i> (MÜLLER)	7	Torf Bgr	3475400/5467210	3,0 m	Hv 11248	1415 ± 65	
<i>Nesovitrea hammonis</i> (STRÖM)	2	Torf Grabung	3475730/5464600	2,3 m	Hd 7525	1200 ± 30	1 δ
<i>Abida secale</i> (DRAPARNAUD)	3	Holz- kohle in Schwemm- löß	3475400/5467210	2,2 m	Hv 11249	965 ± 65	
<i>Succinea oblonga</i> (DRAPARNAUD)	24						
<i>Succinea oblonga schumacheri</i> (ANDREAE)	1	Holz- kohle	3475850/5464600	0,8 m	Hd 8105	920 ± 30	1 δ
<i>Succinea sp. (frgm. + ju., z. T. putris)</i> (LINNE)	12						

249

## Wasserschnecken

*Valvata piscinalis* (MÜLLER) 1

## Klimastratigraphische Einordnung:

Nur die Landschnecken sind aussagekräftig. Sie leben in einem weitgehend offenen Gelände, das stellenweise mäßig feucht oder feucht war (Aue).

Die Fauna ist wohl spätglazial, da ca. 44% der Fauna aus Vallonien bestehen. Alle Formen sind aus dem Löß bekannt, doch waren die Verhältnisse günstiger als in der typischen Lößsteppe.

Die Bernsteinschnecke *Succinea schumacheri* kommt nicht mehr im Holozän vor. Sie ist eine Leitform für feinkörnige glaziale Flußablagerungen, Sand- und Schwemmlöß.

Probe c: Sandgrube Engelhorn, südl. Sandhausen (R/H 3475100/5464900)

<i>Pupilla muscorum</i> (LINNE)	5
<i>Trichia hispida</i> (LINNE)	16
<i>Punctum pygmaeum</i> (DRAPARNAUD)	3
<i>Succinea oblonga</i> (DRAPARNAUD)	1
<i>Vallonia costata</i> (MÜLLER)	135
<i>Vallonia pulchella</i> (MÜLLER)	65

225

## Klimastratigraphische Einordnung:

Spätglaziale bis frühholozäne Vallonienfauna

## 1.5. Die holozänen Ereignisse im Dünensandgebiet

Auf Abb. 2 erkennt man zwischen zwei Dünensandwällen eine Schwemmlößeinlagerung und darunter einen max. 0,5–1 m mächtigen Torf, der stellenweise durch eine Gytja oder auch durch humose Sande ersetzt ist. Schwemmlöß und Torf lassen sich als ein mehrere Kilometer langer und 100–200 m breiter Strang entlang des westlichen Dünensalles nach S und N weiterverfolgen. Es handelt sich hierbei um Ablagerungen des Leimbachs, der vor einigen hundert Jahren kanalisiert und weiter nach E an den Fuß der Bergstraße verlegt wurde. Schwemmlöß und Torf wurden durch folgende <sup>14</sup>C-Daten direkt und indirekt datiert:

Abb. 2 zeigt, daß der Schwemmlöß an seinem Westrand mindestens 10 m und der Torf mindestens 15 m weit von Dünensand bedeckt sind. Diese Überlagerung kann sich nach den vorliegenden <sup>14</sup>C-Daten erst im letzten Jahrtausend ereignet haben.

Weitere Anhaltspunkte für junge Umlagerungen in den Dünensanden des nördlichen Oberrheingrabens geben auch die Holzkohlenreste mit einem <sup>14</sup>C-Alter von 920 ± 30 J. v. h., die man im östlichsten Dünenwall der Hardt fand (Abb. 2). Sie stammen aus einem ca. 10–20 cm mächtigen, humosen Horizont, der dort in 0,8 m Tiefe unter teilweise kalkhaltigem Feinsand, aber noch über einer stellenweise 3–5 m mächtigen Bänderparabraunerde liegt.

Beide Phänomene belegen, daß zu Beginn dieses Jahrtausends Dünensande gebietsweise umgelagert wurden, wobei stellenweise sogar der C-Horizont mit erfaßt wurde. Möglicherweise wurden diese Umlagerungen durch größere Kahlschläge im Hardtwald zu Beginn der hochmittelalterlichen Rodungsphase ausgelöst.

Spätholozäne Umlagerungen der spätkaltzeitlich auf die Niederterrasse aufgewehten Dünensande sind auch an anderen Stellen des Gebietes nachweisbar und an vielen Stellen durch archäologische Funde belegt (HORMUTH 1952 und andere). Nach den bis jetzt vorliegenden Untersuchungen waren diese holozänen Umlagerungen von Dünensanden jedoch räumlich und mengenmäßig begrenzt im Vergleich zu den spätglazialen Ereignissen.

## 2. Mikromorphologische Untersuchungen in den Bänderparabraunerden

## 2.1. Untersuchung der Proben

In der Kgr. Böhm, südl. Leimen — St. Ilgen sind in den spätkaltzeitlichen Dünensanden gut ausgebildete Bänderparabraunerden aufgeschlossen. Die Abfolge mit den 9 aus dem Profil entnommenen Proben gibt Abb. 4 wieder. Diese Proben wurden mit folgenden Methoden untersucht:

- a) Verbrennung bei 900°C im Sauerstoffstrom zur Bestimmung von Ct (Methode Wösthoff, FASSBENDER & AHRENS 1977: 14f);

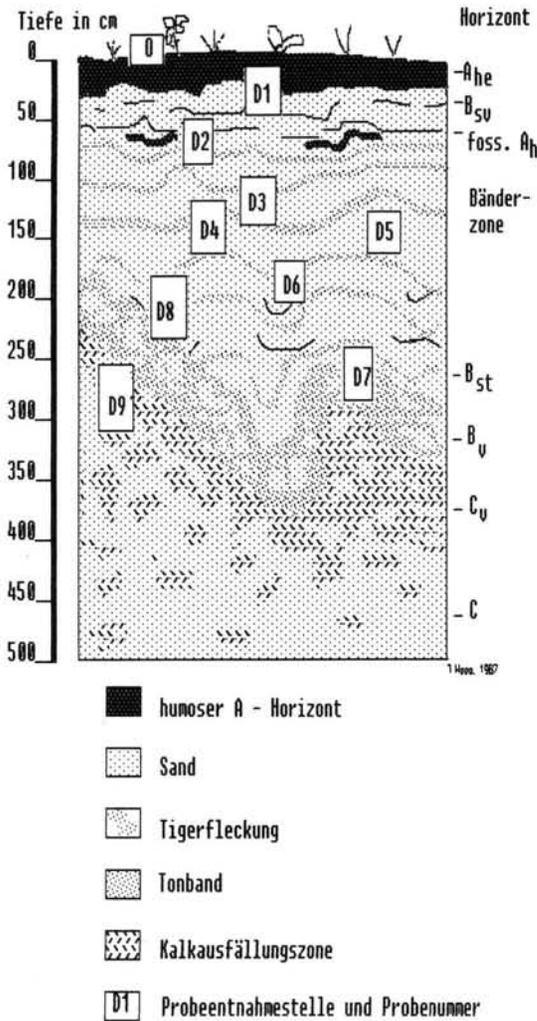


Abb. 4: Bodenprofil mit Probeentnahmestelle für die physikalischen, chemischen und mikromorphologischen Untersuchungen.

- b) Salzsäureaufschluß zur Bestimmung von Canorg (Methode Scheibler, FASSBENDER & AHRENS 1977: 15 f);
- c) Korngrößenanalyse;
- d) pH-Wert (Bestimmung in wässriger Lösung und in 1n KCl);
- e) dithionit- und oxalatlösliches Eisen;
- f) Mikromorphologie, Untersuchung der Dünnschliffe unter dem Lichtmikroskop im Hellfeld, im polarisierten Licht und unter dem Fluoreszenzmikroskop.

Die mit den Methoden a) bis e) erhaltenen Daten sind in Tab. 1 dargestellt.

## 2.2. Mikromorphologische Untersuchungen

### 2.2.1 Methode

Zur mikromorphologischen Untersuchung wurden die Proben luftgetrocknet und in VESTOPAL 160 eingebettet, danach die ausgehärteten Proben maschinell gesägt und vorgeschliffen, anschließend von Hand fertig geschliffen. Es wurden sowohl Klein- als auch Großschliffe nach den Ausführungen von ALTEMÜLLER (1962a; 1974) angefertigt.

### 2.2.2. Bodenprofil

Im Anschluß läßt sich das Profil makroskopisch wie folgt unterteilen:

- A Humusauflage und humoser Sand
- B verbraunter Horizont unter A, im unteren Teil stellenweise mit schwacher Bänderung
- C fossiler humoser Horizont, nur stellenweise vorhanden, schwach karbonathaltig
- D Bänderzone
- E Verbraunungszone an der Entkalkungsfront, teilweise gefleckt und taschenförmig in den Untergrund greifend
- F karbonathaltiger Untergrund im tieferen Bereich mit Osteokollen

### 2.2.3. Bodengenese

Bei den braunen Bändern mit einer Anreicherung von Ton, Eisen und Humus handelt es sich nicht um fossile Bodenhorizonte. Einzig der Humus-Horizont, teilweise mit Kalkanreicherung, dessen Alter mit  $920 \pm 30$  J. v. h. bestimmt wurde (siehe Kap. 1.5.), ist als fossiler Ah-Horizont zu denken. Die starke Durchmischung des sandigen Materials mit Humus bis in eine Tiefe von ca. 20 cm unter der Oberkante des fossilen Humushorizontes deutet auf eine ehemals ackerbauliche Nutzung der Fläche hin. Das Karbonat in diesem fossilen Humus-Horizont kann sowohl von anthropogener Tätigkeit herrühren (Nährstoffverbesserung, Aufkalkung oder Mergeln), als auch die Ursache in einer durch Ackerbau bedingten starken Entwaldung und einer dadurch verursachten Wiederbelebung der Dünenwanderung haben.

Die Bänder zeigen also Abschnitte innerhalb des Profils eines rezenten Bodens.

Weder im Aufschluß noch durch die Mikromorphologie konnte eine Abhängigkeit der Bänder von Unterschieden in der Korngröße gefunden werden. In der Korngrößenanalyse hier und da abweichende Befunde (siehe Tab. 1) konnten stets als durch nicht vollkommen bei der Aufbereitung zerstörte Korn-

hüllen identifiziert werden. Das Bodenmaterial war in jedem Falle ein Sand mit hohem Mittelsandanteil.

### 2.2.3.1. Oberboden

Das gesamte Bodenprofil wird von einem karbonatfreiem, stark saurem Mittel- bis Feinsand mit einem Humusgehalt von 5,8%, der in 30 cm Tiefe auf 2% abnimmt, mit geringem Schluff- und Tonanteil bedeckt. Der in den Kornzwischenräumen und um die Körner herum befindliche Ton ist nach den mikromorphologischen Befunden geflockt, weist keine Doppelbrechung im polarisierten Licht auf. Solche Tonhüllen werden von ALTEMÜLLER (1962b) als erdiges Gefüge einer Podsol-Braunerde bezeichnet. Zusätzliche Hinweise auf eine Podsolierung sind die blanken Oberflächen der Körner, fehlende Doppelbrechung der Tonbeläge und die Pilzhyphen in den Hohlräumen zwischen den einzelnen Sandkörnern. Auch die Labordaten, insbesondere der niedrige pH-Wert, unterstützen diese Befunde. Daneben ist noch pflanzliches Material sichtbar, dessen Zellwände noch deutliche Doppelbrechung zeigen, was auf eine geringe Humifizierung hinweist. Nach unten verringert sich der Anteil der pflanzlichen Substanz und der pH-Wert steigt bis auf einen Wert von 5,1 an, auch erscheinen in den unteren Bereichen hier und da doppelbrechende Tonbeläge. Die Befunde im Oberboden sind als starke Anzeichen von Podsolierung in den oberen Bereichen zu deuten.

Der pH-Wert von 4,3 im Oberboden (25 cm unter der Oberfläche) läßt übereinstimmend mit BOR (1984: 92) vermuten, daß die Tonneubildung im Oberboden gehemmt ist. Der geringe Tongehalt von ca. 2,5% (Tab. 1) läßt keine Verlagerung größerer Tonmengen in den Unterboden und in die Bänder zu.

### 2.2.3.2. Bänder

Bei den makroskopisch deutlich sichtbar ausgeprägten Bändern ist der Wechsel von hellen mit 2,3% Ton als tonarm zu bezeichnenden „Zwischenbändern“ und den dunklen mit 4,6% Ton als tonreich zu bezeichnenden Bändern kennzeichnend. Außer Tonanreicherung liegt nach den Analysedaten in den Bändern noch eine Eisen- und Humusanreicherung vor (siehe Tab. 1), wie auch in den Untersuchungen von BOR (1984) beschrieben wurde. Der pH-Wert von Band und Zwischenband unterscheidet sich nur geringfügig.

Die Hohlraumfüllung aus Ton, Humus und Schwermineralen zeigt eine deutlich von oben nach unten fortschreitende Sortierung (Taf. 1, Fig. 1). Ebenso setzt die Hohlraumfüllung am oberen Bandende unvermittelt und fast gleichzeitig über die gesamte

Tab. 1: Korngrößen und Analysedaten des untersuchten Bänderparabraunerdenprofils.

Probe	O	D1	D2	D3	D4	D8	D9
Tiefe in cm	2	25	55	115	135	215	235
Bereich	A	A	B	D	D	E	F
CaCO <sub>3</sub> in %	0	0	0	0	0	0	13
pH (H <sub>2</sub> O)	—	5,6	6,4	6,7	6,5	6,9	8,3
pH (KCl)	—	4,3	5,1	5,1	4,9	5,7	8,1
C <sub>org.</sub> in %	3,3	1,1	0,3	0,1	0,6	0,2	0,2
Fe <sub>d</sub>	—	0,5	0,5	0,3	1,1	0,4	0,2
Fe <sub>o</sub>	—	—	0,7	0,1	0,4	—	0,05
Kornanteil in %							
grob	—	1,3	—	0,6	0,8	0,4	2,1
Sand							
mittel	—	59,6	—	51,1	60,3	48,8	96,5
fein	—	29,9	—	43,4	31,7	39,2	0,1
grob	—	2,2	—	0,7	0,4	1,8	0,1
Schluff							
mittel	—	1,4	—	1,5	1,2	0,9	0,2
fein	—	1,9	—	0,8	1,4	1,4	—
Ton	—	2,7	—	2,3	4,7	8,4	1,8
Bodenhorizont	A <sub>h</sub>	A <sub>he</sub>	B <sub>sv</sub>	Zwischenzone	Tonband	B <sub>v</sub>	C <sub>v</sub>

Länge der Oberkante des Bandes ein, während nach unten die Abgrenzung unregelmäßig ist. An einigen Stellen reicht diese Tonanreicherung, bzw. Hohlräumfüllung mit Ton, Humus und Schwermineralen mit nach unten abnehmender Intensität bis in das nächst tiefere Band. Es kann angenommen werden, daß über die Korngröße und Wurzelröhren der für die Wasserbewegung notwendige Porenraum in zwei Größendimensionen bereitgestellt wird. So erfolgt die Wasserbewegung im ungesättigten Bereich nach GERMAN & GREMINGER (1981) innerhalb der Makroporen, wie Risse, Wurmgänge oder Wurzelröhren. Gerade solche Wurzelröhren kommen im untersuchten Profil bis in eine Tiefe von ca. 2 m vor und konnten auch im Dünnchliff als für die Wasserwegsamkeit offen nachgewiesen werden. Nach GERMAN & GREMINGER (1981) sickert das Wasser in einem Makroporensystem nicht in einer geschlossenen Feuchtfrent in die Tiefe, sondern in Bahnen. Eine rasche linienförmige Wasserbewegung in den Makroporensystemen bis in größere Profiltiefen wurde schon früher von HAAG (1979) und SCHREINER & HAAG (1982) beschrieben.

An anderen Stellen erfolgt in den Kornzwischenräumen eine langsame Wassersickerung, meist nur über kurze Distanzen.

Aus diesem Grunde dürften die aus der darüberliegenden podsoligen Braunerde und der Streuschicht stammenden stark sauren Wässer mit sicherlich niederen Redoxwerten eine Reduktion des dreiwertigen Eisens als Aggregierungsmittel der Tone bewirken und zu einer Dispergierung und anschließender Verlagerung der Tone führen. Versiegt der Wassernachschub von oben, kommt es zu einer Redoxänderung. Dabei ist anzunehmen, daß diese Zustandsänderung bei entsprechendem Klimaregime schnell erfolgt, denn aus den Makroporen erfolgt im Untergrund erst dann eine Füllung der Mikroporen, wenn die Makroporen gefüllt sind. Andererseits wirken bei nachlassendem Wassernachschub von oben die Makroporen als Dränstränge auf die Mikroporen. Dieser Sachverhalt würde auch die Unregelmäßigkeiten einiger Tracer-versuche bei Untersuchungen der Durchlässigkeit im ungesättigten Wasserbereich erklären. Auf Grund wechselnder Feuchteverhältnisse ist in den Kornzwischenräumen mit schnell wechselnden Redoxverhältnissen zu rechnen, bei denen organische Substanzen eine Rolle spielen wie dies HORN (1981) von einer Rostbraunerde in Berlin beschreibt. PREUSSE (1969) bezeichnet die mobilen Fulvosäuren wegen ihrer Löslichkeit und Beweglichkeit als bedeutsam für pedogenetische Prozesse und Tonverlagerung.

Die wechselnden Redoxverhältnisse führen zu einem Wechsel von Dispergierung und Peptisierung und Verlagerung der Tone über sehr kurze Strecken, dadurch bedingte Sortierung und Schichtung und Entstehung der Tonbänder (im oberen Bereich des Tonbandes grober Ton (Taf. 1, Fig. 2) und im unteren Bereich nur feine, gut geschichtete Tonteilchen (Taf. 1, Fig. 3).

MEYER & MOSHREFI (1969) ist nur insoweit zuzustimmen, daß Toneinwaschungen in die Bänder teilweise erfolgen, aber nicht die Entstehung der Bänder bedingen.

Eine vorgegebene Änderung im Sediment (Korngröße, etc.), die durch die Bänder nachgezeichnet wird (STÖHR 1972), konnte nicht bestätigt werden.

Es sind keine Befunde vorhanden, die Entstehung der Bänder hauptsächlich in das Spätglazial vor dem Alleröd zu legen (BECKER 1967: 49). Es ist vielmehr anzunehmen, daß die Bänderbildung zwar zu früheren Zeiten möglich war, aber heute unvermindert anhält.

### 2.2.3.3. Verbraunungszone

Die Bänder gehen nach unten oberhalb der Entkalkungsfront in eine durchgehende Verbraunungszone über. Der Tongehalt beträgt hier 8,4%. Dabei liegen die Tone als Hüllen mit deutlich ausgeprägter Doppelbrechung als Kennzeichen eines Bv-Horizontes

einer durchschlammten Parabraunerde (ALTEMÜLLER 1962b) vor. Daneben kommen allerdings auch blankgewaschene Sandkörner neben den Tonablagerungen vor. Dies stimmt mit den o. g. Befunden von ALTEMÜLLER (1962b: 248) überein. Nach oben zur Bänderzone hin sind in dieser Verbraunungszone an der Grenze vom B- zu C-Horizont in der Nähe von pflanzlichem Material neben völlig durchflockter Tonsubstanz auch Tonhüllen um die Sandkörner zu erkennen, die bei Beibehaltung der Doppelbrechung rissig erscheinen. Dies sind nach ALTEMÜLLER (1962b) mikromorphologische Merkmale, wie sie bei Podsolen beobachtet werden können. Der pH-Wert steigt in dieser Grenzzone zur Entkalkungsfront hin bis auf 5,7 an. Im oberen Bereich der Verbraunungszone (zu den Bändern hin) ist ein Fleckenhorizont zu beobachten. Hier sind im Dünnschliff Wurzelteile, die bei UV-Anregung unter dem Fluoreszenzmikroskop grün, bei Blauanregung gelb leuchten, zu erkennen. Ebenso kommen hier Pilzhyphen und Dauersporen vor. Selbstverständlich wurde vor der Probenahme die Wand frisch angeschnitten und gesäubert, aber eine Infiltration von außen in die Wand hinein ist nicht völlig auszuschließen. Auf den Kornoberflächen befinden sich teilweise kugelige Eisenausfällungen.

Die in diesem Bereich auftretende Fleckung (Tigerfleckung) wird von ROHDENBURG (1964) als Humusabbau, einhergehend mit einer Eisenmobilisierung beschrieben, die verstärkt in holozänen Podsolen auftritt. Für die Annahme von ROHDENBURG, daß bei diesem Humusabbau an Wurzeln lebende Pilze beteiligt sind, sprechen die mikromorphologischen Befunde, die reichlich pflanzliches Gewebe (kein Humus), Wurzelröhren und Pilzhyphen mit Dauersporen innerhalb der Fleckungszone ergaben. ROHDENBURG beschreibt die Erscheinung der Fleckung unter dem Bestand von Kiefer und Fichte, nicht unter Buche.

Der oben beschriebene Verbraunungshorizont an der Entkalkungsfront ist in einen oberen Fleckenhorizont, den Bsv-Horizont einer sauren, podsoligen Braunerde und den unteren, tonreichen Verwitterungshorizont, den Bv-Horizont einer Braunerde aus Sand, zu unterteilen.

Es ist die Annahme von BOR (1984: 92) zu bestätigen, daß das Maximum des Tongehaltes an der Entkalkungsfront den Bereich des Verwitterungsoptimums darstellt.

### 2.2.3.4. Karbonatuntergrund

Die Entkalkung der Dünen ist ein noch in der Gegenwart nach unten sich fortsetzender Vorgang. Der Karbonatlösungsbereich ist zu unterteilen in einen oberen karbonathaltigen Horizont mit teilweise

Merkmale von Kalkausfällung (Taf. 1, Fig. 4), aber überwiegend Lösungsmerkmalen und in einen unteren karbonathaltigen Horizont mit Merkmalen der Karbonatausfällung und der Karbonatlösung, wobei die Merkmale der Karbonatlösung nach unten hin abnehmen.

### 3. Schlußbemerkung

Unabhängig von der bodengeneticalen Deutung zeigen die Befunde über die Makro- und Mikroporen und die Profilentwicklung die Probleme bei der Beurteilung von Deckschichten für Filterwirkungen, z. B. Grundwasseranreicherung, Deponieabdeckung etc.

### 4. Schriftenverzeichnis

- ALTEMÜLLER, H.-J. (1962a): Verbesserung der Einbettungs- und Schleiftechnik bei der Herstellung von Bodendünnschliffen mit VESTOPAL. — Z. Pflanzenern. Düngung, Bodenkd., **99**: 164—177; Weinheim.
- (1962b): Beitrag zur mikromorphologischen Differenzierung von durchschlammter Parabraunerde, Podsol-Braunerde und Humus — Podsol. — Z. Pflanzenern., Düngung, Bodenkd., **99**: 247—258; Weinheim.
- (1974): Mikroskopie der Böden mit Hilfe von Dünnschliffen. — In: FREUND, H. (Hrsg.): Handbuch der Mikroskopie in der Technik, Bd. 4, Teil 2: 309—367; Frankfurt.
- BECKER, E. (1967): Zur stratigraphischen Gliederung der jungpleistozänen Sedimente im nördlichen Oberrheingraben. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **18**: 5—50; Öhringen.
- BOR, J. (1984): Untersuchungen zur Pedogenese und zum Chemismus von Sandböden in Rheinland-Pfalz. — Geol. Jb., **F 18**: 3—141; Hannover.
- ERB, L. (1936): Zur Stratigraphie des mittleren und jüngeren Diluviums in Südwestdeutschland und im schweizerischen Grenzgebiet. — Mitt. Bad. Geol. L.-Amt, **11**, H.6: 189—220; Freiburg.
- FASSBENDER, H. W. & AHRENS, E. (1977): Laborvorschriften und Praktikumsanleitung. — Göttinger Bodenkd. Ber., **47**: 1—88; Göttingen.
- GERMAN, P. & GREMMINGER, P. (1981): Wassersickerung in den größten Hohlräumen des Bodens. — Mitt. Dtsch. Bkd. Ges., **30**: 169—180; Göttingen.
- GRAUL, H. (1962): Eine Revision der pleistozänen Stratigraphie des schwäbischen Alpenvorlandes (mit einem bodenkundlichen Beitrag von K. BRUNNACKER). — *Pe- term. Mitt.*, **106**, 253—271; Gotha.
- HAAG, T. (1979): Durch Oberflächeneinflüsse bedingte Entwicklung eines „fossilen Bodens“ im östlichen Rheingebiet. — *Jber. Mitt. Oberrhein. geol. Ver.*, **N. F.**, **61**: 279—304; Stuttgart.
- HORN, R. (1981): Anthropogene Tonmobilisierung als Folge einer 100jährigen Verrieselung von Siedlungsabwässer auf einer Rostbraunerde aus Geschiebesand. — *Mitt. Dtsch. Bkd. Ges.*, **30**: 102—110; Göttingen.
- LÖSCHER, M. (1981): Die stratigraphische Gliederung des Jungpleistozäns im Neckarschwemmfächer bei Heidelberg. — *Aufschluß*, **32**: 191—199; Heidelberg.
- & MÄUSBACHER, R. (1981): Morphologie und Stratigraphie des Neckarschwemmfächers und angrenzender Gebiete. — *Mannheimer Geogr. Arb.* **9**: 37—52; Mannheim.
- MEYER, B. & MOSHREFI, N. (1969): Experimente zur Entstehung von Einwaschungs-Tonlamellen in Böden und Sedimenten durch Fließvorgänge im ungesättigten Feuchtzustand. — [Unveröff.] Zitiert nach ROHDENBURG, H. & SABELBERG, U. (1969): „Kalkkrusten“ und ihr klimatischer Aussagewert — neue Beobachtungen aus Spanien und Nordafrika. — *Gött. bodenkundl. Ber.*, **7**: 3—26; Göttingen.
- PREUSSE, H.-U. (1969): Über das Eisen in grundwasserfreien Böden unter Berücksichtigung leichtlöslicher organischer Substanzen. — *Habil.-Schr. J.-Liebig-Univ. Gießen*: 266 S., Gießen.
- ROHDENBURG, H. (1964): Ein Beitrag zur Deutung des „Gefleckten Horizontes“. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **15**: 66—71; Öhringen.
- SCHREINER, A. & HAAG, T. (1982): Zur Gliederung der Rißeiszeit im östlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg). — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **32**: 137—161; Hannover.
- STÖHR, W. (1972): Die Bodengesellschaften des Landes Rheinland-Pfalz und ihre Beziehungen zur Bodennutzung und naturräumlichen Landschaftsgliederung. — *Z. landw. Forsch.*, **28/1**: 12—18; Frankfurt.
- STREMME, H. E. (1955): Bodenentstehung und Mineralbildung im Neckarschwemmlern der Rheinaue. — *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **11**: 1—79; Wiesbaden.
- TROLL, C. (1926): Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der deutschen Alpen. — *Forsch. dtsch. Landes- und Volkskunde*, **24**: 158—256; Stuttgart.
- VERBRAECK, K., KOK, H. & MEERKERK, M. (1974): The genesis and age of the river dunes (donken) in the Alblasserwaard. — *Med. Rijks. Geol. Dienst*, **NS 25**, 1: 1—8; Maastricht.
- ZAKOSEK, A. (1966): Zur Genese und Gliederung der Steppenböden im nördlichen Oberrheintal. — *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **37**: 1—46; Wiesbaden.

