

Eiszeitalter und Gegenwart

42. Band 1992

Mit 62 Abbildungen und 14 Tabellen



Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung

Schriftleitung: JOSEF KLOSTERMANN



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

ISSN 0424 - 7116

Deutsche Quartärvereinigung

Gegründet 1948

Geschäftsstelle:

3000 Hannover 51, Stilleweg 2, Postfach 51 01 53

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

(1991 — 1994)

Präsident:	Prof. Dr. H. HAGEDORN, Würzburg
Vizepräsidenten:	Prof. Dr. F. GRUBE, Kiel Dr. L. EISSMANN, Leipzig
Schriftleiter des Jahrbuchs:	Priv.-Doz. Dr. J. KLOSTERMANN, Krefeld
Schatzmeister:	Prof. Dr. E.-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
Dr. W. v. BÜLOW, Schwerin
Prof. Dr. H. MÜLLER-BECK, Tübingen
Prof. Dr. W. SCHIRMER, Düsseldorf

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

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

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

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

Schriftwechsel, der sich auf das Jahrbuch bezieht, an
Priv.-Doz. Dr. J. KLOSTERMANN, De-Greiff-Straße 195, 4150 Krefeld.

Eiszeitalter und Gegenwart

Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der
Deutschen Quartärvereinigung

42. Band

Mit 62 Abbildungen im Text, 14 Tabellen
und 12 Tafeln, 1 Karte i. d. Anl.

Herausgeber und Verlag: Deutsche Quartärvereinigung Hannover

Schriftleitung: JOSEF KLOSTERMANN

Vertrieb:



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

1992

Inhaltsverzeichnis

A. Aufsätze	Seite		Seite
<i>SCHMUDE, K.</i> : Zwei cromerzeitliche Artefakt-Fundplätze in der Jüngeren Hauptterrasse am Niederrhein	1 — 24	<i>HANNSS, C. & PESCHKE, P.</i> : Die Banquette des Val du Bourget (franz. Nordalpen): Gelöste und ungelöste Probleme der der jungpleistozänen Klima- und Reliefentwicklung	94 — 114
<i>BÜLOW, W. VON & MAI, D. H.</i> : Die südlichen Trebser Schotter aus dem Oberpliozän Südwest-Mecklenburgs	25 — 39	<i>HERING, G., LANGHEINRICH, G. & WILCZEWSKI, N.</i> : Der prähistorische Bergsturz von Pfannes/Südtirol (Italien)	115 — 120
<i>SCHREIBER, U. & HERPIN, R.</i> : Korngrößenanalysen an kalt- und warmfluvialen Sedimenten des Lechtales - Bayerisch - Schwaben	40 — 51	<i>WENZENS, H.</i> : Mittelquartäre Klimaverhältnisse und Reliefentwicklung im semiariden Becken von Vera (Südostspanien)	121 — 133
<i>FELDMANN, L.</i> : Ehemalige Ammerseestände im Hoch- und Spätglazial des Würm	52 — 61	<i>MAHANEY, W. C., HANCOCK, R. G. V. & BARENDREGT, R. W.</i> : Stratigraphy, geochemistry and paläomagnetism of late quaternary bedrock and paleosols, Karisoke Area, Virunga Mountains, Northwestern Rwanda	134 — 145
<i>WYPYRSCZYK, B., BOENIGK, W. & HEUMÜLLER, G.</i> : Fehlerabschätzung bei Schwermineralanalysen	62 — 71	B. Berichte	146 — 150
<i>SIEBERTZ, H.</i> : Neue Befunde zu den sedimentologisch-stratigraphischen Lagerungsverhältnissen und zur Alterszuordnung der äolischen Decksedimente auf dem Niederrheinischen Höhenzug	72 — 79	C. Report	151 — 153
<i>EHLERS, J., GIBBARD, P. & WHITEMANN, C.</i> : Elsterzeitliche (Anglian) Eisdynamik in East Anglia	80 — 93	D. Buchbesprechungen	154 — 160

ISSN 0424-7116 © Deutsche Quartärvereinigung, Hannover

Schriftleitung: J. KLOSTERMANN

Für den Inhalt der Arbeiten sind die Verfasser allein verantwortlich

Herstellung:

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

Zwei Cromerzeitliche Artefakt-Fundplätze in der Jüngeren Hauptterrasse am Niederrhein

KLAUS SCHMUDE *)

Lower Pleistocene, Rhine River, Younger Main Terrace, Matuyama-Brunhes-Limit,
gravel-pits, artefacts, quartzit/quartzitic sandstone, quartz, flint.

Lower Rhine Embayment

Kurzfassung: In zwei aus den Flußterrassen des Rheines fördernden Sand- und Kiesgruben fanden sich Stein-Artefakte, in der Mehrzahl abgerollt: sie sind überwiegend aus Varianten von Quarzit und quarzitischem Sandstein hergestellt, einige aus Quarz oder Flint.

Die Betriebe, Weeze und Kirchhellen, fördern Sand und Kies aus der Hauptterrasse 3 im ersten und der Hauptterrasse 1 im zweiten Fall. Die paläomagnetische Matuyama-Brunhes-Grenze befindet sich im oberen Teil der Hauptterrasse 3. Daher sind Sedimente und Artefakte in beiden Kiesgruben älter als ca. 700 000 Jahre.

Die Oberflächen der überwiegend abgerollten und/oder patinierten Artefakte (kein Windschliff) weisen den gleichen Schliff und Färbung wie die Gerölle des Kieses auf. Sowohl auf den Geröllhalden als auch auf den Abbauflächen wurde gesammelt. In der Kiesgrube Kirchhellen wurden zwei Artefakte aus der Schicht geborgen.

Nach den heutigen Vorstellungen fand die Bildung der Jüngeren Hauptterrassen zwischen 0,6 und 1,6 Millionen Jahren statt, je nach Interpretation der paläomagnetischen Meßergebnisse sowie nach der schwermineralanalytischen Verknüpfung der Terrassenkörper.

Das Inventar der Artefakte umfaßt Bifaces, Trieder, Pics, Cleaver, Chopper/Chopping Tools, Polyeder, Abschläge und Kerne.

Größere Gerölle sind selten; dies mag die Seltenheit von großen Abschlägen, die in Inventaren des Mittelmeerraumes zur Herstellung von Faustkeilen und Cleavern dienten, erklären. Ein unbekannter Prozentsatz von Quarz- und Flint-Artefakten dürfte bis zur Unkenntlichkeit verändert worden sein; dasselbe dürfte auf die Kleingeräte zutreffen.

Bedauerlicherweise gibt es in beiden Kiesgruben keine Faunenreste.

Die Inventare sind selbst mit ihrer begrenzten und durch die Fundbedingungen selektierten Artefaktzahl bemerkenswert. Man kann ihr Vorkommen im gleichen Rahmen wie die Fundstücke der älteren Schichten von Mülheim-Kärlich

sowie dem Koblenzer Raum sehen. Im Unterschied zu diesen enthalten sie jedoch typische Geräte, welche Aussagen zu ihrer Position in Technik und Zeit erlauben. Sie dürften dem frühen Cromer-Komplex angehören. Der kulturelle Rahmen muß im frühesten Beginn der europäischen Faustkeilkultur, früher auch Abbevillien, heute als Früh-Acheuléen, Alt-Acheuléen oder Proto-Acheuléen bezeichnet, gesehen werden.

[Two Cromerian Artefact Sites in the Younger Main Terrace
in the Lower Rhine Area]

Abstract: In two gravel-and-sand-pits, producing from fluvial terraces of the river Rhine, lithic artefacts were encountered, in the majority rolled, made mainly on various sorts of quartzite and quartzitic sandstone, a few on quartz and flint.

The pits, Weeze and Kirchhellen, produce sands and gravels from the Younger Main Terrace (HT 3) in the first and Younger Main Terrace (HT 1) in the second case. Consequently sediments and artefacts in these two pits are older than 700 000 years.

The surfaces of the mostly rolled and/or patinated artefacts (no eolisation) have the same polish and coloration as the pebbles from the gravel. Collecting took place on the pebble-storage-dumps as well as along the production-front. Two artefacts were taken directly from the sediments in the pit Kirchhellen.

Present geological thinking sees the formation of the Younger Main Terraces from 0,6 to 1,6 millions years, depending on the interpretation of the paleomagnetic measurements and of the aspect of the heavy-minerals-analysis of the terrace-bodies.

The inventory of the artefacts contains bifaces, trihedrals, picks, cleavers, choppers/chopping tools, polyhedrons, flakes and cores. Bigger pebbles are scarce: this may explain, why large flakes, which served in inventories of the Mediterranean Area for the production of bifaces and cleavers, are rare. An unknown percentage of quartz- and flint-artefacts was probably deteriorated to the point of being un-identifiable; the sample applies to small (or light-duty-) tools.

*) Anschrift des Verfassers: K. SCHMUDE, Habichtstr. 71,
D-4300 Essen 1.

Regrettably there are no rests of fauna in both pits. These inventories are, even with their limited and, by the existing conditions, selected number of artefacts, remarkable. Their presence can be seen in context with the artefact-sites of the elder layers from Mülheim-Kärlich as well as the Koblenz-area. In difference to these they contain typical tools, which permit conclusions regarding their position in technique and time. Apparently they belong into the early Cromer-complex.

The cultural context is to be seen in the very beginning of the european hand-axe-culture, formerly known as Abbevillian, now defined as Early Acheulian, Lower Acheulian or Proto-Acheulian.

1 Forschungsstand

Die Erforschung des Altpaläolithikums in Deutschland fand, im Vergleich mit Ländern wie Frankreich und Spanien, nur sporadisch und zögernd statt. Darauf dürften unter anderem folgende Gründe Einfluß gehabt haben:

- a) In den oben erwähnten Ländern ist ein außerordentlicher Fundreichtum vorhanden, besonders auf bzw. in den Flußterrassen.
- b) Die Diskussion um die Funde und Theorien RUST's (1971), die „Heidelberger Kultur“ und deren Ablehnung, zog als Folgeschäden zwei Erscheinungen nach sich:

- eine große Zahl von Sammlern legte der Fachwelt Phantasieprodukte vor,
- als Folge auch davon baute sich bei den deutschen Archäologen gegenüber abgerollten und/oder oberflächenveränderten Fundstücken eine von vornherein ablehnende Haltung auf.

Als weiteres negatives Moment sei hier auch die sog. „faustkeilfreie Zone“ genannt, welche den Rhein als Grenze faustkeilführender Industrien postuliert.

Die Mittelpaläolithischen Funde wurden im westlichen Mitteleuropa von BOSINSKI (1967) aufgearbeitet und nach kulturellen, chronologischen und typologischen Gesichtspunkten gegliedert. Für das folgende Altpaläolithikum fehlt jedoch eine solche ausführliche Aufarbeitung. Im Schriftgut anderer Länder sind nur Regionen bearbeitet. In Gesamtübersichten des Paläolithikums wie den Arbeiten von BORDES (1984) oder MÜLLER-KARPE (1966) nimmt das Altpaläolithikum nur einen untergeordneten Raum ein. Lediglich FIEDLER (1985) bietet eine Einführung in die typologischen Probleme des Altpaläolithikums.

Hinzu kommt, daß die Situation in der Quartärgeologie in Fluß geraten ist; neue Erkenntnisse, besonders durch absolute Altersangaben wie z.B. in Mülheim-Kärlich (SCHMINCKE & BOOGARD 1989), dazu

der Prozeß der Lösung von den klassischen alpinen Stufen und die Versuche der Korrelation mit den Stufen der Tiefsee-Bohrkerne, schaffen Unsicherheit. Erwähnt man noch die Schwierigkeiten bei der Ansprache oberflächenveränderter Artefakte, wird verständlich, daß all diese Umstände keinen Ansporn bilden, sich mit dem genannten Fundstoff zu beschäftigen.

Funde des Jüngeren Acheuléen sind dagegen aus Deutschland reichlich bekannt, so z. B. aus Markkleeberg, dem Leine-Tal, Wattenstedt, dem Emscher-raum, die Quarzschlagstellen von Hessen, um eine Reihe zu nennen.

An älterpaläolithischen Fundstellen sind in der BRD und im Grenzbereich zu nennen:

- a) Die Geröllgeräte von Achenheim im Elsaß (THEVENIN 1976)
- b) Die Funde VAN BERG's und FIEDLER's (1983) von Winnigen/Bisholder an der Mosel, aber auch schon vorher der Hinweis auf ältere paläolithische Funde am Mittelrhein (FIEDLER 1977).
- c) Die von WÜRGES (1986) geborgenen Fundstücke von Mülheim-Kärlich, die in das späte Alt- und/oder das frühe Mittel-Pleistozän zu datieren sind.
- d) Die Münzenberger Geröllgeräte (KRÜGER 1980)
- e) Der Unterkiefer von Mauer

Die altpaläolithischen Artefakte des Rheinlandes wiesen Merkmale auf, die auch bei der Suche und dem Erkennen derartiger Funde in anderen Zonen dieses Gebietes beachtet werden müssen (FIEDLER 1989):

- die Fundstücke waren oft aus meist grobem, zähen, nur gelegentlich auch feinkörnigerem, spröden Material gefertigt, das für die Erkennbarkeit der technologischen Kennzeichen ihrer anthropogenen Herstellung viel Erfahrung verlangt.
- bis auf die im Löss gefundenen wiesen diese Steingeräte sehr unterschiedliche Erhaltungs- und Verwitterungszustände auf.
- mit Ausnahme der wenigen Faustkeile von Kärlich und Bisholder waren die übrigen Artefakte sehr einfache Chopper, Abschläge und Kerne, deren anthropogener Ursprung im jeweiligen Einzelfall nicht unumstritten zu sein braucht und die typologisch wenig aussagen.

2 Entdeckung, Lage, Geologie und stratigraphische Zuordnung der Fundstellen

1985 begann, unter Zuhilfenahme geologischer Unterlagen, im Raum um Essen die Suche nach paläolithischen Artefakten und zwar in Anlehnung an die allgemeinen Erfahrungen mit den Flußterrassen-Fundstellen Südfrankreichs und Spaniens. Diese führ-

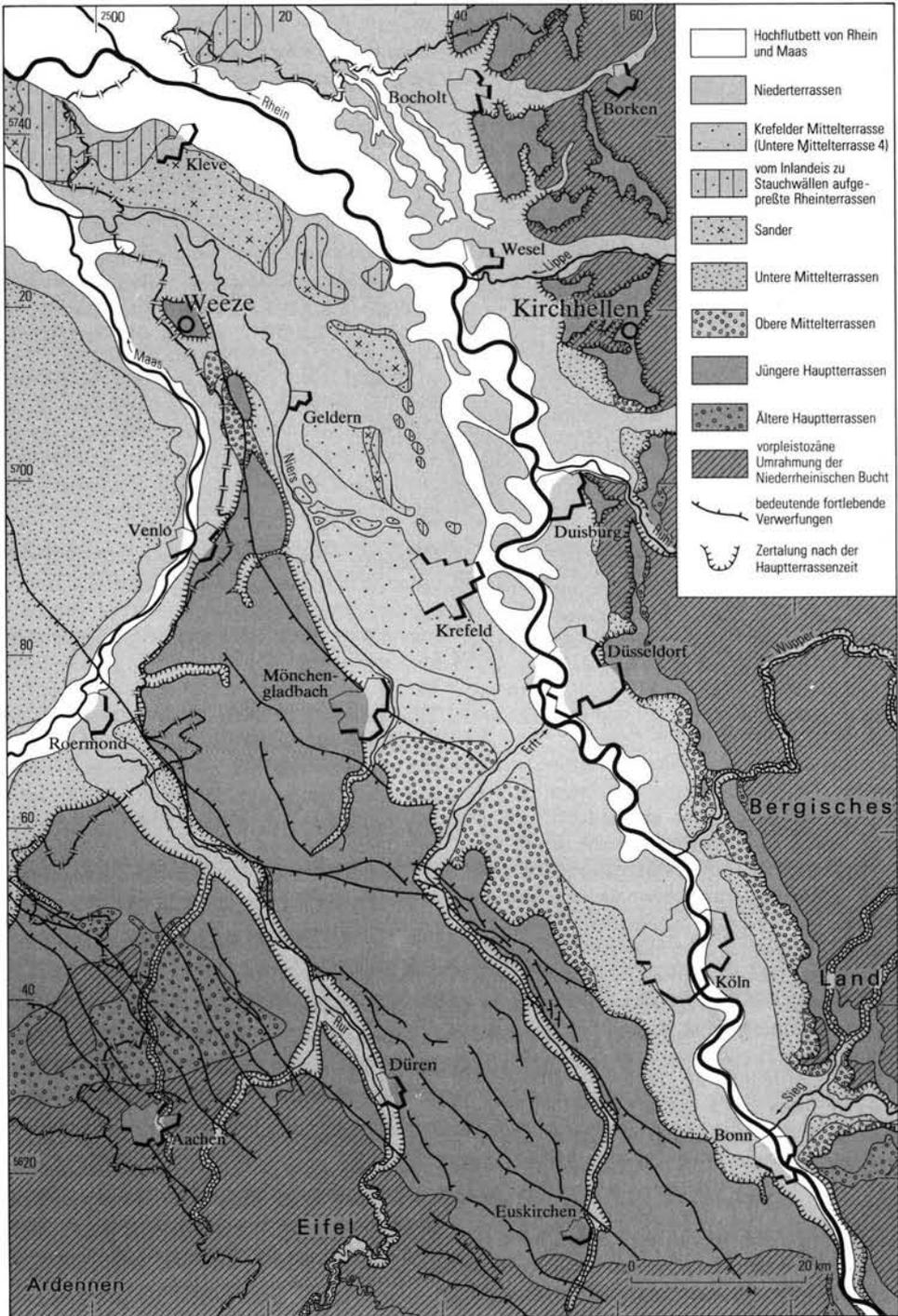


Abb. 1: Lageplan.

te 1989 zu den beiden Sand- und Kiesgruben Weeze und Kirchhellen, deren Fundsituation und -material im folgenden beschrieben wird.

Die Sand- und Kiesgrube Weeze befindet sich ca. 6 km westlich dieses Ortes auf einem geologischen Halbhorst. Hier waren die verwilderten Abfluß-Systeme von Rhein und Maas während der Bildung der Hauptterrassen verzweigt und vernetzt, die Sedimente sind daher eine Mischfazies.

Die Sand- und Kiesgrube Kirchhellen befindet sich ca. 3 km südwestlich dieses Ortes. Rhein- und Ruhr-Material sind hier gemischt vorhanden. Auffällig ist der hohe Flint-Anteil, z. B. in kopfgroßen Knollen, wohl aus dem Aachener Raum.

Da beide Fundstellen in Jüngeren Hauptterrassen liegen und zwar in Weeze gesichert (KLOSTERMANN 1984: 492) in der HT 3, Kirchhellen in der HT 1 (BRUNNACKER et al. 1982: 216), sollen sie vorerst gemeinsam behandelt werden.

Die Bildung der Jüngeren Hauptterrassen wird von ca. 0,6 Mio. Jahren bis ca. 1,6 Mio angesetzt (BRUNNACKER 1978). Sie liegt damit zum großen Teil im Cromer-Komplex. Die Grenze zwischen der letzten Periode normaler (Brunhes) und reverser Polarisierung (Matuyama) liegt bei 0,7 Mio. Jahren. Sie verläuft im oberen Drittel der HT 3.

In Weeze wurde reverse Polarisierung gemessen (mdl. Mitteilung J. KLOSTERMANN), hier befinden sich also, auch auf Grund anderer geologischer Daten, Schichten des älteren Teiles dieser Terrasse, deren Bildung von ca. 0,6 bis 0,8 Mio. Jahren angesetzt wird. In Kirchhellen wurde normale Polarisierung gemessen (mdl. Mitteilung F. JANSEN); es handelt sich hierbei um ein vorläufiges Ergebnis; die Bestätigung bleibt abzuwarten. Diese Polarisierung deutet auf das Jaramillo-Ereignis (ca. 0,9—0,95 Mio. J.). Unsere, sowie eine weitere Fundstelle ca. 10 km nördlich, mit ebenso wahrscheinlich normaler Polarisierung liegen in einem Terrassenstreifen, der sich von Bottrop nach NE erstreckt und von BRUNNACKER et al. (1982: 216) in die HT 1 eingestuft wurde. Das Alter der Bildung dieses Terrassenkomplexes wird von ca. 0,85 bis 1,65 Mio J. angesetzt. Das Jaramillo-Ereignis liegt im jüngsten Teil dieser Perioden. Erwähnenswert erscheint, daß in Mülheim-Kärlich die ältesten Artefaktfunde ebenfalls aus diesem Bereich stammen. Das Alter der Artefakte wird auf ca. 1 Mio J. geschätzt (WÜRGES 1986: 3).

In beiden Kiesgruben setzen sich die Schichten aus häufig wechselnden bräunlich- oder auch schwarz gefärbten Sand-, Kies- und Tonlagen zusammen. Die Mächtigkeit der Terrassen liegt zwischen 4 und 8 m. Die Sand- und Kieslagen schwanken in ihrer Ausbil-

dung, Ton- oder Schlufflagen schieben sich linsenförmig ein, Rinnenbildung und Schräg- bzw. Diagonalschichtung wechseln auf kurzer Distanz: das typische Bild eines verwilderten Flusses mit stark schwankender Wasserführung; die Artefakte sind daher sekundär eingespült. Geologische Anzeichen für die Einordnung in die Hauptterrasse 3 sind u. a. vom Eis mitgenommene Tongerölle und synsedimentäre Eiskeile, beide Merkmale sind für diese Stufe typisch.

In beiden Gruben werden die Überkornhalden, aber auch die Abbaufrenten abgesucht. In der folgenden geologischen Beschreibung wird begründet, daß die Fundstücke aus den Terrassen selbst stammen.