**Tafel 1:**

Fig. 1: „Tonband“ der Bänderparabraunerde aus der Dünensandmittelzone;  
feine und grobe Partikel stellen die Hohlraumfüllung.  
10-fache Vergrößerung

Fig. 2: Oberer Bereich eines Tonbandes mit hauptsächlich groben Partikeln.  
25-fache Vergrößerung

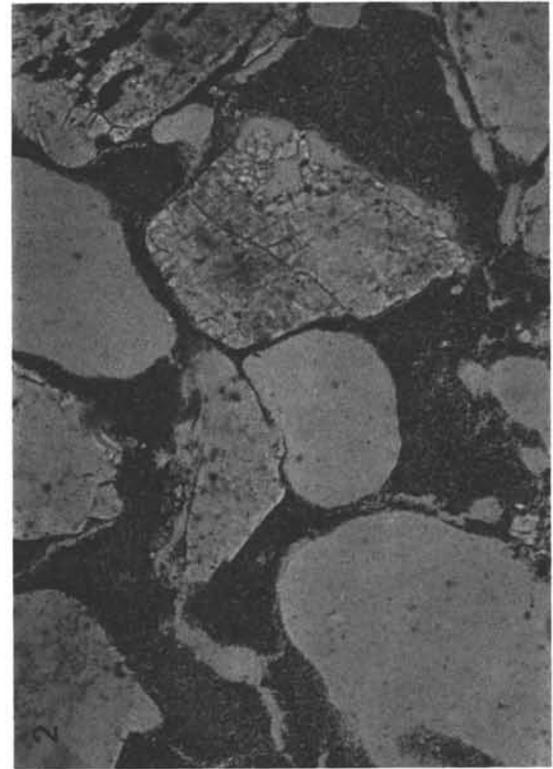
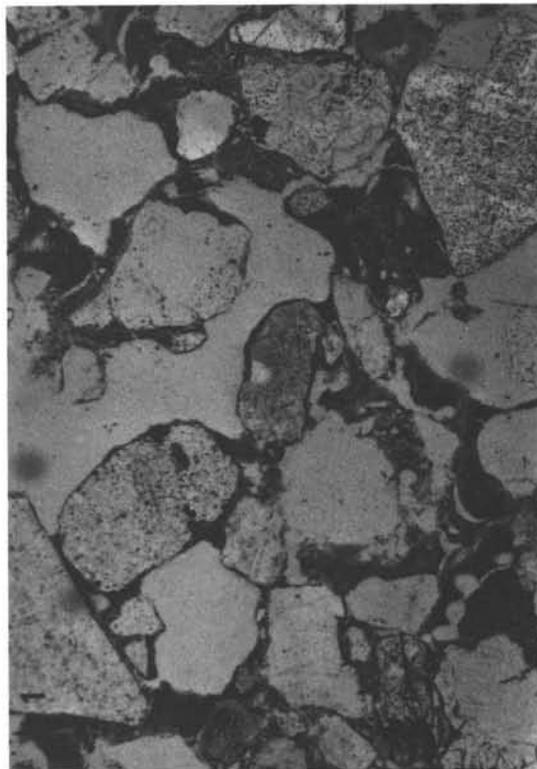
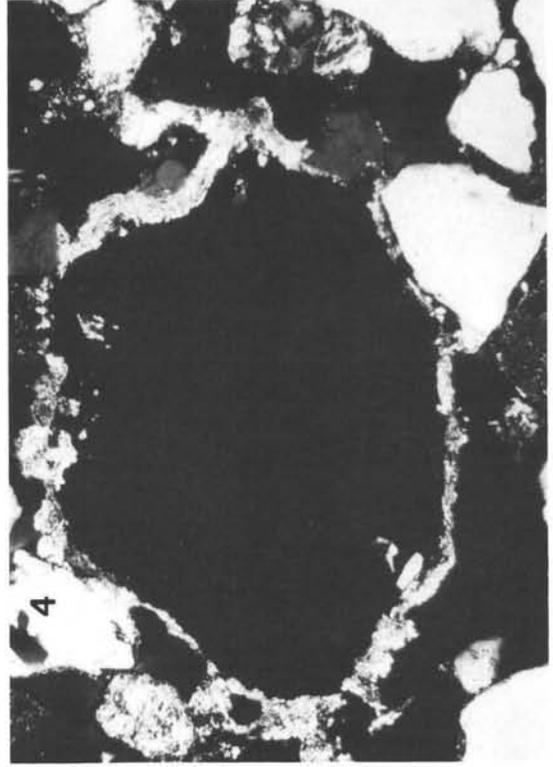
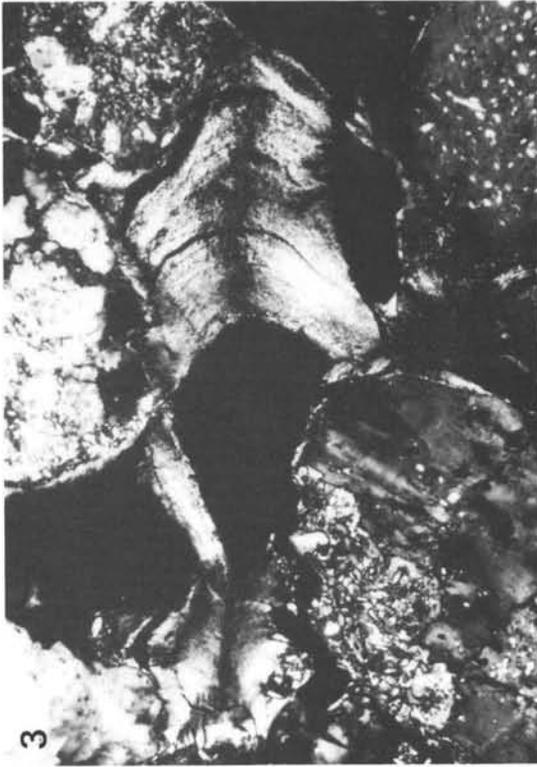
Fig. 3: Unterer Bereich eines Tonbandes mit feinen Partikeln.  
25-fache Vergrößerung

Fig. 4: Karbonatausfällung im C-Horizont.  
10-fache Vergrößerung

**Nachtrag (April 1989)**

Ein sandiger Torf von der Basis einer Düne in Sandhausen bestätigt die o.g. Alterseinstufung der Dünensande auf der Niederterrasse im nördlichen Oberrheingraben.

R/H-Wert	Lage unter Flur	Labor-Nr.	<sup>14</sup> C-Alter
3475300/5463340	≈ 5m	Hd 11792	11730 ± 95 J. v. h.



## Artefakte im Altquartär von Obergaliläa (Nordisrael)

KARL BRUNNACKER, WOLFGANG BOENIGK, GERSHON BRUDER,  
GABRIELE G. HAHN, AVRAHAM RONEN & WOLFGANG TILLMANNNS\*)

Stratigraphy, carbonate rocks, basalts, soil profiles, size distribution, heavy minerals,  
paleomagnetism, inverse magnetization, lower Pleistocene, Acheulian, artefacts,  
Israel, Galilee

**Kurzfassung:** Bei Yiron treten auf Karbonatgesteinen der Oberkreide und des Alttertiärs tonige Bodensedimente auf. Lokal ist darin ein Kalk- und Flintschotter eingeschaltet, der altpaläolithische Artefakte führt. Ein inzwischen erosiv aufgelöster revers magnetisierter Deckbasalt bildet das Hangende. Er ist zum damals bereits angelegten Jordan-Graben hin orientiert. Die Artefakte müssen demnach älter sein als die Brunhes-Matuyama-Grenze. Sie gehören neben den Funden von Evron (nördlich Haifa) und Ubaidiya (Jordan-Graben) zu den ältesten Hinterlassenschaften des Menschen im Vorderen Orient.

Ferner liegt eine ebenfalls relativ alte Faustkeil-Kultur auf den Plateaus von Yiron und Baram. Die Plateaus von Yiron und Baram lassen sich in geomorphologischer Hinsicht als ein flaches Hochtal interpretieren. Die weitere Entwicklung ist durch eine Kerbtal-Bildung gekennzeichnet.

### [Old Quaternary Artefacts from Higher Galilea (Northern Israel)]

**Abstract:** Near Yiron clayey soil sediments occur on upper cretaceous and early tertiary carbonate rocks. Within these soil sediments there are locally intercalations of limestone and flint gravels containing old palaeolithic artifacts. The overlying layer is an erosively dissolved basalt cover displaying reverse magnetism. It is oriented to the Jordan Graben which already existed at that time. From this can be inferred that the artefacts which occur in the layers underlying the basalt have to be older than the Brunhes-Matuyama boundary. These artefacts as well as those from Evron (north of Haifa) and Ubaidiya (Jordan Graben) are among the oldest remains of human activity in the Near East.

\*) Anschrift der Autoren: Prof. Dr. W. BOENIGK, Prof. Dr. K. BRUNNACKER, Dr. G. G. HAHN, Priv.-Doz. Dr. W. TILLMANNNS, Geologisches Institut der Universität zu Köln, Zülpicher Straße 49, D-5000 Köln 1. G. BRUDER, Kibbuz Baram, Israel. Prof. Dr. A. RONEN, Universität Haifa, Mount Carmel, Haifa 31 999, Israel.

Another handaxe assemblage has been found on the Plateaus of Yiron and Baram. Geomorphologically, these plateaus can be interpreted as a flat high valley. The further development is characterized by a V-shaped valley formation.

### Vorbemerkungen

In Obergaliläa liegen rd. 15 km westlich des Jordan-Grabens nächst der Grenze zum Libanon Basalt-Plateaus im Umfeld von Yiron. Auf diesen Plateaus wurden Artefakte einer alten Faustkeil-Kultur gefunden (RONEN et al. 1974). Ursprüngliches Ziel war, durch geologische und geomorphologische Untersuchungen Vorstellungen vom Alter der Kultur zu entwickeln. Nachdem Artefakte jedoch auch in einem Schotter im Liegenden des Basalts gefunden wurden (RONEN et al. 1980), hatte sich das Schwergewicht der Fragen auf diese älteren Kulturreste verschoben (Abb. 1).

Ermöglicht wurden die Arbeiten durch die finanzielle Unterstützung der Volkswagen-Stiftung, der wir an dieser Stelle danken möchten.

Die paläomagnetischen Untersuchungen wurden mit Mitteln des Bundesministers für Forschung und Technologie unter dem Förderkennzeichen KF 2003/3 unterstützt.

## 1. Überblick

Der Untergrund des bearbeiteten Gebietes besteht aus Kalken der Oberkreide und des ältesten Tertiärs, bei denen nach dem Hangenden hin der mergelige Charakter zunimmt. In diese Kalke sind Flintknauern und — schmitzen eingeschaltet, die fluviatil aufgearbeitet das Rohmaterial für die Werkzeuge geliefert haben (Abb. 1 u. 2). Tektonisch handelt es sich um eine Muldenposition mit Streichen von SE nach NW. Die Achse der Mulde verläuft über Yiron (Abb. 2).



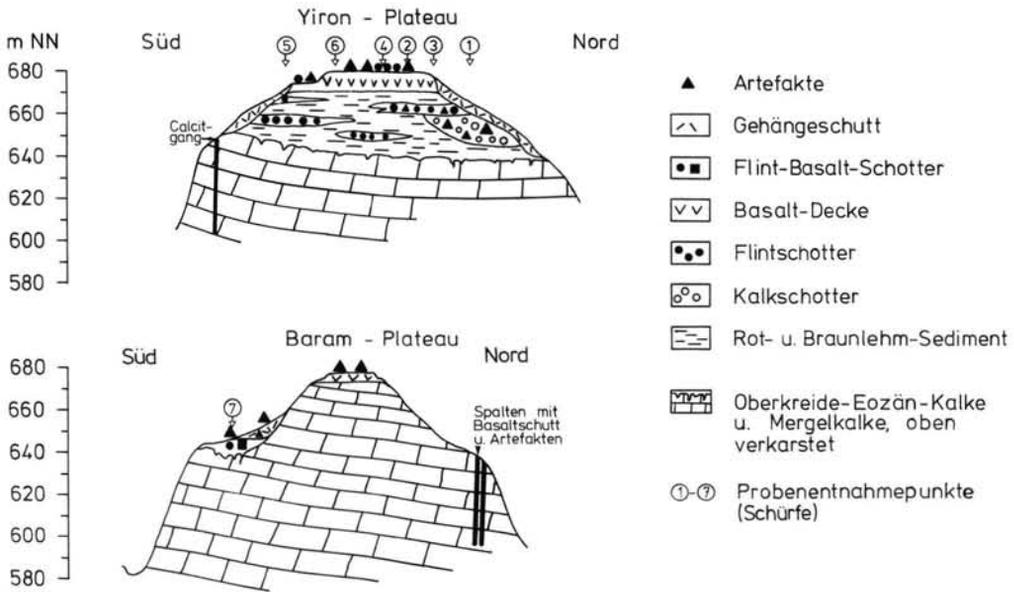


Abb. 2: Profilaufbau bei Yiron und Baram.  
Fig. 2: Profile section near Yiron and Baram.

Klimatisch handelt es sich heute im Vergleich zur Küstenzone und zum Jordangraben um eine relativ feucht-kühle Gegend mit einem Jahresniederschlag um 800 mm und einer jährlichen Durchschnittstemperatur von 16,4 °C (Ramala: 760 m NN).

## 2. Geologie

Das Liegende bilden mergelige Kalkgesteine mit Flinteinschaltungen. Darüber folgen z. T. Bodensedimente, die von einer über die Mulde von Yiron hinausreichenden Basaltdecke überlagert werden.

### 2.1. Bodensedimente

In die östlich von Yiron liegenden, bis 35 m mächtigen Bodensedimente sind Kalk-Flint- und Flint-Schotter als lokale Bildungen eingelagert. Die Artefaktführung des Schotters unmittelbar östlich von Yiron gab den Anstoß, diese Terrae-calcis-Sedimente vor allem im hangenden Bereich eingehender zu untersuchen. Dazu wurde eine Reihe von Bagger-schürfen angelegt (Abb. 2 u. 3).

Profil 1 (Yiron, Kiesgrube nächst Schotterbasis):

- 120 cm Kalkschotter, mit rötlich-braunem, tonigen Sand als Zwischenmittel, Konglomerat
- 190 cm Rotbrauner, sandiger Ton; oben zentimeterdicke tonige Sand-Schmitzen und einzelne Karbonat-Gerölle (bis 1 cm Ø); im dm-Bereich grauschlierig; unten Eisen-Mangan-Konkretionen (1 mm Ø), auf Klüften schwache Mangan-Ausscheidungen

Profil 2 (Yiron; zwischen Flint-Schotter und Basalt-Untergrenze, 50 m von der Straße und 140 m vom Basaltrand entfernt):

- 150 cm Basaltschutt
- 60 cm Rotlehm, Ton, schluffig, geröllfrei
- 20 cm Übergang von Braunlehm zu Rotlehm, braun- und rotfleckig
- 120 cm Braunlehm, Ton, schwach schluffig, gelblich, unten mit grauen Fasern (10 cm dick), einzelne Flint- und verwitterte Karbonatgerölle
- 30 cm Flintschotter

Profil 3 (Yiron)

- 160 cm Braunlehm, Ton, schwach sandig, gelblich-braun gefleckt, mit einzelnen Basaltbrocken, etwas Flintgerölle
- 15 cm Flintschotter, Feinkies (5 mm Ø), sandig-lehmig, grau, stark eisen-mangan-fleckig
- 180 cm Flintschotter, fein bis grob, rotbraunes, toniges Zwischenmittel, Gerölle mit Ø bis 15 cm

Profil 4 (Yiron; Südrand des Plateaus, rd. 10 m unterhalb der Basaltuntergrenze):

- 100 cm Schuttdecke, mit sehr viel Flintmaterial und wenig Basaltschutt
- 150 cm Ton, schwach schluffig, rotbraun, mit einzelnen Flintgeröllen, mangan-fleckig
- 100 cm Flintschotter, mit rotbraunem, lehmigen Zwischenmittel

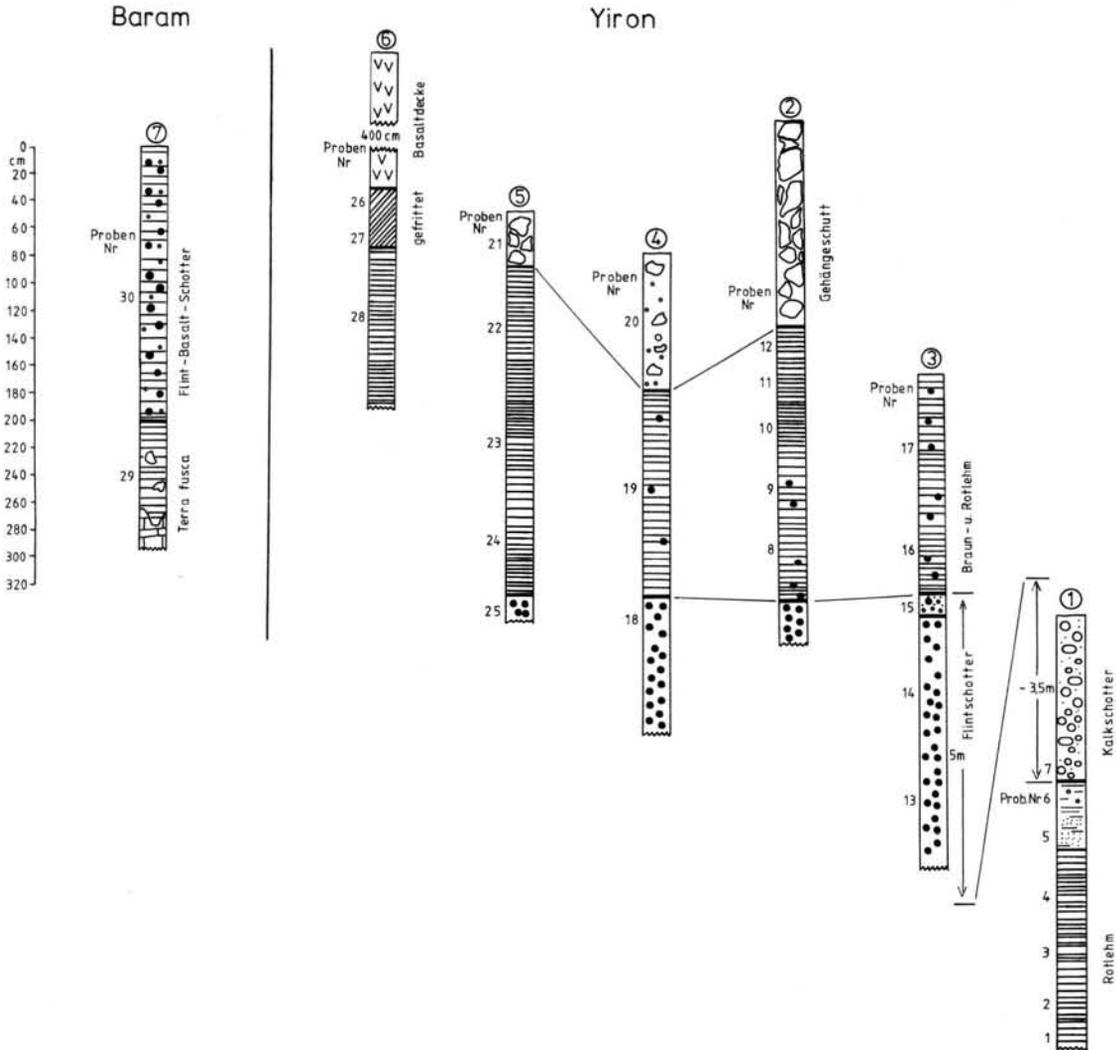


Abb. 3: Profile in den präbasaltischen Bodensedimenten bei Yiron und dem Hochtalboden bei Baram (vgl. Abb. 2).  
Fig. 3: Profiles in the prebasaltic soil sediments near Yiron and the high-valley soil near Baram (cf. fig. 2).

**Profil 5 Südseite des Plateaus (Yiron; nächst Basaltkontakt):**

- 40 cm Gehängeschutt
- 80 cm Rotlehm, Ton schluffig, schwach sandig, mit etwas Basaltschutt
- 90 cm Rotlehm, Ton, stark schluffig, mit bräunlichen Tapeten, Mangan-Flecken, etwas graufleckig
- 70 cm Rotlehm, Schluff, stark tonig, mit roten Tontapeten
- 20 cm Flintschotter mit schluffigem Zwischenmittel

**Profil 6 (Yiron; Basaltkontakt südlich Yiron):**

- 500 cm Basalt
- 40 cm gefritteter Rotlehm, Grobsand, schluffig, tonig
- 120 cm Rotlehm, Schluff, sandig, tonig

**Profil 7 (südlich Baram-Plateau):**

- 200 cm Flintlehm, dunkelgrau-braun, Flintgerölle bis (30 cm Ø), einzelne Basaltgerölle (bis 5 cm Ø, das Zwischenmittel ist ein stark sandiger Ton
- 70 cm Braunlehm, Ton, hellbraun mit angelöstem Kalkstein
- Liegendes Kalkstein, verkarstet

Die Bodensedimente sind auf den Bereich östlich Yiron konzentriert (kombiniertes Profil):

- bis 10,0 m Basaltdecke
- z.T. 0,4 m gefritteter Rotlehm
- 5,0 m Rotlehm (z. T. Braunlehm), mit einzelnen Artefakten
- 5,0 m Flintschotter, mit Artefakten, schlecht sortiert

15,0 m Kalkschotter, mit Artefakten, schlecht sortiert, tonig-sandiges Zwischenmittel

bis 5,0 m Rotlehm (z. T. Braunlehm)

Liegendes Kalkstein, verkarstet

Lokale Flintschotter kommen innerhalb der Bodensedimente auch sonst vor. Diese Sedimentfolge erweist sich damit als eine Bildung, welche die Muldenzone bei Yiron nachzeichnet, wengleich auch andernorts bisweilen Bodensedimente mit bis zu einigen Metern Mächtigkeit auftreten können.

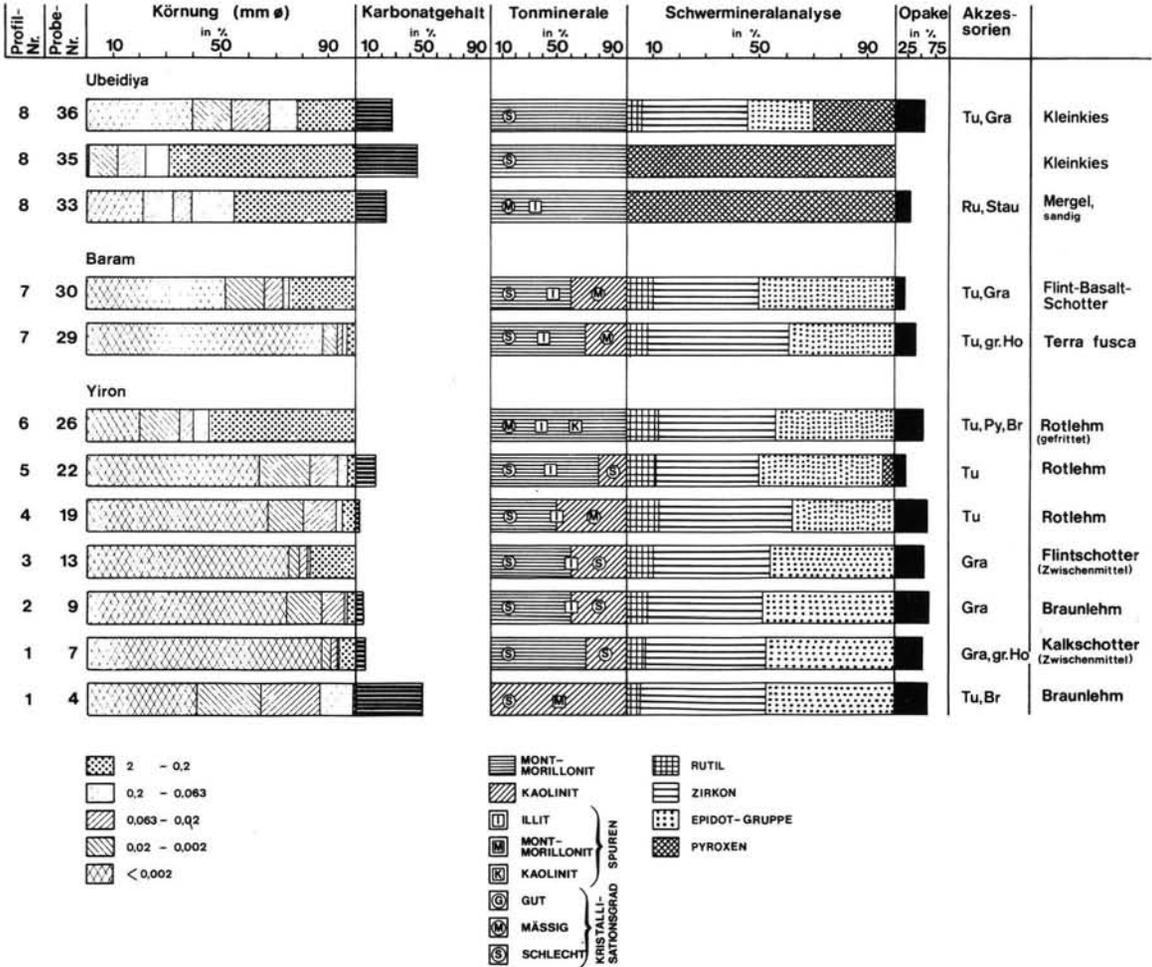


Abb. 4: Analytische Daten zu den Profilen aus Abb. 3 (Auswahl) und von Ubaidiya (Auswahl).

Fig. 4: Analytical data concerning the profiles in fig. 3 (selection) and of Ubaidiya (selection).

Laboruntersuchungen, die von Dipl.-Geol. ERVIN ISKANDER (1985) durchgeführt worden sind, haben folgendes erbracht (Abb. 4).

In nahezu allen analysierten Proben heben sich pedogene Lehme aufgrund der spezifischen Kornverteilung und des relativ hohen Karbonat-Gehaltes sowohl von den fluviatilen Schottern als auch von den Hangschutten ab. Die Kornverteilung der Lehme ist durch eine Dominanz der Schluff- und Tonfraktion charakterisiert.

Der hohe Tonanteil der Rotlehme steht nach ZOHARY (1959) mit der petrographischen Beschaffenheit der Muttergesteine in Zusammenhang. In Anlehnung an FLEXNER (1964) darf angenommen werden, daß die Muttergesteine der Rotlehme, die in der Umgebung anstehen, senone Kalke sind.

Die qualitative Tonmineralführung der untersuchten Proben zeigt im allgemeinen eine Montmorillonit-/Kaolinit-Assoziation, wobei der Montmorillonit-Gehalt in nahezu allen Proben quantitativ überwiegt.

Eine Änderung der Tonmineralführung in der stratigraphischen Abfolge läßt sich nicht feststellen.

Bemerkenswert ist der Zusammenhang zwischen dem Anstieg des Montmorillonit-Gehaltes und dem Auftreten von Pyroxenen in den postbasaltischen Proben. Es wäre denkbar, daß der Montmorillonit-Gehalt der präbasaltischen Lehmproben auf verwitterte Basalte zurückzuführen ist. Die in Frage kommenden Muttergesteine könnten miozäne Basalte sein, die im Raum Qarne-Hittim am Galiläa-See von pliozänen Sedimenten überlagert werden (vgl. OPPENHEIM 1962).

In der Schwermineralfraktion (0,063–0,4 mm Ø) dominieren bei den transparenten Mineralen Zirkon und die Epidot-Gruppe. Untergeordnet tritt Rutil auf. Turmalin, Granat, Brookit, grüne Hornblende und Titanit kommen in den Proben nur akzessorisch vor. Der Anteil der opaken Körner liegt generell über 50% am Gesamtspektrum der Schwerminerale.

Die in den Rotlehmen auftretenden Schwerminerale zeigen an, daß sie z. T. aus weiter entfernten Liefergebieten stammen. Eine Vermischung von fluviatil herantransportiertem Material mit einer äolischen Komponente läßt sich aufgrund der Korngrößenverteilung vermuten. Eine äolische Zufuhr wird auch von ZOHARY (1959) und HOROWITZ (1979) in Erwägung gezogen.

Die möglichen, primären Liefergebiete der in den Rotlehmen auftretenden Schwerminerale sind einmal die in Transjordanien anstehenden nubischen Sandsteine und zum anderen das Einzugsgebiet des Ur-Nils.

Die oberkretazischen nubischen Sandsteine zeigen nach VROMAN (1944) und GREENBERG (1960) ausschließlich ein stabiles Schwermineralspektrum (Zirkon, Rutil, Turmalin). Die Schwerminerale wurden über fluviatile Wege ins Cisjordanland verfrachtet. Ein westwärts gerichtetes, paläogenes Entwässerungssystem ist bis in den Grenzbereich Oligozän/Miozän zu verfolgen (NEEV, 1960). Mit der beginnenden Senkung des Jordan-Grabens zu Beginn des Miozäns wurde das genannte Entwässerungssystem unterbrochen.

Andererseits lieferte der (Ur-) Nil seit dem Oligozän neben Hornblende vorwiegend instabile (Epidot-Gruppe) und metamorphe (Staurolith, Disthen) Schwerminerale. Der Lauf des alten Nils kann entlang der Küstenlinie bis auf die Höhe von Tel Aviv nachgewiesen werden. Aufgrund der Schwermineralführung der Bohrung „Jaffa-1“ südlich von Tel Aviv mit der Epidot-Gruppe, Pyroxen, Amphibol (Hornblende), Disthen, Staurolith, Zirkon, Rutil und Turmalin ist ein Zusammenfluß des alten Nils mit Flüssen, die einem E–W gerichteten Entwässerungssystem angehörten, im Grenzbereich Oligozän/Miozän nicht auszuschließen (vgl. NACHMIAS 1969). Aus

den entlang der Küste nach N verfrachteten Nil-Sedimenten wurden Schluff und die entsprechenden Schwerminerale ausgeweht und nach E transportiert (BOENIGK et al. 1985) und treten als äolische Komponente in den Ablagerungen in Obergaliläa auf.

Das Zwischenmittel der präbasaltischen Schotter zeigt das gleiche Schwermineralspektrum wie die Bodensedimente.

## 2.2. Deckbasalt

Im Arbeitsgebiet sind Reste von Basaltdecken mit maximal 10 m Mächtigkeit überliefert. Die Oberfläche der Platte westlich Dalton liegt um 820 m NN. Die Vorkommen von Alma und Yiron liegen zwischen 640 m und 690 m N. Diese Vorkommen zeigen also eine allgemeine Absenkungstendenz zur Muldenachse mit dem höchsten Absenkungsbetrag im E. Ein Basaltstrom östlich Alma floß zum Jordan-Graben. Er sinkt bis auf 615 m NN ab, ein Zeichen dafür, daß dieser Graben bereits angelegt war.

Die Basalt-Decke ist in sich weitgehend ungegliedert. Lediglich bei Alma ist eine dm-dicke Lehm-Lage mit einigen Flint-Stücken zwischengeschaltet. Auch im Kibbuz Yiron deutet sich eine Zweiteilung an.

Vermutlich bildete der Basalt ursprünglich eine zusammenhängende Platte, die im Muldenbereich nachträglich etwas verstellt und durch Erosion aufgelöst wurde.

Gangfüllungen bei Avivim und südwestlich von Alma sowie aufgesetzte, bis 50 m hohe Schlackenkegel geben Hinweise darauf, daß es sich um eine von den Golan-Höhen unabhängige Förderung handelte. Andeutungsweise häufen sie sich an den Flanken der Mulde von Yiron.

Eine zweite, sehr schwache Förderungsphase wird durch zwei benachbarte Vulkanreste im Hochtal östlich von Yiron in 630 m NN angezeigt.

## 2.3. Paläomagnetisches Verhalten des Deckbasaltes

Aus dem Profil Rihaniya konnten aus 4 Einheiten 20 Einzelkerne, aus dem Profil Yiron 3 Einheiten mit 30 Einzelkernen und aus dem Profil Kibbuz Yiron 3 Einheiten mit 18 Einzelkernen entnommen werden. Im Labor des Geologischen Institutes Köln erfolgten mit Spinnermagnetometer MS-1 Minispin der Fa. MOLSPIN (Newcastle, England) die Messungen der natürlichen remanenten Magnetisierung (NRM) an insgesamt 68 Einzelkernen.

Abb. 5 zeigt die ermittelten Magnetisierungsrichtungen (DR/IR = Deklination rotiert/Inklination rotiert) aller gemessenen Proben als Durchstichpunkte ihrer Vektorenendpunkte im SCHMIDT'schen Netz. In der Tabelle 1 sind die berechneten mittleren Magnetisierungsrichtungen der einzelnen Handstücke aus den Einzelkernen (SVKE), sowie die zugehörigen statistischen Parameter und die mittleren Intensitäten der Proben aufgelistet.

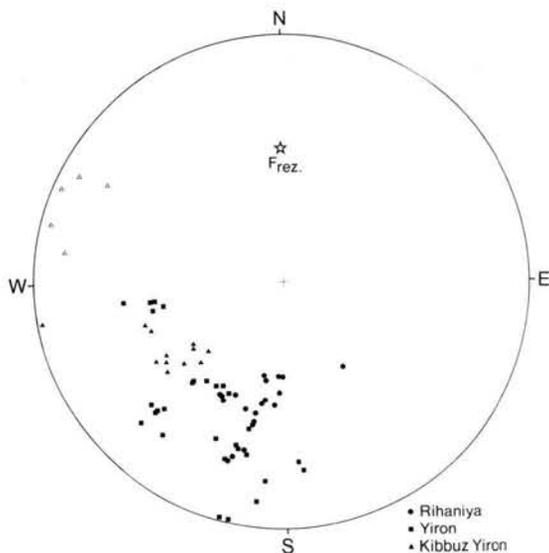


Abb. 5: Die Richtungen der natürlichen remanenten Magnetisierung aller Proben als Durchstichpunkte ihrer Vektorenendpunkte.

Fig. 5: The directions of the natural remanent magnetisation of all samples as perforation points of their vector ending points.

- Geschlossene Symbole: negative Richtungen in der unteren Halbkugel  
 Closed symbols: negative directions in the inferior sphere  
 Offene Symbole: positive Richtungen in der unteren Halbkugel  
 Open symbols: positive directions in the inferior sphere.

Mit nach S weisenden Deklinationen und Inklinationen um  $-40^\circ$  bilden die Remanenzvektoren nahezu aller Proben aus den Profilen Rihaniya und Yiron eine Magnetisierungsrichtung ab, die der Richtung des heutigen normalen Erdmagnetfeldes in Israel ( $359/45.5$ )  $\pm$  entgegengerichtet ist. Sie repräsentiert somit die Richtung eines revers polarisierten Erdmagnetfeldes.

Aufgrund des Verwitterungszustandes einiger Proben aus den Profilen Yiron und Kibbuz Yiron war eine

sekundäre Überprägung durch das rezente Erdmagnetfeld zu erwarten. Mit einer mittleren Magnetisierungsrichtung von DR/IR 286/09 der Proben aus dem oberen Profilbereich Kibbuz Yiron und mit DR/IR 260/45 aus Proben eines Handstückes aus Yiron zeichnet sich diese Überprägung deutlich ab. Die Remanenzvektoren der Proben aus den unteren Profilm Metern Kibbuz Yiron weichen mit DR/IR 232/45 nur wenig von der reversen Paläofeldrichtung ab (Abb. 5).

Es bleibt zu diskutieren, ob die reverse Polarität des Basaltes während der Matuyama-Epoche entstand oder lediglich einen Event oder eine Exkursion in der Brunhes-Epoche widerspiegelt. Für die erste Deutung sprechen das Alter von 600.000–650.000 Jahren, das für den benachbarten Yarmouk-Deckenbasalt bestimmt wurde und die Einstufung der Artefakte im Liegenden des Basaltes als Pre-Late-Archeuleen (RONEN et al. 1980). Somit müssen die Basalte älter als die Brunhes-Matuyama-Grenze und damit älter als 690.000 Jahre sein.

## 2.4. Deckbildungen

Auf dem Basalt-Plateau von Yiron und darüberhinaus greifend liegen bei Baram die Faustkeil-Kulturen, welche ursprünglich Anlaß der Untersuchungen waren. Aus dem Basalt hat sich inzwischen eine 50 cm tiefe Braunerde (Erubasboden im Sinne von STREME sen.) gebildet. Bei Yiron kommen stellenweise auch Überstreuungen von bis 1 cm großen Flintgeröllchen vor, wie sie auch im Profil 3, Probe 15, also in einer älteren Position gefunden wurden.

Eine Besonderheit bilden östlich von Yiron Knauern mit 5 bis 12 cm  $\varnothing$ , deren Oberfläche eine starke Strukturierung („Blumenkohl“) aufweist. Im Inneren sind mm-große Quarzkristalle entwickelt, die zu einem zentralen Hohlraum hin orientiert sind. Herr SECK vom Mineralogisch-Petrographischen Institut unserer Universität hat eine dieser Knollen untersucht: „Sie ist aus einzelnen großen Quarzkörnern aufgebaut, die mit kleinen Einschlüssen regelrecht durchsetzt sind. Teilweise haben die Quarzkörner einschlußfreie Säume. Teils ist der Quarz auch rechtwinklig in Hohlräumen gewachsen. Bei den feinkörnigen Einschlüssen handelt es sich nach einer röntgenographischen Übersichtsaufnahme um Anhydrit, der durch seine drei stärksten Linien im Röntgenogramm vertreten ist.“

Genese und Herkunft dieser merkwürdigen Knollen müssen vorerst offen bleiben. Zu diskutieren wäre, ob es sich um Wurf- oder Schleudersteine des paläolithischen Menschen handelt.

Basalt-Restschutt wurde in Abb. 1 nur dort eingetragen, wo er in größeren Anreicherungen auftritt.

Tab. 1: Die berechneten mittleren Magnetisierungsrichtungen aller Kerne einer Einheit (SVKE) und die dazugehörigen statistischen Parameter  $\alpha_{95}$  und K.  
 $\alpha_{95}$  ist der Fehlerkreis mit dem Radius  $\alpha_{95}$  um den Mittelwert, innerhalb dessen sich mit 95%iger Wahrscheinlichkeit der wahre Mittelwert befindet.  
 K ist ein Präzisionsparameter, der ein Maß für die Streuung angibt.

Tab. 1: Directions of magnetisation.

Profil	Anzahl der beprobten Einheiten	Anzahl der gemessenen Kerne	$\alpha_{95}$	K	DR/IR (SVKE)	mittl. Intensitäten A/m
Rihaniya	1	4	5.6	269	184/-55	$499 \times 10^{-2}$
	2	6	6.2	118	203/-51	$672 \times 10^{-2}$
	3	6	10.7	40	187/-49	$308 \times 10^{-2}$
	4	4	7.8	139	196/-32	$329 \times 10^{-2}$
Yiron	1	6	4.3	245	224/-27	$30 \times 10^{-1}$
	2	6	3.9	290	216/-48	$47 \times 10^{-1}$
	3	6	4.1	267	262/-45	$50 \times 10^{-1}$
	4	6	13.0	27	186/-14	$73 \times 10^{-1}$
	5	6	4.7	206	197/-32	$78 \times 10^{-1}$
Kibbuz Yiron	1	6	6.5	105	237/-51	$69 \times 10^{-1}$
	2	5	6.8	129	239/-43	$73 \times 10^{-1}$
	3	6	13.7	24	286/09	$256 \times 10^{-1}$

Tab. 2: Schwermineral-Gehalt von Schottern und einer Mure am Hang des Dishon-Kerbtals.

Tab. 2: Heavy mineral content in the Dishon valley.

Probe		Epidot-Gr.	Zirkon	Rutil	Turmalin	Pyroxen	Granat	Staurolith	Anatas	Opake
Mure	Lehm (gelb)	28	44	10	—	8	1	—	—	74
Mure	Lehm (rot)	18	44	22	1	15	—	—	—	55
Konglomerat		23	42	7	3	18	3	2	2	82

### 2.5. Spaltenfüllungen

Abgesehen von den beiden Basaltgängen kommt eine mit Calzit gefüllte 1 m breite Spalte am S-Hang des Yiron-Plateaus vor (Abb. 2). Nach einer Th/U-Datierung von Herrn HENNIG ist diese Füllung älter als 350 Ka. Vulkanische Komponenten wurden darin nicht gefunden. Die Füllung könnte damit älter sein als der Deckbasalt.

Am N-Hang der Baram-Platte sind nächst dem Talgrund nebeneinander zwei bis 3 m breite Spalten in Verlängerung des obengenannten Ganges und mit gleichem NNW-Streichen aufgeschlossen. Sie sind

infolge Nachbruch von oben mit Basaltbrocken und einigen bearbeiteten Flintstückchen gefüllt (Abb. 2). Damit ist deren Altersstellung als postbasaltisch erwiesen. Außerdem zeigt sich damit an, daß die Basaltdecke ursprünglich wesentlich weiter verbreitet war.

### 3. Morphogenese

Die Morphogenese des Gebietes wird durch die ursprüngliche Entwässerung zum Mittelmeer (NIR 1970), den Einbruch des Jordan-Grabens sowie die tektonischen Bewegungen im Bereich der Mulde von

Yiron bedingt. Überdies kommen vielleicht noch pleistazäne Klimaschwankungen hinzu.

Die Basalt-Decke taucht im Muldenbereich bereits etwas zum Jordan-Graben hin ab. Sicher aber ist, daß östlich Alma bereits ein Lavastrom in dieser Richtung geflossen ist. Auch der spärliche Kleinkies auf dem Plateau von Yiron deutet auf eine fluviatile Verlagerung von W nach E.

Deutlich zeichnet sich die weitere Einschneidung des Dishon und Avod durch die Anlage eines Hochtals ab. Östlich von Yiron liegt eine Sohle in 630 m NN mit generellem Absinken nach E. Seine Randzone ist wegen des allmählichen Anstieges nicht scharf begrenzt (Abb. 1).

Lediglich südlich vom Plateau von Baram wurde in gleicher Höhe ein Flint-Schotter mit einzelnen kleinen Basalt-Geröllen gefunden. Hier könnte es sich um eine der Quellen handeln, aus der das Flintmaterial für die jüngeren Artefakte stammt. Die wenigen Basalt-Gerölle am S-Rand des Baram-Plateaus (Abb. 3, Profil 7) weisen ebenso wie die spärlichen Pyroxene (Abb. 4) darauf hin, daß auf der Höhe von Baram-Yiron die einstige W-Grenze der Basalt-Decken gelegen hat.

Die weitere Entwicklung des Dishon- (und Avod)-Tales ist durch kerbenartige Eintiefung bis auf rd. 500 m NN in W gekennzeichnet. Sicherlich zeigt sich auch darin in erster Linie der Einfluß des Jordan-Grabens an.

Entlang dieses Talbereiches sind einige Terrassen-Reste vorhanden, so eine Konglomerat-Bank nördlich Alma in 500 m NN und nächst dem Talgrund ein Schotter mit zahlreichen Basalt-Geröllen. Auf der Gegenseite des Talgrundes liegt eine Mure, die ebenfalls Basaltbrocken führt. Wie Tab. 2 zeigt, fällt auch hier der Pyroxenanteil mit maximal 18% recht spärlich aus.

## 4. Die paläolithischen Funde

(von A. RONEN)

Die Lage der Paläolith-Funde ist in Abb. 6 dargestellt.

### 4.1. Pre-basalt Artifacts

Flint artifacts which predate the basalt flow were first discovered in February 1980, in a thick bed of red clay and gravel underlying the basalt on the eastern edge of the Yiron plateau (RONEN et al. 1980). The lithics, certainly of human origin, included cores, flakes and a few tools: a scraper, a bifacial point (?) and several retouched/utilised pieces. The small

assemblage reflects a low degree of standardisation, as already noticed (RONEN et al. 1980). In April 1981 several test pits were dug with a back-hoe, for stratigraphical studies, at the eastern edge of the Yiron basalt. The pits yielded additional artifacts from depths of 1.8–2.5 m below the basalt base, which we present here:

- A thin flake in mint condition, with unprepared butt (Fig. 7: 1).
- A thick flake, slightly weathered, with "utilisation" retouch. The butt was broken off, possibly by deliberate direct retouch (Fig. 7: 2).
- A thick flake in mint condition, with dihedral butt and alternative retouch. The distal part is broken (Fig. 7: 3).
- A thin flake in mint condition, with facted butt and "utilisation" retouch (Fig. 7: 4).

The pre-basalt industry in the Upper Galilee is just beginning to show up. More data has to be gathered before we can even argue on the presence/absence of handaxes her. But ample evidence is already at hand for the presence of humans in the Upper Galilee prior to the Brunhes-Matuyama boundary.

### 4.2. Post-basalt Industries

Some 15 Acheulian open air sites/concentrations are known in the Upper Galilee. All but three are located on top, and near the margins, of basalt flows (the plateaus of Baram, Yiron and Dalton, and the Avot zone). Three concentrations are slightly off the basalt margin, perhaps due to the weathering away of the basalt (Fig. 6, the map). The artifacts are made of flint, in spite of the local abundance of basalt and limestone. Among thousands of artifacts examined, only two basalt handaxes were noticed, both in a weathered condition (RONEN et al. 1974: Fig. 6).

The artifacts are spread on top and across the entire thickness of the brown soil which covers the basalt. Test pits revealed that soil thickness reached 2 m, and no stratigraphical differences could be distinguished in the industry. Hence, it may be concluded that the post-basalt industries are largely re-deposited.

All the concentrations except one include handaxes and belong without doubt to the Acheulian complex. The handaxes are composed mainly of Amygdaloids and rounded forms (Ovaloid and Discoidal). Cleavers are very few (RONEN et al. 1974). The flake industry is non-Levallois (1%–3.7%), unfaceted (14%–18.5%) and practically devoid of blades (0–4.3%). The dominant tool types are knives, both backed and natural, denticulates, grattoirs and borers, including a small variety of borers (OHEL 1986: 144).

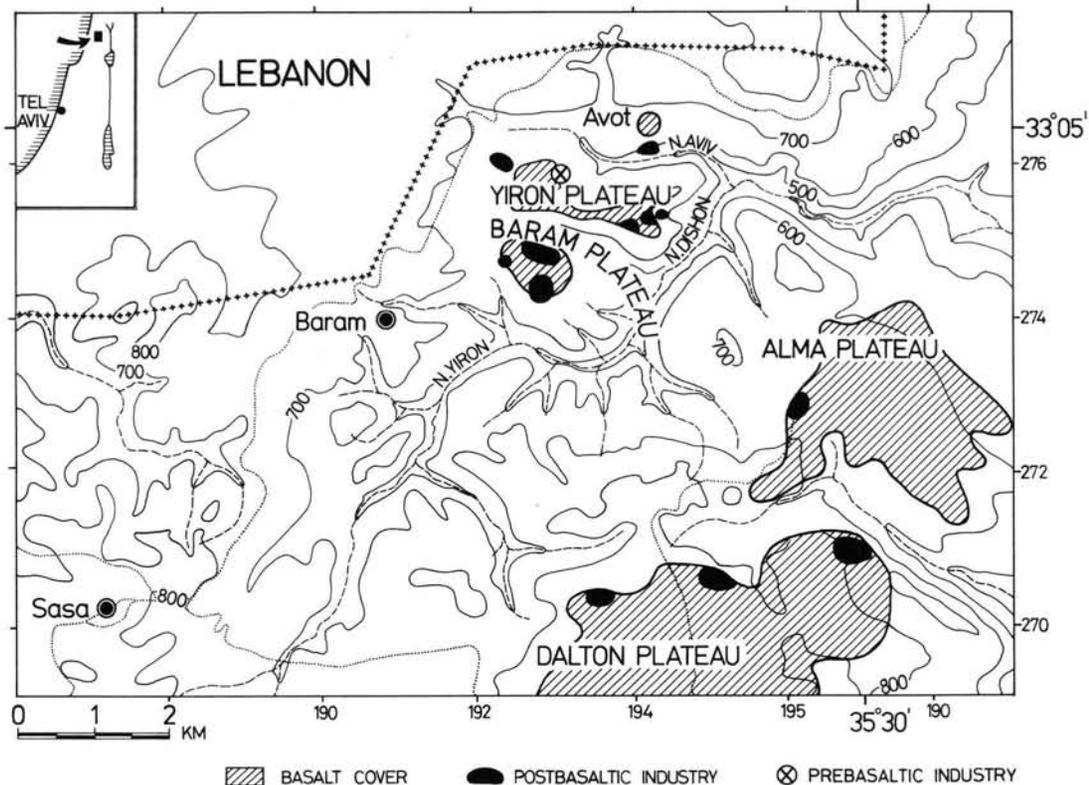


Abb. 6: Lage der größeren Artefakt-Konzentrationen in Ober-Galiläa (nach RONEN et al., 1974 und OHEL, 1986).

Fig. 6: Location of Major Lithic Concentrations in the Upper Galilee (after RONEN et al., 1974 and OHEL, 1986).

This Upper Galilee Acheulian differs from the other Acheulian occurrences known at present on the coastal plain (RONEN et al. 1974), on the Golan (GOREN 1979) or in the caves of Tabun and Umm-Qatafa. In our opinion, this originality may reflect a specific time bracket rather than a regional facies (the environmental conditions on the Golan are quite similar to those of Upper Galilee).

The single site/concentration which does not contain handaxes or other bifacial tools is the one at Avot (OHEL 1986; Site A 63). It is one of the assemblages which are found on limestone, not far from the edge of the basalt flow. The Avot assemblage is more "primitive" than the others, and like them, of a non-Levallois technique. Hence, it can not be considered of Middle Palaeolithic age. It may have been a workshop, contemporary with the Acheulian occurrences; but the absence even of unfinished bifaces is hard to explain. The hypotheses of „winter dwelling" (OHEL 1986) similarly does not explain the complete disappearance of bifaces. The Avot site may, in our opinion, be older than the other concentrations, perhaps pre-dating the basalt flow.

## 5. Stratigraphische Situation

Der Versuch mit von K/Ar-Daten den Deckbasalt zu datieren, schlug wegen dessen Anwitterung fehl. Mit Hilfe der Paläomagnetik konnte jedoch gezeigt werden, daß dieses Material revers magnetisiert ist, d. h. es liegt zeitlich vor der Brunhes/Matuyama-Grenze.

Die Bodensedimente von Yiron können damit ebenfalls in das frühe Pleistozän eingestuft werden und möglicherweise als Folge einer kaltzeitlichen Rhexistase im ältesten Pleistozän interpretiert werden.

Einen gewissen Datierungsansatz liefert ferner die am Grabenrand gelegene, rd. 40 km entfernte Station von Ubaidiya. Basaltschutt und die stabile Pyroxenführung lassen sich vom benachbarten Yarmouk-Deckbasalt ableiten (Abb. 4). Dieser Basalt wird um 600 bis 650 Ka eingestuft. Folglich sollte die Station Ubaidiya etwas jünger eingeordnet werden können als die in Yiron.

Aufgrund dieser Überlegung dürfte das präbasaltische Paläolithikum von Yiron neben Evron und Ubaidiya zu den ältesten Spuren des Menschen im Vorderen

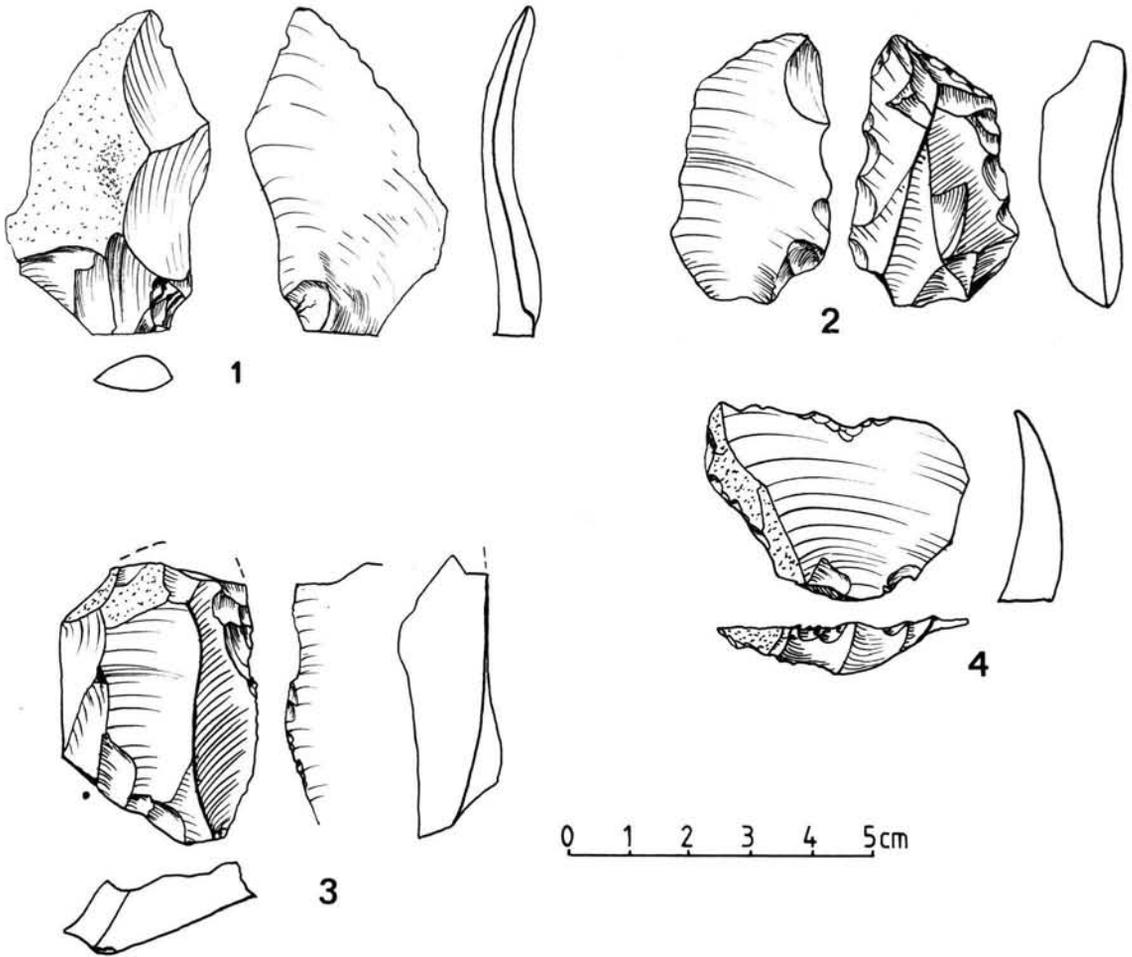


Abb. 7: Präbasaltische Flint-Artefakte bei Yiron.