In Weeze bildet die Terrasse die obere Schicht des Profiles, sie reicht bis in die Ackerkrume. Darüber gibt es keine andere Schicht. Die oberste Partie der Terrasse unter dem Humus weist gelegentlich Züge einer alten Oberfläche auf. Die Gerölle sind bräunlich verfärbt und tragen teilweise Spuren von Windschliff.

Die obere, etwa 2 m mächtige Schicht der Terrasse wird häufig durch Kryoturbationen gestört. Diese Taschen enthalten lehmiges Material, das mit Terrassengeröll gemischt ist; Gerölle daraus sind meist dunkelbraun gefärbt. Die Kryoturbationen wurden mehrfach gründlich untersucht, jedoch keine Artefakte gefunden. Solche müßten deutlich dunkler gefärbt sein als die Funde aus der Terrasse. Gerölle und Artefakte aus der Terrasse sind weiß bis gelb gefärbt. Die Abrolung von Geröllen und Artefakten ist gleichartig. Die Negative an den Artefakten weisen fast dieselbe Patina oder Verfärbung auf wie die Terrassengerölle. Bisher konnte, im Gegensatz zu Kirchhellen, noch kein Stück aus der Schicht geborgen werden.

Die Terrassenschichten werden von pliozänen Sanden und Tonen unterlagert.

Geologische Schicht-Profile werden nicht im Detail beschrieben. Bei dem schnellen Wechsel auf oft kurzer Distanz sagt ein Einzel-Profil nichts aus. Es lassen sich jedoch einige Regelmäßigkeiten an beiden Profilen erkennen: die größere, untere Partie besteht aus einem Sand-Kies-Gemisch, mäßig durchsetzt mit Geröllen. Darauf liegt eine Geröllbank von 0,5 bis 1,0, gelegentlich 2,0 m Mächtigkeit; aus dieser konnten in Kirchhellen zwei Fundstücke geborgen werden. In Weeze stammen die Funde wohl ebenfalls aus dieser Geröllbank.

Darüber liegt in beiden Gruben ein Sand-Kies-Gemisch, welches durch Frost gestört ist.

In Kirchhellen liegt am Top eine 1—2 m mächtige wohl drenthezeitliche Grundmoräne. Die Gerölle der Moräne bestehen überwiegend aus mitgeschlepptem Material der Terrasse, nordische Geschiebe und Flint

sind selten. Unter der Moräne lagern, wie schon erwähnt, Sande und Kiese der Hauptterrasse, die der HT 1 angehören.

Unter diesen Schichten befinden sich oligozäne Tone. Die Abrollung von Geröllen und Artefakten ist gleichartig, ebenso der Oberflächenzustand sowie die hell- bis dunkelgelbliche Verfärbung. Darüber hinaus sind einige Artefakte (z. B. Kihe 144), teilweise in typischem Mangan-Schwarz gefärbt, ein Hinweis auf die Einbettung des betreffenden Stückes in eine der entsprechenden Zonen der Terrasse. Wie erwähnt, wurden 2 Fundstücke aus der Schicht, der Geröllbank hier, geborgen (Kihe 5 und Kihe 193).

Im folgenden wird der Zustand der als Rohmaterial verwendeten Gerölle beschrieben. Das durch Sieben ausgesonderte Überkorn enthält mehr oder weniger, in der Mehrzahl erheblich verrundete Gerölle. Der Anteil an fast völlig runden oder ovalen Stücken ist jedoch gering. Die Mehrzahl der Gerölle ist patiniert, ein Teil in hohem Maß. Schlägt man solche Stücke an, erkennt man häufig die mehrere mm starke Kruste; das Innere ist meist mürbe, ausgelaugt und fast immer heller gefärbt als die Kruste. Neben den gerundeten Geröllen kommen nicht selten etwa 15 bis 30 cm lange, nicht so stark verschliffene Frostscherben vor, die im Vergleich zu den übrigen Geröllen weit besser enthalten sind (kurzer Weg/Transport im Eis/Zerfall im Frost auf einer Kiesbank?). Die Rheingerölle werden in der allgemeinen geologischen Literatur, z. B. den Erläuterungen zum Blatt Geldern (KLOSTERMANN 1984) ausführlich beschrieben.

3 Das Fundmaterial

3.1 Das Rohmaterial

Im folgenden werden die Gesteine beschrieben, aus denen Artefakte geschlagen wurden, dazu ihre Verwendbarkeit, Unterschiede in derselben und spätere Veränderungen. Den Hauptanteil bilden Varianten aus einer Reihe „Sandstein — quarzitischer Sandstein — Quarzit“. Aus anderem Material wurden nur vereinzelt Artefakte gefunden, doch dürften Probleme in der Ansprache von z. B. Quarz oder Flint dafür verantwortlich sein.

Aus folgenden Gesteinen wurden Artefakte hergestellt:

a) **T a u n u s q u a r z i t**: dieser umfaßt Quarziterölle aus dem Hunsrück-Taunus-Bereich: meist grober, sehr unterschiedlicher Quarzit, manchmal fast Sandstein, daneben glasige Varianten, von bläulicher, rötlicher, violetter, auch weiß-grau bis gelblicher Färbung. Die Schlagmarken sind häufig gut ausgeprägt mit Bulbus, Auftreffpunkt und Radialstrahlen. Häufig vorhandenes Gestein, häufig verwendet.

b) **Q u a r z i t e u n d q u a r z i t i s c h e S a n d s t e i n e a u s D e v o n / K a r b o n**: Es kommen alle Varianten vor. In frischem Zustand besitzt dieses Gestein oft einen typischen stahlgrauen Farbton. Wenn verwittert, wird es gelblich-grün bis olivgrün. Schlagmarken sind nur gelegentlich gut zu erkennen. Die durch das Zusammentreffen von Negativen gebildeten Grate sind typisch gerade, nicht geschwungen, wie meist bei den anderen Gesteinen. In Kirchhellen häufig (Ruhr-Anteil), in Weeze sehr selten.

c) **P y r i t q u a r z i t**: meist feinkörniger, oft schiefriger Quarzit von grau-schwarzer Färbung, durch viele Löcher ausgewitterter Pyritkristalle gekennzeichnet. Erfordert hohen Kraftaufwand beim Bearbeiten; massive Stücke stehen bei Beanspruchung lange.

d) **S p r ö d e r T e r t i ä r q u a r z i t**: dieser und der folgende Quarzit sind Varianten des äußerst unterschiedlich vorkommenden Tertiärquarzites. Diese gelegentlich verwendete Form ist feinkörnig, guterhalten fast glasig. Ausgelaugt erscheinen die Stücke fast mürbe, die Kanten sind stark verrundet. Er ist immer gelblich-hellbraun gefärbt. An besser erhaltenen Stücken sind Schlagmarken gut zu erkennen. Dieser Quarzit wurde im Jung-Acheuléen häufig verwendet.

e) **Z ä h e r T e r t i ä r q u a r z i t**: sehr feinkörniger, dichter, zäher Quarzit, meist gelblich-bräunlich, aber auch grau und grünlich gefärbt. Enthält häufiger Versteinerungen. Er bildet eine auffällige prozellanartige, fleckige, weißlich-gelbe Patina. Oft von schiefriger Struktur, springt unregelmäßig und bildet auffällig irreguläre Formen. Schlagmerkmale häufig unklar, sind jedoch gut zu erkennen, wenn man selbst schlägt und entsprechend Erfahrung sammelt. Bildet scharfe Kanten, die unter schwerer Beanspruchung lange stehen. Schwer bearbeitbar, ist er jedoch der widerstandsfähigste der vorkommenden Werkstoffe.

f) **Q u a r z**: es wurden vereinzelt Kerne und Geräte gefunden. Ein Erkennen ist nur möglich, wenn neben halbwegs gut erhaltenen Schlagmerkmalen auch eine deutliche Funktionsform erkennbar ist.

g) **F l i n t**: in Weeze wurden drei Abschläge gefunden. Schwerpunkte bei der Artefaktherstellung scheinen beim Taunusquarzit und dem zähen Tertiärquarzit zu liegen. Diese Aussage ist mit Vorsicht zu betrachten, da die Fundumstände die Verhältnisse verfälschen dürften.

3.2 Erhaltungszustand der Artefakte

Die Artefakte weisen alle möglichen Abrollungs-Stadien auf, gesteinsbedingte Unterschiede sind nicht zu erkennen. Von Taunusquarzit und zähem Tertiärquarzit liegen einige besser erhaltene Fundstücke vor. Die Mehrzahl der Fundstücke ist stark bis sehr stark verrollt. Die Fundzahl ist zu gering, um zu versuchen, einen Maßstab für Abrollung aufzustellen. So lassen sich bis jetzt keine Aussagen machen, wie sie z. B. in Pinedo möglich sind (QUEROL & SANTONJA 1979: 45). Eine kleine Zahl Artefakte ist stark patiniert. Windschliff ist nicht zu erkennen, wohl nicht vorhanden.

3.3 Schlagtechnik und andere technologische Aspekte

Die verwendeten Rohstoffe sind im Verhalten und der Nutzung sehr unterschiedlich. Bei Schlagversuchen wurde folgende Beobachtung gemacht:

der Werkstoff mit der größten Standfestigkeit ist der zähe Tertiärquarzit, seine Schneiden überstehen Bearbeitung von hartem Holz und Hirschgeweih weit besser als die übrigen Rohstoffe. Seine Bearbeitung erfordert ungewöhnlichen Kraufaufwand; die massivere Form des Pyritquarzites kommt ihm nahe.

Der Taunusquarzit ist am besten von allen Rohmaterialien bearbeitbar, seine Arbeitskanten verstumpfen aber schneller. Die restlichen Gesteine fallen gegen die vorher genannten ab.

Der Artefaktanteil an Flint ist viel geringer als der Anteil von Flintknollen und -brocken im Geröll der Terrasse. Man sollte eigentlich sowohl größere, vor allem aber kleinere Flintartefakte erwarten.

Wie auf anderen altpaläolithischen Fundstellen dürfen jedoch teilweise die Grobgeräte aus anderen, für die schweren Hack-Arbeiten besser als Flint geeigneten Gesteinen wie z. B. Quarzite, geschlagen worden sein, während für die feineren Arbeiten Geräte aus Flint verwendet wurden. Diese hypothetischen Kleingeräte dürften vom Fluß zerstört oder weggespült worden sein.

Die gefundenen Artefakte sind überwiegend mit wenigen Schlägen geformt, wozu ganz erhebliche Kraft notwendig ist. Daneben sind aber, z. B. an Triendern, Flächen mit vielen feineren Schlägen bearbeitet. Geschlagen wurde, so zum Beginn eines Gerätes, wohl auf dem ruhenden Amboß, aber auch ungewöhnlich oft mit bipolarer Technik. Die Kanten sind teils stark sinusförmig gewellt, einige Stücke haben aber bereits recht gerade Kanten.

Die Geräte sind meist sehr dick, oft unsymmetrisch und irregulär. Auffällig ist das seltene Vorkommen großer Abschlüge, was mit der Seltenheit großer Gerölle zusammenhängen dürfte. Plattiges Material kann als Ersatz für große Abschlüge gedient haben.

3.4 Formenkundliche Ordnung

Mit dem Auffinden der Artefakte wurde es notwendig, nach vergleichbaren Typen zu suchen, da solche in den Beschreibungen nord- und mittel-europäischer Fundstellen nicht vorkommen und damit Beschreibungen fehlen, die zu Vergleichszwecken herangezogen werden könnten. Solche finden sich jedoch in Inventaren bekannter Alt-Acheuléen-Fundstellen des Mittelmeer-Raumes und werden hier verwendet. Dabei wurde besonders auf die von TAVOSO (1978) und

SANTONJA (QUEROL & SANTONJA 1979) beschriebenen Typen zurückgegriffen.

F a u s t k e i l e

Eine Reihe von Autoren, die sich mit Alt-Acheuléen-Inventaren befaßt haben, bezeichnen als Faustkeile alle mit der Faust geführten, keilförmigen bis spitzen Geräte (Bifaces, Pics, Trierer, Cleaver). Diese Betrachtungsweise wird hier auch verwendet, wobei von „Faustkeilen in s.l.“ und „Bifaces = Faustkeile in s.s.“ die Rede ist. Um der besseren Vergleichbarkeit halber werden einzelne Geräte-Typen, soweit möglich, getrennt behandelt. Siehe hierzu auch BORDES (1988: 77) und LEAKEY (1971: 5).

P i c s u r d i è d r e c o r t i c a l, nach TAVOSO (1978: 28)

Kommen in flacherer Form an der Garonne, im Mittleren Acheuléen vor; in größerer Form z. B. in Pinedo (QUEROL & SANTONJA 1979: 124—141)

T e r r a A m a t a P i c, mit *a b r u p t e r R e t u s c h e*, nach TAVOSO (1978: 28)

Vorkommen im Mittleren und Alt-Acheuléen, nicht häufig, aber fast immer vorhandenes Gerät. (QUEROL & SANTONJA 1979 124—128, AGUADO 1963: T. 13—28, LUMLEY 1976; SANTONJA & PEREZ-GONZALES 1984: 147, 148)

P i c a l t è r n e nach TAVOSO (1978: 28)

An diesem Gerät ist eine Spitze oder kleine Meißelschneide durch alternierendes Beschlagen der Seiten eines flachen Gerölles herausgearbeitet. Das zeitliche Auftreten entspricht dem der vorher genannten Geräte.

Für die Beschreibung der anderen Fundstücke genügen bekannte Begriffe.

Generell soll auf die erhebliche Unsicherheit in der hier verwendeten Klassifizierung hingewiesen werden: wir wissen nicht, welches die reale Funktion der Artefakte war und inwieweit die aus unserer heutigen Sicht herausragenden Formen wirklich das waren, was wir vermuten. Die Unklarheit der Abgrenzung Chopper/Chopping Tool gegen Kerne ist bekannt (TOTH 1987: 109, 110), Abgrenzungen wie Pic-Trierer-Pic sur dièdre cortical — Terra Amata-Pic mit abrupter oder flächiger Retusche — Chopper à pointe sind sicher künstlich und dazu in so hohem Maße vom vorhandenen Material abhängig, daß man sie nur als Versuch der Anwendung unvollkommener Hilfsmittel (mangels Besserem) ansehen sollte. Was „sicher“ erscheint, ist, daß der Frühmensch hier anscheinend viele derbe Spitzen herstellte — über die Funktion können wir Vermutungen anstellen.

3.5 Gefundene Artefakte

3.5.1 Kerne

Die bisher gefundenen Kerne weisen folgende Merkmale auf:

- sie wurden alle unsystematisch abgebaut,
- nur an zwei Exemplaren ist eine simple Kantenpräparation (?) angedeutet,
- die Zahl der Negative reicht von 2 bis 8,
- an 4 Stücken ist bipolare Technik erkennbar.
(Diese Kerne zeigen auf der Abbaufäche einen Schlagwinkel von ca. 90°, am distalen Kern-Ende eine Zone auffälliger Zertrümmerung (vgl. KOBAYASHI 1975).
- viele Kerne besitzen unregelmäßige, grobe, ovale, bis würfelförmige Körper. Siehe Taf. 4, Fig. 1 und 3, Taf. 5, Fig. 1 und Taf. 6, Fig. 1a.

Ein Teil der Fundstücke könnte sowohl als „Chopper“ als auch als „Kern“ bezeichnet werden; es gibt ein Mischfeld. Diese Stücke wurden im Prinzip alle den Kernen zugeordnet.

3.5.2 Abschläge

Die Fundstücke sind überwiegend dorsal cortexbedeckt, Negativreste sind dorsal selten. Die Schlagflächenreste sind jedoch überwiegend cortexfrei, also Negativreste. Abschläge wurden aus fast allen vorkommenden Gesteinen hergestellt, lediglich Quarz und Pyritquarzit wurden nicht angetroffen. Diedrische oder facettierte Schlagflächenreste kommen nicht vor.

Die Größe der Fundstücke liegt zwischen ca. 150 mm Breite, 100 mm Länge und 60 mm Dicke sowie etwa 70 × 60 × 30 mm (s. Taf. 4, Fig. 2).

3.5.3 Bearbeitete Abschläge

Geräte wie Schaber, Spitzen o. ä. an Abschlägen wurden bisher nicht gefunden.

3.5.4 Beschlagene Gerölle

Von den beiden Fundstellen liegen Chopper und Chopping Tools vor. Auffällig ist die geringe Fundzahl an solchen Geräten im Verhältnis zu Pics und Triedern.

Neben einigen größeren Exemplaren wurde auch ein kleines, flaches Quarzitzeröll (ca. 70 × 50 × 20 mm) gefunden, das auf beiden Seiten an den Kanten grob

beschlagen ist. Es erinnert an die Fundstücke von Cannstadt (WAGNER 1986: 204, 205).

Bei den Choppern und Chopping Tools handelt es sich um einfache, mit wenigen Schlägen bearbeitete Stücke. Bemerkenswert ist ein größeres Chopping Tool aus Kevelaer; seine Maße sind 139 × 117 × 75 mm, es weist 8 Negative auf (vgl. Taf. 6, Fig. 2).

3.5.5 Polyeder

Es wurden bisher 3 Exemplare gefunden, die nur teilweise bearbeitet und stark verrollt sind. Bei der Ansprache dieser Stücke ist Kenntnis typischer Acheuléen-Polyeder aus Quarzit hilfreich.

3.5.6 Faustkeile s. l.; Bifaces, Pics, Trieder, Cleaver (TAVOSO 1978: 23, 25)

F a u s t k e i l e s. s. = B i f a c e s :

Aus Kirchhellen liegen 3 Bifaces vor. Das erste Stück, aus Taunusquarzit, Kihe 1, ist dick, im Querschnitt fast quadratisch, alternierend geschlagen; an der Oberfläche sind Cortexreste vorhanden. Die Kanten sind so geschlagen, daß sie das Gerät formen, zum Schneiden jedoch ungeeignet sind, die Spitze ist das Ziel der Herstellung. Das Stück ist abgerollt. Die Maße: L = 145, H = 60, B = 72 mm (Taf. 3, Fig. 2). Biface Kihe 158 ist lang, flach, im Längsschnitt keilförmig, die Spitze ist unsymmetrisch. Das Stück ist aus quarzitischem Sandstein (Karbon?). Eine Seite ist steil, durch wenige kräftige Schläge (wie auch Trieder Kihe 144), die andere Seite ist flach, die Kante durch alternierende Schläge konvex geformt. Die Maße: 150 × 49 × 79 mm.

Der Biface 169, aus dem zähen Tertiärquarzit, verrollt und patiniert, hat angenähert mandelförmigen Umriss. Die Spitze ist durch einen quer angesetzten Schlag entweder beschädigt oder zur Meißelschneide umgeformt (wie auch bei Trieder Kihe 144 und Triederspitz 183). Die Unterseite ist dachförmig zurechtgeschlagen, ein Teil davon Cortex. Die Oberseite ist von einer Rippe schief durchzogen. Das Stück erinnert an die unsymmetrischen Stücke des Bergerac, etwa Typ Cantalouette, Le Pendu (GUICHARD 1976: 921—923). Wir begegnen dieser auffälligen Asymmetrie bei den Stücken aus zähem Tertiärquarzit immer wieder. Eigene Schlagversuche fördern das Verständnis.

T r i e d e r :

Aus beiden Betrieben liegen jeweils mehrere Trieder sowie Bruchstücke vor. Die kompletten Stücke sind über die ganze Länge dreieckig geschlagen, manchmal nur zweiseitig. An anderen Exemplaren ist etwa die

Hälfte des Körpers beschlagen. Verwendet wurden alle vorhandenen Gesteine. Die Spitze ist gelegentlich alt oder neu abgebrochen (vgl. Taf. 1, Fig. 1 und Taf. 2, Fig. 1a).

Ein Stück aus rötlichem quarzitischem Sandstein ist bemerkenswert. Die Spitze wurde durch zwei kräftige Schläge geformt, ist hochrückig-lang, schmal, dreieckig-schnabelförmig, der vorderste Teil alt abgebrochen. Der Talon ist ebenfalls beschlagen. Dieses Stück leitet über zu einem sehr dicken Terra-Amata-Pic mit abrupter Retusche (vgl. BIBERSON 1961: 141 sowie AGUADO 1963: Taf. XIV und XV).

Unspezifische Pics:

Hier wurden Stücke zusammengefaßt, die sich keiner Gruppe zuordnen lassen. Dazu gehören Stücke aus zähem Tertiärquarzit: der Körper ist völlig unregelmäßig, rundlich-barrenförmig und läuft in einer kurzen, dicken, leicht gebogenen Spitze aus; diese ist zersplittert. Aus Taunusquarzit sind Stücke, an denen durch einige Schläge eine kurze, dornartige Spitze herausgearbeitet wurde. Geräte dieser Art sind z. B. im Inventar von Pinedo häufig (Sammlung im Nationalen Archäol. Museum Madrid, eigene Beobachtung).

Pic altèrne:

Ein Exemplar, geschlagen aus einem flachen Geröll, wurde in Kevelaer gefunden. Die Spitze ist eine schräge Schneide.

Pic sur dièdre cortical:

Diese Gruppe ist durch eine Reihe von Fundstücken vertreten. Gelegentlich ist auch eine der beiden (normalerweise Natur-) Dieder-Flächen teilbearbeitet, meist sind es jedoch cortexbedeckte Flächen an einem kantigen oder plattigen Geröll. Typisch für diese Geräte ist, daß sie fast immer einige unregelmäßig verteilte Schlagnegative am Körper aufweisen. (Neben der bearbeiteten, gewölbten, den Pic bildenden Oberfläche.) Beispiele Sammlung Pinedo, M. A. N. Madrid (Taf. 1, Fig. 2). Aus der Reihe der normal großen Stücke von ca. 120—140 mm Länge ragt ein Exemplar heraus, das an einem plattigen Taunusquarzit-Geröll mit natürlicher, dachartiger Kante geschlagen wurde: das Stück wiegt 2,1 kg, seine Maße sind L = 251, H = 126, B = 95 mm — eine Größe, die in Mittel- und Alt-Acheuléen-Inventaren nicht auffällt.