Fig. 7: Prebasaltic flint artifacts beneath the Yiron basalt.

Orient gehören. Aber auch die postbasaltische Faustkeilkultur bei Yiron und Baram muß dann als relativ alt eingestuft werden, wenn die Beziehung zur Hochtal-Zone berechtigt ist (Abb. 6); denn erst danach ändert sich der Typ der Talbildung, der vom Jordan-Graben gesteuert werden konnte.

## 6. Schriftenverzeichnis

- BOENIGK, W., BRUNNACKER, K., TILLMANN, W. & RONEN, A. (1985): Die Äoliane in der nördlichen Küstenzone von Israel — Genese, Stratigraphie und Klimageschichte. — *Quartär*, 35/36: 113–140, 13 Abb., 3 Tab.; Erlangen.
- FLEXNER, A. (1964): Late Cretaceous palaeogeography of northern Israel and its significance for the Levant geology. — *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 10 (4): 293–316.
- GOREN, N. (1979): An Upper Acheulian industry from the Golan Heights. *Quartär*, 29/30: 105–121; Erlangen.
- GREENBERG, M. (1960): Mineralogy and Petrography of the Lower Cretaceous of Makhtesh Hathira. — Geol. Dept. Hebrew Univ., Jerusalem (Unpublished M. Sc. theses. In Hebrew).
- HOROWITZ, A. (1979): *The Quaternary of Israel*. — New York (Academic Press).

- ISKANDAR, E. (1985): Sedimentpetrographische Untersuchungen an Rotlehmen aus Obergaliläa und an Sedimenten der Unteren Serie der „Ubaidiya-Formation, Israel. — 66 S.; Geol. Inst. der Univ. zu Köln (unveröff. Diplomarbeit).
- NACHMIAS, J. (1969): Source rocks of the Saqiye Group sediments in the coastal plain of Israel — a heavy mineral study. — *Israel J. Earth Sci.*, **18**: 1–16; Jerusalem.
- NEEV, D. (1960): A pre-Neogene erosion channel in the Southern Coastal Plain of Israel. — *Bull. geol. Sur.*, **25**: 1–21; Jerusalem.
- NIR, A. (1970): *Geomorphology of Israel*. — Jerusalem (Academon).
- OHEL, M. Y. (1986): The Acheulean of the Yiron Plateau, Israel. — *BAR Intern.*, Series 307; Oxford.
- OPPENHEIM, M. J. (1962): The geology of the south-eastern Galilee lava fields. — *Bull. Res. Council Israel*, **11G**: 58–84; Jerusalem.
- RONEN, A., GILEAD, D., BRUDER, G. & MELLER, P. (1974): Notes on the Pleistocene Geology and Prehistory of the Central Dishon Valley, Upper Galilee, Israel. — *Quartär*, **25**: 13–23; Erlangen.
- RONEN, A., INBAR, M., KLEIN, M. & BRUNNACKER, K. (1980): Artifact-bearing gravels beneath the Yiron basalt. — *Israel J. Earth Sciences*, **29**: 221–226, 6 Abb.; Jerusalem.
- VROMAN, A. (1944): The petrology of sandy sediments of Palestine. — *Bull. Geol. Dept., Heb. Univ.* **5**; Jerusalem.
- ZOHARY, A. (1959): In HOROWITZ, A. (1979): *The Quaternary of Israel*. — New York (Academic Press).

Manuskript eingegangen am 5. 7. 1988.

## Verbreitung, Typ und Alter der maximalen Vergletscherung der Südvogesen zwischen Bruyères und Epinal

GERD WENZENS \*)

Pleistocene, glaciation, Mindel Glaciation, Riss Glaciation, Würm Glaciation,  
ice-marginal features, sections, erratics, moraines, glaciofluvial sediments, paleosols, geomorphology  
France, Vosges Mountains

**Kurzfassung:** Die weiteste Ausdehnung der maximalen Vergletscherung zwischen Bruyères und Epinal ist äußerst umstritten. Während sie nach RAHM (1970: Karte 1) und HANTKE (1978: Karte 2) in diesem Raum in Form einer Kappenvereisung bis an den Fuß des Horstes von Epinal gereicht haben soll, gehen SERET (1980: Fig. 1) und FLAGEOLLET (1988: Abb. 7) von einer wesentlich geringeren Vergletscherung aus: Nach ihren Auffassungen stirnte der Vologne-Gletscher nördlich von Granges-sur-Vologne (Abb. 1).

Verschiedene Geländebefunde und Berechnungen der Eismächtigkeit weisen demgegenüber auf eine insgesamt wesentlich größere Ausdehnung der maximalen Vergletscherung hin. Zwischen dem Moseldurchbruch und Bruyères stimmte die nördliche Grenze in etwa mit dem von RAHM und HANTKE angenommenen Verlauf überein. Im Gegensatz zu RAHM und HANTKE, die ein rißzeitliches Alter der Vergletscherung postulieren, stellt der Verfasser diesen Vorstoß aufgrund des Verwitterungsgrades der Deckschichten und der noch wenigen erhaltenen Erratika in die Mindel-Kaltzeit.

### [Range, Type and Age of the Maximum Glaciation in the Southern Vosges between Bruyères and Epinal]

**Abstract:** The widest range of the maximum glaciation between Bruyères and Epinal is very controversial. Following RAHM (1970: map 1) and HANTKE (1978: map 2) it was an ice cap, reaching just to the horst of Epinal. On the other hand SERET (1980: map 1) and FLAGEOLLET (1988: map 7) postulate a smaller range of the ice. From their point of view the Vologne glacier only advanced to the north of Granges-sur-Vologne (see map 1).

A lot of facts resulting from field studies and calculations of ice thickness point to a much wider range of the maximum glaciation. Between the Mosel gap and Bruyères the northern limit is nearly identical with the one that RAHM and HANTKE mapped. In contrast to RAHM and HANTKE, who dates the

maximum glaciation as rissian, the author postulates its mindel age because of the high grade of weathering of the cover and the rareness of erratic blocks.

### [Extension, type et age de la glaciation maximale des Vosges sud entre Bruyères et Epinal]

**Résumé:** La plus grande extension de la glaciation maximale entre Bruyères et Epinal est discutée controversement. Suivant RAHM (1970: Fig. 1) et HANTKE (1978: Fig. 2) elle s'élargit en forme d'une calotte glaciaire jusqu'au pied de l'horst d'Epinal. En opposition, SERET (1980: Fig. 1) et FLAGEOLLET (1988: Fig. 7) supposent une extension beaucoup moins large de la glace: selon leur conception le glacier de la Vologne avançait jusqu'au nord de Granges-sur-Vologne (voir carte 1).

Divers résultats d'investigations du terrain et de calculations concernant l'épaisseur de la glace indiquent une extension beaucoup plus vaste de la glaciation maximale. Entre la cluse de la Moselle et Bruyères la limite nord coïncide avec celle que RAHM et HANTKE avaient marquée. RAHM et HANTKE donnent un âge Rissien à la glaciation maximale. L'auteur au contraire, se référant au degré d'altération des couches de couverture et à la quantité restreinte des blocs erratiques, date cette avance glaciaire comme Mindélien.

## 1. Einleitung

### 1.1. Das Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet (Abb. 1) nimmt den nordwestlichen Teil der Südvogesen ein, der geologisch durch den stark zerlappten Übergang vom Grund zum mesozoischen Deckgebirge gekennzeichnet ist. Orographisch erfolgt ein allmählicher Abfall der ca. 600—700 m hohen Kristallinrücken zu den meist 400—600 m hohen Buntsandsteinflächen. Ausnahmen bilden die aus Buntsandstein aufgebauten Inselberge Spiemont (809 m ü. M.) und l'Ormont (827 m ü. M.), die ihre Umgebung um 100 m überragen.

\*) Anschrift des Autors: Prof. Dr. G. WENZENS, Geographisches Institut der Universität Düsseldorf, Universitätsstraße 1, D — 4000 Düsseldorf 1.

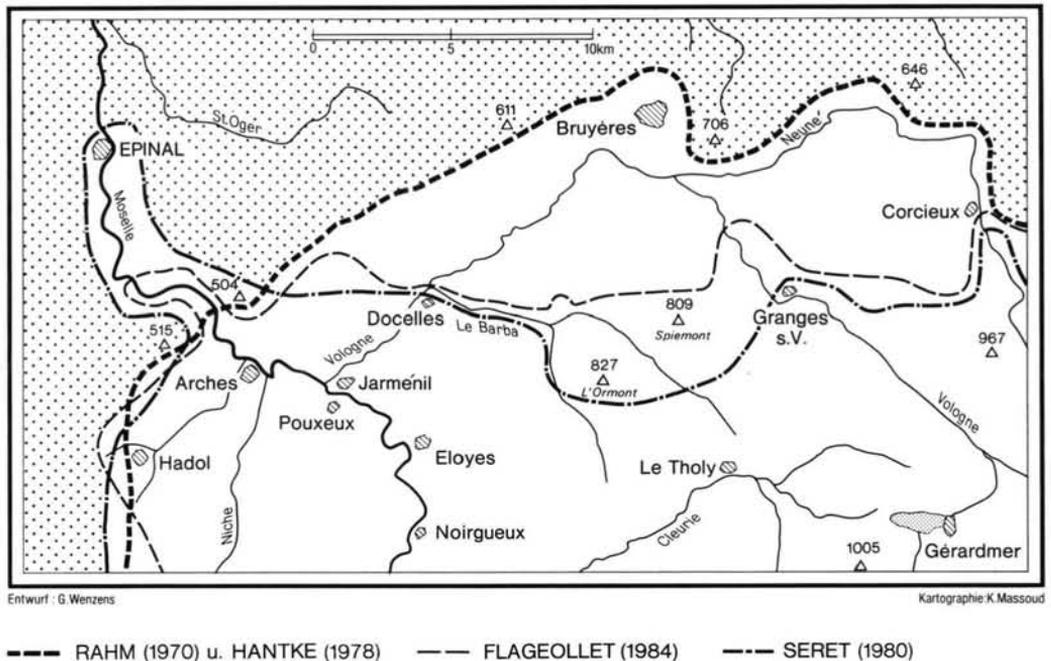


Abb. 1: Grenzen der maximalen Vergletscherung nach

Fig. 1: Limites de la glaciation maximale suivant

RAHM (1970) und HANTKE (1978), SERET (1980), FLAGEOLLET (1984).

Im N erheben sich noch einmal die bewaldeten Rücken des SW-NE-streichenden Horstes von Epinal auf stellenweise über 500 m (nordwestlich von Archers 515 m ü. M., westlich von Bruyères 611 m ü. M.). Die Mosel durchbricht diesen Höhenzug nördlich Archers mit einem bis 340 m ü. M. eingetieften Engtal. Wichtigster Zufluß ist die Vologne, die sich zwischen Bruyères und ihrer Mündung in einem Abstand von 2,5 bis 4 km parallel zum Horst von Epinal eingeschnitten hat. Angelegt wurde dieser Talabschnitt allerdings von der Neunée, denn bis zum Ende der Würmeiszeit bildete das Cleurietal den Unterlauf der Vologne (WENZENS 1987: 80).

## 1.2. Stand der Forschung zur Problematik der Vergletscherung im Untersuchungsgebiet

In den letzten Jahren haben HANTKE (1978: Karte 2), SERET (1980: Fig. 1) und FLAGEOLLET (1984: Fig. 1, 1988: Abb. 7) Karten zur Vergletscherung der Süd-vogesen vorgelegt. HANTKE gliedert zwei Hauptvereisungen aus, wobei die Rißkaltzeit als die älteste Vergletscherung in Form einer Kappenvereisung das gesamte Untersuchungsgebiet zwischen Bruyères und dem Moseldurchbruch des Horstes von Epinal einnimmt (Abb. 1). Die Darstellungen von SERET und

FLAGEOLLET unterscheiden sich von dieser Interpretation sowohl in bezug auf die Zahl als auch auf die maximale Ausdehnung der Vereisungen. Sie gehen von insgesamt drei Hauptvergletscherungen aus und differenzieren zwischen einer älteren Plateauvergletscherung und zwei Talvergletscherungen. Während jedoch nach SERET (Abb. 2) die beiden Talvergletscherungen nur geringfügige Abweichungen bezüglich der jeweiligen Ausdehnung aufweisen und deutlich kleinere Flächen einnehmen, reichen bei FLAGEOLLET (Abb. 3) die Talgletscher der mittleren Vereisung verschiedentlich fast bis an die äußere Grenze der Plateauvergletscherung heran. Eine Ausnahme bildet bei beiden Autoren das Moseltal, in dem der Abstand zwischen ältester Plateau- und mittlerer Talvergletscherung 10–12 km beträgt.

Auf der geologischen Karte Bruyères wird im wesentlichen die von FLAGEOLLET vertretene Auffassung übernommen und ebenfalls zwischen den beiden Talvergletscherungen Würm und Riß sowie der mindelzeitlichen Kappenvereisung unterschieden. Auch SERET (1966: Fig. 72) hatte zunächst die drei Vergletscherungsphasen mit Würm, Riß und Mindel parallelisiert, jedoch später (1980: Fig. 1) aufgrund der Auswertung des Pollenprofils von Grande Pile durch WOILLARD (1978) nur noch zwischen einer älteren,

mittleren und jüngeren Vereisung differenziert, wobei er dann (1985: 19) eine Gleichsetzung der älteren mit der Saale-, der mittleren mit der älteren Weichsel- und der jüngeren mit der jüngeren Weichselvereisung für wahrscheinlich hielt.

Zu diesen stratigraphischen Fragen hat zuletzt FLAGEOLLET (1988: 31f.) Stellung genommen und überzeugende Gründe für die Beibehaltung der alpinen Nomenklatur angeführt.

### 1.3. Methoden und Ziele

Im folgenden soll nun versucht werden, den maximalen Eisvorstoß zwischen Epinal und Bruyères zu erfassen, d. h. den Raum zwischen der ältesten und der

mittleren Vereisung anhand verschiedener Kriterien zu analysieren.

Die unterschiedlichen Abgrenzungen der mittleren Vergletscherung in den Karten von SERET (Abb. 2) und FLAGEOLLET (Abb. 3) deuten die Schwierigkeiten dieses Unterfangens bereits an. Anhand von Endmoränenresten im Mosel- und Barbatatal konnten die weitesten Vorstöße dieser Talgletscher während der mittleren Vereisung festgestellt werden. Jenseits dieser Vorkommen treten kaum noch eindeutig ansprechbare Glazialformen auf. Das Ausmaß der ältesten Vergletscherung kann daher vor allem durch den Nachweis von Erratika rekonstruiert werden. Hierbei handelt es sich i. w. um paläozoische Gesteine (diverse Granitvarietäten, Gneise usw.), die dem Buntsandstein aufliegen. Während solche Findlinge

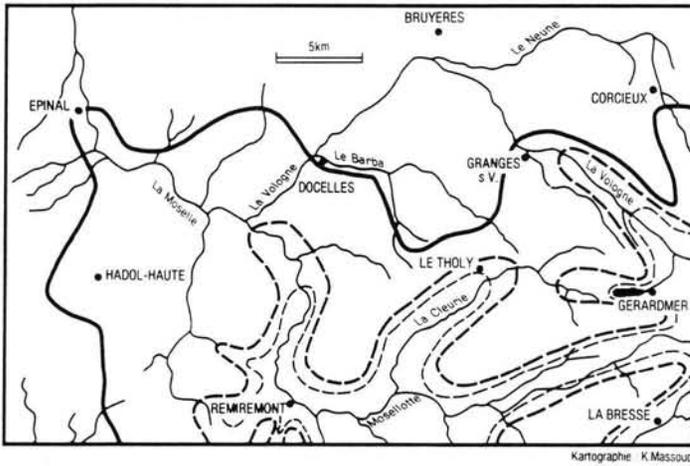


Abb. 2:  
Grenzen der Vereisungen  
nach SERET (1980: Fig. 1)

Fig. 2:  
Limites des glaciations  
suivant SERET (1980: Fig. 1)

	1966	1980	1985
—	Mindel	Ältere Saale	
- - -	Riß	Mittlere	Ältere Weichsel
· · · · ·	Würm	Jüngere	Jüngere Weichsel

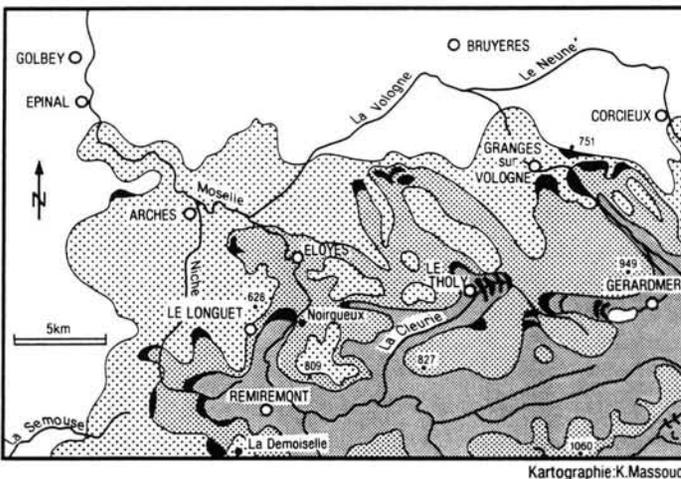


Abb. 3:  
Grenzen der Vereisungen  
nach FLAGEOLLET (1984: Fig. 1)

Fig. 3:  
Limites des glaciations  
suivant FLAGEOLLET (1984: Fig. 1)

[Stippled area]	ältere Vereisung(en)/ glaciation(s) ancienne(s)
[Dotted area]	Riß
[Solid grey area]	Würm
[Solid line]	Endmoräne/ moraine frontale

Kartographie: K. Massoud

im Moselbereich häufig eine Längsachse von über einem Meter aufweisen, sind die Kristallingeschiebe im östlichen Untersuchungsgebiet im allgemeinen wesentlich kleiner. Die Funde beschränken sich allerdings keineswegs nur auf einzelne Geschiebe an der Oberfläche, sondern treten auch in Anschnitten von Baugruben und im Wurzelwerk umgestürzter Bäume auf, so daß zumindest in den beiden letzten Fällen anthropogene Einflüsse weitgehend ausgeschlossen werden können. Unabhängig davon ist sich der Verfasser bewußt, daß das Auftreten einzelner Geschiebe recht unterschiedliche Interpretationen zuläßt (vgl. SCHREINER 1986).

Es wurde daher versucht, mit Hilfe hochgelegener Erratika (Großblöcke über 0,75 m Längsachse) die Eismächtigkeit in benachbarten Tälern zu rekonstruieren und so eine Vorstellung von der maximalen Ausdehnung der Gletscher zu gewinnen.

Ein weiteres Ziel der Arbeit ist es, die Frage nach dem Alter der maximalen und mittleren Vergletscherung zu klären, d. h. Anhaltspunkte dafür zu finden, ob die älteste Vereisung der Mindel- und die mittlere der Riß-Kaltzeit zugeordnet werden kann. Dies soll zunächst für das Gebiet des Moseltales untersucht werden. Anschließend wird der Raum nördlich der Linie Docelles-Granges s. V. auf Belege für die Zahl der Vergletscherungen hin überprüft.

## 2. Glaziale und fluvioglaziale Ablagerungen im Bereich des Moseltales

### 2.1. Alter und Lage des Vergletscherungsrandes der mittleren Vereisung

Nach übereinstimmender Auffassung von SERET (Abb. 2) und FLAGEOLLET (Abb. 3) stirnte der Moselgletscher während der mittleren Vereisung auf der Höhe von Jarménil und Pouxoux und hinterließ hier in 420–450 m Höhe Endmoränenbögen. Die korrelaten proglazialen Ablagerungen sind in der 1,5 km entfernten Kiesgrube Les Côtes auf der rechten Moselseite angeschnitten (Abb. 4). Die Kiesgrube befindet sich am Rande einer Verebnung, die von 397–408 m ü. M. nach N auf 385 m ü. M. abfällt.

Die insgesamt 20 m mächtigen glazifluvialen Sedimente lassen sich in drei Ablagerungszyklen gliedern, die sich durch die Intensität der Schichtung und Sortierung sowie durch die variable Dominanz von Grob- und Feinmaterial unterscheiden und so die jeweilige Fließdynamik der Schmelzwässer widerspiegeln (vgl. VASKOU 1984: 100f.).

Das hangende Paket zeichnet sich durch den größeren Anteil von Grobblöcken sowie fehlende Schichtung

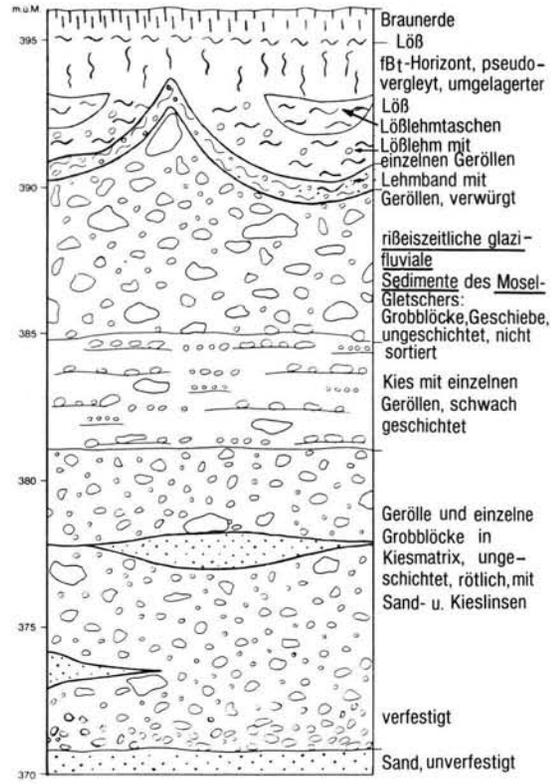


Abb. 4: Aufschluß Les Côtes (östlich Archettes): rißzeitliche glazifluviale Sedimente des Mosel-Gletschers und ihre Deckschichten.

Fig. 4: Coupe Les Côtes (à l'est d'Archettes): sédiments glaciofluviaux du glacier Rissien de la Moselle et leurs couches de couverture.

und Sortierung aus. Die oberen 5–8 m sind stark krypturbar gestört, wobei die Schotter mit der aufliegenden Lößlehmdecke verwürgt sind. Der solifluidal umgelagerte Löß schließt mit einem nicht mehr verwürgten, ca. 60 cm mächtigen B<sub>1</sub>-Horizont ab, der durch eine nachfolgende Pseudovergleyung überprägt worden ist. Überlagert wird dieser Komplex von einer weiteren ca. 50 cm mächtigen Lößdecke, auf der sich eine Braunerde entwickelt hat.

Die Intensität des B<sub>1</sub>-Horizontes legt eine interglaziale Entstehung nahe. Nach der anschließenden Pseudovergleyung wurde der A-Horizont gekappt und eine weitere Lößlehmdecke sedimentiert. Stellt man beide Vorgänge in das Würmglazial, so ergibt sich für den liegenden Bodenkomplex ein eemzeitliches Alter. Die Krypturbationen einschließlich der Sedimentation der unteren Lößlehmdecke fallen demnach in die ausgehende Rißvereisung, so daß die liegenden glazifluvialen Sedimente dem maximalen Rißvorstoß zuzuordnen sind.

## 2.2. Alter und Lage des Vergletscherungsrandes der maximalen Vereisung

Nördlich der rißeiszeitlichen Vergletscherungsgrenze treten als Zeugen einer weiteren Vereisung vorwiegend Erratika aus paläozoischem Material auf (Abb. 6). Sie setzen unmittelbar östlich und westlich des rißeiszeitlichen Endmoränenbogens von Pouxieux ein. Der aus Buntsandstein bestehende Bois des Grandes Haies steigt auf über 600 m Höhe an. Hier befinden sich auf oder nahe den höchsten Kuppen kristalline Erratika weit oberhalb von 450 m Höhe, bis wohin der rißeiszeitliche Gletscherlobus gereicht hatte.

Nach N fällt das Gelände im Forêt Domaniale de Tanières auf 400—440 m ab, auf dem ebenfalls vereinzelte Granit- und Gneisgeschiebe erhalten sind. Weiter nördlich erhebt sich der Horst von Epinal, der am Rande des Moseldurchbruchs über 500 m ü. M. erreicht. FLAGEOLLET (1988: 20) nimmt an, daß die Eismassen der maximalen Vergletscherung die Kammlinie nicht mehr erreicht haben. Offensichtlich ist es jedoch im Bereich des schmalen Durchbruchstailes zu einem Eisstau gekommen, denn auf der höchsten Erhebung, dem 515 m hohen Haut du Mont, befinden sich einzelne Erratika. Sie belegen für das 2 km entfernte Moseltal eine Eismächtigkeit von mehr als 100 m. Das Eis hat demnach in breiter Front den Horst überschritten, ein Gletscherende im 5 km entfernten Stadtgebiet von Epinal ist daher durchaus wahrscheinlich. Morphologische Hinweise auf den damaligen Gletscherrand sind jedoch wegen der dichten Bebauung nicht mehr zu erkennen. Nach SERET (1966: 402f.) soll dort früher in ca. 350 m Höhe kurzfristig Moräne aufgeschlossen gewesen sein.

Nördlich des Horstes von Epinal fällt das Gelände deutlich unter 400 m ab, und die flachwellige Oberfläche wird von einer 370—380 m hohen Verebnung beherrscht. Westlich der Mosel setzt sie auf der Höhe von Epinal ein und erstreckt sich auf über 8 km im Rücken des Forêt Domaniale de Souche Thaon. Östlich der Mosel ist das Relief durch das Einschneiden des St. Oger stärker in einzelne Rücken aufgelöst, doch das 370—380 m-Niveau ist auch hier in Resten (z. B. Fort de Dogneville, Fort de Longchamp, zwischen Longchamp und Deyvillers) erhalten. FLAGEOLLET (1988: 20) interpretiert die in nur wenigen Anschnitten freigelegten Schotter als fluvioglaziale Ablagerungen, „die der ältesten Vereisung oder den ältesten Vereisungen“ zuzuordnen sind. Gegen eine solche Deutung spricht sowohl die immense flächenhafte Ausdehnung als auch die konstante Höhenlage des Niveaus. Nach BONNEFONT (1986: 71f.) handelt es sich vielmehr aufgrund der intensiven Verwitterung und weiten Verbreitung der Schotter — sie treten

u. a. in ähnlicher Höhenlage auch längs der Mortagne auf — um „piedmonts villafranchiens“. Aus den morphologischen Gegebenheiten läßt sich ableiten, daß die 370—380 m-Fläche eine pliozäne bis altpleistozäne Moselterrasse ist, in die sich der Fluß bis zum maximalen Eisvorstoß bei Epinal auf ca. 320 m eingetieft hat.

Bei Golbey, 4 km nördlich des Stadtzentrums von Epinal, sind in ca. 335 m Höhe in einer Reihe von Kiesgruben glazifluviale Ablagerungen angeschnitten, die von SERET (1966: 439f.) als proglaziale Sedimente der maximalen Vergletscherung gedeutet werden. Nach FLAGEOLLET (1988: Abb. 2) handelt es sich um fluvioglaziale Schotter der Rißvereisung.

Im Sommer 1988 konnte bei Rang du Xay folgendes Profil (Abb. 5) aufgenommen werden: Die glazifluvialen Sedimente setzen sich aus einer wechselnden Folge von Geröll-, Kies- und Sandschichten in einer rötlichen Matrix zusammen. In diese Sedimente ist eine flache Delle eingeschnitten. Die glazifluvialen Sedimente schließen mit einem 40—50 cm mächtigen Auelehm ab, der intensiv verwittert ist. Einzelne Granit- und Gneisgerölle sind stark zersetzt. Der Schluffgehalt des  $B_v$ -Horizontes beträgt 73 %, der Tongehalt 18 %. Es folgt ein 30—40 cm mächtiger  $B_t$ -Horizont, dessen Basis in den liegenden Auelehmboden eingewürgt ist. Die hangenden Partien sind stark verdichtet und durch eine kräftige Pseudovergleyung überprägt worden. Den Abschluß bildet ein 50—60 cm mächtiger Löß, auf dem sich eine Braunerde entwickelt hat.

Interpretiert man sowohl den gekappten Auelehmboden als auch den folgenden kryoturbar eingewürgten  $B_t$ -Horizont mit der aufliegenden Pseudovergleyung als interglaziale Bodenbildungen, so scheint m. E. ein mindelzeitliches Alter der liegenden glazifluvialen Ablagerungen als höchstwahrscheinlich.

CAILLIER (1977) hat in dem Boden, der den Schotterkomplex abschließt, Holzreste gefunden und aufgrund deren  $^{14}C$ -Alter von über 40.000 Jahren die Bodenbildung ins Brörup-Interstadial, später jedoch, aufgrund der intensiven Ausbildung, ins Eem gestellt (zit. nach FLAGEOLLET 1984: 185). Nimmt man allerdings für die Genese der Parabraunerde und der anschließenden Pseudovergleyung des hangenden Lößpaketes ebenfalls interglaziale Klimabedingungen an, so muß der liegende Schotterkomplex ins Mindelglazial gestellt werden, so daß sich die in Tab. 1 dargestellte Chronologie ergibt.

Vergleicht man die großflächig erhaltenen Relikte glazialer und glazifluvialer Formen und Sedimente der mittleren Vereisung mit den nur wenigen Vorkommen glazialer Sedimente und Erratika der ältesten Vereisung, so muß zwischen beiden Vergletsche-

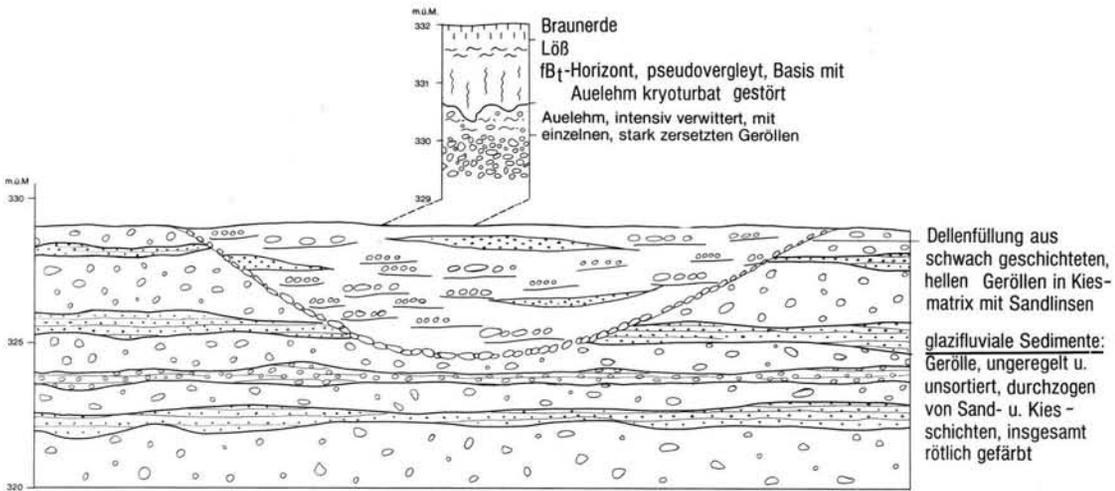


Abb. 5: Aufschluß Golbey: mindeleiszeitliche glazifluviale Sedimente und ihre Deckschichten.

Fig. 5: Coupe Golbey: sédiments glaciofluviaux du Mindelien et leurs couches de couverture.

Tab. 1: Zeitliche Gliederung der Morphodynamik und Bodenbildung im Aufschluß Golbey

Prozesse	Alter
Braunerdebildung	rezent
Lößablagerung Kappung des Bodenkomplexes	Würm-Kaltzeit
Parabraunerdebildung und Pseudovergleyung	Riß-Würm- Interglazial
Lößablagerung und Kryoturbation Kappung des Auelehmbodens	Riß-Kaltzeit
Intensive Verwitterung des Auelehms	Mindel-Riß- Interglazial
Sedimentation des Auelehms Rinnenbildung und Füllung Ablagerung der glazifluvialen Sedimente	Mindel-Kaltzeit

rungen eine lange Zeit der Verwitterung und Abtragung geherrscht haben, d. h. die Zuordnung dieser Ablagerungen zu zwei verschiedenen Glazialen und nicht zu zwei Stadien einer Kaltzeit ist gerechtfertigt. Aufgrund der Zahl der interglazialen Bodenbildungen muß die älteste Vergletscherung mindestens ins Mindel, die mittlere mindestens ins Riß gestellt werden. Es ist davon auszugehen, daß auch die älteste Vergletscherung durch mehrere Vorstoßphasen gekennzeichnet war, diese sich jedoch aus den wenigen Relikten glazialer und fluvioglazialer Ablagerungen kaum noch rekonstruieren lassen.

### 3. Glaziale und fluvioglaziale Formen und Ablagerungen im östlichen Untersuchungsgebiet

#### 3.1. Die räumliche Ausdehnung der rißeiszeitlichen Vergletscherung

Während für das Moseltal noch weitgehende Übereinstimmung der verschiedenen Bearbeiter in bezug auf die Lage der Endmoränen der ältesten und mittleren Vergletscherung besteht, gehen die Auffassungen über den jeweils maximalen Eisrand während der Mindel- und Rißvereisung im östlichen Untersuchungsgebiet weit auseinander. So reichen nach FLAGEOLLET (s. Abb. 3) östlich Docelles die rißeiszeitlichen Endmoränen fast bis an den mindeleiszeitlichen Gletscherrand heran, während nach SERET (s. Abb. 2) dieser Raum nur von der ältesten Vergletscherung erfaßt wurde und die mittlere Vereisung nicht über das Cleurietal hinaus kam. Daher sollen zunächst für diesen Raum morphologische Kriterien zur Ermittlung der rißeiszeitlichen Vergletscherungsgrenze zusammengestellt werden.

Im Mündungsbereich des Barba in die Vologne lassen mehrere Aufschlüsse Aussagen über das Ausmaß der Vergletscherung in diesem Raum während der Rißvereisung zu (Abb. 6). Die Endmoräne des Barbagletschers befindet sich knapp 3 km vor der Mündung des Barba in die Vologne und zeigt eine Eismächtigkeit bis zur 440 m-Isohypse an. Vorgelagert sind glazifluviale Sedimente, die teilweise auf der stark verfestigten mindeleiszeitlichen Grundmoräne liegen und bis in 418 m Höhe reichen. Die ca. 13 m mächtigen Ablagerungen sind schwach geschichtet und

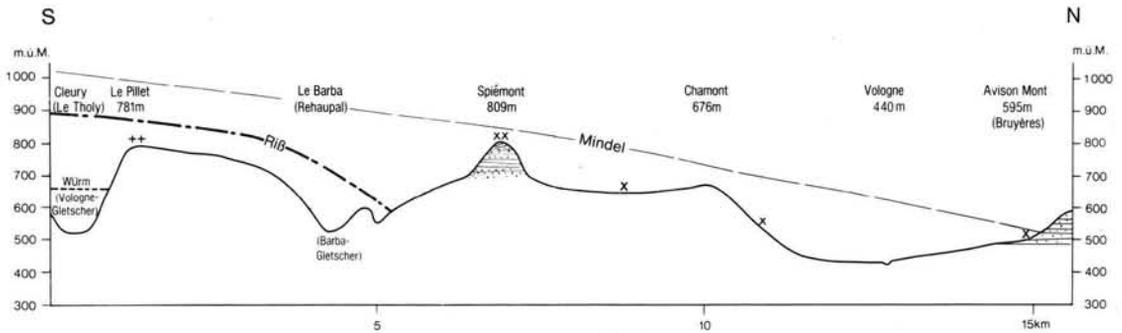
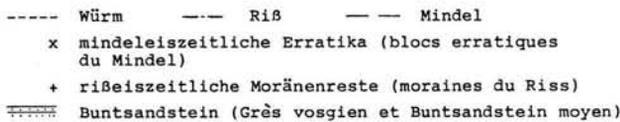


Abb. 6: Süd-Nord Höhenprofil zwischen Le Tholy und Bruyères mit Angabe der würm-, riß- und mindelzeitlichen Gletscherobergrenzen.

Fig. 6: Profil d'altitude du sud au nord entre Le Tholy et Bruyères avec hauteurs des glaciers du Würm, Riß et Mindel.



sortiert und zeichnen sich durch eine lagenweise auftretende Eisenverfärbung aus.

Im Volognetal fehlen entsprechende Aufschlüsse, um den weitesten rißeiszeitlichen Vorstoß zu bestimmen. Der Formenschatz selbst läßt eine eindeutige Ansprache kaum zu, so daß die Lage der Endmoräne nur durch vergleichende Schlüsse eingegrenzt werden kann. Auf jeden Fall ist das rißeiszeitliche Gletscherende aufgrund der Talweitung nördlich von Granges s. V. anzusetzen.

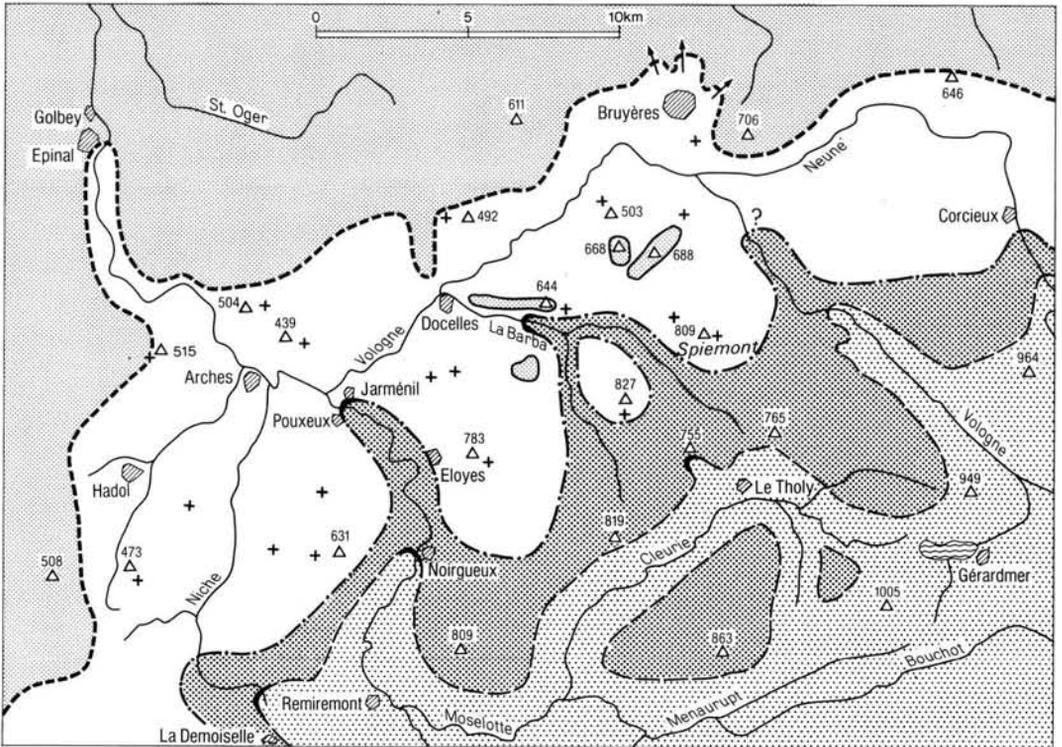
### 3.2. Die Lage des Vergletscherungsrandes während der Mindelvereisung — abgeleitet aus Erratika-Funden und der rekonstruierten Eismächtigkeit

Über das Ausmaß der ältesten Vergletscherung im östlichen Untersuchungsgebiet (Abb. 1) bestehen bei den einzelnen Autoren erhebliche Meinungsunterschiede. Während HANTKE (1978: Karte 2) und RAHM (1970: Karte 1) den Gletscherendrand bis nördlich von Bruyères reichen lassen, soll nach den Auffassungen von FLAGEOLLET (1984) der Eisrand 7 km, nach SERET (1966) sogar 12 km weiter südlich gelegen haben, d. h. der Raum Bruyères wäre demnach stets unvergletschert gewesen.

Im östlichen Untersuchungsgebiet ist die Funddichte außerhalb der rißeiszeitlichen Vergletscherung zwar relativ gering und die Längsachse der Kristallinblöcke

beträgt oft weniger als einen Meter. Trotzdem ergeben sich aufgrund der Erratikaverbreitung aber Hinweise auf die Existenz mindestens einer weiteren Vereisung (Abb. 7).

Ein S—N-Profil (Abb. 7) mit der Lage der gesicherten Erratika zeigt, daß eine geschlossene Eiskappe den Raum bis Bruyères während der Mindelzeit überzogen hatte. Einen wichtigen Zeugen dieser Vergletscherung bildet der 809 m hohe aus Buntsandstein aufgebaute Inselberg Spiémont, der einem ca. 700 m hohen Rücken aufsitzt. Nach SERET (Abb. 1) befindet er sich außerhalb, nach FLAGEOLLET unmittelbar am Rand der maximalen Vergletscherung. Auf der Kuppe liegen mehrere bis zu  $2,5 \times 3,0$  m große Findlinge aus verschiedenen Granitvarietäten. Es ergibt sich somit bei der Herkunft der Eismassen aus dem E bzw. SE eine Eismächtigkeit, die bezogen auf das nur 3 km entfernte Volognetal 300 m betragen haben muß. Der Gletscher im Volognetal war demnach ausreichend mächtig, um selbst bei deutlichem Abflachen über Bruyères hinaus bis an den ca. 500 m hohen Fuß des Horstes von Epinal vorzustoßen. Hiermit steht die niedrige Höhe der Wasserscheide zwischen Vologne und Mortagne im Einklang. Während sie sonst auf dem über 550 m hohen Bergrücken des Forêt de Faite verläuft, sind nördlich von Bruyères beide Flußsysteme nur durch flache Pässe verbunden. Es ist naheliegend, die Entwässerung dieses Raumes auf einen in ca. 500 m Höhe ausapernden Gletscherlobus zurückzuführen, dessen Schmelzwässer zum Teil nach N



Entwurf : G.Wenzens

Kartographie : K.Massoud

Abb. 7: Ausdehnung der Vergletscherungen in den nördlichen Südvogesen.

Fig. 6: Extension des glaciations quaternaires dans la région des Vosges sud.



abgegangen sind und dadurch die Wasserscheide auf das heutige Niveau erniedrigt haben. Auch ist eine pliozäne bis altquartäre S—N Entwässerung der heutigen Vologne zum Mortagne-System sehr wahrscheinlich (BONNEFONT (1986: 74). Das nahezu rechtwinklige Abbiegen des Vologne-Tales südlich von Broyères könnte daher gut mit dem Abbiegen des mindelzeitlichen Gletschers in Verbindung stehen; der Unterlauf der Vologne wäre somit mindelzeitlichen Alters.

Da sich die höchsten Erratikavorkommen im Raum Broyères in 500 m Höhe befinden, ergibt sich eine Eismächtigkeit von mindestens 70 m. Die Eismassen sind von Broyères aus dem Gefälle folgend nach SW abgeflossen. Aus den am weitesten nördlich vorkom-

menden Granit- und Gneisgeschieben läßt sich von Broyères bis Le Roulier ein Absinken der Gletscheroberfläche von über 500 m ü. M. auf unter 500 m ü. M. ableiten. So befindet sich 750 m nordwestlich von Le Roulier in 480 m Höhe ein 80 cm großer Granitblock, dessen Größe auf einen glazialen Transport schließen läßt. Dies würde bedeuten, daß der 515 m hohe N—S-verlaufende Rücken Bois de la Meule nördlich Docelles die Eismassen des Moselgletschers von denen des Volognegletschers getrennt hat. Da auch auf den über 600 m hohen Rücken Bois de Malenru (688 m. ü. M.), Steaumont (668 m. ü. M.) und Bois de l'Encerf (644 m. ü. M.) keine Erratika gefunden wurden, ist anzunehmen, daß sie als Nunatakker aus der sonst geschlossenen Eiskappe herausragt haben.

### 3.3. Eismächtigkeiten, Schneegrenzhöhen und Vergletscherungstypen in den nördlichen Südvogesen

Im Gegensatz zum Südschwarzwald, der aufgrund seiner ausgedehnten Hochflächen in der Würm- und Rißkaltzeit von einer Kappenvereisung (RAHM 1970: Karte 2, SCHREINER 1985: 36) bedeckt war, deren Eismassen lediglich in den größeren Tälern zungenförmig vorstießen, geht man in den Vogesen wegen der intensiven Zerschneidung des gesamten Gebirgskörpers während der beiden jüngeren Vereisungsperioden von Talvergletscherungen aus. Dies trifft freilich nur für die Würmvereisung zu, wobei bezüglich der maximalen Vorstöße der einzelnen Talgletscher weitgehend Übereinstimmung herrscht. Über die Herkunft des Eises im unteren Cleurietal bestehen allerdings konträre Auffassungen. Nach SALOME (1968) und WENZENS (1987) vereinigten sich Vologne-, Mosel- und Moselottegletscher im ca. 400 m hohen Becken von Remiremont. Nach SERET (1966: 462f.) und FLAGEOLLET (1988: 22f.) wird der weiteste Volognevorstoß durch die Endmoränen westlich des Sees von Gérardmer bzw. durch den 4 km weiter westlich gelegenen Wall bei Bas Beillard markiert. Die glazialen Ablagerungen im unteren Cleurietal sollen nach beiden Autoren von einer Moselotte-Diffluenz-

zunge stammen, deren Eismassen am Gletscherende bei Le Tholy bis zur 650 m-Isohypse reichten. Falls sich eine Diffluenzzunge tatsächlich 10 km talaufwärts bewegt hätte, müßte am Zusammentreffen von Mosel- und Moselottegletscher die Eisoberfläche mindestens bis in ca. 750 m Höhe gereicht haben, damit die gestauten Eismassen bis nach Le Tholy abfließen konnten. Nach SERET (1966: Fig. 22) kann jedoch die Gletscherhöhe in diesem Raum nur bei maximal 580 m ü. M. gelegen haben, da der 586 m hohe Paß Fontaine de Kake vom Eis nicht mehr überschritten wurde. Diese niedrige Lage bestätigt auch der sich nördlich erstreckende Endmoränenbogen von La Demoiselle in ca. 550 m Höhe sowie der nur in 6 km Entfernung bei Noirgueux stürnende Moselgletscher (WENZENS 1987: 86).

Die Rekonstruktion der rißzeitlichen Vergletscherungsgrenze (Abb. 6) zeigt im Gegensatz zur jüngeren Talvergletscherung bereits die charakteristischen Merkmale einer Kappenvereisung, wie sie auch in der Mindeleiszeit ausgebildet war. Aufgrund des wesentlich größeren Nährgebietes konnte sich eine Eiskappe bilden, aus der lediglich der 827 m hohe Inselberg l'Ormont herausragte und einen Gletscherlobus teilte. Auch im Mosel- und Volognetal bildeten sich Gletscherzungen.

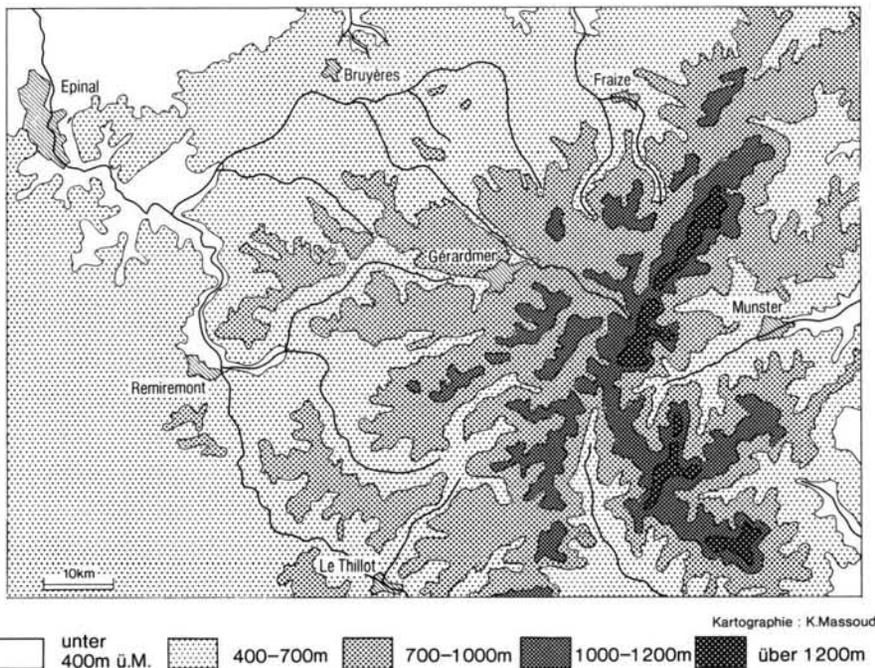


Abb. 8: Höhenschichtenkarte der Südvogesen.

Fig. 8: Carte des niveaux d'altitude des Vosges sud.

In allen Arbeiten zur maximalen Vergletscherung der Vogesen wird eine Kappenvereisung angenommen, wobei nur in den größeren Tälern einzelne Loben weiter vorstießen. Die Karten von SERET (Abb. 2) und FLAGEOLLET (Abb. 3) zeigen innerhalb des Untersuchungsgebietes eine äußerst asymmetrische Flächenzunahme von der jüngsten zur ältesten Vereisung. Während im Moseltal die jeweiligen Gletscherenden (Noirgueux bzw. Epinal) 22 km voneinander entfernt sind, sind es im Volognetal nur 8 km, wobei nach SERET an der rechten Talseite die Grenzen aller drei Vergletscherungsphasen sehr dicht beieinander liegen. Im Volognetal wäre demnach die Eismächtigkeit der mindelzeitlichen Kappenvereisung nur unwesentlich größer gewesen als die der würmeiszeitlichen Talvergletscherung.

Die vorgelegten Geländebefunde, die diesen Vorstellungen von SERET (1985) und FLAGEOLLET (1988) widersprechen, werden auch durch Berechnungen der Schneegrenzhöhen in den einzelnen Kaltzeiten bestätigt. Nach allgemeiner Auffassung lag die würmeiszeitliche Schneegrenze in den Südvogesen in ca. 850 m Höhe (DARMOIS 1973: 127; EGGERS 1964: 55; HANTKE 1978: 402). Überträgt man die Mindestabsenkung der rißeiszeitlichen Schneegrenze in den Alpen von 100–200 m gegenüber der würmeiszeitlichen auf die Südvogesen, so erhält man einen Wert von ca. 750 m (vgl. WENZENS 1987: 90). Wegen der insgesamt wesentlich größeren Ausdehnung des Mindeleises ist für die maximale Vergletscherung ein Schneegrenzwert von mindestens 700 m anzusetzen. Nach den Berechnungen der Höhenschichtenareale von FREY (1965: 78) nimmt die Größe des Nährgebietes in den S-Vogesen bei Absenkung der Schneegrenze um jeweils 100 m überproportional zu:

Höhenlage der Schneegrenze	Größe des Nährgebietes
900 m ü. M.	315 km <sup>2</sup>
800 m ü. M.	529 km <sup>2</sup>
700 m ü. M.	837 km <sup>2</sup>

Legt man nun eine Höhenschichtenkarte der Südvogesen (Abb. 8) zugrunde und berücksichtigt die über 700 m hohen Nährgebiete, so wird deutlich, daß die aufgrund von morphologischen Kriterien und der Rekonstruktion der Eismächtigkeit angegebene mindelzeitliche Vergletscherungsgrenze im Raum um Bruyères durch die Größe des Einzugsgebietes des Volognegletschers bestätigt wird. Der Moselgletscher konnte weiter vorstoßen, weil die Eiskappe im wesentlich tiefer eingeschnittenen Talboden — bei Remiremont liegt er bereits unter 400 m ü. M. — eine größere Mächtigkeit erreichte.

#### 4. Schriftenverzeichnis

- BONNEFONT, J. C. (1986): Les cailloutis anciens du piedmont occidental des Vosges et leur signification géomorphologique. — *Revue Géogr. de l'Est*, 26 (1–2): 71–80; Nancy.
- CAILLIER, M. (1977): Etude chronoséquentielle des sols sur terrasses alluviales de la Moselle. Genèse et évolution des sols lessivés glossiques. — Thèse doctorat spécialité. Univ. Nancy I, 87 S.; Nancy.
- DARMOIS-THEOBALD, M. (1973): Recherches sur la morphologie glaciaire des vallées supérieures de la Meurthe (Vosges). — *Annales Scientifiques de l'Université de Besançon* 3<sup>ème</sup> série, fasc. 21: 113–129; Besançon.
- EGGERS, H. (1964): Schwarzwald und Vogesen. Ein vergleichender Überblick. — *Westermann Taschenbuch Geographie* 1: 144 S., 6 Kt., 5 Abb.; Braunschweig (Westermann).
- FLAGEOLLET, J. C. (1984): Cent cinquante ans de recherches sur le glaciaire vosgien. Historique des idées et état de la question. — in *Mélanges offerts au Professeur André Journaux*: 173–192, 1 Kt.; Caen.
- (1988): Quartäre Vereisungen in den lothringischen Vogesen: Anzahl, Ausdehnung und Alter. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 38: 17–36, 7 Abb.; Hannover.
- FREY, C. (1965): Morphometrische Untersuchung der Vogesen. — *Basler Beiträge zur Geogr. und Ethnol., Geogr. Reihe*, 6: 150 S., 12 Abb., 6 Taf., 9 Beil.; Basel.
- HANTKE, R. (1978): Eiszeitalter. Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete, 1: 398–411, 9 Phot., 2 Kt.; Thun (Ott).
- RAHM, G. (1970): Die Vergletscherungen des Schwarzwaldes im Vergleich zu denjenigen der Vogesen. — *Alem. Jb.* 1966/67, 17: 257–272, 2 Kt.; Bühl-Baden.
- SALOME, A. I. (1968): A geomorphological study of the drainage area of the Moselotte and Upper Vologne in the Vosges (France). — *Diss.: Univers. Utrecht*; 98 S., 17 Abb., 4 Tab., *Diagr. u. Phot.*; Utrecht.
- SCHREINER, A. (1986): Neuere Untersuchungen zur Rißeiszeit im Wutachgebiet (Südostschwarzwald). — *Jh. geol. Landesamt Baden-Württ.*, 28: 211–244, 10 Abb., 3 Tab.; Freiburg i. Br.
- & METZ, B. (Hrsg.) (1985): *Exkursionsführer I zur 22. wiss. Tagung in Freiburg i. Br.*, DEUQUA, 88 S.; Hannover.
- SERET, G. (1966): Les systèmes glaciaires du bassin de la Moselle et leurs enseignements. — *Revue belge de Géographie*, 90: 155–577, 77 Abb., 3 Tab., 15 Phot.; Brüssel.
- (1980): La stratigraphie des glaciations dans les vosges du sud. Problèmes de stratigraphie quaternaire en France et dans les pays limitrophes. — *Suppl. Bull. A.F.E.Q.*, 1: 107–109, 1 Abb.; Lyon.