Terra Amata-Pic mit abrupter Retusche:

Bei unseren Fundstücken handelt es sich um eine Gruppe von einfachen, meist asymmetrisch geformten Geräten mit einer dreieckigen Spitze, während der Support (Geröll, Trümmerstück, Platte) unter-

schiedlich ausgebildet ist, daher eine auffällige Variationsbreite in der Form (vgl. Tafeln in SANTONJA & PEREZ-GONZALES 1984, 147, 148). Diese Geräte sind teilweise schwierig zuzuordnen, es gibt Übergänge so zum "chopper à point" (vgl. Taf. 3, Fig. 1 und Taf. 5, Fig. 2).

Cleaver:

Diese Geräte sind auf unseren Fundstellen selten. Auf jeder wurde je ein Cleaver-artiges Gerät gefunden, beide am Abschlag, beide aus dem zähem Tertiärquarzit. An einem der Geräte wird die Arbeitskante durch das Zusammentreffen eines Negativs mit der Cortexfläche des Gerölls, am anderen durch das Treffen von zwei Negativen gebildet. Die Umrisse sind nur spärlich modifiziert, sie entsprechen eher den "cleaver-flakes" von ISAAC (1967: 247) (vgl. Taf. 2, Fig. 2).

Inventar der beiden Fundstellen: (Stand 4. 2. 92.)

Liste der Inventare

	Weeze	Kirchhellen
Bifaces	4	2
Pics	16	25
Cleaver-artige	1	1
Chopper	7	5
Chopping Tools	—	4
Kerne	16	12
		(incl. 2 Polyeder)
Abschläge	10	9
Diverse	12	7
	66	65

Wegen der vermutlich stark selektiven Fundsituation wird auf weitere Auswertung wie Berechnung der Prozentsätze verzichtet.

3.6 Diskussion der Fundumstände

Bei dem Bestreben, die problematischeren Umstände an den beiden Fundstellen zu erkennen, sind neben der Abrollung und Oberflächenveränderung der Artefakte eine Reihe weiterer Faktoren in Betracht zu ziehen:

a) Das Vorkommen von überwiegend größeren, schwereren Fundstücken deutet auf eine Sortierung durch den Fluß und auf einen gewissen Transportweg.

b) Artefakte aus Quarz oder Flint dürften meist über die Grenze der Erkennbarkeit hinaus verändert worden sein. Die wenigen Fundstücke zeigen sie an, ihr ursprünglicher Anteil an den Inventaren muß offen bleiben.

Dies trifft auch auf Sandstein als Rohmaterial zu. Es liegen, neben wenigen deutlichen Artefakten, eine Reihe artefaktverdächtiger Stücke vor, die vorerst gesammelt, jedoch nicht in das Inventar aufgenommen werden. Sandstein (kein „quarzitischer Sandstein“) ist im Altpaläolithikum in größeren Mengen als Rohmaterial verwendet worden, so z. B. in in Marokko BIBERSON (1961: 133) „grès feldspathique“.

c) An Taunus- und zähem Tertiärquarzit sind Schlagmerkmale besser als an den übrigen Gesteinen zu erkennen, was Selektion beim Sammeln unterstützt.

d) Einmal erkannte Formen werden beim Sammeln besser wiedererkannt, was ebenfalls Selektion fördert.

e) Von mehreren Autoren wird auf ein nachträgliches Einlagern von jüngeren Objekten in ältere Terrassen hingewiesen, z. B. von KUKLA (1975: 157). Dies setzt aber einen auf der Terrasse fließenden Strom voraus. Die Niederrheinische Bucht begann sich jedoch gegen Ende der Bildung der Jüngerer Hauptterrasse in stärkerem Maße zu heben, sodaß sie in weiten Teilen trocken fiel. Die Artefakte sind abgerollt, müssen also vorher d. h. während der Terrassenbildung geschlagen worden sein. (KLOSTERMANN 1988: 47)

In diesen Fragenkomplex: Einlagerung von jüngeren Objekten in ältere Ablagerungen, gehört auch die Möglichkeit von jüngerer Rinnenbildung. In England wird in Flußterrassen immer wieder die sog. „Channell“-Bildung beobachtet, jüngere Rinnen mit teilweise hoher Artefaktführung (MACRAE & MOLONEY 1988: 138). An unseren Fundorten konnte jedoch nichts Vergleichbares beobachtet werden. Es gibt viele kleinere Rinnen von 2—10 m Breite und 0,1—0,5 m Tiefe, sie liegen jedoch immer im Terrassenstapel und sind von horizontalen Schichten diskordant überlagert.

In der Kiesgrube Weeze sind lange Profilfronten (etwa 1 km) aufgeschlossen, sodaß derart auffällige Bildungen wie die „Channels“ in England gar nicht zu übersehen wären; es wird von wesentlich größeren Bildungen berichtet, welche die Terrasse unterbrechen und sich auch deutlich von ihr unterscheiden (MACRAE & MOLONEY 1988: 168).

f) Der verschiedenartige Grad der Abrollung bzw. Oberflächenveränderung wurde früher häufig als Kriterium für das Vorhandensein verschieden alter Artefaktserien betrachtet. Dies dürfte jedoch nur unter ganz bestimmten Bedingungen zutreffen. In der Auswertung der Grabung Pinedo interpretiert SANTONJA die Abrollung lediglich als Ausdruck unterschiedlicher, von diversen Faktoren beeinflusster Transportwege (QUEROL & SANTONJA 1979: 159), was hier auch angenommen wird. Die Artefakte können jedoch teilweise nur einen sehr kurzen Weg zurückgelegt haben, was aus dem Vorhandensein guterhaltener Stücke zu

schließen ist: kurzer Weg und/oder schnelle, schutz bietende Einbettung. Die stärker abgerollten Stücke können dann auch nicht aus enormen Entfernungen kommen.

g) Im Rahmen der Forschung in Ostafrika wurde festgestellt, daß im Lebensraum des Frühmenschen ein dünner „Schleier“ von Artefakten („scatter“) die Landschaft überzieht (ISAAC 1978: 199). Auf den rohstoffreichen Flußterrassen dürfte, neben Fundkonzentrationen, dieser „Schleier“ eher noch stärker sein. In diese Kategorie könnten unsere Funde vielleicht gehören. Eine andere Möglichkeit wäre weitgehende Vermischung des ursprünglichen Bestandes von Konzentrationen und dem „Schleier“ durch Hochwasser und Flußtransport mit dem Geröll.

h) In den jüngeren Industrien, wie z. B. dem Jung-Acheuléen, gibt es deutlich erkennbare Vorformen oder Halbfabrikate (Markkleeberg: BAUMANN & MANIA 1983: 196—219; Reutersruh: LUTTROP & BOSINSKI 1971: 134—143). Je älter die Inventare, je schwieriger dürfte diese Unterscheidung werden. In Arbeiten über Alt-Acheuléen-Fundstellen (Ubeidya: STEKELIS et al. 1966; Olduvai: LEAKEY 1971; Tarn/Agout: TAVOSO 1978) werden keine Vorformen beschrieben, im Text wird lediglich vereinzelt darauf Bezug genommen, so LEAKEY (1971: 31 oder 126). Bei den groben Formen, der archaischen Technik sowie unserer Unkenntnis der damit ausgeführten Arbeiten ist heute nicht mehr zu klären, wieweit unter unseren Stücken Vorformen sind. Bei zwei Artefakten, deren Spitzen alt abgebrochen sind (Triederspitze Kihe 183 und Trieder Kihe 172), läßt sich nicht feststellen, ob sie bei der Herstellung oder beim Gebrauch abgebrochen.

i) Bei Betrachtung der Fundserie muß man sich die Frage stellen, ob es sich nicht um eine Aufsammlung von durch Naturkräften in täuschender Form beschädigter Gerölle handelt, die einen Fundkomplex vortäuschen; die marginale Bearbeitung der meisten Stücke könnte ein Indiz dafür sein. Wesentliche Argumente sprechen jedoch für die anthropogene Herkunft der Fundstücke.

— Gerade altpaläolithische Fundkomplexe wie z. B. La Bastide de l'Anjou (TAVOSO 1978: 327) oder die Günz-Serie von Nancy (JANOT 1981: 307) sind derart marginal bearbeitet. Dies dürfte mit der jeweiligen Situation (kurzfristige Begehung?) und dem verfügbaren Rohstoff (hier plattig oder unregelmäßig geformten Geröllen aus schwer zu schlagendem Material) zusammenhängen.

— Es liegen eine Reihe deutlicher, mit 6—9 Negativen versehener Fundstücke vor. Den marginal bearbeiteten Stücken könnte, falls sie als Einzelfund vorlägen, kein Artefaktcharakter zugesprochen

werden. Im Komplex stützen sich die Stücke jedoch. Sichere Fundstücke sind:

Trieder Kihe 140
 Pic Kihe 190
 Chopper Kihe 190
 Terra Amata Pic KgWe 185
 Chopping Tool KgWe 185
 Chopper KgWe 148, 75,2 und 1
 Kerne aus Weeze: KgWe 10, 13 und 158

Ein Sammler, der seine Fundstelle über längere Zeit beobachtet, lernt den Geröllbestand und die Formen gründlich kennen. Er kann daher weit besser als ein Außenstehender beurteilen, welche Formen und Beschädigungen natürlich sind und häufig vorkommen oder ungewöhnlich sind. Dies hilft bei der Beurteilung der Fundstücke. Als Vergleichsmaterial wurden zwei Kollektionen angelegt, die zur Abgrenzung dienen:

- Geofakte, natürliche Trugformen, Stücke aus der „Grauzone“
- Natürlich entstandene Dreiecksformen und Spitzen

Daneben wurden Abschläge sowie bearbeitete Stücke aus eigener Schlagarbeit, aus verschiedenem Material, aufbewahrt.

Eine verbreitete Ansicht fordert, Fundstücke mit modifizierter Oberfläche nur dann zu akzeptieren, wenn andere Belege für einen urgeschichtlichen Zusammenhang wie Knochenansammlung, Feuerspuren o. ä. zusätzlich vorhanden sind: ohne solche sei das Entstehen von Artefakten eher unwahrscheinlich. Dem steht inzwischen eine Serie reicher Flußterrassenfundstellen im Mittelmeerraum gegenüber, die ohne andere urgeschichtliche Belege tausende von Artefakten, teils mehr, teils weniger verrollt, geliefert haben. (QUEROL & SANTONJA 1979; BIBERSON 1961; TAVOSO 1978).

Bisher wurden 14 Kiesgruben begangen, zwei weitere sind aus der Beschreibung der bearbeitenden Sammler bekannt. Lediglich 5 führen Artefakte, eine davon ein Jung-Acheuléen. Wären die Fundstücke von Weeze und Kirchhellen Naturprodukte, sollten sie überall vorkommen.

j) Gewisse Gerölle mit Spuren möglicher Bearbeitung wurden grundsätzlich wegen des hohen Risikos natürlicher Beschädigung nicht gesammelt: alle dünnen, flachen Stücke, deren Kanten bearbeitet erschienen (dünne, flache Stücke können zu leicht an den Kanten brechen) sowie alle Stücke mit scheinbarer Retusche, da diese bei bewegtem Geröll zu leicht entstehen kann: eine Abgrenzung gegen menschliche Bearbeitung ist nicht sicher möglich.

k) Bei der Untersuchung der Fundstücke wurden folgende Kriterien angewandt:

- die Form sollte eine Funktion anzeigen und aus eigener Anschauung und/oder Zeichnungen bekannt sein. Die Kenntnis einer Reihe entsprechender Sammlungen grenzt die Gefahr ein, echte Artefakte fälschlich auszuschneiden.
- es sollten wenigstens 2—3 Negative erkennbar sein, jedoch entscheidet der Gesamteindruck.
- bei den Abschlägen wurde Wert auf erkennbaren Schlagpunkt und Zertrümmerungszone gelegt. Der Schlagflächenrest ist eher groß bis sehr groß. Es ist zu berücksichtigen, daß bei größeren Quarziten Schlagmerkmale häufig nur schwach ausgeprägt sind; Erfahrungen mit diesem Material und der Gesamteindruck muß entscheiden helfen.

4.1 Die altpaläolithischen Funde vom Niederrhein im Vergleich zu anderen west- und mitteleuropäischen Inventaren

Die Inventare von Kavelaer und Kirchhellen zeigen in den Variationen faustkeilartiger Geräte, besonders der Trieder, Ähnlichkeit mit dem Abbevillien. In der archaischen Schlagtechnik sind Zusammenhänge mit den Funden von Winnigen/Bisholder (BERG & FIEDLER 1983), aber auch den älteren Inventaren von Lothringen erkennbar (JANOT 1981, 1988). Zu dem älteren Fundserien des französischen Mittelmeerraumes (Labastide d'Anjou, Le Rivalou, Terrassen des Tet: TAVOSO 1978 und Collina-Girard 1975) bestehen Parallelen im Vorkommen von Pics sur dièdre cortical oder Bifaces partiell sowie generell der äußerst sparsamen und groben Bearbeitung der Stücke (Mitteilung Fiedler).

Besonders auffällig ist die Ähnlichkeit von Varianten der Terra-Amata-Pic-artigen Geräte mit den namengebenden Stücken des Fundplatzes in Nizza, aber auch, neben den Pics sur dièdre cortical, mit den entsprechenden Fundstücken von Pinedo; dasselbe trifft auch auf die Trieder und Pics von Sidi Abderrahman/Marokko als Fundstelle des Mittelmeerraumes zu. (Eigene Beobachtung an den entsprechenden Museen in Nizza, Madrid, Paris)

Das Fundmaterial von Pinedo umfaßt die verschiedenen Erhaltungszustände in variantenreicher Form; es bildet aber auch ein heterogenes Feld, in dem die Abgrenzung der verschiedenen Typen oft schwerfällt. Obwohl klassische Faustkeilformen vorkommen, zeigen die vielen Stücke mit grob behauenen, oft stumpfwinkligen Kanten, daß die Hersteller weniger messerähnliche Schneidwerkzeuge als spitze Hackgeräte anfertigen wollten (FIEDLER 1988, 57). Diese Feststellung trifft auch auf andere Alt-Acheuléen-Inven-

tare zu. Scharfkantige Faustkeile sind nur dort häufiger, wo als Ausgangsstück ein Abschlag und nicht ein Geröll oder Trümmerstück genommen wurde.

Bei Beurteilung der Funde und Vergleich mit anderen Inventaren muß man sich im Übrigen vor Augen halten, daß nicht die Form, wohl aber die Schlagtechnik standardisiert war. Ähnlichkeiten sind daher durch die einfache Technik bedingt.

Die forschungsgeschichtlich späte Entdeckung vorliegender Inventare dürfte mit den Möglichkeiten der Erkennbarkeit derartiger Steingeräte zu tun haben. Klassische Faustkeilformen, wie sie aus dem Jüngerer Acheuléen bekannt sind, fehlen hier völlig. Dafür gibt es Pics, Trierer und Chopperformen. Sie sind in Deutschland erst durch die Arbeiten KRÜGERS (1980) in Münzenberg bekannt geworden. Deren grobe Machart und gewisse technologische Nähe zu möglichen Naturprodukten verlangen nach erfahrener Beurteilung durch Fachleute. Die meisten Einzelstücke sind dabei nicht sicher zu bewerten; erst Fundserien machen eine Beurteilung möglich. Dazu kommt, daß Terrassenfunde erwartungsgemäß starke Veränderungen durch Schottertransport und Abrolung erlitten haben. Abschlagnegative und andere Merkmale der anthropogenen Zurichtung sind daher häufig verschliffen (nicht immer!) und müssen durch den Schleier dieser Veränderungen betrachtet werden. Diese Betrachtungsweise verlangt Kenntnisse, die den meisten Sammlern von Sahara-Faustkeilen oder jedem wissenschaftlichen Bearbeiter von Terrassenfunden in Spanien und Südfrankreich vertraut sind. Bei vielen Archäologen wird es hierzulande verständliche Schwierigkeiten geben, da sie mit solchem Material bisher kaum Berührung hatten.

Mit dem notwendigen Interesse und etwas Geduld sind dafür jedoch objektiverbare Einsichten zu gewinnen. Funde dieser Art verlangen aber auch immer wieder nach kritischer Abgrenzung, da die Spanne zwischen erkennbaren technologischen und typologischen Merkmalen sowie verwachsenen möglichen Kennzeichen breit ist, sodaß die Gefahr besteht, nichtartifizielle Stücke mit in die Inventare aufzunehmen.

5 Bewertung

Die Befunde von Kevelaer und Kirchhellen sind eine faustkeilreiche Variante des im westlichen Europa bekannten frühen Acheuléen. Durch die glücklicherweise klaren geologischen Fundbedingungen sind diese Inventare, wenn auch in sekundärer Lagerung, bemerkenswerte Zeugnisse der Kultur frühesten Menschen in Europa. Gegenüber den größeren Möglichkeiten einer Fundstelle in primärer Lagerung ist ihre

Aussage begrenzt. Neben dem Nachweis über die Anwesenheit des Frühmenschen besteht aber durch langfristige Beobachtung die Möglichkeit, Fundserien zu bilden, die typologische Hinweise geben können; hierin liegt jetzt, im 2. Schritt, der eigentliche Wert der Fundstellen.

Anmerkungen

Meine Arbeit wurde durch eine Reihe von Institutionen und Personen unterstützt: durch Genehmigungen, direkte Hilfe, Beratung, konstruktive Kritik und förderndes Interesse, für die ich danke. Frau G. BARNICK schrieb das Manuskript; In verschiedener Form halfen mir: Prof. G. BOSINSKI, Neuwied; Frau CACHO vom Museo Arqueológico Nacional in Madrid; Frau GOUDET vom Terra-Amata-Museum in Nizza; A. HEINRICH vom Museum für Ur- und Ortsgeschichte Bottrop; F. JANSEN, Geolog. Landesamt NW, Krefeld; Frau B. KALETSCH, Marburg; Zeichnungen der Artefakte; Dr. J. KLOSTERMANN, Geolog. Landesamt NW, Krefeld; G. ROUSSEAU, Musée de l'Homme, Paris; M. SANTONJA GOMEZ, Museo Provincial Salamanca; R. SCHMITZ, Essen; Dr. E. SCHUMACHER, Essen; Prof. K. THOME, Krefeld.

Ebenso möchte ich den Leitungen der Kiesgruben danken, die mich freundlicherweise in den Betrieben sammeln ließen.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Dr. L. FIEDLER, Marburg. Ohne seine tatkräftige Unterstützung wäre diese Arbeit nicht geschrieben worden.

Schriftenverzeichnis

- AGUADO, M. M. (1963): El Yacimiento prehistorico de Pinedo (Toledo) y su Industria triédrica. Publ. del Inst. Prov. de Invest. estudios Toledanos, serie II, num 1; Toledo.
- BAUMANN, W. & MANIA, D. [Hrsg.] (1983) mit Beiträgen von TOEPFER, V. und EISSMANN, L.: Die Paläolithischen Neufunde von Markkleeberg bei Leipzig. Veröffentlichungen des Landesmuseums für Vorgeschichte, Dresden, Bd. 16. 280 S., 192 Abb., 33 Taf.; Dresden.
- BERG, VAN, A. & FIEDLER, L. (1983): Altpaläolithische Funde von Winnigen und Koblenz-Bisholder an der unteren Mosel. Arch. Korrbblatt 13: 219—298; Mainz.
- BIBERSON, P. (1961): Le Paléolithique inférieur du Maroc Atlantique. Service des Antiquités du Maroc. 544, 194 pl., 52 fig.; Rabat.
- BORDES, F. (1984): Leçons sur le Paleolithique. II und III. Presse du CNRS. II = 459, 233 Abb.; III = 356, 180 Abb.; Paris.
- (1988): Typologie du Paléolithique ancien et moyen. Presse du CNRS. 112, 108 Taf.; Paris.
- BOSINSKI, G. (1967): Die mittelpaläolithischen Funde in Mitteleuropa. Fundamente, Reihe A, Bd. 4, 206, 197 Taf., 1 Karte. Köln.

- BRUNNACKER, K. (1978): Gliederung und Stratigraphie der Quartärterrassen am Niederrhein. *Kölner Geogr. Arb.* 36: 37—58; Köln.
- , FARROKH, F. & SIDIROPOULOS, D. (1982): Die altquartären Terrassen östlich der Niederrheinischen Bucht. *Z. Geomorph. N.F.* 42, 215—226; Berlin.
- COLLINA-GIRARD, J. (1975): Les Industries Archaïques sur Galets des Terrasses Quaternaires de la Plaine du Roussillon (P. O., France). These de Doctorat de 3^e Cycle. Univ. de Provence. 472, 106 fig., 105 pl.; Marseilles.
- FIEDLER, L. (1977): Älterpaläolithische Funde aus dem Mittelrheingebiet. *Festschrift H. Schwabedissen. Kölner Jahrb. Vor- und Frühgesch.* 15. (1975—1977): 13—23; Köln.
- (1985): Zur Formenkunde, Verbreitung und Altersstellung altpaläolithischer Geräte. *Quartär* 35/36: 81—112; Mainz.
- & CUBUK, G. (1988): Altpaläolithische Funde von Carmona bei Sevilla und ihre Beziehungen zum Protoacheuléen des Maghreb. In: FIEDLER, L. [Hrsg.]: *Kleine Beiträge zur Urgeschichte der Sahara, des Maghreb und der Iberischen Halbinsel. Kleine Schriften aus dem Vorgeschichtlichen Seminar Marburg, Heft 26*; 92—139; Marburg.
- (1989): Archaic Artefacts in Hessen, FRG. *Early Man News* 14; Inst. f. Urgesch. Univ. Tübingen: 33—55; Tübingen.
- GUICHARD, G. (1976): Les Civilisations du Paléolithique inférieur en Périgord: 909—928. In: H. DE LUMLEY [Hrsg.]: *La Préhistoire Française. Vol. 1 + 2*; 1531. Paris.
- ISAAC, G. L. (1967): The Stratigraphy of the Peninj Group — Early Middle Pleistocene Formations West of Lake Natron, Tanzania: 229—257. In: W. W. BISHOP & J. D. CLARK [Hrsg.]: *Background to Evolution in Africa*. Univ. of Chicago Press, 935; Chicago.
- (1978): The Olorgesailie-Formation: Stratigraphy, tectonics and the paleogeographic context of the Middle Pleistocene archeological sites: 173—266. In: W. W. BISHOP [Hrsg.]: *Geological Background to Fossil Man*. 585; Scottish Academic Press. Edinburgh.
- JANOT, A. (1981): Essai de chronologie des industries paléolithiques à quartzites de la région sud de Nancy (Meurthe-et-Moselle): BSPF 78/10—12: 307—316; Paris.
- (1988): Paléolithique inférieur et moyen de Lorraine, originalité des industries à quartzites. BSPF 85/10—12: 291—303; Paris.
- KLOSTERMANN, J. (1984) mit Beitrag von J. NÖLTING, W. PAAS, H. W. REHAGEN: Erläuterungen zu Blatt 4403, Geldern; *Geol. Kt. Nordrhein-Westfalen* 1: 25 000. 138, 8 Abb., 13 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- (1988): Quartär; (40—63); In: *Geol. Landesamt Nordrhein-Westfalen* [Hrsg.]: *Geologie am Niederrhein*. 142, 39 Abb., 4 Tab.; Krefeld.
- KOBAYASHI, H. (1975): The Experimental Study of Bipolar Flakes. 115—128. In: E. SWANSON [Hrsg.]: *Lithic Technology: Making and Using Stone Tools*; The Hague-Paris.
- KRÜGER, K. (1980): Stratigraphisch gesicherte Grabungsfunde zur holsteinzeitlichen Datierung der altpaläolithischen Geröllgeräte-Industrie vom Münzenberger Typ. *Fundber. Hessen* 17/18: 1—26; Wiesbaden.
- KUKLA, G. (1975): Loess Stratigraphy of Central Europe. 99—188. In: K. W. BUTZER & G. L. ISAAC [Hrsg.]: *After the Australopithecines*: 911; The Hague-Paris.
- LEAKEY, M. D. (1971): Olduvai Gorge, Vol. 3, Excavations in Bed I und II, 1960—1963; Cambridge Univ. Press. 306, 121 Abb., Cambridge.
- LUMLEY, DE H. (1971): Le Paléolithique inférieur et moyen du Midi Méditerranéen dans son cadre Géologique, II: Bas Languedoc-Roussillon-Catalogne. V. supplément à "Gallia Préhistoire". CNRS. 245, 299 Abb.; Paris.
- , DE M. A., MISKOVSKY, J. C. & RENAULT-MISKOVSKY, J. (1976): Le Site de Terra Amata. 15—49. In: H. DE LUMLEY & L. BARRAL, [Hrsg.] *Livret-Guide de l'Excursion B1. UISPP, IX. Congress*.
- LUTTROP, A. & BOSINSKI, G. (1971): Der Altsteinzeitliche Fundplatz Reutersruh bei Ziegenhain in Hessen. *Fundamenta, Reihe A, Bd. 6*. 389, 274 Taf., 7 Kart.; Köln.
- MACRAE, R. J. (1988): The Paleolithic of the Upper Thames and its Quartzite Implements: 123—154. In: R. J. MACRAE & N. MOLONEY [Hrsg.]: *None-Flint Stone-Tools and the Paleolithic Occupation of Britain. BAR British Series* 189: 263, 77 Abb., 41 Taf.; Oxford.
- MÜLLER-KARPE, H. (1966): *Handbuch der Vorgeschichte, 1. Bd.: Altsteinzeit*; 389, 274 Taf.; Beck'scher Verlag. München.
- PATTERSON, L. W. (1983): Criteria for Determining the Attributes of Man-Made Lithics. *Journal of Field Arch.* 10: 297—307.
- QUEROL, M. A. & SANTONJA, M. (1979): El Yacimiento Achelense de Pinedo. *Excavaciones Arqueológicas en España, No. 106*. Ministerio de Cultura; 181, 82 Abb., 21 Taf.; Madrid.
- RUST, A. (1971): *Werkzeuge des Frühmenschen in Europa*. 71, 29 Abb., Wachholte, Neumünster.
- SANTONJA, M. & PEREZ-GONZALEZ, A. (1984): Las Industrias Paleolíticas de la Maya I en su Ambito Regional. *Excavaciones Arqueológicas en España, No. 135*. Ministerio de Cultura, 336, 194 Abb., 3 Taf.; Madrid.
- SCHMINCKE, H. V. & BOOGARD, v. d., P. (1989): Quartär-geologisch-tephrostratigraphische Neuaufnahme und Interpretation des Pleistozänprofils Kärlich. *Eiszeitalter & Gegenwart* 39: 62—86; Hannover.
- STEKELIS, H. et al. (1960—66): *Archeological Excavations at Ubeidia. 1960—63*; 32, 42 Taf. und 1964—66; 29. 19 Taf. The Israel Academic of Sciences and Humanities; Jerusalem.

- TAVOSO, A. (1978): Le Paléolithique Inferieur et Moyen du Haut-Languedoc. Etudes Quaternaires, Mem. No. 5, Univ. de Provence. IHP. 404, 148 Abb.; Paris.
- THÉVENIN, A. (1976): Les Premières industries humaines en Alsace. 810—816. In: H. DE LUMLEY [Hrsg.]: La Pré-histoire Française. Vol. 1 + 2; 1531. Paris.
- TOTH, N. (1987): The First Technology. Scientific American 255 (4): 112—121; New York, N. Y.
- WAGNER, K. (1986): Jäger und Sammler im Cannstaedter Travertingebiet. 187—207. In: Landesdenkmalamt Baden-Württemberg [Hrsg.]: Der Keltenfürst von Hochdorf. Katalog zur Ausstattung in der J. Haubrich-Kunsthalle Köln, 512 S.; Theiss, Stuttgart.
- WÜRGES, E. (1986): Artefakte aus den ältesten Quartärsedimenten (Schichten A—C) der Tongrube Kärlich, Kreis Mayen-Koblenz/Neuwieder Becken. Arch. Korr. Bl. 16: 1—6; Mainz.
- Manuskript eingegangen am 25. 02. 1991.

Tafel 1

Kirchhellen: 1. Trieder (Kihe 140) — 2. Pic sur dièdre cortical (Kihe 10 A). — Beide Quarzit.

Tafel 2

Kirchhellen: 1 a. Trieder von Taf. 1 (Kihe 140). — Weeze: 2. Cleaver (We 165). — Beide Quarzit.

Tafel 3

Weeze: Terra Amata-Pic (We 102). — Kirchhellen: 2. Biface (Kihe 1). — Beide Quarzit.

Tafel 4

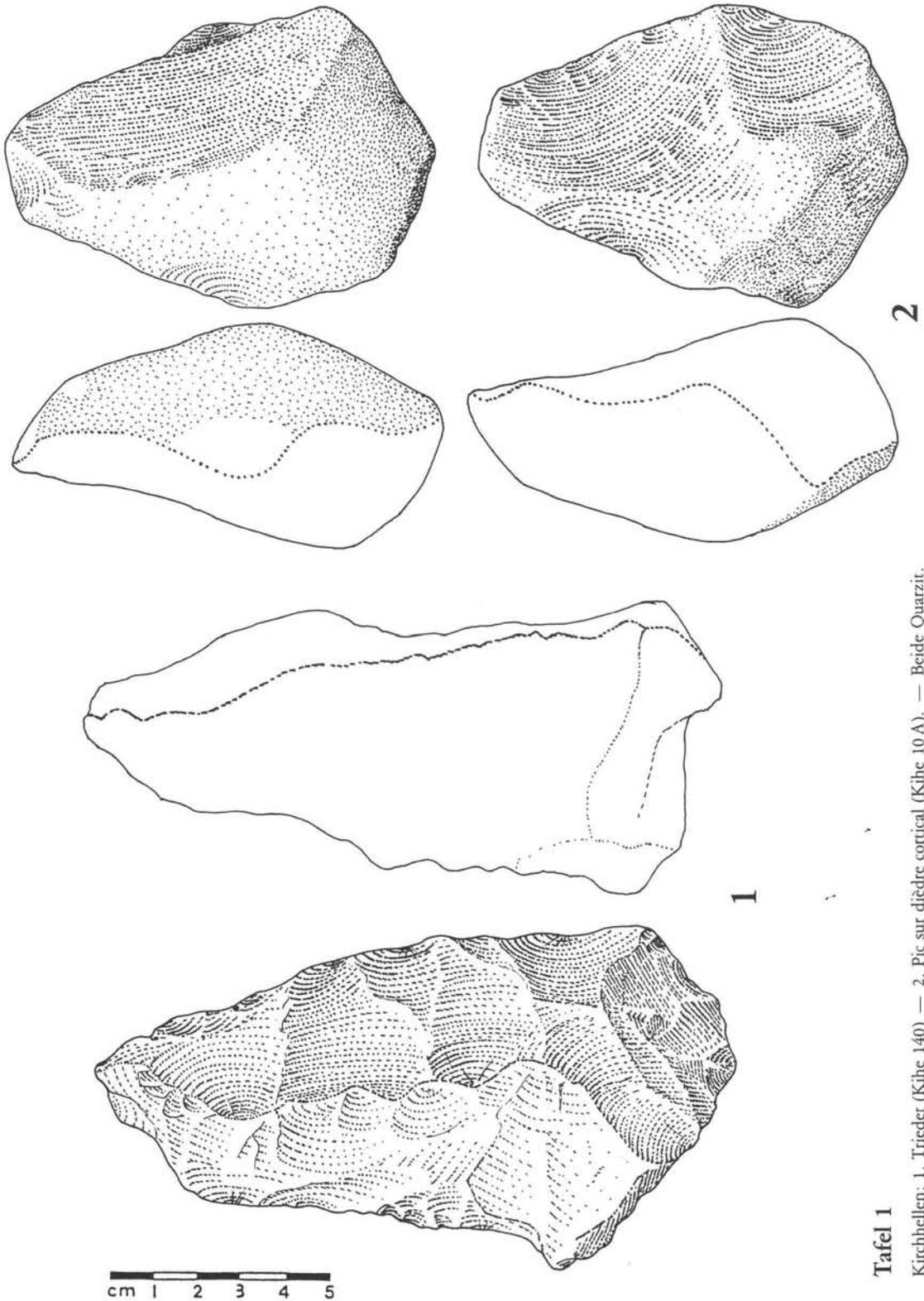
Weeze: 1. Kern (We 141); Quarz. — Kirchhellen: 2. Abschlag (Kihe 174). — 3. Chopping Tool, Kern (?) (Kihe 175). — 2 + 3 = Quarzit.

Tafel 5

Weeze: 1. Kern (We 10). — Kirchhellen: 2. Terra Amata-Pic (Kihe 5). — Beide Quarzit.

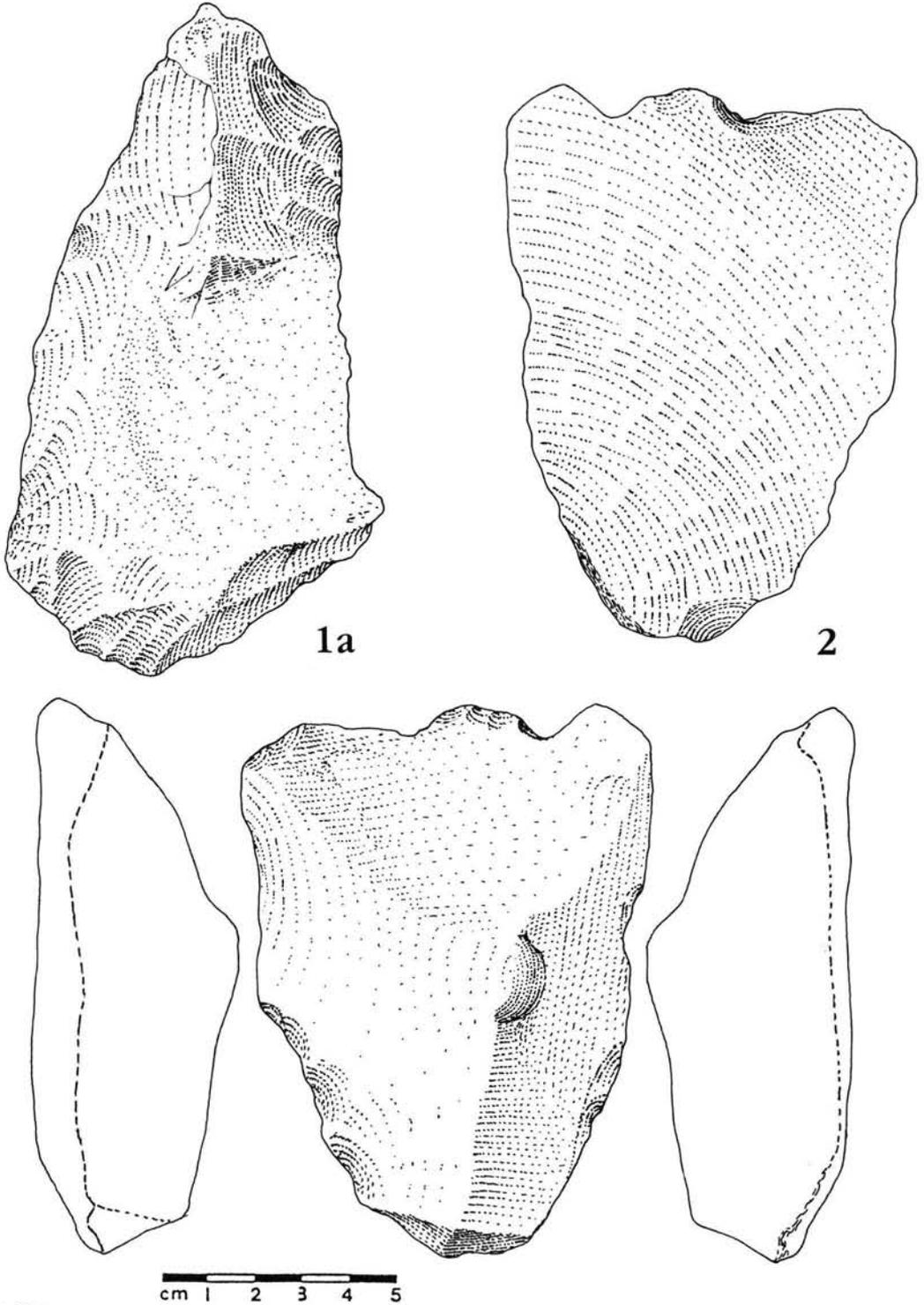
Tafel 6

Weeze 1 a. Kern, von Taf. 5. — Kirchhellen: 2. Chopper (Kihe 213). — Beide Quarzit.



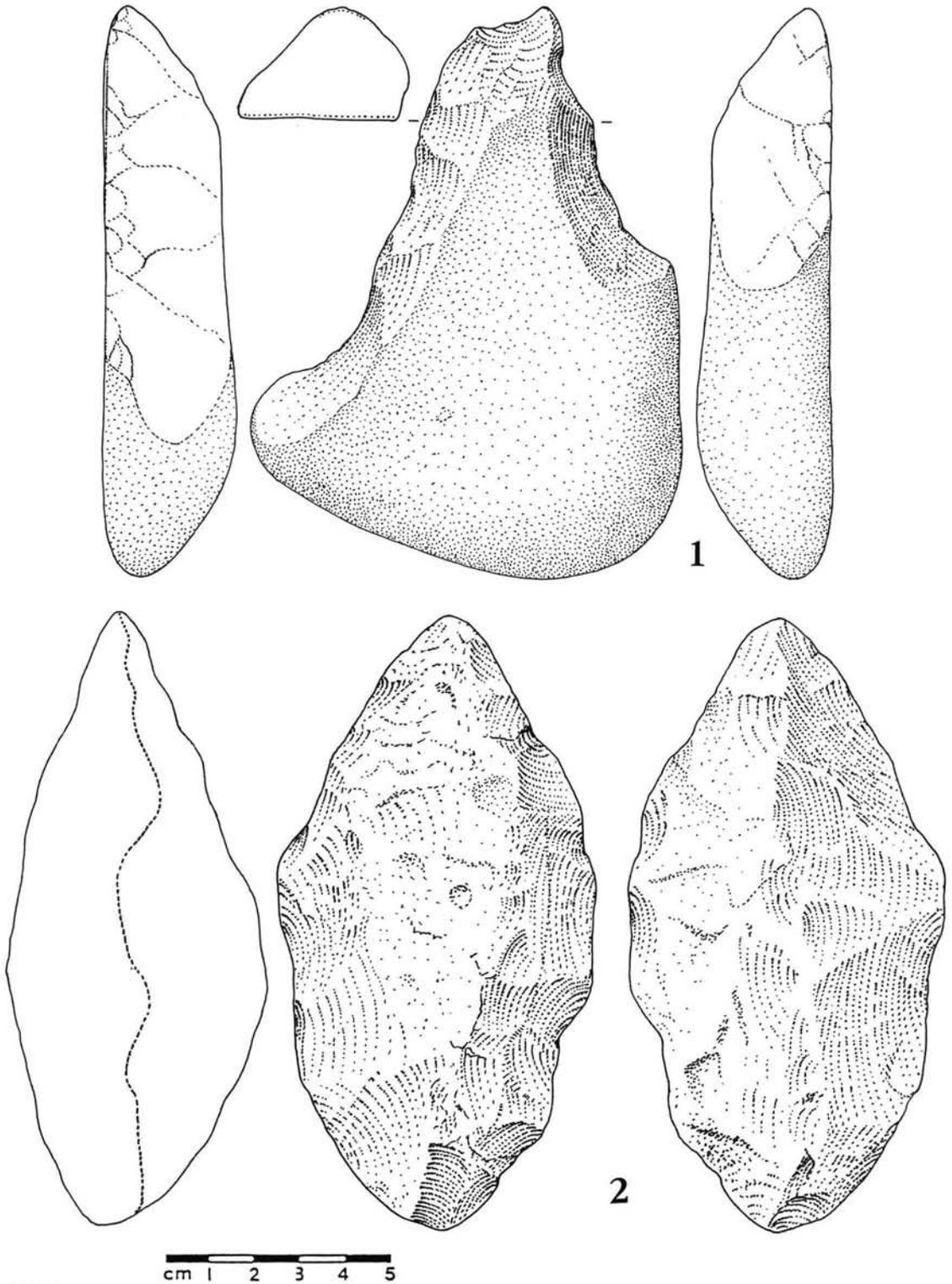
Tafel 1

Kirchhellen: 1. Trierer (Köhe 140) — 2. Pic sur dièdre cortical (Köhe 10 A). — Beide Quarzit.



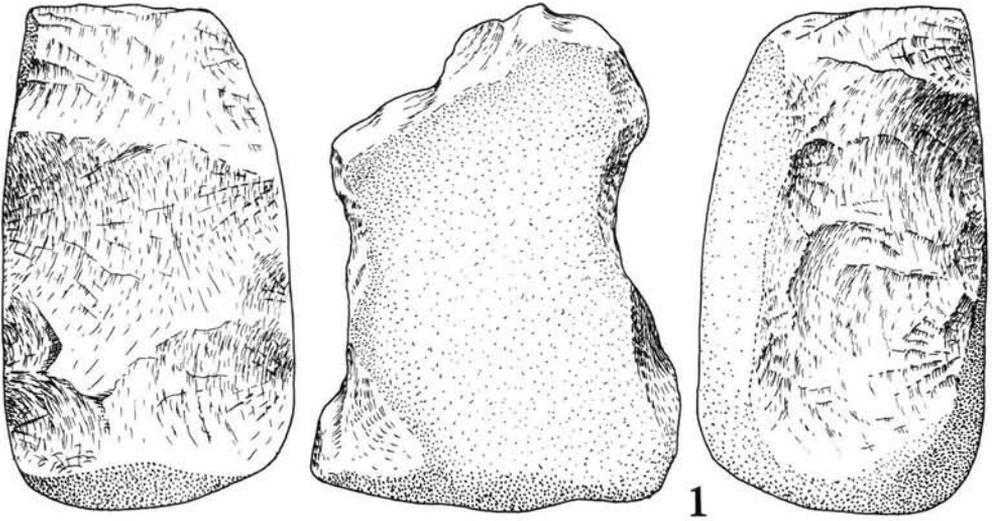
Tafel 2

Kirchhellen: 1 a. Trierer von Taf. 1 (Kihe 140). — Weeze: 2. Cleaver (We 165). — Beide Quarzit.