- SERET, G. (1985): Die eiszeitlichen Vergletscherungen der Lothringischen Vogesen und ihre Stratigraphie. — DEUQUA-Exkursionsführer II: 15—97, 36 Abb., 3 Tab.; Hannover.
- SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONALE (1985): Carte géologique détaillée de la France au 1/50000, feuille Bruyères; Orléans.
- VASKOU, P. (1984): La terrasse moyenne de la Moselle dans les Vosges. Essai de reconstitution de la genèse d'une terrasse fluviatile par rapport au cycle climatique quaternaire. — Bull. de l'Association française pour l'étude du Quaternaire, 1/2/3: 99—103; Paris.
- WENZENS, G. (1987): Der kaltzeitliche Formenschatz im Cleurie-Tal (Südwestvogesen). — Eiszeitalter u. Gegenwart, 37: 79—91, 5 Abb.; Hannover.
- WOILLARD, G. (1978): Grand Pile Peat Bog: A continuous pollen record for the last 140,000 years. — Quaternary Research 9: 1—21, 9 Abb.; Washington.
- Manuskript eingegangen am 20. 2. 1989,  
Nachträge Mai 1989.

## Klima und Landschaft Nordsomalias im Quartär — Erste Ergebnisse von Feldstudien

BALDUR GABRIEL, BERND VOIGT & MUMIN MOHAMUD GHOD \*)

Preliminary study, arid environment, Pleistocene, paleoclimatology, time variations, sections, conglomerate, sand, tufa, karst, faunal lists, paleoenvironment, Paleolithic, artifacts, archaeological sites, C14, absolute age, chronostratigraphy  
Somali Republic (Darror Valley)

**Kurzfassung:** Im Rahmen des von der DFG geförderten Sonderforschungsbereichs 69 („Geowissenschaftliche Probleme in ariden und semi-ariden Gebieten“, TU Berlin) wurden in Nordsomalia Geländeuntersuchungen zum quartären Klima- und Landschaftswandel durchgeführt. Das gegenwärtig aride bis semiaride Klima hatte offenbar feuchtere Vorläuferphasen, die aber nach den bisherigen Erkenntnissen nicht so gravierende Oszillationen kannten wie in der Sahara. Sie dokumentieren sich u. a. in reliktsichen Böden, in Karstphänomenen, in fluvialen Terrassen und in mehreren Epochen menschlicher Besiedlung. Am auffälligsten bieten sich unterschiedliche Arten nichtmariner Kalkablagerungen wie Tuffe, Travertine und Sinter dar. Fünf Typen sind repräsentiert: (1) Breite Talauen sind kilometerweit von bis zu 4 m mächtigen Travertindecken überzogen, die eine jungpleistozäne Sequenz fluvialer, pedogener und lakustriner Sedimente abschließen. — (2) An Berghängen treten bis zu 30 m hohe und 300 m breite Quelltuffe auf. — (3) Bis zu 40 m hohe Sinterbarrieren haben manche ehemaligen Flußläufe abgedämmt. — (4) Sekundäre Kalkdecken, bis 2 m mächtig, überziehen zahlreiche Berghänge. — (5) Höhlensinter werden vor allem aus dem westlichen Teil Nordsomalias beschrieben, sie scheinen aber im Untersuchungsgebiet selten zu sein.

Geomorphologische, archäologische und Isotopen-Datierungen zeigen unterschiedliche Perioden verstärkter Kalkausfällung im Laufe des Quartärs. Ein auf etwa 18.000 B. P. datierter limnischer Horizont enthält zahlreiche Invertebraten-Fossilien sowie jungpaläolithische Artefakte. Andere <sup>14</sup>C-Datierungen belegen, daß die großen präislamischen Gräberfelder sowie die Steinplätze (= Feuerstellen von Nomaden) offenbar aus protohistorischer bis historischer Zeit stammen. Sie geben Hinweise auf höhere Bevölkerungsdichten während der letzten zwei Jahrtausende.

### [Quaternary Climate and Landscape of Northern Somalia — Preliminary Field Report]

**Abstract:** Investigations in Quaternary climate and landscape of Northern Somalia were carried out during two journeys in 1987 and 1988, sponsored by the German Research Foundation (DFG). Among other indications climatic change is documented by fossil soils, by karst phenomena, by three or four fluvial terraces and by several archaeological periods. Most conspicuous are different kinds of non-marine calcareous deposits like tufa and travertine formation. Five types could be discerned: (1) Widespread layers of tufa and travertine on the bottom of valley floors, up to 4 m thick, covering a sequence of fluvial, pedogenetic and lacustrine sediments. — (2) Occurrences of spring tufa (30 m high, 300 m large) on the foot of mountain slopes. — (3) Sinter dams, up to 40 m high, which have developed across running water channels. — (4) Covers of travertine or tufa (sometimes more than 2 m thick) over many mountain slopes. — (5) Speleothems are described from Northwestern Somalia, but they seem to be rare in the investigation area.

Datings by geomorphological as well as by archaeological and by isotopic methods show that there existed several distinct periods of increased non-marine limestone formation in that area during the Quaternary. Especially one lacustrine horizon about 18.000 B. P. is well documented by invertebrate fossil record and by Late Stone Age artefacts. Other radiocarbon dates show that the abundant preislamic tombs (the so-called 'Galla-graves') and the various fireplaces (or 'stone places') are of (proto-) historical age. They indicate, nevertheless, a denser population than today during the last two millennia and a sometimes more sedentary way of life.

No doubt considerable change in ecology has taken place in Northern Somalia during the Quaternary, but the amplitude of those oscillations seem to have not been as high as in the Saharan desert belt at the same time.

\*) Anschriften der Autoren: Priv.-Doz. Dr. B. GABRIEL, SFB 69 „Aride Gebiete“ (TU), Ackerstr. 71—76, D—1000 Berlin 65. — B. VOIGT, M. M. GHOD M. A., Institut für Geographie (TU), Budapest Str. 44—46, D—1000 Berlin 30.

[Climat et paysage en Somalie septentrionale pendant le quaternaire — Rapport préliminaire]

**Resumé:** Des recherches sur le climat et sur l'écologie quaternaire en Somalie septentrionale pendant 1987 et 1988 ont révélé des variations bien distinctes. Elles se documentent par exemple par trois ou quatre terrasses fluviales, par des sols fossils, des phénomènes carstiques, ainsi que par des différentes époques préhistoriques. Mais les phénomènes les plus frappants sont plusieurs types des dépôts calcaires non-marins, parmi lesquels on peut distinguer: (1) Couches étiendues (jusqu'au 4 m d'épaisseur) recouvrant les fonds des vallées et reposant sur 6—10 m des sédiments fluviaux, pédogènes et lacustres du pléistocène récent. — (2) Des tufs d'anciennes sources sur les versants de la montagne, 30 m de hauteur et 300 m de largeur. — (3) Des barrages naturels en tuf calcaire en travers d'oueds, jusqu'au 40 m de hauteur. — (4) Formations de calcaire (environ 2 m d'épaisseur, croûtes?) recouvrant de nombreuses pentes montagneuses — (5) Dans la Somalie nord-occidentale ils existent des stalactites nombreuses, mais ils semblent d'être rares dans la région de Bosaso et Darror.

Les datations par méthodes géomorphologiques, archéologiques et isotopiques témoignent des plusieurs périodes quaternaires avec solution et précipitation carbonatique augmenté. Surtout un horizon lacustre, daté aux environs 18.000 B.P., contient de nombreuses organismes fossiles invertébrés ainsi que d'outils préhistoriques. D'autres dates au radiocarbone indiquent que les grandes cimetières pré-islamiques et les amas de pierre (= foyers des nomades) originent des temps protohistoriques, même historiques. Néanmoins ils signalent des populations parfois plus denses qu'aujourd'hui et une économie parfois plus tôt sédentaire pendant les dernières deux millénaires.

Enfin: Le climat aride ou semi-aride d'aujourd'hui avait évidemment plusieurs phases humides précédentes. Mais les amplitudes des variations ne semblent pas avoir être si prononcées qu'au Sahara en même temps.

## Einleitung

Im Rahmen des von der DFG geförderten Sonderforschungsbereichs 69 („Geowissenschaftliche Probleme in ariden und semi-ariden Gebieten“) liegen erste Ergebnisse zur quartären Klima- und Landschaftsgeschichte Nordsomalias vor, insbesondere aus dem Darror-Valley, einem halbwüstenhaften, W—E-gerichteten Talzug von etwa 250 km Länge und 60 km Breite (Abb. 1). Hier erreichen die Niederschläge heute kaum 100 mm/a, steigen aber in den Randhöhen auf etwa 500 mm/a an.

Das Problem des quartären Klimawandels wurde von verschiedenen Seiten aus angegangen. Von den beteiligten Bodenkundlern (unter der Leitung von F. ALAILY, K. STAHR und B. LASSONCZYK) wurden mehr als 50 Profile von fossilen, reliktschen und rezenten Böden aufgenommen und beprobt. Außer einigen

Vertisolen und fossilen Gleyen handelte es sich in der Hauptsache um salz- und karbonatreiche Böden (orthic Solonchac, frdl. mündl. Mitt. F. ALAILY).

In den Wadi-Läufen finden sich drei bis vier unterscheidbare Terrassen, die einen quartären Wechsel von Erosion und Akkumulation anzeigen (vgl. bereits CLARK 1954; MUSSI 1975; PARKINSON 1932a). Aber da sie gewöhnlich nur aus Schottern, Kiesen und Sanden bestehen, fehlen Datierungsmöglichkeiten ebenso wie detaillierte palökologische Informationen. Hinzu kommt, daß sich in der labilen Nachbarschaft zum Roten Meer der tektonische Anteil an der Terrassenbildung nur schwer abschätzen läßt.

An mehreren Stellen des Untersuchungsgebietes, so bei Karin im NW und bei Escushuban im SE, fanden sich jedoch Akkumulationen mit hohem Feinanteil, die Evaporite und charakteristische Fossilgehalte aufwiesen sowie Datierungsmöglichkeiten boten.

## Die Karin-Formation

Bei Karin (etwa 40 km südlich von Bosaso, s. Abb. 1) ist über mehr als 10 qkm der breite Talboden von mittel- bis spätpleistozänen Sedimenten bedeckt, die etwa 10—12 m mächtig sind. Zahlreiche Wadi-Einschnitte vermitteln einen guten Einblick in die Schichtenabfolge, die fast überall mit einem Konglomerat beginnt. Unterschiedlich große, gut gerundete Gerölle sind durch eine kalkige Matrix stark verfestigt. Darauf folgt entweder ein Kalktuff oder — in lateralem Wechsel — eine Kalkkruste mit mehr oder weniger hohem Gipsanteil (Abb. 2).

Der mittlere Teil der Profile umfaßt alternierende Lager von Sanden, Silten, Tonen, häufig auch mehrfach gestaffelte hydromorphe Böden (Gleyböden) oder gipsreiche Horizonte. Es folgen normalerweise dunkle Mudden, denen dünne Kalktuffbänke zwischengelagert sind. Die Sequenz wird abgeschlossen durch eine harte Kalktuffdecke, die bis 4 m Mächtigkeit erreicht und gelegentlich Travertin- oder Sinterqualität besitzt.

Die dunklen Feinmaterialsichten unter den Kalktuffdecken liefern bisher die besten Ansatzpunkte für palökologische Interpretationen. Sie sind reich an organischer Substanz, und eine erste <sup>14</sup>C-Datierung ergab ein Alter von 17.660 ± 300 B.P. (Hv 15303). Nach vorläufigen Erkenntnissen enthalten sie die in Tab. 1 genannte Kleinlebewelt (vgl. auch FRENGUELLI 1933; NARDINI 1933; PARKINSON 1932b). Neben verschiedenen, an Süßwasser gebundenen Arten finden sich solche, die ausgesprochen tolerant gegen salinare Verhältnisse sind.

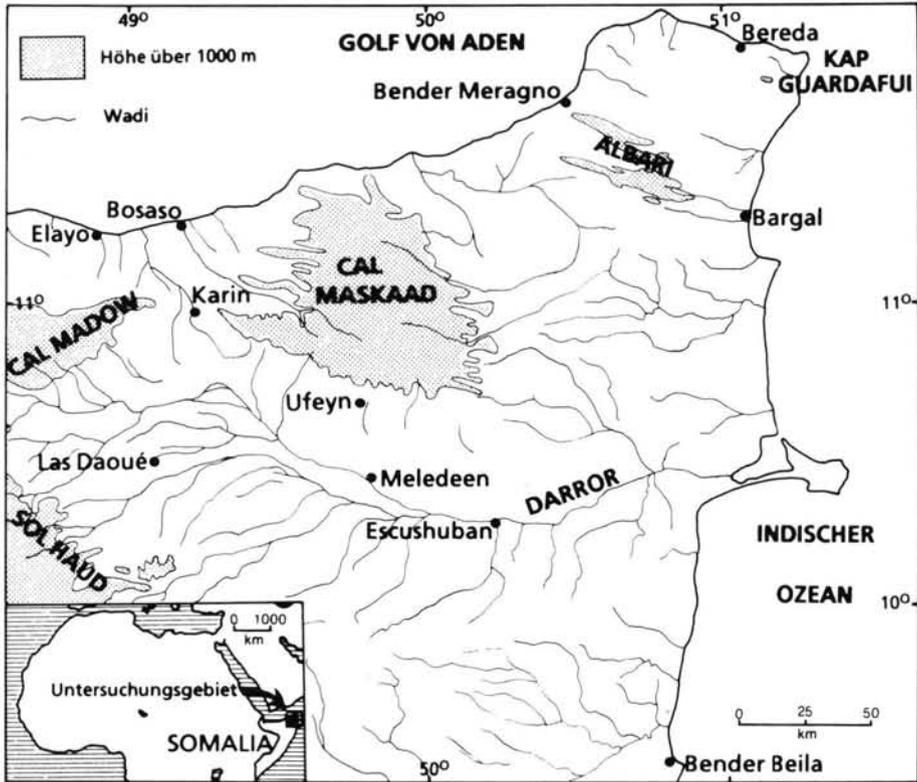


Abb. 1: Übersichtskarte von Nordostsomalien.

Fig. 1: General map of NE Somalia.

Als Biotop muß man sich demnach Seebecken vorstellen, deren Tiefe und Mineralgehalt schwankte. Phasen der Aussüßung wechselten offenbar mit solchen der Austrocknung, und zwar nicht periodisch im Sinne von Jahreszeiten, sondern eher episodisch oder auch lateral, wobei einzelne Beckenteile sich individuell entwickelten. In die noch feuchten Böden verlandeter Zonen wanderten kleine blinde Schnecken ein (*Ceciliodes munzingeri*), die bis in zwei Meter Tiefe vom Pilzmyzel lebten (nach SCHÜTT, in litt.).

In der weiten Sumpflandschaft verstellten sich Fließgewässer durch den Aufbau von Kalktuffbänken ihren eigenen Lauf und verlegten diesen, so daß allmählich weiträumige Travertindecken entstanden. Auch während der abschließenden Verlandungs- und Austrocknungsphasen schied sich das Kalziumkarbonat an der Vegetation ab und baute mächtige Kalktuffe auf. Sie wurden offenbar erst nach einem Klimaumschwung zerschnitten, als nämlich plötzlich anfallende Wassermassen wieder eine stärkere Geröllführung der Gerinne ermöglichten. Solche Schotter sind mehrfach in Einschnitte in die Kalktuffdecken eingelagert, oder sie liegen als Streu bzw. kompakte Bänke gelegentlich oben auf.

### Ähnliche Vorkommen in der Region

Großflächige Akkumulationen bei Escushuban und ca. 15 km südlich des kleinen Küstenortes Elayo (s. Abb. 1) ähneln denen von Karin in auffallender Weise. Bei Elayo sind sie mit marinen Transgressions-sedimenten verzahnt, wie durch Austerbänke belegt wird. Im Landesinnern, bei Escushuban, zeigt sich der typische Aufbau von Schottern an der Basis, wechselnde Fazies im Mittelteil und schließlich fossilreiche Muddehorizonte mit mächtigen Kalktuffdecken im Top (s. Abb. 3). Die überregionale Verbreitung läßt erkennen, daß diese Art der Sedimentfolge offenbar einer klimatisch gesteuerten Morphodynamik entspricht, jedenfalls nicht als lokaler Sonderfall zu gelten hat.

Nicht nur die fazielle und stratigraphische Ähnlichkeit, der Fossilgehalt oder die geomorphologische Position lassen sie als Typus erscheinen, sondern ebenso archäologische Indizien, die eine Zeitgleichheit der Profile bestätigen: In den Basiskonglomeraten fanden sich mehrfach grobe Abschläge und faustkeilartige Geräte, die in das Mittelpaläolithikum einzustufen sind (Abb. 4). In den mittleren und oberen Partien

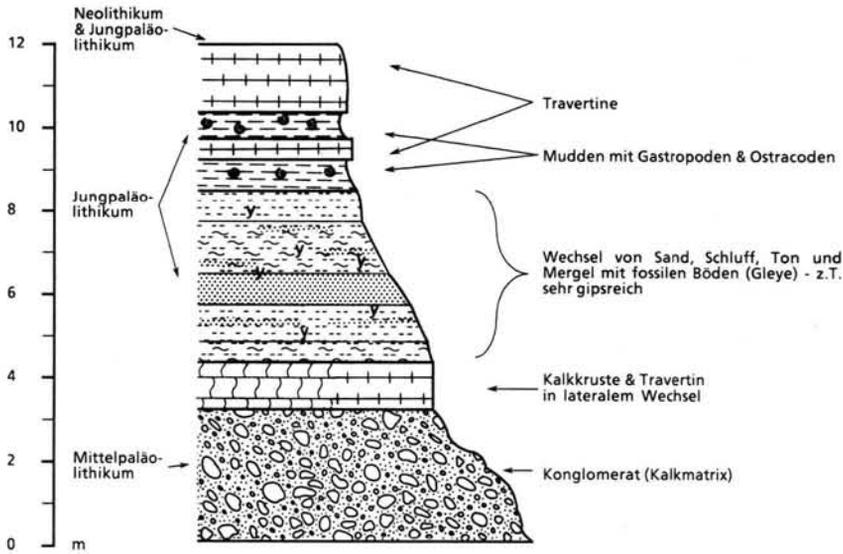


Abb. 2: Karin-Formation: Standard-Profil.

Fig. 2: The Karin Formation: standard section.

Tab. 1: Fossilgehalt dunkler Muddeschichten unter Kalkuffdecken im Darror-Valley, Nordsomalia (ca. 17.660 ± 300 B. P.)

Fossiltyp	Gattung / Art	Häufigkeit*)	Biotop/Milieu
Characeen (Oogonien)	<i>Chara</i> sp.	(+)	limnisch (stehende Gewässer)
(det. I. SOULIÉ-MÄRSCHÉ)	<i>Lamprothamnium</i> sp.?	(+)	limnisch (stehende Gewässer)
Ostracoden (det. K. KEMPF)	<i>Darwinula</i> sp.	(+)	Süßwasser
	<i>Cyprideis torosa</i> (JONES 1850)	++	limnisch, hoher Salzgehalt
Foraminiferen (det. K. KEMPF)	<i>Ammonia</i> sp.	++	Brackwasser
Gastropoden (det. H. SCHÜTT)	<i>Jubaia excentrica</i> MANDAHL-BARTH 1968	+++	limnisch, eurytherm, stenohalin
	<i>Assimineia (Eussoia) aethiopica</i> THIELE 1927	+	amphibisch (z. B. Quelltöpfe)
	<i>Melanoides tuberculata</i> O. F. MÜLLER 1774	+++	limnisch, euryhalin, eurytherm
	<i>Lymnaea natalensis</i> KRAUSS 1848	+	limnisch, Süßwasser
	<i>Gyraulus cockburni</i> GODWIN-AUSTEN 1883	+	stagnierendes, langsam fließendes Süßwasser, eurytherm, stenohalin
	<i>Biomphalaria pfeifferi</i> KRAUSS 1848	++	limnisch, Süßwasser
	<i>Ceciliodes munzingeri</i> JICKLI 1873	+	subterrän (Feuchtböden)

\*) (+) selten / vereinzelt, + mehrfach, ++ häufig, +++ zahlreich

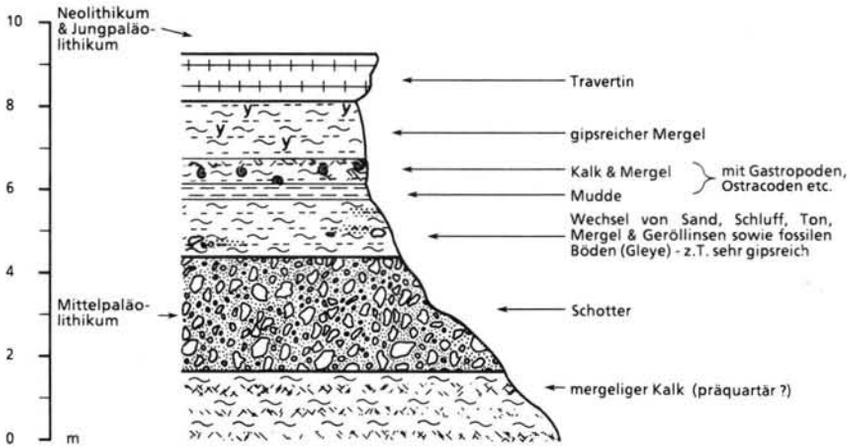


Abb. 3: Mittelterrasse von Escushuban-West: Standard-Profil.

Fig. 3: The Middle Terrace at Escushuban West, standard section.

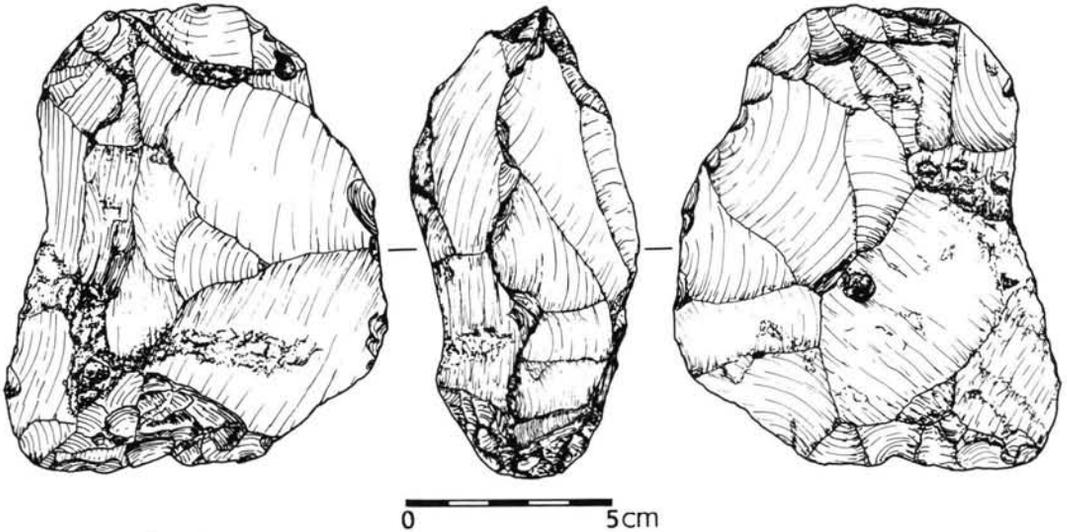


Abb. 4: Mittelpaläolithisches Flintgerät (Levallois-Kern?) aus den Basisschottern der Mittelterrasse von Escushuban-West.

Fig. 4: Middle Palaeolithic tool, made of flint (= Levallois core?) coming out of the base conglomerate of the Middle Terrace at Escushuban-West.

hingegen treten endpaläolithische Klingen und Kratzer auf (Abb. 5). Auf der Oberfläche der Toplagen schließlich sind sowohl jungpaläolithische wie neolithische Artefakte und Keramik anzutreffen. Die weitgespannten Kalktuff- und Travertindecken in den Talböden mit ihren unterlagernden Sedimenten dürften demnach einer einheitlichen, regional-klimatischen Entwicklung zuzuordnen sein, die im Endpleistozän oder im frühen Holozän ihren Abschluß fand.

### Chronologische und palökologische Interpretation

Zeitlicher Ablauf des Wandels und spezifischer Charakter des Klimas sind aber noch offene Probleme. Das für eine Feuchtperiode um und nach 18.000 B.P. sprechende oben genannte  $^{14}\text{C}$ -Datum steht nämlich im Widerspruch zu bisherigen Ergebnissen im ost- und zentralafrikanischen Raum. Fast einhellig

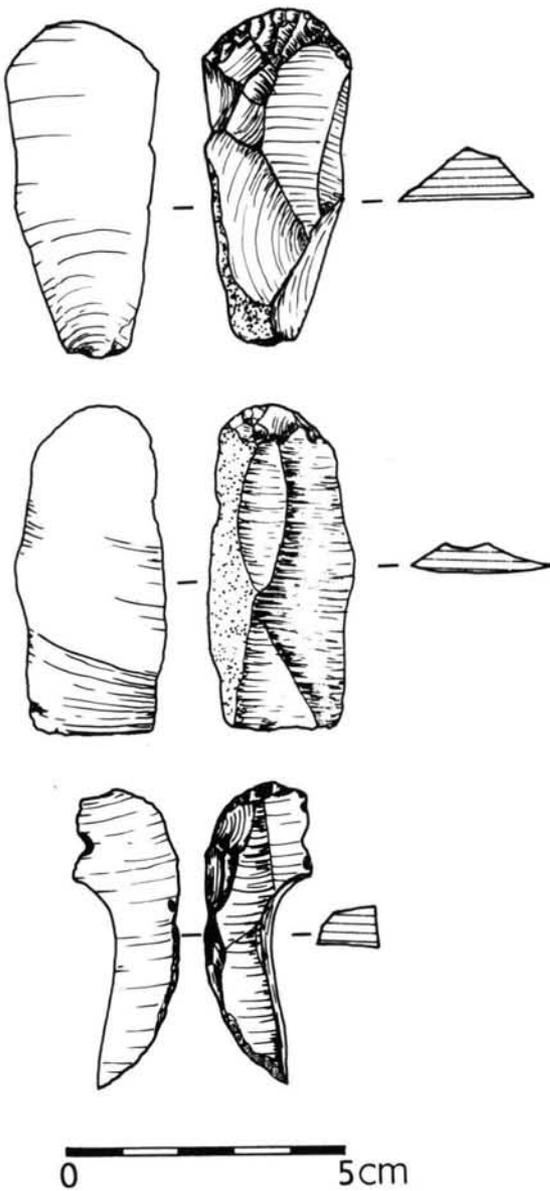


Abb. 5: Jungpaläolithische Klingenkretzer aus den mittleren Schichten der Karin-Formation.