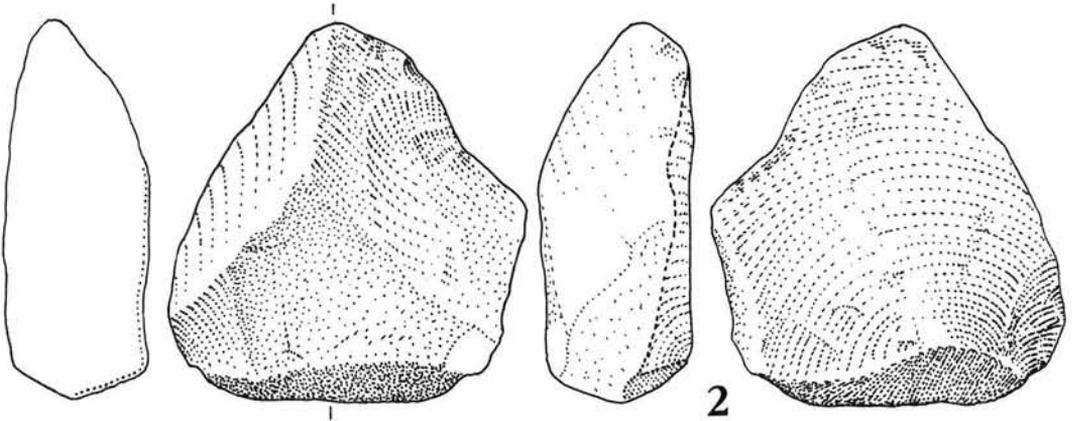


Tafel 3

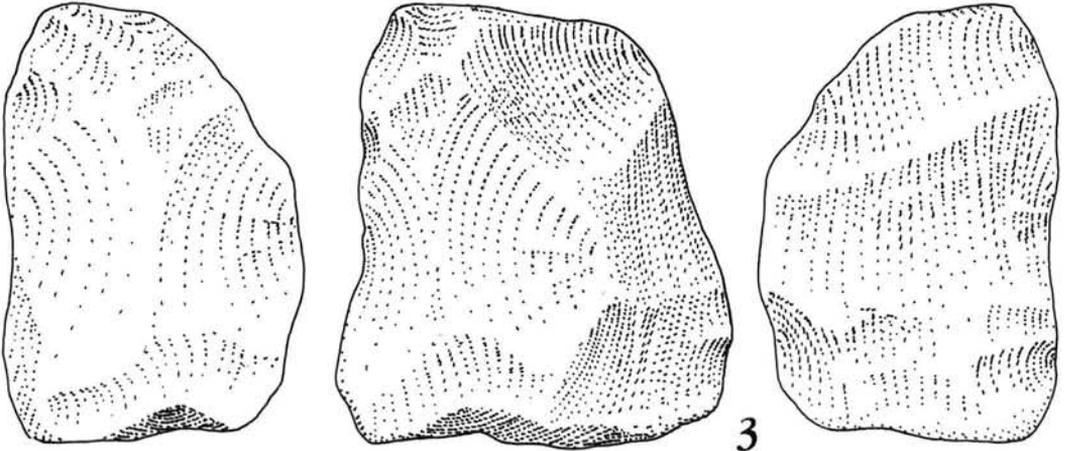
Weeze: Terra Amata-Pic (We 102). — Kirchhellen: 2. Biface (Kihe 1). — Beide Quarzit.



1



2

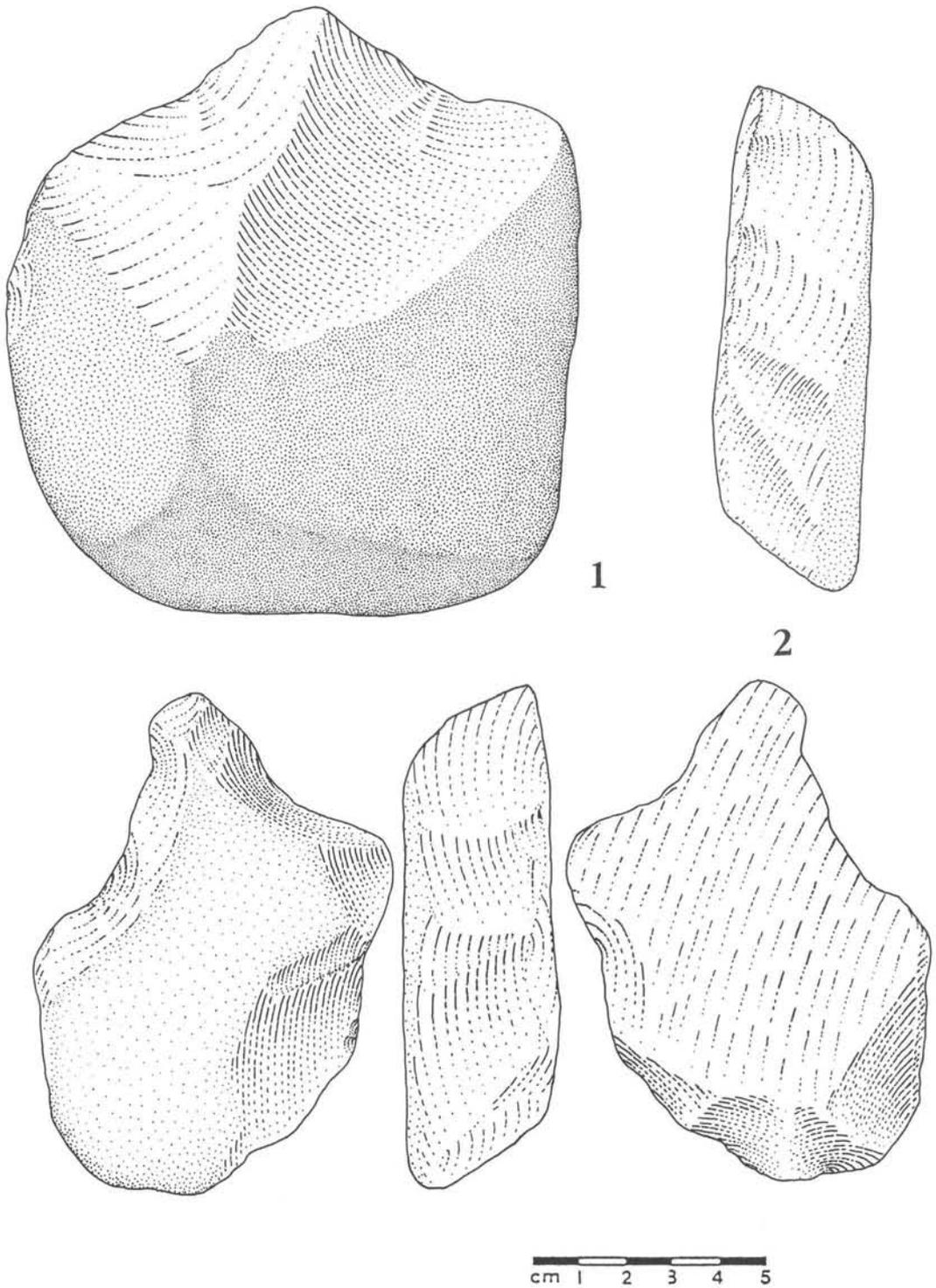


3

cm 1 2 3 4 5

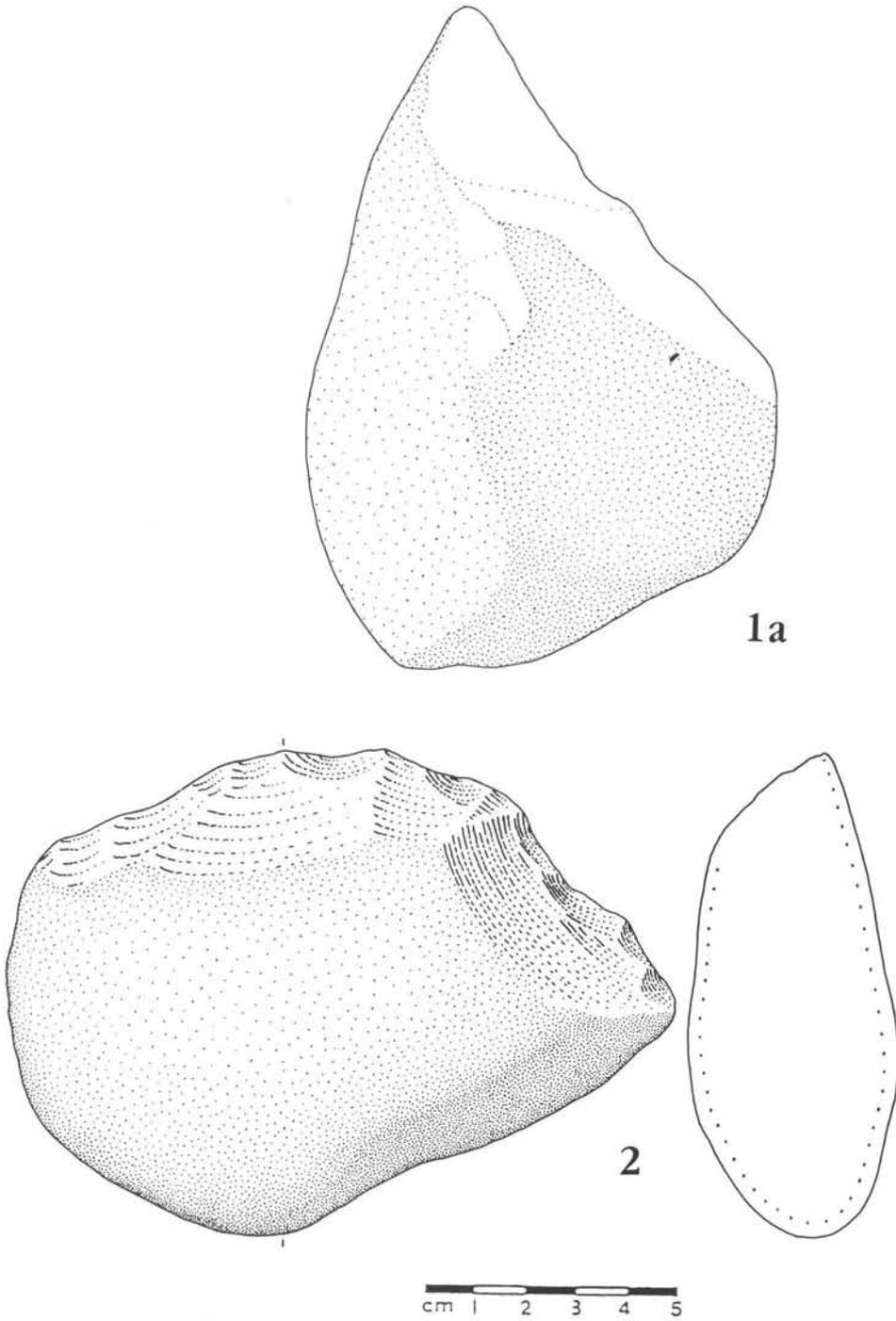
Tafel 4

Weeze: 1. Kern (We 141); Quarz. — Kirchhellen: 2. Abschlag (Kihe 174). — 3. Chopping Tool, Kern (?) (Kihe 175). — 2 + 3 = Quarzit.



Tafel 5

Weeze: 1. Kern (We 10). — Kirchhellen: 2. Terra Amata-Pic (Kihe 5). — Beide Quarzit.



Tafel 6

Weeze 1a. Kern, von Taf. 5. — Kirchhellen: 2. Chopper (Kihe 213). — Beide Quarzit.

Tafel 7

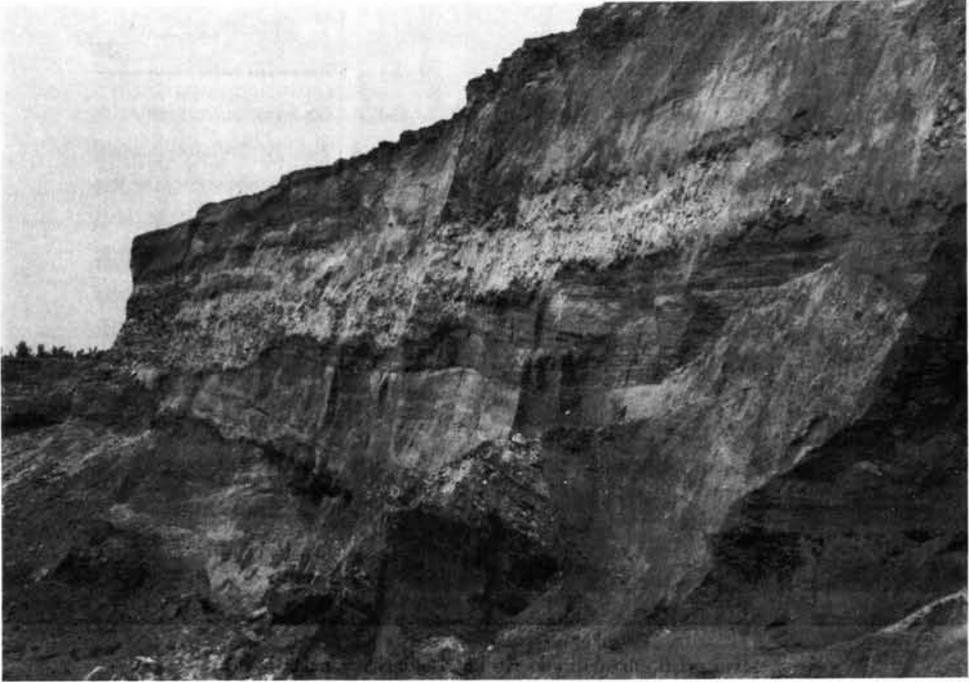
1. und 2: Hauptterrassenkiese und -sande bei Kirchhellen.

Tafel 8

Kirchhellen: 1) Trieder — 2) Pic: von oben — 3) und 4) Pic: Seitenansicht.

Tafel 9

Weeze: 1) Chopper — 2) 2 Chopper — 3) Terra-Amata-Pic — 4) Kern.



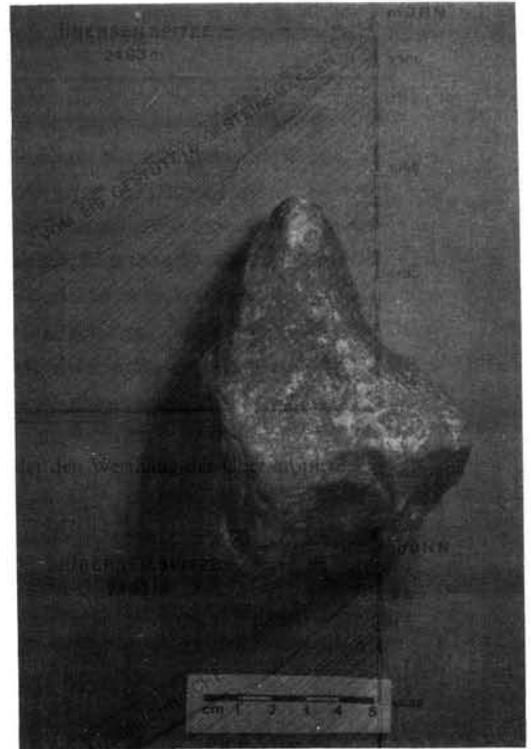
1



2



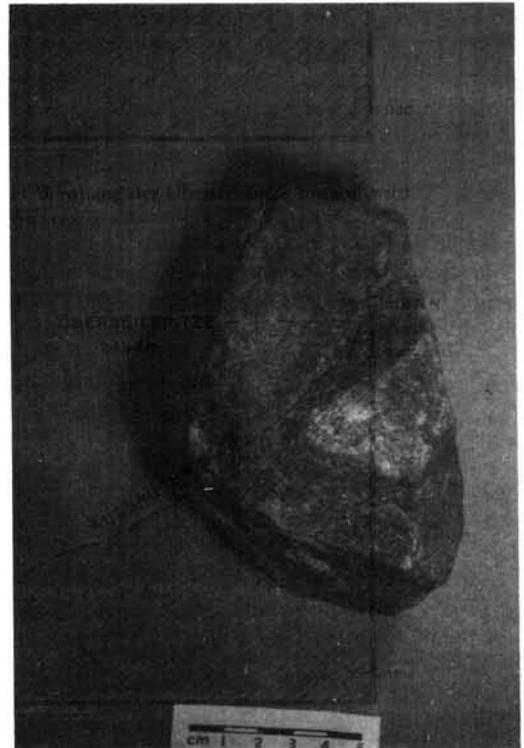
1



2



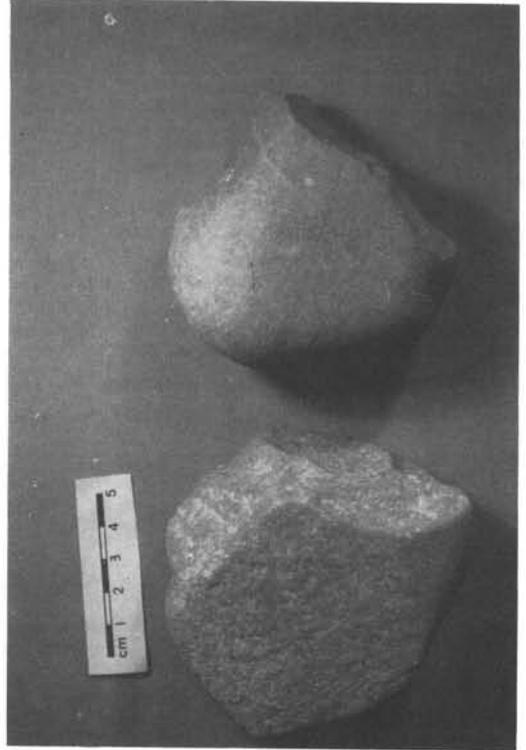
3



4



1



2



3



4

Die südlichen Trebser Schotter aus dem Oberpliozän Südwest-Mecklenburgs

WERNER VON BÜLOW & DIETER HANS MAI *

Late Pliocene, early pleistocene, fluvial sediments
Trebser Schotter, gravel analysis, heavy minerals, fossil plants, facies, hydrography
South-West Mecklenburg

Kurzfassung: Die Bohrung Trebs 13/65 auf dem Salzstock Lübbtheen (Krs. Hagenow, Südwestmecklenburg) ist bisher der einzige Aufschluß, in dem die Trebser Schotter nachgewiesen sind. Bereits mehrfach erwähnt, wird das Bohrprofil reproduzierbar dokumentiert.

In der gröberen Fraktion der 78 m mächtigen (—14 bis —92 m NN) Trebser Schotter herrschen Quarz-, Kieselschiefer- und Porphyrgerölle vor. Die feinere Fraktion führt eine Zirkon-Turmalin-Rutil-Schwermineralgemeinschaft. Aus der den Trebser Schottern eingeschalteten Mudde wurde eine Makroflora isoliert, die mit dem osteuropäischen Kinel' parallelisiert wird.

Die fluviatilen Trebser Schotter werden in das mittlere Oberpliozän gestellt. Die Loosener Schotter, die das Tertiär diskordant überlagern, sind jünger. Auf Grund des hohen Kieselschiefer-Anteils wird für die Trebser Schotter eine Herkunft aus Süden bis Südwesten angenommen. Damit ergeben sich neue Aspekte für die Rekonstruktion der faziell-paläohydrographischen Verhältnisse an der Wende Neogen-Pleistozän im südwestlichen Mecklenburg.

[The southern Trebser gravel from the upper pliocene of Southwest Mecklenburg]

Abstract: The borehole Trebs 13/65 on the salt dome (District Hagenow, Southwest-Mecklenburg) is till now the only exposure, where the Trebser gravel has been proved. As already sometimes mentioned, the profile of a bore will be reproducibly established by documentary evidence.

The coarser fraction of the 78 m thick (—14 to —92 m NN) Trebser gravel is dominated by quartz-, Kieselschiefer- and porphyry pebbles. The finer fraction contains a zircon-tour-

maline — rutile — heavy mineral association. Out of the mudde which was intercalated in the Trebser gravel a flora could be isolated, which could be connected with the east european Kinel.

The fluviatile Trebser gravel is related to the middle part of the upper pliocene. The Loosner gravels, which superimpose the tertiary strata discordantly, are stratigraphically younger. Because of the high content of Kieselschiefer there has to be postulated for the Trebser gravel a southern or southwestern origin. Therefore there are new aspects for the reconstruction of the conditions of facies and hydrography at the boundary Neogene-Pleistocene in Southwest-Mecklenburg.

1 Einleitung

Die Trebser Schotter wurden bereits von LOTSCH (1981) als oberpliozäne Ablagerungen in den Standard der ehemaligen DDR, TGL 25234/08 „Stratigraphische Skala der DDR, Tertiär“ aufgenommen. KRUTZSCH (1988) kam aufgrund paläobotanischer Untersuchungen zu der gleichen stratigraphischen Einstufung. 1991 informierte BÜLOW über deren fazielle und paläohydrographische Ausdeutung. Eine ausführliche und damit reproduzierbare Dokumentation über die Trebser Schichten fehlt jedoch bis heute.

Die Bohrung Trebs 13/65 ist der erste und bisher einzige Aufschluß, aus dem die gleichnamigen Schichten bekannt sind. Sie gehört zum Forschungsprogramm „Neogen Südwestmecklenburg“, dessen Ergebnisse in einem unveröffentlichten Bericht von 1970 dokumentiert sind. Als Trockenbohrung niedergebracht, bot das gewonnene Probenmaterial gute Voraussetzungen für umfangreiche Untersuchungen. MAI bestimmte 1965 die Makroflora. Die Schwermineralanalysen wurden 1966 im ehemaligen Institut für angewandte Mineralogie Dresden vorgenommen. Die Korngrößenbestimmungen stammen aus dem Erd-

*) Anschrift der Verfasser: Dr. W. VON BÜLOW, Geologisches Landesamt Mecklenburg-Vorpommern, Industrie-Str. 5, O-2781 Schwerin. Dr. D. H. MAI, Museum für Naturkunde der Humboldt-Universität zu Berlin, Institut für Spezielle Botanik und Botanische Sammlungen, Arboretum, Späth-Str. 80/81, O-1195 Berlin.

baulabor des VEB Geologische Forschung und Erkundung Nord-Schwerin und die Geröllzählungen führte BÜLOW im Jahr 1975 aus.

2 Geologische Situation

Die Bohrung Trebs 13/65 liegt im Kreis Hagenow (südwestliches Mecklenburg) ca. 3 km südöstlich von

Lübtheen in der Gemeinde Trebs (s. Abb. 1). Die Geländeoberfläche um Lübtheen ist eben und besteht aus überdünten Talsanden des Weichsel-Hochglazials.