Fig. 5: Upper Palaeolithic endscrapers originating from the middle part of the Karin Formation.

wird dort wie am gesamten Südrand der Sahara ein um 20.000 B.P. einsetzendes kühl-arides Klima angenommen, das erst gegen 12.000 B.P. durch eine humide Phase abgelöst wird (vgl. BONNEVILLE & HAMILTON 1986; BROOK 1986; FLOHN & NICHOLSON 1980; GASSE 1980; GASSE et al. 1980; HURNI 1981; ROGNON 1976; VAN ZINDEREN BAKKER 1982; WILLIAMS 1985 u. a.). Nur wenige Autoren setzen das

Ausklagen der endpleistozänen Feuchtzeit wesentlich später an (z. B. VINCENS 1986). Man wird daher abwarten müssen, ob künftige Untersuchungen das hier vorliegende Datum bestätigen.

Zweifellos war das Klima während der Sedimentation der fossilreichen Mudden und Kalktuffe humider als gegenwärtig. Weit größere Mengen an Oberflächenwasser müssen für die Bildung der Seen und Sümpfe zur Verfügung gestanden haben, was sich gewiß nicht allein auf geringere Verdunstung durch abgesenkte Temperaturen erklären läßt. Für das Ausfällen der Evaporite werden je nach Sättigungsgrad mehr oder weniger hohe Verdunstungsraten und angemessene Temperaturen benötigt.

Die Niederschläge müssen also im Vergleich zu heute erheblich gewesen sein. Sie fielen nicht als Starkregen, nicht in Form tropisch-monsunaler Gewittergüsse, denn das hätte zum torrentiellen Abfluß mit Grobmaterialtransport geführt. Die Sedimentfazies suggeriert eher eine über das Jahr hinweg gleichmäßige Feuchte, wobei die vorwiegend chemische Verwitterung und eine relativ dichte Pflanzendecke mit dafür gesorgt haben mögen, daß im wesentlichen nur Feinmaterial in die Flußläufe gelangte. Es spiegelt sich hier eine ähnliche Entwicklung wider, wie sie in der zentralen Sahara zur Zeit der sogenannten Mittelterasse (oder uMiT, vgl. GABRIEL 1977 a: 69f.) abgelaufen ist, den Radiokarbonaten zufolge allerdings erst einige Jahrtausende später.

### Weitere Kalktuff-, Kalksinter- und Travertinbildungen

Chronologisch weit schwieriger einzuordnen sind eine Reihe von anderen auffälligen Bildungen nichtmariner, geologisch junger Kalkabscheidungen. Zunächst läßt sich feststellen, daß Kalktuffdecken großen Ausmaßes in den Tälern schon viel früher auftreten: Sowohl bei Karin wie bei Escushuban finden sich deren Reste über roten Böden und fluvialen Ablagerungen auf 20—40 m hohen Terrassenresten (Abb. 6 u. Taf. 1, Fig. 1). Nach dem Umfang der danach abgelaufenen Formungsprozesse kann man wohl auf ein frühpleistozänes oder gar präquartäres Alter schließen.

Ein weiterer Typ ist an ehemalige Quellen gebunden: An Berghängen schieben sich bis zu 300 m weit in die Ebene bis zu 30 m hohe Quelltuffe, die zahlreiche Schnecken- und vor allem Abdrücke von Pflanzen enthalten, z. B. Palmblätter (Taf. 1, Fig. 2). Noch heute sind kleine Sinterdämme erhalten, über die das Wasser treppenartig abfloß. An der Basis findet sich normalerweise größerer, zementierter Hangschutt, und auf der Oberfläche liegen jungpaläolithische oder neolithische Artefakte.

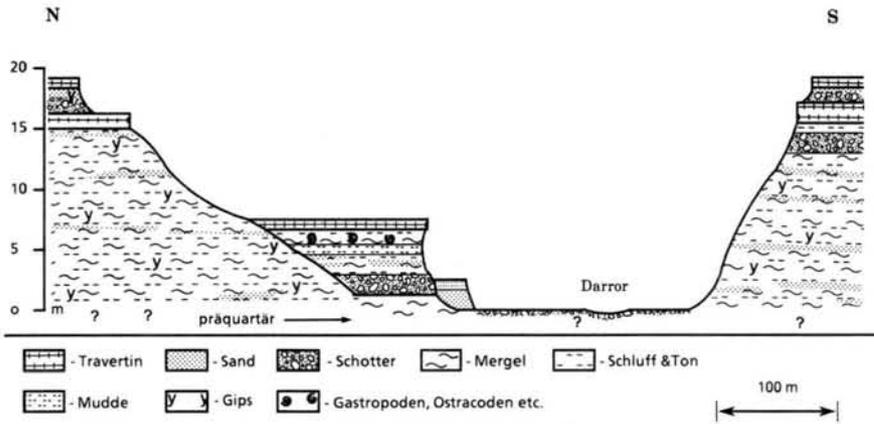


Abb. 6: Escushuban West: Idealisiertes Talquerprofil.

Fig. 6: Escushuban West: cross section of the wadi.

Beispiele dieses Typs finden sich bei Karin oder besonders markant in der Nähe des kleinen Dorfes Lac, etwa 20 km westlich von Karin. Sie sind aber auch aus dem Nogal-Tal (STEFANINI 1933: 60) und aus dem westlichen Nordsomalia bei Hargeisa und Erigavo (BROOK 1986) bekannt, dort ebenfalls typischerweise mit bis zu 3 m mächtigen Konglomeraten an der Basis. Während STEFANINI ein pliozänes Alter für möglich hält, liegen von BROOK drei sehr unterschiedliche U-/Th-Datierungen vor: 115.900, 79.100 und 7000 B.P. Wahrscheinlich muß man wie bei der Taldeckenbildung mit mehreren Perioden des Quelltuffwachstums rechnen (vgl. BRANDT & BROOK 1984). Gleichmäßig rhythmische Sinterbildungen an einem Quelltuff bei Karin könnten jahreszeitlich zu interpretieren sein und hätten dann innerhalb von 200 Jahren eine Mächtigkeit von 2 m erreicht. Das entspräche allerdings einer fast 1000fachen Geschwindigkeit dessen, was SAVELLI & WEDEPOHL (1969: 252) für quartäre Travertine bei Göttingen ermittelten.

Ein dritter Typ — neben den Taldecken und den Quelltuffen — findet sich in Gebirgsflußläufen, die quer zur Fließrichtung durch Sinterdämme aufgestaut wurden. Das Wasser sammelte sich hinter diesen Barrieren zu kleinen Seen, und mit den Wasserfällen wuchsen die Ablagerungen kontinuierlich höher. So entstanden in den Tälern von Ufeyn eindrucksvolle Gebilde mit vertikalen Wänden von fast 40 m Höhe (Taf. 1, Fig. 3; vgl. STEFANINI 1933: 60f.). Auch hier beginnt die Sedimentation häufig mit einem Paket grober, verfestigter Schotter, und die heutigen episodisch-periodischen Abkommen der Wadis verlaufen in tief eingeschnittenen Schluchten mit Geröllbetten.

Ein vierter Typ bietet sich dar in Form flächenhafter Überzüge über zahlreiche Berghänge (Taf. 1, Fig. 4).

Es handelt sich um poröse Kalkdecken von teilweise mehr als 2 m Mächtigkeit. Durch Verwitterung und Abtragung sind Höhlen und Halbhöhlen entstanden — wie Riesentafoni —, die einen Einblick in die Struktur und die Auflagebasis dieser Decken gestatten: Sie heben sich klar gegen die unterlagernden Kalk ab und sind teilweise mit Hangschutt durchsetzt. Paläolithische Artefakte in den Höhlensedimenten lassen auf ein beträchtliches Alter der Hangdecken schließen. Andererseits passen sie sich dem gegebenen Relief an und sind daher vermutlich pleistozänen Alters. Gut ausgeprägte Beispiele dieses Typs finden sich unter anderem bei Karin sowie an der Küste 10 km östlich von Bosaso.

Schließlich wird von BRANDT et al. (1984) sowie von BROOK (1986) aus dem westlichen Teil Nordsomalias noch ein fünfter Typ in Form von Höhlensintern erwähnt. Diese sind nach bisherigen Erkenntnissen im östlichen Bereich — im Gebiet um Bosaso und Darror — eher selten.

## Die Rolle des Karstes

Ungeklärt bleibt noch die Rolle des Karstes im paläoklimatischen Geschehen. Geologisch besteht der Untergrund weithin aus neogenen Kalken, Gipsen und mergeligen Sandsteinen (MACFADYEN 1933; MERLA et al. 1979), so daß bei längeren humiden Phasen eine ansehnliche Verkarstung zu erwarten wäre. — In Wirklichkeit sind Karstphänomene nicht sehr ausgeprägt. Weder Dolinen, Uvalas oder Poljen noch Formen des tropischen Karstes gestalten das Bild der Landschaft nachhaltig. Nur im Karkar-Bergland und im Shol-Plateau südlich des Darror lassen sich morphologische Phänomene wie abflußlose Becken, lückenhaftes Gewässernetz usw. auf Karstprozesse

zurückführen (KLUTH 1988), und im nördlich anschließenden Cal-Maskaad-Gebirge treten Höhlensysteme deutlich in Erscheinung. Lediglich Kleinformen (Karren, Schratzen) sind weit verbreitet.

Die mangelnde Reinheit der neogenen Kalke mag dazu beigetragen haben, daß der Karstformschatz verschwommen blieb. Hauptursache dafür dürfte aber in der begrenzten Humidität und/oder Zeitdauer der Feuchtzeiten zu suchen sein. Jedoch sind angesichts der beträchtlichen Sinter-, Travertin-, Tuff- und Krustenvorkommen weitere Untersuchungen abzuwarten, bevor der Beitrag des Karstes zur Klimageschichte genauer beurteilt werden kann.

### Korrelierbare und jüngere klastische Sedimente

Im SW des Darror-Valley (23 km südlich von Las Daoué, s. Abb. 1) sind fluviale Sande und Schluffe bis zu 4 m aufgeschlossen. Die darunterliegenden, etwa 2 m mächtigen Schotterpakete sind durch einen Kalkzement verfestigt. Sie enthalten wie die Basiskonglomerate der Taltuffdecken mittelpaläolithische Artefakte. Dies deutet darauf hin, daß hier zeitliche Parallelsequenzen zu den Alluvionen bei Karin und Escushuban vorliegen und daß demnach außer der klimatischen Disposition noch weitere Kräfte die fazielle Ausprägung der Sedimente bestimmten. Jedenfalls fehlen hier limnische Tone und Mudden ebenso wie Evaporite oder ein nennenswerter organischer Gehalt. Die eintönig hellgelblichbraunen Sande und Silte waren einer schwachen Bodenbildung unterworfen. Lokale Grobschotter im Top und in hängenden Talkerben lassen vermuten, daß der gleiche Klimaumschwung wie bei den Taltuffdecken hier zur Zerschneidung geführt hat.

Vor allem in den südlich an das Darror-Tal anschließenden Regionen des Karkar-Berglandes und des Shol-Plateaus treten ähnlich fossilere, homogene Ablagerungen in unterschiedlich großen, playa-artigen Hohlformen und entlang von Wadis auf. Der Schluffanteil ist meist sehr hoch, wodurch sie sich auf Autopisten in extreme Staubquellen (Fesch Fesch) bzw. bei Starkregen in Schlammflöcher verwandeln. Wahrscheinlich sind manche dieser Playas noch heute in Weiterbildung begriffen. Andererseits findet man hier und da neolithische Siedlungsreste in die Toplagen eingebettet, mit Artefakten, Keramik, Straußeneierperlen, Knochen und Feuerstellen in der Art von Steinplätzen. Der terrestrische Aspekt dieser Bildungen wird durch eine seltene, durchgehend aus Landschneckenarten bestehende Gastropodenfauna unterstrichen (det. H. SCHÜTT): *Georgia (Revoilia) milneedwardsi* BOURGUIGNAT 1882, *Passamaella (Euryptyxis) candida* LAMARCK 1819, *Zebrinopsis revoili*

BOURGUIGNAT 1882. An Flußufern hingegen sind Korngrößensortierung und das Vorkommen aquatischer Mollusken klare Indizien für fluviale Genese. Bei Escushuban, wo noch heute starke Karstquellen für permanente Fließgewässer sorgen, erreicht eine solche Niederterrasse bis zu 3 m Höhe.

### Gräberfelder und Steinplätze

Nicht unerwähnt sollen verschiedene siedlungsgegeschichtliche Phänomene bleiben, die für die chronologische Erfassung der jüngsten Entwicklung hilfreich sein können.

Weit verbreitet sind präislamische Friedhöfe ('Galla graves', vgl. JÖNSSON 1983; LEWIS 1961), deren Ursprung jedoch weitgehend im Dunkeln liegt. Meist handelt es sich um runde Tumuli sehr unterschiedlicher Form, die unregelmäßig über Flußterrassen oder Plateaus verteilt sind, manchmal zu Dutzenden, bisweilen zu Hunderten. Ihre Höhe kann 2—6 m, ihr Durchmesser 4—20 m erreichen (vgl. LEWIS 1961: 103). Als Baumaterial dienten normalerweise grober Verwitterungsschutt oder Flußgerölle, in einigen Gegenden wurden aber ziegelartig ausgestochene Salztonschollen verwendet oder beide Materialien kombiniert, indem man einen Salzton-Tumulus mit einem Steinmantel umkleidete.

Mitunter sind an diese Gräberfelder islamische Begräbnisstätten angegliedert, die prinzipiell anders konstruiert sind (vgl. GABRIEL 1970; LEWIS 1961), die aber einen Teil der präislamischen Architekturelemente weiterführen. So lag der Verdacht nahe, daß die Gräber aus den Jahrhunderten der Islamisierung des Landes stammen. Sie ist nach BRAUKÄMPFER (1984: 148f.) etwa im 10. Jahrhundert n. Chr. anzusetzen. Allerdings ergab die Radiokarbondatierung eines Grabes durch LEWIS (1961) nur ein Alter von  $100 \pm 150$  B.P., und seiner Auffassung nach sind zumindest die kleineren Gräber der Serie A (um 2 m Höhe, 5—8 m Durchmesser), die er von einer größeren, möglicherweise älteren Serie B trennt, meist sehr jung bzw. subrezent.

Die  $^{14}\text{C}$ -Datierung eines Fragmentes der zusammengefallenen Holzkonstruktion aus dem Inneren eines Tumulus bei Meledeen führte nun zu einem Alter von  $1130 \pm 50$  B.P. (Hv 15304). Der konische, mit einer eingestürzten Plattform versehene Grabhügel war aus Salztonschollen aufgebaut und besaß eine Höhe von etwa 3 m bei einem Fußdurchmesser von 8 m.

Bemerkenswert scheint, daß bei einem Teil dieser Monumente Wesenszüge auftreten, die mit den — sicherlich älteren — präislamischen Gräbern der Sahara auffällig übereinstimmen (vgl. GABRIEL 1970,

1988). Als Beispiel sei die Ausrichtung bestimmter Bauelemente (Zugangsöffnungen bei umgebenden Steinkreisen und -wällen etc.) nach E genannt, was normalerweise mit einem Sonnenaufgangskult in Verbindung gebracht wird (vgl. dagegen GABRIEL 1988). Ob sich darin reliktsche Verhaltensmuster von Völkern widerspiegeln, die mit der Austrocknung der Sahara nach S abgedrängt wurden (BRANDT & CARDER 1987; CLARK 1980), oder ob es sich um bloße Konvergenzen handelt, müssen zukünftige Forschungen erweisen.

Zwischen den Gräbern fanden sich hier und da Feuerstellen, bisweilen unmittelbar neben einem Tumulus, so daß ein Zusammenhang — ein Opfer- oder Gedächtnisfeuer für den Toten — zu erwarten war. Die Reste konnten als gewöhnlicher Asche- bzw. Holzkohlehaufen vorliegen oder in Form von Steinplätzen, wie sie aus der Sahara bekannt sind (GABRIEL 1973; 1987). Dort gliedern sie sich prinzipiell in vier Altersgruppen, nämlich in eine Früh-, Haupt- und Spätphase neolithischer Steinplätze, die den Rinderhirten zugeschrieben werden, und eine protohistorische Gruppe, die bisher nur im Randgebiet der Sahara nachgewiesen war (GABRIEL 1977b).

Nun wurden  $^{14}\text{C}$ -Altersbestimmungen von insgesamt 8 Steinplätzen aus Nordsomalia durchgeführt (Tab. 2), von denen sich 5 im freien Gelände auf serirähnlichen Sandebenen fanden und 3 im Zusammen-

hang mit Gräberfeldern. Dazu kam noch eine einfache Feuerstelle unmittelbar neben einem Tumulus. Sämtliche Daten fallen im Vergleich zu den saharischen Steinplätzen sehr jung aus, nämlich zwischen rezent und  $715 \pm 50$  B.P., d. h. in die protohistorische bis historische Zeit. Neolithische Steinplätze sind also bisher in Nordsomalia nicht nachzuweisen, und ein Zusammenhang mit den Friedhöfen scheint nach der Diskrepanz zu der o. g. Grabdatierung zweifelhaft.

Folgerungen für die Klima- und Landschaftsentwicklung lassen sich am ehesten aus den Gräbern ableiten. Die Menge und architektonische Vielfalt der Bauten sowie ihre weite Verbreitung in heute nur sporadisch von Hirten durchzogenen Gegenden erwecken den Eindruck, als sei zur Zeit ihrer Anlage eine dichtere, eher sesshafte Besiedlung möglich gewesen, als es gegenwärtig der Fall ist. Wo man heute weithin am Rande des Existenzminimums lebt, konnte damals (wahrscheinlich im 1. Jahrtausend n. Chr. bis zum Hochmittelalter) ein beträchtlicher Teil der geistigen und physischen Energie der Bewohner in Kultbauten investiert werden. — Dagegen deuten die Steinplätze auf nomadische Wirtschaftsweisen hin, der auch noch heute die Mehrheit der Bevölkerung nachgeht (JANZEN 1984). Mangels geeigneter Kochgefäße aus Keramik oder Metall wurden Erdofentechnik oder Kochsteinmethode für Garungszwecke genutzt (vgl. DITTMANN 1986).

Tab. 2: Radiokarbondatierungen aus Nordsomalia\*)

Labor-Nr. (Hannover)	$^{14}\text{C}$ -Alter B. P.	Geogr. Koordinaten	Material	Datiertes Phänomen und Ortsangabe
Hv 15303	$17.660 \pm 300$	$49^{\circ}15' \text{ E} - 10^{\circ}58' \text{ N}$	Mudde	Muddelagen unter Kalktuffdecken bei Karin
Hv 15304	$1.130 \pm 50$	$49^{\circ}42' \text{ E} - 10^{\circ}29' \text{ N}$	Holz	Holzkonstruktion im Innern eines Tumulus 15 km SW Meledeen
Hv 15306	$715 \pm 50$	$49^{\circ}46' \text{ E} - 10^{\circ}35' \text{ N}$	Holzkohle	Steinplatz auf Ebenen 10 km SSE von Ufeyn
Hv 15305	$485 \pm 55$	$49^{\circ}46' \text{ E} - 10^{\circ}35' \text{ N}$	Holzkohle	Steinplatz auf Ebenen 10 km SSE von Ufeyn
Hv 15308	$440 \pm 60$	$50^{\circ}18' \text{ E} - 10^{\circ}23' \text{ N}$	Holzkohle	Steinplatz an Gräbern 12 km NE Escushuban
Hv 15310	$435 \pm 60$	$50^{\circ}13' \text{ E} - 10^{\circ}15' \text{ N}$	Holzkohle	Steinplatz auf Ebenen 4 km S Escushuban
Hv 15309	$405 \pm 55$	$50^{\circ}19' \text{ E} - 10^{\circ}28' \text{ N}$	Holzkohle	Steinplatz auf Ebenen 25 km NE Escushuban
Hv 15311	$370 \pm 50$	$49^{\circ}17' \text{ E} - 10^{\circ}45' \text{ N}$	Holzkohle	Steinplatz auf Ebenen 13 km E von Kalabeit
Hv 15307	$195 \pm 70$	$50^{\circ}18' \text{ E} - 10^{\circ}23' \text{ N}$	Holzkohle	Steinplatz an Gräbern 12 km NE Escushuban
Hv 15312	$110 \pm 60$	$50^{\circ}11' \text{ E} - 10^{\circ}07' \text{ N}$	Holzkohle	Feuerstelle an einem Grab 10 km S von Escushuban
Hv 15313	$(75 \pm 55)$	$49^{\circ}43' \text{ E} - 10^{\circ}27' \text{ N}$	Holzkohle	Steinplatz an Gräbern 20 km S Meledeene

\*) Herrn Prof. Dr. M. A. GEYH vom Niedersächs. Landesamt für Bodenforschung in Hannover danken wir herzlich für die Bearbeitung der Proben.

## Schlußbemerkungen

Bevor aber weitreichende Schlußfolgerungen aus Einzelindizien gezogen werden, müssen sie stärker als bisher abgesichert und durch weitere Beobachtungen aus anderen Wissenschaftszweigen ergänzt werden. „Komplexe Zusammenhänge wie vergangene Landschaftszustände sind nur zu erfassen, wenn das Problem auf möglichst verschiedenen Wegen angegangen wird und die Befunde sich gegenseitig stützen...“ (GABRIEL 1986: 5). Dennoch sind aus den vorliegenden Zeugnissen offenkundige Einblicke in den klimagenetischen Landschaftswandel möglich, auch wenn ein chronologisches Gerüst zur Zeit noch weitgehend fehlt.

Unbestritten haben die ökologischen Grunddaten in dem Raum mehrfach variiert, aber die Amplituden dieser Oszillationen scheinen nie so groß gewesen zu sein wie im nördlich anschließenden Sahara-Gürtel. Nordsomalia hat nach bisherigen Erkenntnissen niemals unter extremer Aridität gestanden, noch sind Perioden einer vollen Humidität auszumachen. Gegenwärtig befindet man sich dort ja nicht in einer Wüste im strengen Sinne, sondern lediglich in einer Halbwüste oder Trockensavanne mit einem beträchtlichen Anteil an Holzgewächsen in der Vegetationsdecke.

Im Vergleich zur Sahara fehlen z. B. die Sedimentserien ehemaliger Pluvialzeitseen ebenso wie die Fülle und Vielfalt prähistorischer Relikte (vgl. GABRIEL 1977a u. a.). Die Dynamik war also eher gedämpft, und wenn BRANDT (1988) den Sachverhalt als „dramatic contrast“ umschreibt, so kennzeichnet das einmal mehr die Notwendigkeit zur Quantifizierung der Ergebnisse. Dies und eine genaue Chronologie des Quartärs werden die wesentlichen Aufgaben der nächsten Zeit bleiben.

## Schriftenverzeichnis

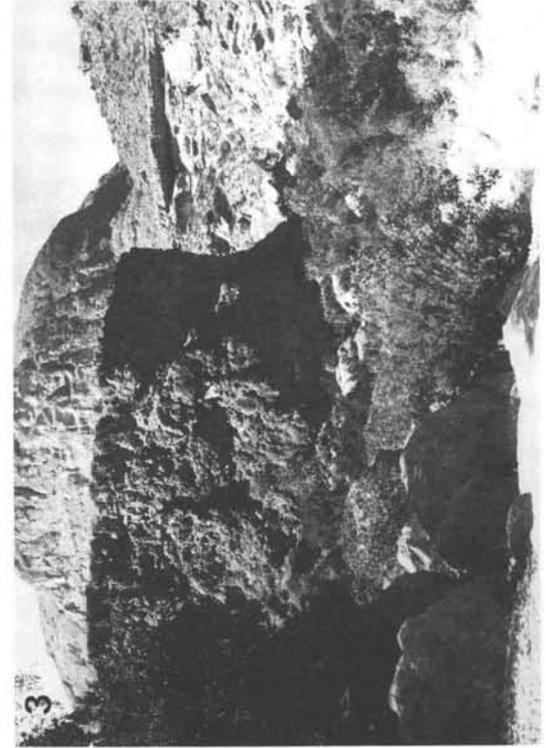
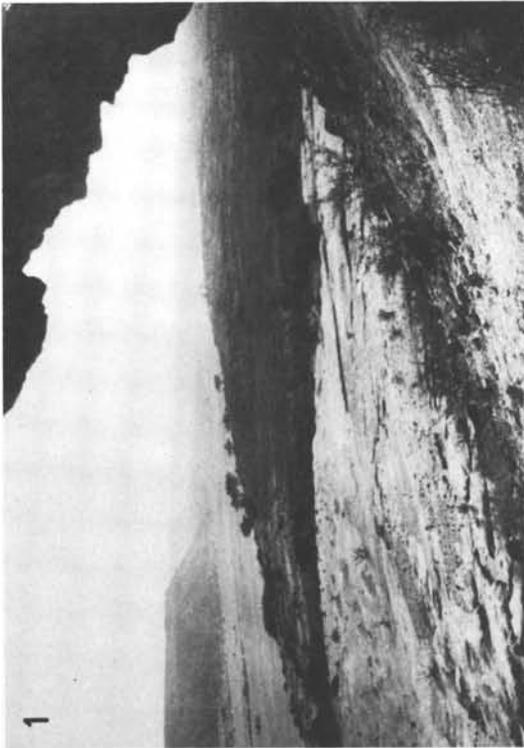
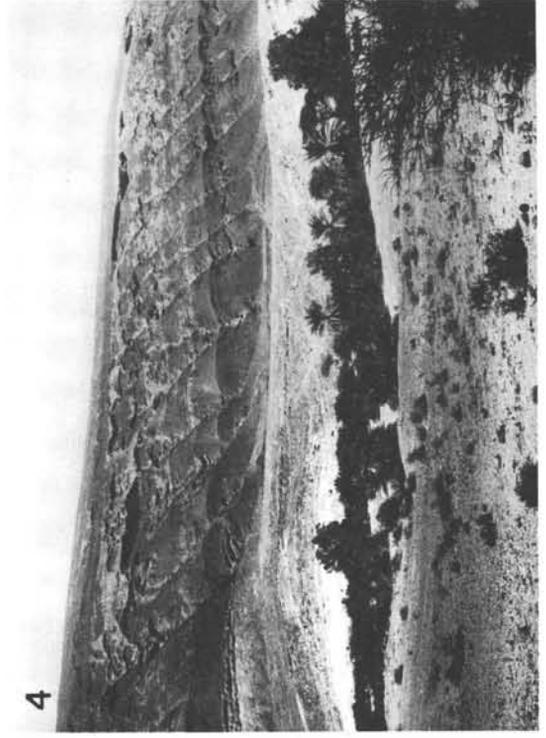
- BONNEFILLE, R. & HAMILTON, A. (1986): Quaternary and Late Tertiary history of Ethiopian vegetation. — *Symb. Bot. Ups.*, 26 (2): 48—63; Upsala.
- BRANDT, S. A. (1986): The Upper Pleistocene and Early Holocene prehistory of the Horn of Africa. — *The African Archaeol. Rev.*, 4: 41—82; Cambridge.
- (1988): The Stone Age of Somalia. — *L'Anthropologie, Paris*. — [Im Druck].
- & BROOK, G. A. (1984): Archaeological and paleoenvironmental research in Northern Somalia. — *Current Anthropology*, 25: 119—121; Chicago.
- , — & GRESHAM, T. H. (1984): Quaternary paleoenvironments and prehistoric human occupation of Northern Somalia. — *Proc. 2<sup>nd</sup> Internat. Congr. of Somali Studies Hamburg 1983 (1984)*, 2: 7—22; Hamburg.
- BRANDT, S. A. & CARDER, N. (1987): Pastoral rock art in the Horn of Africa: making sense of udder chaos. — *World Archaeology*, 19 (2): 194—231; London.
- BRAUKÄMPER, U. (1984): Notes on the Islamization and the Muslim shrines of the Harar Plateau. — *Proc. 2<sup>nd</sup> Internat. Congr. of Somali Studies Hamburg 1983 (1984)*, 2: 145—174; Hamburg.
- BROOK, G. A. (1986): Late Quaternary environments in Northern Somalia. — *Proc. 9<sup>th</sup> Internat. Congr. of Speleology*. [Im Druck].
- CLARK, J. D. (1954): The prehistoric cultures of the Horn of Africa. — 386 p.; Cambridge (Cambridge Univ. Press).
- (1980): The origins of domestication in Ethiopia. — *Proc. 8<sup>th</sup> Panafrican Congr. on Prehistory and Quaternary Studies, Nairobi 1977 (1980)*: 268—270; Nairobi.
- DITTMANN, A. (1986): Verbreitung und kulturhistorische Einordnung der Kochsteinmethode. — *Materialien zum Internat. Kulturaustausch*, 27: 294—302; Tübingen.
- FLOHN, H. & NICHOLSON, S. (1980): Climatic fluctuations in the arid belt of the 'Old World' since the Last Glacial maximum, possible causes and future implications. — *Palaeoecology of Africa*, 12: 3—21; Rotterdam.
- FRENGUELLI, G. (1933): Resti silicei di microorganismi dei travertini della Somalia. — *Palaeontographia Italica*, 32 (Suppl. 1): 67—77; Siena.
- GABRIEL, B. (1970): Bauelemente präislamischer Gräbertypen im Tibestigebirge (zentrale Ostsahara). — *Acta Praehist. et Archaeol.*, 1: 1—28; Berlin.
- (1973): Steinplätze: Feuerstellen neolithischer Nomaden in der Sahara. — *Libyca A. P. E.*, 21: 151—168; Alger.
- (1977a): Zum ökologischen Wandel im Neolithikum der östlichen Zentralsahara. — *Berliner Geogr. Abhandlungen*, 27: 111 p.; Berlin.
- (1977b): Protohistorische Steinplätze am Nordrand der Sahara. — *Stuttgarter Geogr. Studien*, 91: 237—245; Stuttgart.
- (1986): Die östliche Libysche Wüste im Jungquartär. — *Berliner Geogr. Studien*, 19: 219 p.; Berlin.
- (1987): Palaeoecological evidence from neolithic fireplaces in the Sahara. — *The African Archaeol. Rev.*, 5: 93—103; Cambridge.
- (1988): Enneri Tihai. Eine vorgeschichtliche Grabanlage aus Südlibyen. — *In: Festschrift für G. Smolla. Beihefte zu den Fundberichten aus Hessen, Wiesbaden*. — [Im Druck].
- GASSE, F. (1980): Late Quaternary changes in lake-levels and diatom assemblages on the south-eastern margin of the Sahara. — *Palaeoecology of Africa*, 12: 333—350; Rotterdam.
- , ROGNON, P. & STREET, F. A. (1980): Quaternary history of the Afar and Ethiopian rift lakes. — *In: WILLIAMS, M. A. J. & FAURE, H. eds.: The Sahara and the Nile: 361—400; Rotterdam.*

- HURNI, H. (1981): Simen mountains — Ethiopia: Palaeoclimate of the last cold period (Late Würm). — *Palaeoecology of Africa*, **13**: 127—137; Rotterdam.
- JANZEN, J. (1984): Nomadismus in Somalia. — *Afrika-Spectrum*, **19** (2): 147—171; Hamburg.
- JÖNSSON, S. (1983): Archaeological Research Co-operation between Somalia and Sweden. — Central Board of National Antiquities, Sweden. International Report No. 1: 40 p.; Stockholm.
- KLUTH, H. (1988): Geomorphologische Interpretation von Metric-Camera-Satellitenbildern am Beispiel des Dharoor-Tales von Nord-Somalia. — Magisterarbeit, FB 16, TU Berlin; 80 p. — [Unveröff.].
- LEWIS, I. M. (1961): The so-called 'Galla graves' of Northern Somaliland. — *Man*, **61**: 103—106; London.
- MACFADYEN, W. A. (1933): The geology of British Somaliland. — Publ. Govt. of the Somaliland Protectorate — 87 p.; London.
- MERLA, G. et al. (1979): Geological map of Ethiopia and Somalia 1 : 2000000 (1973) and comment. — C.N.R. Centro Stampa, 95 p.; Firenze.
- MUSSI, M. (1975): Etats des connaissances sur le Quaternaire de la Somalie. — *Quaternaria*, **18**: 161—183; Roma.
- NARDINI, S. (1933): Molluschi marini e continentali del pleistocene della Somalia. — *Palaeontographia Italica*, **32** (Suppl. 1): 169—192; Siena.
- PALLISTER, J. W. (1963): Notes on the geomorphology of the northern region, Somali Republic. — *Geogr. J.*, **129**: 184—187; London.
- PARKINSON, J. (1932a): Climatic changes in British Somaliland. — *Nature*, **129** (3261): 651; London.
- (1932b): Freshwater and land mollusca from British Somaliland. — *Nature*, **129** (3269): 941—942; London.
- ROGNON, P. (1976): Essai d'interprétation des variations climatiques au Sahara depuis 40.000 ans. — *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, **18** (2—3): 251—282; Paris.
- SAVELLI, C. & WEDEPOHL, K. H. (1969): Geowissenschaftliche Untersuchungen an Sinterkalken (Travertinen). — *Contr. Mineral. and Petrol.*, **21**: 238—256; Berlin.
- STEFANINI, G. (1933): Notizie sulle formazioni plioceniche e pleistoceniche della Somalia. — *Palaeontographia Italica*, **32** (Suppl. 1): 55—66; Siena.
- VAN ZINDEREN BAKKER, E. M. (1982): African palaeoclimates 18000 yrs B.P. — *Palaeoecology of Africa*, **15**: 77—99; Rotterdam.
- WILLIAMS, M. A. J. (1985): Pleistocene aridity in tropical Africa, Australia and Asia. — In: DOUGLAS, I. & SPENCER, T. eds.: *Environmental Change and Tropical Geomorphology*: 219—233; Boston (Allen & Unwin).

Manuskript eingegangen 6. 12. 1988.

## Tafel 1

- Fig. 1: Übersicht über das Darror-Tal bei Escushuban West. Blick nach SW. Im Hintergrund links die höheren Terrassen, im Mittelgrund erstrecken sich nach rechts die weiten Flächen der Mittelterrasse. Die hellen Sedimente im Vordergrund links stellen Reste der Niederterrasse dar. (28. 3. 1988)
- Overview of the Darror Valley at Escushuban-West, looking SW. In the back of the left the High Terrace, in the center to the right the dark plains of the Middle Terrace. The light sediments in the foreground (to the left) are relics of the Lower Terrace.
- Fig. 2: Am Fuße der nördlichen Steilwand des Cal Madow haben sich bei Lac ca. 30 m hohe getreppte Quelltuffe entwickelt (Bildmitte). (10. 3. 1988)
- Spring tufa, nearly 30 m high (in the middle of the picture), have developed near the small village of Lac, at the foot of the northern scarp of the Cal Madow Mts.
- Fig. 3: Im Cal Maskaad sind manche Täler im Pleistozän durch Kalksinterbarrieren abgedämmt worden, die rezent zerschnitten werden. Sie können, wie hier bei Ufeyn Sarre, bis 40 m hoch sein (Bildmitte links). (31. 3. 1988)
- Some valleys in the Cal Maskaad Mts. have been barred by sinter dams (in the middle to the left) during the Pleistocene. These barriers, up to 40 m high like here at Ufeyn Sarre, are destroyed by erosion in recent times.
- Fig. 4: Zahlreiche Berghänge (hier 10 km E von Bosaso) werden von bis zu 2 m mächtigen Kalkdecken überzogen, die heute verwitterungsbedingt tafoni-artige Höhlungen aufweisen (Bildhintergrund). (5. 4. 1988)
- Many mountain slopes (like here 10 km E of Bosaso) are covered by calcareous deposits, up to 2 m thick, which are destroyed and eroded now, leaving rock-shelters like huge tafonis (in the background).



## Präwürmzeitliche Eiskeile und Kryoturbationsformen östlich Bordeaux — eine Mitteilung zur Ausdehnung des vorzeitlichen Permafrostbereichs in Südwestfrankreich

KARL-ULRICH BROSCHE \*)

Terraces, sand, gravel, shingle, cryoturbation,  
ice wedges, interpretation, permafrost, spatial distribution

Dordogne, Aquitaine Basin

Aus dem Südwesten Frankreichs liegen bisher sehr wenige Belege für die ehemalige Existenz von Permafrost vor. So wird in der Karte von KAISER (1960, Tafel 1), die in etwas erweiterter Form bei WASHBURN (1979, S. 296) abgedruckt ist, nur ein würmzeitliches Vorkommen von Eiskeilen aus dem Gebiet westlich von Bordeaux angegeben, das wahrscheinlich auf den Untersuchungen von BASTIN & CAILLEUX (1941) beruht. Die nächsten weiter nördlich gelegenen Vorkommen von Eiskeilen befinden sich bei Angoulême an der Charente. Grundlage für diese Teile der Karte von KAISER (1960) ist die Karte von TRICART in CAILLEUX, GUILCHER & TRICART (1956, Plate III, 34).

Das hier mitzuteilende und abzubildende Vorkommen wurde im Sommer 1987 am südlichen Talhang des Isle-Tales 100 m östlich des Ortsschildes von Mussidan an der Nationalstraße N89 Libourne-Perigeux gefunden. In der „Sablière du Cabillon“ wurde, heute von einem Castrol-Michelin-Dienst genutzt, deutlich (7—10 m) oberhalb der Niederterrasse eine Wechselfolge von hellen, z. T. rostigen Sanden, lehmigen Sanden, Kiesen und Schottern angetroffen, die eine 20—30 m hohe Terrasse aufbauen. Die nach W exponierte Wand ist in halber Höhe gut aufgeschlossen und läßt einerseits kryoturbate Schichtenstörungen intensiver Art in einem ca. 1 m mächtigen Horizont (Abb. 1), andererseits mehrere fossile Eiskeile erkennen, von denen ein Exemplar in Abb. 2 erkennbar ist. Ein hangendes kiesig-sandiges Sediment stellt hier die Füllmasse für einen oben 30—40 cm breiten und über 1,2 m langen Eiskeil dar. Auch in Abb. 1 ist

etwas rechts oberhalb des Kopfes des rechten Kindes ein fossiler Eiskeil zu erkennen, dessen Länge aber nur bei 0,8 bis 1,0 m liegt. Das Eiskeilfüllmaterial ist rötlich-bräunlich verwittert, wie es in Mitteleuropa typisch für das Füllmaterial saalezeitlicher und älterer Eiskeile in vergleichbaren Sedimenten ist. Die Kombination von intensiven Kryoturbationserscheinungen und von fossilen Eiskeilen läßt keinen Zweifel an ehemaligen Permafrostbedingungen aufkommen. Dabei bleibt offen, um welche Art von Permafrostboden es sich gehandelt hat. Die Eiskeile und Kryoturbationsformen sind als syngenetische Formen i. S. von GALLWITZ (1949) anzusehen und müssen in eine Kaltzeit vor der Würmkaltzeit gestellt werden.

Damit ist für diesen Raum ein erster Beleg für einen präwürmzeitlichen Permafrostboden erbracht. Präwürmzeitliche Eiskeile wurden m. W. so weit südwestlich in Frankreich noch nicht festgestellt. Ob die von KAISER (1960, Tafel 1, erweitert in WASHBURN 1979, S. 296) im Südwesten Frankreichs eingezeichnete Grenze des eiszeitlichen kontinuierlichen, möglicherweise auch diskontinuierlichen Permafrostbodens so weit südlich verlief wie auf der Karte (Tafel 1), müssen weitere Untersuchungen zeigen. Denn bisher wurden südlich von Bordeaux und südlich des Eiskeilvorkommens bei Mussidan lediglich Kryoturbationserscheinungen, sortierte fossile Formen von Strukturböden, klimatisch bedingte asymmetrische Täler, Nivationsnischen, grèzes litées (éboulis stratifiés), blockige oder kiesige mudflows, festoons und garlands (festons), niveo-äolische Sande, vertikal orientierte Steine und "periglacial fans" gefunden (vgl. TRICART 1956 in CAILLEUX, GUILCHER & TRICART 1956 — zit. nach WASHBURN 1979, S. 294).

\*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. K.-U. BROSCHE, Institut für Physische Geographie der FU Berlin, 1 Berlin 41, Grunewaldstr. 35.



Abb. 1 (oben): Kryoturbierte Schichten am Südrand des Isle-Tales östl. Bordeaux (Nationalstraße 89 Libourne — Périgoux am östlichen Ortsrand von Mussidan). Die Sedimente gehören zu einer präwürmzeitlichen Mittel- oder Oberterrasse. Ein kleiner Eiskeil rechts oberhalb des Jungen. Syngenetische präwürmzeitliche Strukturen.



Abb. 2 (rechts): Kiesgefüllter präwürmzeitlicher Eiskeil am Südrand des Isle-Tales östl. Bordeaux im Zentrum des Bildes (gleiche Lokalität wie bei Abb. 1). Präwürmzeitliche syngenetische Form in einer Mittel- oder Oberterrasse. Länge des Eiskeils 1—1,2 m.

### Schriftenverzeichnis

- BASTIN, A. & CAILLEUX, A. (1941): Action du vent et du gel dans la région bordelaise. Bulletin de la Société Géologique de France.
- GALLWITZ, H. (1949): Eiskeile und glaziale Sedimentation. — *Geologica* 2 (1949), S. 1—24; Berlin.
- KAISER, K. (1960): Klimazeugen des periglazialen Dauerfrostbodens in Mittel- und Westeuropa. — *Eiszeitalter und Gegenwart* 11 (1960), S. 121—141; Öhringen/Württ.
- CAILLEUX, A., GUILCHER, A. & TRICART, J. (1956): Phénomènes périglaciaires d'âge présumé Würm: 34, Plate 3 in Tricart, Jean, Cartes des phénomènes périglaciaires quaternaires en France: Carte géologique détaillée de la France (Mémoires) 40 S.
- WASHBURN, A. L. (1970): *Cryopedology*. Edward Arnold. 406 S., London.

Manuskript eingegangen am 7. 1. 1988,  
Nachträge Mai 1989.

## Buchbesprechung

J. G. ZANDSTRA (1988): **Noordelijke Kristallijne Gidsgesteenten**, 469 S., 118 Abb., 51 Fig., 43 Tab., 32 Farbtaf.; Leiden (E. J. BRILL).

Dieses neue Handbuch „Nordische Kristalline Leitgesteine“ beinhaltet, wie der Untertitel ausführt, eine Beschreibung von rund 200 Gesteinstypen (Geschieben).

Die Niederlande, das südwestlichste Randgebiet der skandinavischen Vereisung umfassend, weisen eine zwar beachtliche, aber gegenüber den näher zum Liefergebiet gelegenen Ländern doch weniger reiche Geschiebefracht auf. Trotz oder gerade deswegen, weil nämlich das Wenigere sorgfältig beachtet wurde, besitzt die Geschiebeforschung in diesem Land eine stolze Tradition, in die sich das vorliegende Buch würdig einreihet.

Abgesehen von der Neuauflage von VAN DER LIJN'S (1974) „Keienboek“, welches neben Geschieben auch Mineralien und Fossilien behandelt, ist es nach VAN DER KLEY'S und DE VRIES' (1946) „Gidsgesteenten van het Noordelijk Diluvium“ das erste in den Niederlanden erschienene derartige Handbuch, sich aber auf das Kristallin beschränkend. Dieses war wohl nicht nur deshalb angebracht, weil das von E. VOIGT 1967 neu bearbeitete Standardwerk über die Sedimentär-geschiebe nach wie vor seine Gültigkeit besitzt, sondern weil, wie auch der Umfang des neuen Buches zeigt, die Kenntnis der Kristallin-Geschiebe fast eine Wissenschaft für sich geworden ist.

Nach einem kurzen geschichtlichen Rückblick werden die Leitgeschiebe nach 10 Herkunftsgebieten, welche eine Unterteilung der 4 Hesemann'schen Geschiebegruppen darstellen und ihrerseits noch weiter in „Subgruppen“ gegliedert werden, beschrieben. Zur petrographischen Charakterisierung wird auch die neuere skandinavische Literatur ausgewertet. Erfasst sind auch Gesteine mit z.T. nur sehr geringem Verbreitungsgebiet, die als Geschiebe kaum eine Rolle spielen oder nur schwer erkennbar sind, wengleich der Fund einer solchen Rarität dem Geschiebesammler durchaus ein Erfolgserlebnis bereiten kann.

Schwarzweiß-Abbildungen dürften bei der Identifizierung solcher Raritäten nur eine geringe Hilfe sein, aber von allen Gesteinstypen farbige Abb. zu bringen, hätte das Buch wohl unerschwinglich gemacht (Preis: 80,— hfl).

So beschränkt sich die Wiedergabe von Farbbildungen auf 32 zumeist wichtigere Gesteinstypen. Jedes „Geschiebebuch“ steht und fällt mit der Qualität der Farbbildungen, denn die Farbe ist das erste und oft entscheidende Kriterium bei der Diagnose. Durchweg ist die Farbqualität besser als bei den meisten älteren Werken, oft hervorragend, aber mitunter erscheinen die rötlichen Gesteine etwas braunstichig, was nicht nur daran liegen dürfte, daß überwiegend Geschiebe abgebildet wurden und weniger Handstücke vom Anstehenden. Das ist bei eindeutigen Leitgeschieben legitim, auch können manche Merkmale (durch Anwitterung) besser ausgeprägt sein als beim frischen Anstehenden, grundsätzlich aber sind bei einem Bestimmungsbuch Originalstücke aus Skandinavien vorzuziehen — ein bei der Vielfältigkeit freilich schwer erfüllbarer Wunsch.

Über die Verwendbarkeit einiger — meist traditionell — als Leitgeschiebe verwendeter Typen (z.B. Loftahammar-Gneisgranit, Malingsbo-Granit) wird man geteilter Meinung sein können, aber das ist nicht entscheidend. Wichtiger ist die Frage, ob bei Leitgeschiebezählmethoden grundsätzlich nur Kristallin verwendet werden soll oder auch ausgewählte Sedimentär-geschiebe.

Den Geschiebezählungen, sozusagen der praktischen Anwendung der Leitgeschiebekunde, ist das letzte kurze Kapitel gewidmet; eine Karte i.M. 1:500000 resümiert dann Ergebnisse von Geschiebezählungen in den Niederlanden, die Arbeit von Jahrzehnten umfassend. Und jahrzehntelange Erfahrung allein hat auch das Buch möglich gemacht; ihm ist eine große Verbreitung zu wünschen.

KLAUS-DIETER MEYER

# Hinweise für die Verfasser wissenschaftlicher Beiträge

## Aufbau des satzfertigen Manuskripts

Titel kurz, ggf. Untertitel und Ergänzung, z. B. Name des Landes. Klare Gliederung, nur bei längeren Arbeiten ist ein „Inhaltsverzeichnis“ notwendig. Am Anfang der Arbeit steht eine Kurzfassung (Abstract) in Deutsch und Englisch. Der Titel ist zu übersetzen und in eckigen Klammern dem Abstract voranzustellen. Weitere Übersetzungen der Kurzfassung sind möglich. Die Kurzfassung soll für den Leser einen hohen Informationswert haben. Bei größeren Arbeiten können die Untersuchungsergebnisse in einer Zusammenfassung am Ende des Textes mitgeteilt werden, auch in einer fremden Sprache (z. B. Summary).

Auf Fußnoten bzw. Anmerkungen (ohne Literaturangaben!) ist wegen höherer Druckkosten möglichst zu verzichten; wenn nicht zu vermeiden, dann durchlaufend numerieren. Statt Seitenhinweise Angabe des Kapitels.

## Äußere Form des Manuskripts

Format DIN A 4 (210 x 297 mm), nur auf einer Seite beschreiben, 1 $\frac{1}{2}$ zeilig, mit Seitenzahlen versehen und nicht heften. Unter dem Titel der Arbeit folgt der ausgeschriebene Name des Autors und die Anzahl der Abbildungen, Tabellen und Tafeln. Die Anschrift des Verfassers ist auf der Titelseite unten anzugeben.

Literaturzitate im Text sind Kurzzitate. Beispiel: (BÜTTNER 1938). Dieses Zitat bezieht sich auf die gesamte Arbeit. Sind bestimmte Seiten, Abbildungen, Tafeln usw. gemeint, dann müssen diese genau angegeben werden (nicht BÜTTNER 1938: 34 ff.). Beispiele für richtige und falsche Textzitate. Richtig: „... MÜLLER (1943: 76) ...“ oder „... (MÜLLER 1943: 76) ...“ oder „... (KELLER 1956: Taf. 12 Fig. 3 a-b) ...“ Falsch: „... MÜLLER schreibt (MÜLLER 1943: 76) ...“ oder „... MÜLLER (MÜLLER 1943: 76) schreibt ...“ Werden im Schriftenverzeichnis von einem Autor aus demselben Jahr mehrere Arbeiten aufgeführt, so sind diese durch Ordnungsbuchstaben zu kennzeichnen. Beispiele: (MÜLLER 1954a), (MÜLLER 1954b), (MÜLLER 1954a, b), (MÜLLER 1954a: 147, 1954b: 224). Gemeinschaftsarbeiten werden folgendermaßen zitiert: (BECKER & FUCHS 1963); (BECKER & FUCHS & RECKE 1967). Bei einer größeren Autorengruppe kann das Zitat auf „... et al.“ gekürzt werden (MESSMER et al. 1969).

**Schriftauszeichnung:** Autorennamen unterstrichen Müller wird MÜLLER; wichtig wird wichtig (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 Überschriften der Abbildungen, Tabellen und Tafeln sind auf einem besonderen Blatt beizufügen.

## Vorlagen von Abbildungen

Sie sollen eine Verkleinerung auf den Satzspiegel zulassen; es sind daher entsprechende Formate zu wählen und die Zeichnung ist in 2–4facher Größe anzufertigen. Die Schrift darf nach der Verkleinerung nicht niedriger als 1 mm sein. Keine zu dichten Flächensignaturen verwenden und Beschriftung aussparen (freistellen). Photos für Autotypen nur auf glänzendem oder hochglänzendem weißem Papier, nicht chamois o. dgl. Photos nur verwenden, wenn unbedingt notwendig (Autotypen sind wesentlich teurer als Strichätzungen). Alle Vorlagen sind mit dem Namen des Autors und der Abbildungs-Nummer zu versehen.

## Schriftenverzeichnis

Es steht am Schluß der Arbeit und gibt Auskunft über die im Text zitierten Veröffentlichungen. Es wird nach Verfassern alphabetisch geordnet. Zitate aus Zeitschriften: Autor, Erscheinungsjahr in runden Klammern, Titel. — Zeitschrift (abgekürzt), Bandzahl bzw. Jahrgang (doppelt 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.

## **Folgende Unterlagen zu Tagungen der DEUQUA sind noch erhältlich:**

### **Tagung in Freiburg im September 1985:**

1. Kurzfassungen der Vorträge. Thematischer Schwerpunkt „Vergletscherte Mittelgebirge und ihre Vorländer“ — Von H. HEUBERGER & H. WEINGARTNER, 55 S. **DM 10,—**
2. Exkursionsführer I: Südschwarzwald, Oberschwaben-Bodensee, südliches Oberrheingebiet. — Von A. SCHREINER & B. METZ, 88 S., zahlreiche Abbildungen u. Karten **DM 15,—**
3. Exkursionsführer II: Unterelsaß (Rheinebene N Straßburg), Lothringische Vogesen. — Von H. HEUBERGER, 97 S., zahlreiche Abbildungen u. Karten **DM 15,—**

### **Tagung in Celle im September 1986:**

1. Kurzfassungen der Vorträge. Thematischer Schwerpunkt „Die Quartärforschung, ihre Bedeutung für den Umweltschutz, die Landesplanung und die Rohstoffsicherung“. — 30 S. **DM 5,—**
2. Führer zu Exkursion A: Küstengebiet zwischen Bremen und Wilhelmshaven. — Von H. STREIF, 36 S. **DM 10,—**
3. Führer zu Exkursion B: Geo-Umwelt im Bergland-Quartär zwischen oberer Weser und Leine. — Von P. ROHDE, 46 S. **DM 10,—**
4. Führer zu Exkursion C: Quartär nordwestlich Hannover. — Von K.-D. MEYER, 61 S. **DM 10,—**
5. Führer zu Exkursion D: Das Quartär im Harzvorland. — Von H. JORDAN, 62 S. **DM 10,—**

### **Bestellungen an:**

Deutsche Quartärvereinigung, Postfach 51 01 53, Stilleweg 2, 3000 Hannover 51

## **Working Group on Long Terrestrial Records (INQUA Commission on Stratigraphy)**

A Working Group on Long Terrestrial Records under the sponsorship of the INQUA Stratigraphic Commission was formed at the XII INQUA Congress in Ottawa. The Working Group includes scientists from several countries who are actively working on or interested in substantially continuous stratigraphic records from terrestrial (i. e., non-marine) deposits that span at least one full glacial cycle or its equivalent (at least 100,000 years) and lie at least in part within the Quaternary.

The initial goals of the Working Group are:

- (1) to create a data base of activities dealing with long terrestrial records (location of sites, stratigraphic thickness, time span covered, who is working on what, etc.).
- (2) to develop a means of distributing the information in the data base, both to our members and to other groups.
- (3) to promote communication between projects and workers on long terrestrial records, initially through a newsletter.
- (4) to provide an international affiliation for projects that can benefit therefrom.
- (5) to assemble a bibliography.

Officers of the Working Group are: DAVID P. ADAM (President), U.S. Geological Survey, 345 Middlefield Road, M/S 915 Menlo Park, California 94025 U.S.A., telephone: (415) 329-4970

DENIS-DIDIER ROUSSEAU (Secretary), Centre de Géodynamique sédimentaire et Evolution géobiologique U. A. CNRS 157 Centre des Sciences de la Terre, Université de Bourgogne, 6, boulevard Gabriel 21100 Dijon, France, telephone: 80-39-63-64

Scientists who wish to become a part of the working group, to be placed on its mailing list, or to contribute to the bibliography are encouraged to write or telephone either of the officers.