Unterhalb der Bohrung befindet sich der Top des Salzstockes Lübtheen, dessen Gipshut in Trebs bei -172 m NN erbohrt wurde. Das Diapirstadium des Salzstockes begann im mittleren Miozän und endete

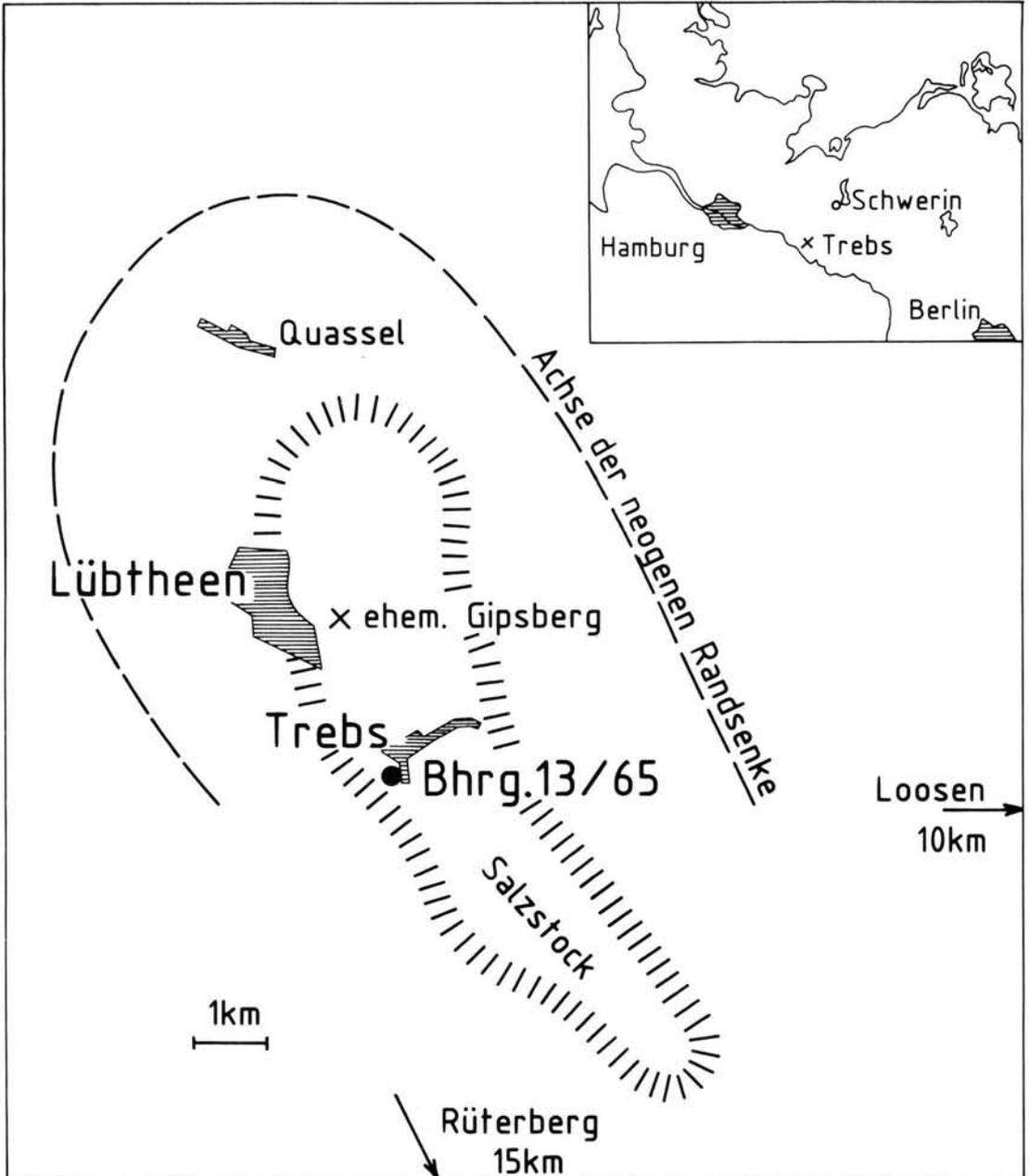


Abb. 1: Lageskizze der Bohrung Trebs 13/65.

(?) im Holozän; in seiner sekundären Randsenke wurde die Basis des mittelmiozänen Glimmertons unter —900 m NN nachgewiesen. Jüngste Bewegungen im Nordteil des Salzstockes sind durch einen Gipsberg bei Lüththeen belegt, der bereits im vorigen Jahrhundert vollständig abgebaut wurde. Über dem mittleren Teil des Diapirs endeten die Hebungen bereits früher, denn dort sind obermiozäne bis oberpliozäne Ablagerungen erhalten — z. B. bei Trebs.

In der weiteren Umgebung stehen an mehreren Stellen oberpliozäne (?) Loosener Schotter an (KRUTZSCH 1988). Sie müssen jünger als die Trebser Schotter sein, denn im Rüterberger Vorkommen (AHRENS et al. 1968) treten an ihrer Basis Muddegerölle auf, die eine etwa gleichalte Fruchtfloren enthalten wie sie im Trebser Profil nachgewiesen ist:

	Tafel / Figur:
<i>Chamaecyparis obtusa</i> SIEB. et ZUCC.	I/5—8
<i>Carex vesicaria</i> L.	
<i>Menyanthes trifoliata</i> L.	
<i>Brasenia bresciana</i> DOROF.	III/9—11
<i>Cladiocarya europaea</i> (DOROF.) MAI	
<i>Carpolithus carpinoides</i> MAI	
<i>Pinus brevis</i> LUDW.	I/9—10
<i>Pinus saturni</i> UNG.	I/11—12
<i>Hypericum calcycinoides</i> MAI	
<i>Taxodium dubium</i> (STERNB.) HEER	I/3—4
<i>Epipremmites reniculus</i> (LUDW.) GREGOR et BOGNER	II/6—7
<i>Dulichium arundinaceum</i> (L.) BRITT.	II/24—26
<i>Caricoidea globosa</i> (C. et E. M. REID) MAI	II/19—21
<i>Selaginella selaginoides</i> (L.) LINK	
<i>Gaylussacia europaea</i> MAI	
<i>Andromeda polifolia</i> L.	
<i>Chamaedaphne calyculata</i> (L.) MOENCH	III/28—31
<i>Tubela fusca</i> DOROF.	III/1—5
<i>Glyptostrobus brevisiliquata</i> (LUDW.) MAI	I/1—2
<i>Carpolithus</i> sp. 4	
<i>Nuphar lutea</i> (L.) SM.	
<i>Salix</i> sp.	
<i>Chenopodium vulvaria</i> L.	
<i>Caldesia jacutica</i> DOROF.	
<i>Carex pseudocyperus</i> L.	
<i>Carex nigra</i> (L.) REICHARD	
<i>Punica antiquorum</i> (HEER) MAI	
<i>Nymphaea alba</i> L.	
<i>Decodon sibiricus</i> DOROF.	

Tafel / Figur:

<i>Vitaceen</i> -Ranken	
<i>Potamogeton coloratus</i> HORNEM.	
<i>Azolla tegeliensis</i> FLORSCHÜTZ	I/13
<i>Carex</i> sp. indet.	
<i>Lycopus europaeus</i> L.	
<i>Empetrum nigrum</i> L.	
<i>Eleocharis palustris</i> (L.) ROEM et SCHULT.	
<i>Viburnum</i> sp.	

Wichtige Exoten sind *Glyptostrobus brevisiliquata*, *Pinus brevis*, *Chamaecyparis obtusa*, *Decodon sibiricus*, *Cladiocarya europaea*, *Tubela fusca* und *Gaylussacia europaea*. Als borealmontane Formen sind *Andromeda polifolia*, *Chamaedaphne calyculata*, *Empetrum nigrum* und *Selaginella selaginoides* anzusehen, die für den Kinel'-Florentyp in Osteuropa sprechen (WELICZKIEWICZ 1982, 1990). Andererseits bestehen aber durch diese und einige andere Arten auch deutliche Beziehungen zu der oberpliozänen Flora des Vildštejn-Komplexes. Nach der Florengliederung von MAI & WALTHER (1988) ist die Rüterberger Flora nicht ganz sicher in den Florenkomplex Reuver-Berga einzuordnen.

Zwischen beiden Schottertypen befindet sich jedoch eine wesentliche Diskordanz: während sich die Trebser Schotter (Basis —92 m NN) kontinuierlich aus dem liegenden Mio- und Pliozän entwickeln, überlagern die Loosener Schotter (Basis bei +40 m NN) diskordant Schichten des tieferen Eozän, des Chatt, des Unter- und Obermiozän.

Vor Ablagerung der Loosener Schichten müssen die halokinetischen (und tektonischen?) Verstellungen im südwestlichen Mecklenburg demnach weitgehend abgeschlossen gewesen sein. Andererseits können die Loosener Schotter als älteste Hochterrasse zu den übertiefen Rinnen des Altpleistozäns angesehen werden, deren Basis nahe Hagenow bei ca. —400 m NN nachgewiesen ist (BÜLOW 1967). In ihnen ist mächtiges Pleistozän von Prälster bis Saale abgelagert und erhalten. Außerhalb der Rinnen auf den präpleistozänen Hochflächen kann glazigenes Pleistozän vollständig fehlen. Über den Trebser Schottern sind beispielsweise ausschließlich glazifluviatile Sedimente erbohrt.

Die Trebser Schotter tragen — zusammen mit den Loosener Schottern — dazu bei, die an der Grenze Plio-Pleistozän sich ändernden paläohydrographischen Verhältnisse in Südwestmecklenburg aufzuklären (BÜLOW 1991). Darüber hinaus kann mit ihrer Hilfe die Entwicklung der Salzstrukturen präzisiert werden.

3 Profilbeschreibung

Im Liegenden beginnt das Trebser Profil mit limnischem tonigem Schluff (s. Abb. 2). Er ist vorwiegend schwarzbraun, enthält aber häufig gelbliche, graue, violette oder grünliche Schlieren und Lagen. Sand- und Humusgehalt sind gering und Karbonate fehlen. Stellenweise sind Pflanzenreste und Xylite anzutreffen. Die Schichtung — soweit erkennbar — zeigt intensive Verwürgungen, die auf subaquatische Rutschungen zurückgeführt werden könnten.

In einem Übergangsbereich (111 bis 123 m unter Geländeoberfläche) setzen sich die beschriebenen Pelite fort, doch werden sie durch fein- bis grobkörnige Quarzsandschüttungen unterbrochen, die zu der hangenden fluviatilen Serie überleiten.

Die eigentlichen Trebser Schotter sind 78 m mächtig (111 bis 33 m unter Geländeoberfläche). Es handelt sich um kalkfreie feinsandige Mittelsande mit häufigen grobsandigen bis feinkiesigen Partien. In diese fluviatile Folge ist in der Teufe zwischen 55 und 35 m eine zyklische Kornverfeinerung (mittelsandiger kiesfreier Feinsand) eingeschaltet, die in einem Schluff zwischen 52 und 47 m unter Geländeoberkante kulminiert. Bei letzterem handelt es sich um eine bröckelige bis geschichtet-aufblättrnde dunkelgraubraune kalkfreie Mudde mit klastischen Lagen und zusammengeschwemmten Pflanzenresten.

Im Hangenden der Trebser Schotter folgen bis 13 m unter Geländeoberkante Mittelsande mit grobsandig-kiesigen Einschaltungen, die schon makroskopisch als pleistozäne Schmelzwasserbildungen erkennbar sind. Oberhalb von 13 m werden sie von Feinsanden mit wechselndem Mittelsandanteil überlagert.

4 Geröllzählungen

Wegen der durchweg geringen Korngrößen der Klastika mußte für die Geröllzählungen auf die Fraktion 2,5–20 mm zurückgegriffen werden. Um das Transportverhalten der einzelnen Gerölle einschätzen zu können, wurde die Fraktion 5 bis 20 mm gesondert ausgehalten und dargestellt (vgl. Abb. 2). Die Zählungen beziehen sich hauptsächlich auf die Trebser Schotter; zur Erfassung der Plio-Pleistozängrenze wurden lediglich 2 Proben aus den Schmelzwassersanden analysiert. Aus dem liegenden Übergangsbereich war kein geeignetes Probenmaterial gewinnbar. Die Bestimmungen der Einzelgerölle erfolgte unter dem Binokular.

Hauptziel der Untersuchungen war es, die generelle Herkunft der Trebser Schotter zu ermitteln. Dafür erschien die Zuordnung der Gerölle in 5 Gruppen ausreichend:

- die **Quarze** der Feinkiesfraktion sind durchweg gut gerundet, meist klar, aber auch milchig oder unterschiedlich gefärbt. Es treten auch Rest- und Porphy Quarze auf. Die größeren Gerölle sind weniger gut gerundet und in der Feinsandfraktion herrschen splittrige Bruchstücke vor.
- **Sandstein/Quarzit** ist eine Sammelgruppe, die wegen ihrer meist geringen Korngrößen nicht weiter differenziert wurde.
- Die Gerölle der Gruppe **Porphy/Feldspat** sind fast ausnahmslos hellgrau gebleicht. Etliche von ihnen zeigen Fließstrukturen und enthalten idiomorphe Quarze. Zwischen Porphyren und Feldspäten bestehen vielfältige Übergänge, die eine Zusammenfassung zu einer Gruppe sinnvoll erscheinen ließen.
- Die **Kieselschiefer** bilden die auffallendste Geröllgruppe. Sie sind meist schwarz, polyedrisch und häufig von Quarzgängen durchzogen. Ihre relative Häufigkeit steigt in den größeren Fraktionen auf Kosten des Quarzes.
- Unter **Sonstige** verbergen sich Silizifikate, Kieselgelite, Hornsteine, Pyritaggregate, Opalsandstein, Amethyst, Jaspis, Kieseloolithe u. a. In einigen Proben wurden die massenhaft auftretenden Lokalgerölle wie Diatomeenkohle oder Xylite dieser Gruppe zugeordnet.

Gruppen nordischer Gerölle (frisches Kristallin, Feuersteine, paläozoische Kalke) konnten lediglich in den 2 obersten Pleistozänproben ausgehalten werden. In den Trebser Schottern sind bestenfalls einzelne Gerölle typisch für nordischen Einfluß. Die entscheidenden Gruppen Kieselschiefer und Porphy/Feldspat beweisen dagegen südliche Herkunft, zumindest der groben Lagen. Herrn BARTHOLOMÄUS, Hannover, der 2 Proben durchsah, gelang es ebenfalls nicht, „... in dem Trebser Material etwas sicher nordisches zu finden“ (briefl. Mitteilung 1991).

Die durchschnittliche Zusammensetzung eines Teils der gezählten Proben wurde bereits früher veröffentlicht (BÜLOW 1991). Hier nun das Mittel aller Zählungen aus den Trebser Schottern (Stück-%):

	2,5—20 mm	5—20 mm
Quarz	66	41
Sandstein/Quarzit	7	8
Porphy/Feldspat	9	7
Kieselschiefer	14	39
Sonstige	4	5

Nach der Häufigkeit der 3 wichtigsten Geröllgruppen können die Trebser Schotter als **Quarz-Kieselschiefer-Porphy-Gemeinschaft** bezeichnet werden. Aus der

Bhrg. Trebs 13/65

19,2 m NN

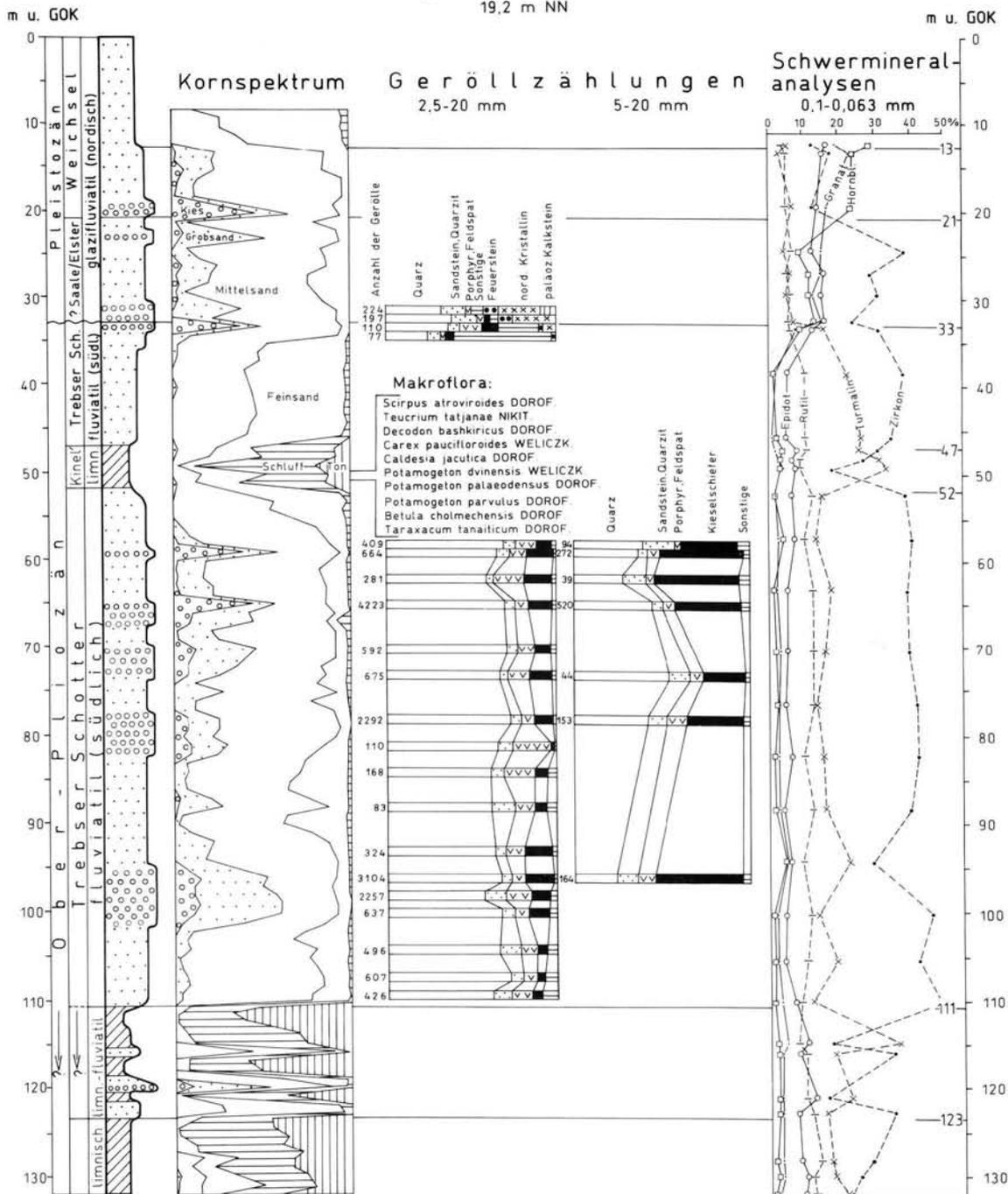


Abb. 2: Dokumentationsprofil und Deutung der Bohrung Trebs 13/65.

Abnahme des Kieselschiefergehaltes in der feineren Fraktion wird abgeleitet, daß keine transportbedingte relative Anreicherung dieser Gesteine erfolgt ist. Das Herkunftsgebiet der Schotter muß demnach ausgesprochen viel Kieselschiefer geliefert haben; mehr jedenfalls, als bisher aus dem Elbeeinzugsgebiet — aus Südosten — bekannt ist (UNGER 1974, EISSMANN 1975, WOLF 1977, RUSKE 1973). Es ist folglich nicht auszuschließen, daß die Trebser Schotter aus Süden (Westharz) oder gar aus Südwesten (Weser-Einzugsgebiet) geschüttet sein könnten. An der Weser haben PREUSS (1975) und ROHDE (1989) in präglaziären Schottern hohe Kieselschiefergehalte festgestellt. Damit sind erstmalig südliche Einflüsse in den sonst rein nordischen Kaolinsanden des jüngsten Neogen nachgewiesen (BIJLSMA 1981).

5 Schwermineralanalysen

Mit Hilfe der Schwermineralanalysen ist das gesteckte Ziel erreicht worden, das Trebser Profil zu untergliedern. Die Verwitterungsauslese nimmt vom Liegenden zum Hangenden sprunghaft ab, so daß sich drei unterschiedlich stabile Schwermineralgemeinschaften abzeichnen. Deren Bezeichnung erfolgte in der Reihenfolge der drei am häufigsten auftretenden Mineralgruppen:

1. **Zirkon-Turmalin-Rutil-Gemeinschaft:** Trebser Schotter mit eingeschalteter Mudde und limnischen Ablagerungen im Liegenden, wobei in den schluffigen Bereichen der Zirkongehalt zugunsten von Turmalin zurückgeht.

2. **Zirkon-Epidot-Granat-Gemeinschaft:** glazifluviale Pleistozän von 21 bis 33 m unter Geländeoberkante. Die Liegendgrenze entspricht exakt der geröllanalytisch ermittelten Quartärbasis. Da im Hangenden eine instabilere Mineralgemeinschaft folgt, kann das Pleistozän zweigeteilt werden. Der untere Teil wird vorbehaltlich der Saale- oder Elster-Kaltzeit zugeordnet.

3. **Hornblende-Granat-Epidot-Gemeinschaft:** Weichselzeitliche glazifluviale Sande, die sich aus liegendem kiesig-grobsandigem Mittelsand (Niederterrasse ?; 21 bis 13 m unter Geländeoberkante) und hangendem Feinsand (Talsand) zusammensetzen.

Für eine Bewertung der Schwermineralführung bezüglich ihrer Herkunft fehlen ausreichende Vergleichsmöglichkeiten. Hohe Zirkon- und Turmalinwerte sowie einzelne Topase, Korunde, Brookite, Monazite und Olivine könnten auf südliche Beeinflussung hindeuten. Die hohen Gehalte an Zirkon und Turmalin treten nach Untersuchungen von Herrn Prof. HENNINGSEN, Hannover, nur noch in den vermutlich gleichalten, ebenfalls südlich beeinflussten

Quasseler Schichten aus der Lüthteener Randsenke auf (briefliche Mitteilung 1991). In den nordischen Kaolinsanden von Sylt herrschen dagegen Epidot, Staurolith, Sillimanit und Disthen vor, während Zirkon, Turmalin und Rutil zurücktreten (DIETHELM 1990).

6 Paläobotanik

Aus der Mudde (49,8—50,8 m unter Geländeoberkante), die in die Trebser Schotter eingeschaltet ist, wurde eine reiche Fruchteflora isoliert und bestimmt (Reihenfolge nach Häufigkeit):

Tafel / Figur:

<i>Scirpus atroviroides</i> DOROF.	II/22—23
<i>Alisma plantago-pliocenica</i> NIKIT.	I/20—23
<i>Najas lanceolata</i> C. et E. M. REID	I/18—19
<i>Andromeda polifolia</i> L.	III/26—27
<i>Teucrium tatjanae</i> NIKIT.	III/18—20
<i>Epipremnites reniculus</i> (LUDW.) GREGOR et BOGNER	II/4—5
<i>Decodon bashkiricus</i> DOROF.	III/14—16
<i>Hypericum tetrapterum</i> FRIES	
<i>Lycopus europaeus</i> L.	III/17
<i>Typha latifolia</i> L.	I/15—17
<i>Ludwigia palustris</i> (L.) ELLIOTT	III/21—22
<i>Schoenoplectus lacustris</i> (L.) PALLA	
<i>Carex paucifloroides</i> WELICZK.	II/13—14
<i>Carex pseudocyperus</i> L.	
<i>Eleogiton (Isolepis) fluitans</i> (L.) LINK	II/11—12
<i>Carex vesicaria</i> L.	
<i>Rubus idaeus</i> L.	III/13
<i>Caldesia jacutica</i> DOROF.	
<i>Nuphar lutea</i> (L.) SM.	
<i>Chamaedaphne calyculata</i> (L.) MOENCH	
<i>Catabrosa aquatica</i> (L.) P. B.	II/8—10
<i>Potamogeton dvinensis</i> WELICZK	II/3
<i>P. palaeodensus</i> DOROF.	II/2
<i>P. parvulus</i> DOROF.	II/1
<i>Polygonum lapathifolium</i> L.	
<i>Carex caespitosa</i> L.	II/17—18
<i>Weigela szaferei</i> ŁAN-ŚRODOŃIOWA	III/24—25
<i>Salvinia rhenana</i> KEMPF	
<i>Salix</i> sp.	
<i>Najas marina</i> L.	
<i>Potentilla pliocenica</i> E. M. REID	
<i>Betula cholmechensis</i> DOROF.	III/6—7
<i>B. pendula</i> ROTH.	III/8
<i>Mentha aquatica</i> L.	
<i>Taraxacum tanaiticum</i> DOROF.	III/23
<i>Salvinia cerebrata</i> NIKIT.	I/14
<i>Equisetum</i> sp.	

Tafel / Figur:

7 Schriftenverzeichnis

<i>Sagittaria sagittifolia</i> L.	I/14
<i>Typha hercynica</i> MAI	
<i>Brasenia bresciana</i> DOROF.	
<i>Carex binervis</i> SM.	II/16
<i>C. davalliana</i> SM.	II/15
<i>Polygonum pliocenicum</i> DOROF.	
<i>Potentilla arenaria</i> BORKH.	III/12

Bemerkenswert ist, daß in der Trebser Wasser- und Sumpfpflanzengesellschaft viele Exoten (z. B. *Salvinia cerebrata* und *rhenana*, *Epipremnites reniculus*, *Brasenia bresciana*, *Alisma plantago-pliocenica*, *Weigela sazeri*, *Potentilla pliocenica*, *Polygonum pliocenicum* und *Najas lanceolata*) und atlantische Arten (*Ludwigia palustris*, *Carex binervis*, *Eleogiton fluitans*) vorkommen. Andererseits überrascht das gehäufte Auftreten von Arten des osteuropäischen Kinel'-Typs der Russischen Plattform: *Scirpus atroviroides*, *Teucrium tatjanae*, *Decodon bashkiricus*, *Carex pauciflorides*, *Caldesia jacutica*, *Potamogeton dvinensis*, *P. palaeodensus*, *P. parvulus*, *Betula cholmechensis* und *Taraxacum tanaiticum* (DOROFEEV 1977, WELCZKIEWICZ 1982, 1990). Vergleichbare Taphozönosen sind von Dvoretz/Dnjepr, Anikschtschaj/Litauen, Starodworzy und Siwkovo/Njemen bekannt.

Die Kinel'-Flora wird in den Grenzbereich zwischen Kimmerien und Aktschagyl, bzw. in das „Prätiglian“ der westeuropäischen Gliederung gestellt. Nach der ostdeutschen Florenkomplex-Gliederung ist sie am wahrscheinlichsten mit dem Perrier/Rippersroda-Maximum gleichzusetzen.

In einem Korrelationsschema, dem eigene Sporomorph-Untersuchungen zu Grunde liegen, kommt KRUTZSCH (1988) zu einer nahezu gleichen Einstufung. Danach sind synchron mit der Trebser Flora abgelagert worden: Suderode, Willershausen und Görsbach (Harz-Umrandung), Oberzella (Thüringen), Allershausen (Niedersachsen), Reuverton s. str. (Niederlande), Reuver der Quasseler Schichten (SW-Mecklenburg). KRUTZSCH parallelisiert die Trebser Schotter außerdem mit der Ellerhoop-Warmzeit aus dem schleswig-holsteinischen Känozän von MENKE (1975)!

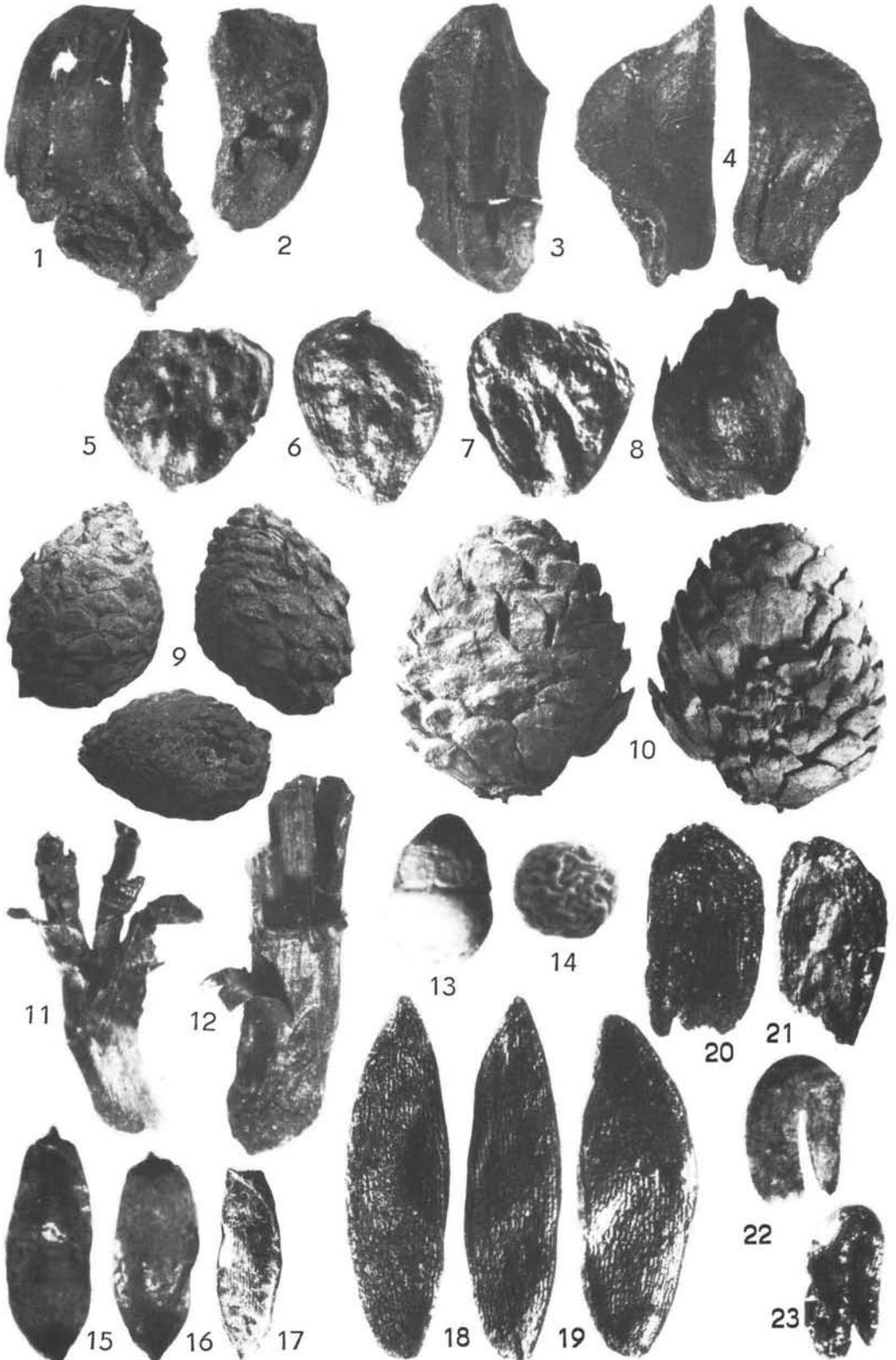
Da die florenführende Mudde eine autochthone Bildung innerhalb der Flußschotter darstellt, wird das oberpliozäne Alter der gesamten Trebser Schotter als gesichert angesehen. Durch diese präziserte Einstufung und die Geröllzählungen wird die fazielle und paläohydrographische Rekonstruktion am Ende des Neogens in Südwest-Mecklenburg (BÜLOW 1991) untermauert, auch wenn die Flußschotter als isoliertes Vorkommen auf einem Salzstock keine Aussagen über eine mögliche Terrassen-Zugehörigkeit zulassen.

- AHRENS, H., BÜLOW, W. VON, CEPEK, A. G., ERD, K., JÄHNIGHEN, H., KRUTZSCH, W., LOTSCH, D., MAI, D. H. & STEINMÜLLER, A. (1968): Zur Plio/Pleistozän-Grenze in der Deutschen Demokratischen Republik. — *Proced. XXIII Internat. Geol. Congress*, 10, 65—77, 5 Abb.; Praha.
- BIJLSMA, S. (1981): Fluvial Sedimentation from the Fennoscandian Area into the north-west European Basin during the late Cenozoic. — *Geologie en Mijnbouw*, 60, S. 337—345; Dordrecht.
- BÜLOW, W. VON (1967): Zur Quartärbasis in Mecklenburg. — *Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., A, Geol. Paläont.*, 12, H. 3/4, S. 405—413; Berlin.
- (1969): Altpleistozäne Schotter (Loosener Kiese) in Südwestmecklenburg mit nordischen und südlichen Gerölln. — *Geologie*, 18, H. 5, S. 563—589; Berlin.
- (1990): Zur Entstehung der altpleistozänen Rinnen im Bezirk Schwerin. — *Z. geol. Wiss.*, 18, H. 10, S. 939—946; Berlin.
- (1991): Präpleistozäne und Holstein-zeitliche Flußschotter im südwestlichen Mecklenburg. — *Z. geol. Wiss.*, 19, H. 3, S. 252—260; Berlin.
- BŮŽEK, Č., KVAČEK, Z. & HOLÝ, F. (1985): Late Pliocene palaeoenvironment and correlation of the Vildštejn floristic complex within Central Europe. — *Rozpr. Českoslov. Akad. Věd, ř. Matem. a Přírodn.*, 95 (7): 1—72, 3 Fig., 4 Tab., 20 Taf.; Praha.
- DIETHELM, R. (1990): Schwermineralzählungen im Kaolinsand von Sylt. — *Fossilien von Sylt III*, S. 317—324; Hamburg.
- DOROFEEV, P. I. (1977): Simbuginskaja flora. — In: GORETZKIJ, G. I. (Hrsg.), *Fauna i flora Simbugino (Opornyj razrez akčagyla i apsčherona Baschkirii)*. — 233 S., 24 Abb., 13 u. 56 Taf., Izd. „Nauka“; Moskva.
- (1986): O pliocenovej flore der Dvoretz na Dnjpre. — In: TAKHTADJAN, A. L. (Hrsg.), *Problemy Paleobotaniki. Sbornik naučnych trudov*: 44—71, 7 Fig., 8 Taf., Izd. „Nauka“; Leningrad.
- EISSMANN, L. (1975): Das Quartär der Leipziger Tieflandsbucht und angrenzender Gebiete um Saale und Elbe. — *Schriftenr. geol. Wiss.*, 2, 263 S.; Berlin.
- JAKUBOVSKAJA, T. V. (1984): Očerok Neogena i rannego Antropogena Poneman'ja (po paleokarpologičeskim issledovanijam). — 160 S., 20 Fig., 30 Tab., 10 Taf., Izd. „Nauka i Technika“; Minsk.
- KRUTZSCH, W. (1988): Kritische Bemerkungen zur Palynologie und zur klimastratigraphischen Gliederung des Pliozäns bis tieferen Altpleistozäns in Süd-, Südwest-, Nordwest- und pro parte Mitteleuropa sowie die Lage der Pliozän/Pleistozän-Grenze in diesem Gebiet. — *Quartärpaläontologie*, 7, S. 7—51; Berlin.
- (LOTSCH, D. 1981): TGL 25234/08 Geologie, Stratigraphie, Stratigraphische Skala der DDR, Tertiär. — ZGI Berlin.

- MAI, D. H. (1967): Die Florenzonen, der Florenwechsel und die Vorstellungen über den Klimaablauf im Jungtertiär der Deutschen Demokratischen Republik. — *Abh. zentr. geol. Inst.*, H. 10: 55—81, 4 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Berlin.
- & WALTHER, H. (1988): Die pliozänen Floren von Thüringen, Deutsche Demokratische Republik. — *Quartärpaläontologie*, 7, 55—297, 101 Abb., 2 Tab., 41 Taf.; Berlin.
- MENKE, B. (1975): Vegetationsgeschichte und Florenstratigraphie Nordwestdeutschlands im Pliozän und Frühquartär. Mit einem Beitrag zur Biostratigraphie des Weichselfrühglazials. — *Geol. Jb.*, A 26, S. 3—151; Hannover.
- PREUSS, H. (1975): Gliederung und Zusammensetzung der Weserterrassen-Körper bei Bodenfelde. — *Mitt. geol. Inst. techn. Univ. Hannover*, 12, S. 5—51; Hannover.
- ROHDE, P. (1989): Elf pleistozäne Sand-Kies-Terrassen der Weser: Erläuterung eines Gliederungsschemas für das obere Weser-Tal. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 39, S. 42—56; Hannover.
- RUSKE, R. (1973): Stand der Erforschung des Quartärs in den Bezirken Halle und Magdeburg. — *Z. geol. Wiss.*, 1, H. 9, S. 1065—1086; Berlin.
- UNGER, K.-P. (1974): Quartär in: *Geologie von Thüringen*, hrsg. W. HOPPE; G. SEIDEL: — S. 742—781; Gotha/Leipzig.
- WELICZKIEWICZ, F. JU. (1982): Osnovnye etapy razvitija pliocenovej flory Evropejskoj časty SSSR. — In: WELICZKIEWICZ, F. JU. (Hrsg.); *Paleokarpologičeskie issledovanija Kajnozoja*: 104—118, Izd. „Nauka i Technika”; Minsk.
- (1990): The Late-pliocene floras of Byelorussia. — *Proceed. Symposium "Paleofloristic and Paleoclimatic changes in the Cretaceous and Tertiary"*: 273—276; Prague.
- WOLF, L. (1977): Präglaziale Flußläufe zwischen Dresden und Riesa. — *Z. geol. Wiss.*, 5, H. 6, S. 791—803; Berlin.

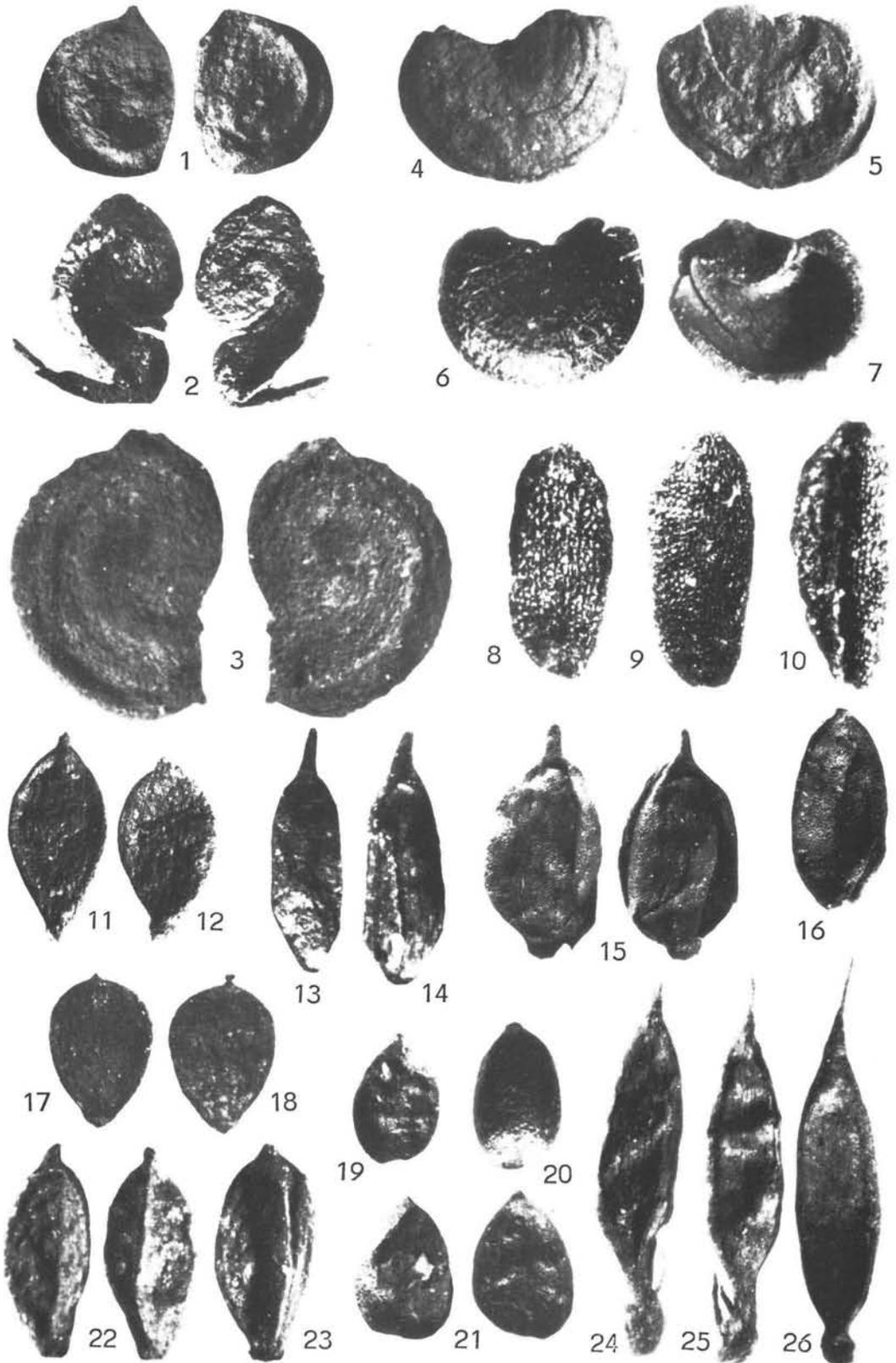
Manuskript eingegangen am 28. 10. 1991

Tafeln I—III



Tafel I

1—2 — *Glyptostrobus brevisiliquata* (LUDW.) MAI, Samen, x 10; 3—4 — *Taxodium dubium* (STBG.) HEER, Samen, x 6,5; 5—8 — *Chamaecyparis obtusa* SIEB. et ZUCC., Samen, x 10; 9—10 — *Pinus brevis* LUDW., Zapfen von verschiedenen Seiten, 1/1; 11—12 — *Pinus saturni* UNG., Nadelbasen mit Schuppen, x 10; 13 — *Azolla tegeliensis* FLORSCHÜTZ, Megasporangium, x 40; 14 — *Salvinia cerebrata* NIKITIN, Megaspore, x 40; 15—17 — *Typha latifolia* L., Samen, x 40; 18—19 — *Najas lanceolata* C. et E. M. REID, Samen, x 20; 20—23 — *Alisma plantago-pliocenica* NIKIT., Früchtchen (Fig. 20—21) und Samen (Fig. 22—23), x 20.



Tafel II

1 — *Potamogeton parvulus* DOROF., Steinkern, x 20; 2 — *Potamogeton palaeodensus* DOROF., Steinkern, x 20; 3 — *Potamogeton dvinensis* WELICZK., Steinkern, x 20; 4—5 — *Epipremnites reniculus* GREGOR et BOGNER, Samen, x 12; 6—7 — dgl., x 12; 8—10 — *Catabrosa aquatica* (L.) P. B., Karyopsen ohne Spelzen, x 40; 11—12 — *Eleogiton fluitans* L., Nüßchen, x 20; 13—14 — *Carex paucifloroides* WELICZK., Nüßchen, x 15; 15 — *Carex davalliana* SM., Nüßchen von zwei Seiten, x 15; 16 — *Carex binervis* SM., Nüßchen, x 15; 17—18 — *Carex caespitosa* L., Nüßchen, x 15; 19—21 — *Caricoidea globosa* (E. M. REID) MAI, Früchte, x 15; 22—23 — *Scirpus atroviroides* DOROF., Früchtchen, x 40; 24—26 — *Dulichium arundinaceum* (L.) BRITT., Früchtchen, x 20.



Tafel III

1—5 — *Tubula fusca* DOROF., Früchtchen, x 12; 6—7 — *Betula cholmechensis* DOROF., Früchtchen ohne Flügelreste, x 12; 8 — *Betula pendula* ROTH., Früchtchen, x 12; 9—11 — *Brasenia bresciana* DOROF., Samen, x 15; 12 — *Potentilla cf. arenaria* BORKH., Nüßchen, x 30; 13 — *Rubus idaeus* L., Steinkern, x 20; 14—16 — *Decodon bashkiricus* DOROF., Samen jeweils von beiden Seiten, x 20; 17 — *Lycopus europaeus* L., Nüßchen ohne Korksaum, x 25; 18—20 — *Teucrium tatjanae* NIKIT., Nüßchen von dorsal und ventral, x 25; 21—22 — *Ludwigia palustris* (L.) ELLIOTT, Samen, x 40; 23 — *Taraxacum tanaiticum* DOROF., Achäne, x 20; 24—25 — *Weigela saferi* ŁAN.-ŚRODOŃIOWA, Samen mit Flügelresten, x 20; 26—27 — *Andromeda polifolia* L., Samen, x 30; 28—32 — *Chamaedaphne calyculata* (L.) MOENCH, Teile von Kapsel Früchten und isolierte Samen, x 30.

Korngrößenanalysen an kalt- und warmfluvialen Sedimenten des Lechtales — Bayerisch-Schwaben

UDO SCHREIBER & RAINER HERPIN *)

Coarse-grained sediments; grainsize distribution; holocene; Lech-valley;
multimodal frequency distribution; probability scale; single distribution; upper pleistocene

Kurzfassung: An grobklastischen Sedimenten des hoch-, spät- und postglazialen Lechtales wurden Korngrößenanalysen durchgeführt, die mittels Zerlegung ihrer multimodalen Häufigkeitsverteilungen in Einzelpopulationen ausgewertet und dargestellt werden. Auf diese Weise lassen sich die kaltfluvialen Sedimente des Lechtales hinreichend gut von den holozänen warmfluvialen Ablagerungen differenzieren.

[Grainsize analysis on cold- and warmfluvial deposits
of the Lech valley — Bavaria]

Abstract: Grainsize analysis were investigated on coarse-grained sediments of the upper pleistocene and postglacial Lech valley. Splitting up the multimodal frequency distribution, the single distributions were interpreted and presented. In this way it is possible, to differ the cold- and warmfluvial deposits of the Lech valley efficiently.

Inhalt

- 1 Einleitung
- 2 Jungquartäre Ablagerungen im Lechtal zwischen Schongau und Rain
- 3 Methodik
- 4 Auswertung
 - 4.1 Geländearbeiten
 - 4.2 Laborarbeiten
- 5 Ergebnisse
 - 5.1 Hoch- und spätglaziale Schotter
 - 5.2 Holozäne Schotter
- 6 Schlußfolgerung
 - 6.1 Ausblick
- 7 Schriftenverzeichnis

1 Einleitung

Das mittlere und untere Lechtal stellt ein klassisches Modell der glazifluvialen Terrassenlandschaft dar (TROLL 1926, 1956; SCHAEFER 1950; 1957; GERMAN 1962 und BRUNNACKER 1959, 1964). Der Schwerpunkt dieser Arbeiten liegt in der Untersuchung der stratigraphischen Abfolge von Erosion und Akkumulation der Sedimente sowie deren Deckschichten. Überregional sei auf die Arbeiten von BRUNNACKER (1975, 1978); STARKEL (1985) und SCHIRMER (1983, 1990) verwiesen.

Es existieren eine Reihe von Veröffentlichungen, die sich mit geologisch-sedimentologischen Arbeitsmethoden (Korngrößenanalysen) in der Quartärforschung beschäftigen; aus dem süddeutschen Raum seien hier die Aufsätze von GERMAN (1973) und BRAUN et al. (1976) herausgestellt. Grundlage dieser Arbeiten bilden u. a. die Untersuchungen von KRUMBEIN & PETTIJOHN (1938) sowie INMAN (1952); FOLK & WARD (1957); SINDOWSKI (1958); WALGER (1962, 1964); KRUMBEIN (1963) sowie PETTIJOHN et al. (1972). Eine Vielzahl der Autoren untersuchte vor allem die feineren Kornfraktionen; dies mag sicherlich auch mit der etwas umständlichen Handhabung der grobklastischen Anteile zusammenhängen, die aber in den Ablagerungen der alpinen Schmelzwasserflüsse die Hauptgemengteile bilden.

In der vorliegenden Arbeit wird versucht, diese Hauptbestandteile näher zu klassifizieren. Der Schwerpunkt liegt in der Frage nach den granulometrischen Unterschieden zwischen kaltfluvialen Ablagerungen des Hoch- und Spätglazials und den warmfluvialen Akkumulationen des Holozäns.

Die Untersuchungen wurden im Rahmen des DFG-Projektes „Fluviale Geomorphodynamik im jüngeren Quartär“ durchgeführt und dankenswerter Weise finanziell gefördert.

*) Anschrift der Verfasser: Dr. U. SCHREIBER und Dr. R. HERPIN, Geologisches Institut der Universität zu Köln, Abteilung für Quartärgeologie, Zulpicherstr. 49, 5000 Köln 1.

2 Jungquartäre Ablagerungen im Lechtal zwischen Schongau und Rain

Die quartärgeologischen Untersuchungen im Lechtal (SCHREIBER 1985, 1992) zeigten, daß das mittlere und untere Lechtal seit dem Ausgang der letzten Vereisung im Nahtgebiet zwischen Lech- und Loisach-Gletscher keinen einheitlichen Sedimentationsraum darstellte. Den glazifluvialen Ablagerungen — Modell der fluvioglazialen Talbildung nach TROLL (1926, 1954) — der 7 hoch- und spätglazialen Terrassen stehen 9 warmfluviale Akkumulationen des Holozäns gegenüber. Basis der hoch- und postwürmglazialen Ablagerungen bilden Vorstoßschotter des jüngeren Würms, des Riß/Würm-Interglazials (JERZ 1989), eventuell auch Ablagerungen des vorletzten Glazials. Der Untersuchungsraum erstreckt sich mit einer Länge von ca. 120 km beiderseits des Lech von Schongau (äußerste Endmoränen und erste Rückzugsstände des Lechgletschers) über die 16-stufige Terrassenlandschaft im Raum Landsberg/Augsburg bis nach Rain (holozäne Schwemmkegel und Mündung des Lech in die Donau).

Die Gesamtmächtigkeiten der kalt- und warmfluvialen Ablagerungen erreichen im Raum Schongau rund 50 m, im Raum Landsberg ca. 40 m, im Raum Augsburg und nördlich bis zur Donau etwa 10—20 m. Im Vergleich hierzu beträgt die durchschnittliche Mächtigkeit einer Terrassenstufe etwa 3 m—5 m. Die jeweiligen Sedimentationseinheiten lassen sich petrographisch über ihr Kalk-Dolomit-Verhältnis sowie den kristallinen Anteil voneinander abgrenzen.

Im Verlauf der Talbildung, seit Ausgang des letzten Glazials, herrschte bei jeder Aktivierung des fluvialen Geschehens im Oberlauf des Flusses zunächst Ausräumung vor, wobei im Unterlauf ein Schwemmfächer aufgeschüttet wurde. Bei nachlassender fluvialer Aktivität griff die Akkumulation auch talaufwärts (TROLL 1926, 1954; BRUNNACKER 1975). Liegt im Hoch- und Spätglazial noch ein "braided river"-System vor, so macht sich zum Holozän hin eine zunehmende Mäandrierungstendenz bemerkbar. Dies betrifft vor allem diejenigen Bereiche des Tales, die an Schwemmkegeln ansetzen. Den holozänen Terrassen liegt eine Hochflutlehmedecke unterschiedlicher Mächtigkeit auf, aus der sich — vor allem zeitabhängige — Bodencatenen entwickeln konnten.

3 Methodik

Mittels Korngrößenanalysen werden Korngröße und die Kornverteilung eines Gemisches quantitativ gekennzeichnet.

Zur Darstellung bedient man sich der Korngrößenverteilungen. Wie alle statistischen Verteilungen können

auch die Korngrößenverteilungen grundsätzlich in zwei verschiedenen Formen dargestellt werden, entweder als Summen- oder als Häufigkeitsfunktion (WALGER 1964).

Die Summenfunktion entsteht durch Kumulation der absoluten Häufigkeiten. In der Darstellung als Summenfunktion wird auf der Abszisse die Zufallsvariable aufgetragen. Auf der Ordinate wird die aufsummierte Häufigkeit, ausgedrückt in Gewichtsanteilen, als Maß verwendet.

Die Häufigkeitsfunktion kann graphisch über die absoluten Häufigkeiten (Histogrammform) durch eine „sehr feine“ Klassenteilung gewonnen werden. Mathematisch wird die Häufigkeitsfunktion als 1. Ableitung der Summenfunktion dargestellt. Durch diesen Zusammenhang erhält die Ordinate das Maß „Gewichtsanteile/Klassenteilung“ (WALGER 1964).

Normiert man die Summen- und Häufigkeitsfunktion, so gelangt man an den Wahrscheinlichkeitsbegriff:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} f(a) da = 1 \text{ bzw. } F(g)_{\max} = 1.$$

Dabei ist $f(a)$ die normierte Häufigkeits- und $F(g)$ die normierte Summenfunktion. In der normierten Form werden diese Funktionen auch als Wahrscheinlichkeitsdichte ($f(a)$) und Verteilungsfunktion ($F(g)$) bezeichnet. Die unterschiedlichen Argumente „a“ und „g“ sind deswegen so gewählt, weil „a“ sich auf die Klassenmitten, „g“ jedoch auf die Klassenobergrenzen bezieht (SCHÖNWIESE 1985).

Auch bei der Darstellung der hier vorliegenden Korngrößenverteilungen liegen diese beiden beschriebenen Funktionen in normierter Form vor: auf der Ordinate wird entweder „Gewichtsprozent pro Klassenverteilung“ (bei $s(a)$) oder „Gewichtsprozent“ (bei $S(g)$) aufgetragen.

Für die Abszissenachsenteilung hat sich bei Korngrößenverteilungen ein „relativierender Korngrößenmaßstab“ als vorteilhaft erwiesen (WALGER 1964). Bei den hier vorliegenden Untersuchungen wird für beide Funktionen die „Zeta-Skala“ (KRUMBEIN 1938) verwendet. Sie hat gegenüber der häufig gebrauchten „Phi-Skala“ den Vorteil, daß die Maschenweiten in Siebsätzen nach Din 4188 den „Zeta-Graden“ entsprechen (WALGER 1962) und sich für die praktische Rechenarbeit als sehr günstig erweisen (s. Abb. 1).

Dargestellt werden die normierten Summenkurven in einem Wahrscheinlichkeitsnetz mit linear geteilter Abszisse („Zeta-Skala“) und nach dem Gauß'schen Integral geteilter Ordinate (Gew.-%). Entsprechend

	[ϕ Zeta]	[mm]	[phi]
Geländesiebung	- 1.75	112.000	- 6.807
	- 1.50	63.000	- 5.977
	- 1.25	35.500	- 5.150
	- 1.00	20.000	- 4.322
	- 0.75	11.200	- 3.485
	- 0.50	6.300	- 2.655
Laborsiebung nach Probenentilung	- 0.25	3.550	- 1.828
	0.00	2.000	- 1.000
	0.25	1.120	- 0.165
	0.50	0.630	0.667
	0.75	0.350	1.515
	1.00	0.200	2.322
	1.25	0.112	3.158
	1.50	0.063	3.989
	1.75	0.032	4.966

Abb. 1: Siebklassen und Siebmethodik.

werden die normierten Häufigkeitsverteilungen auf Häufigkeitspapier nach DAEVES & BECKEL (1958) eingetragen, wobei die Korngröße von links nach rechts abnimmt. Diese beiden Darstellungsweisen haben sich für die weitere rechnerische Behandlung als günstig erwiesen. So erscheinen die normierten Summenfunktionen von log-normalen Verteilungen im Wahrscheinlichkeitsnetz als Geraden; im Häufigkeitsnetz erhält man eine hyperbelähnliche Kurve der normierten Häufigkeitsverteilung, sofern eine lognormale Verteilung vorliegt (PFANZAGL 1968).

In der Regel besteht eine Korngrößenverteilung aus einem Gemisch mehrerer lognormaler Verteilungen, die sich überlagern (KRUMBEIN & PETTJOHN 1938; DOGLAS 1944; SINDOWSKI 1958). Somit lassen sich bei den Verteilungsfunktionen im Wahrscheinlichkeitsnetz mehrere Geradenabschnitte ausscheiden. Die Wahrscheinlichkeitsdichten im Häufigkeitsnetz zeigen bei Überlagerung mehrerer Normalverteilungen eine entsprechende multimodale Ausbildung — für jede Normalverteilung einen Gipfel.

Sinn und Zweck dieser graphischen Darstellungen ist es, aus der Gesamtpopulation der Stichprobe, die ja eine Mischpopulation darstellt, die entsprechenden Einzelpopulationen qualitativ und quantitativ zu isolieren. Sedimente eines bekannten Ablagerungsmilieus sollten sich mittels dieser Vorgehensweise näher spezifizieren lassen. Nach REINECK & SINGH (1980) entsprechen die so ermittelten Einzelpopulationen Bildungsparametern (vergl. hierzu auch ROHRBERG [o. J.]). Ähnliche Untersuchungen wurden von BRAUN et al. (1976) an Kornsummen im Bereich des Reiß-Tales vorgenommen, allerdings ohne eine Auflösung in Einzelpopulationen zu erreichen. Auch HERPIN (1983) wendete dieses Verfahren — mit Auflösung in Einzelpopulationen — bei quartären Sanden im Bereich zwischen Lingen und Bocholt an.

Die notwendige und umfangreiche Rechenarbeit sowie das Zeichnen der Funktionen wurde in der vorliegenden Arbeit durch ein für diese Aufgabenstellung speziell entwickeltes Computerprogramm erledigt [Meßwertverarbeitung — MV 2.2 — NITSCH (1990)], das auf der Methode von DAEVES & BECKEL (1958) basiert.

4 Auswertung

Bei der Untersuchung der Kornverteilungen hinsichtlich ihrer Einzelpopulationen, wurden folgende Bedingungen eingehalten:

1. Der Graph der Häufigkeitsverteilung soll möglichst eine nach „Unten“ (zum Feineren hin) und „Oben“ (zum Gröberen hin) geschlossene Kurve darstellen. Dies wird erreicht, wenn die Suspensionsfraktionen nicht mit in die Analyse einbezogen werden und dadurch das Intervall nach „Unten“ hin geschlossen wird. Das zu schließende „obere“ Intervall ergibt sich aus dem im Gelände bestimmten Maximalkorn.
2. Das DV-Programm versucht die zu bestimmenden Einzelverteilungen — nach Vorgabe — optimal an die einhüllende Gesamtverteilung anzupassen. Da sich diese Kurve aus empirisch gewonnenen Daten zusammensetzt, ist zu berücksichtigen, daß selten eine 100 %-ige Anpassung erlangt wird.
3. Es lassen sich nur solche Verteilungen auswerten, deren Häufigkeiten pro Klasse unter 50 Gew.-% liegen. Werden Werte von über 50 % pro Klasse erzielt, so ist eine feinere Klassenaufteilung unabdingbar.

4.1 Geländearbeiten

Es wurden nahezu alle vorhandenen Aufschlüsse (Kiesgruben) zwischen Schongau und Rain von der Basis bis zum Top beprobt. Der Hauptanteil der Proben stammt aus oberflächennahen Bereichen; hier

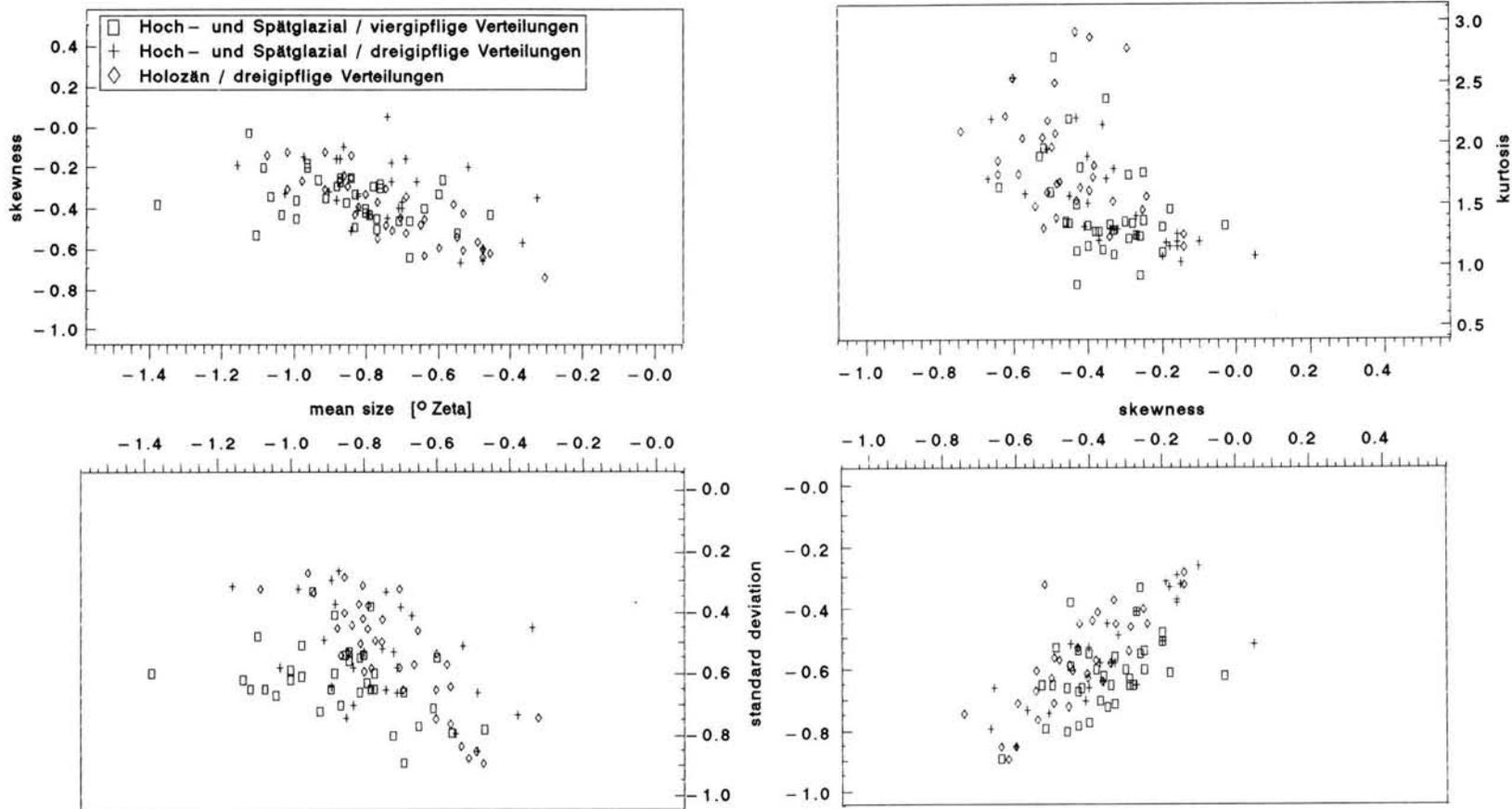


Abb. 2: Sedimentparameter hoch-, spät- und postglazialer Sedimente, nach FOLK & WARD (1957).

wurde pro Entnahmepunkt eine Parallelprobe gezogen. Daneben gelangten auch Schlitzproben zur Auswertung. Der Umfrage einer Probe richtet sich nach dem im Gelände bestimmten, durchschnittlichen Maximalkorn. In den kaltfluvialen Sedimenten des Hoch- und Spätglazials beträgt die durchschnittliche Größe des Maximalkorns etwa 100–200 mm, in den holozänen Sedimenten — abgesehen von Basislagen — rund 100 mm. Aus Vorversuchen mit bis zu 150 kg Material pro Probe wurde ermittelt, daß (mindestens) 20 kg Sediment je Entnahmepunkt ausreichend erscheinen, um eine Auswertung der Korngrößenanalyse im Wahrscheinlichkeitsnetz vorzunehmen. Der Anteil der Grobfractionen, der bei dieser Vorgehensweise nicht ermittelt wurde — durch die Vorgabe des Maximalkorns aber hinreichend interpretierbar bleibt — liegt dann bei 5 % bis 10 %. Eine genauere Auflösung der Kurven im Grobkornbereich wird bei IBBEKEN (1974) beschrieben.

Die Kornklassen < 112 mm wurden über DIN-Siebe (40 cm x 40 cm) fraktioniert und die entsprechenden

Gewichtsanteile ermittelt. Die Fraktionen < 6.3 mm gelangten zur weiteren Aufbereitung in das Sedimentlabor (vgl. Abb. 1). Die hoch-, spät- und postglazialen Schotter des Lechtales lassen sich auch geröllanalytisch unterscheiden. Daher wurden — neben der Profilaufnahme — an den Fraktionen > 20 mm, < 63 mm Rundungsgradbestimmungen sowie geröllpetrographische Bestimmungen durchgeführt (SCHREIBER 1985).

Um dem Problem der Einzelkornlagen (WALGER 1962) gerecht zu werden, wurden sowohl Proben aus „Matrixschotter-Lagen“ wie auch aus „Gerüstschotter-Lagen“ entnommen.

4.2 Laborarbeiten

Im Labor wurden die Fraktionen < 6.3 mm getrocknet und die Kornklasse < 6.3 mm, > 3.55 mm per Hand ausgesiebt. Die Kornklassen < 3.55 mm wurden mittels eines automatischen Probenteilers aufge-

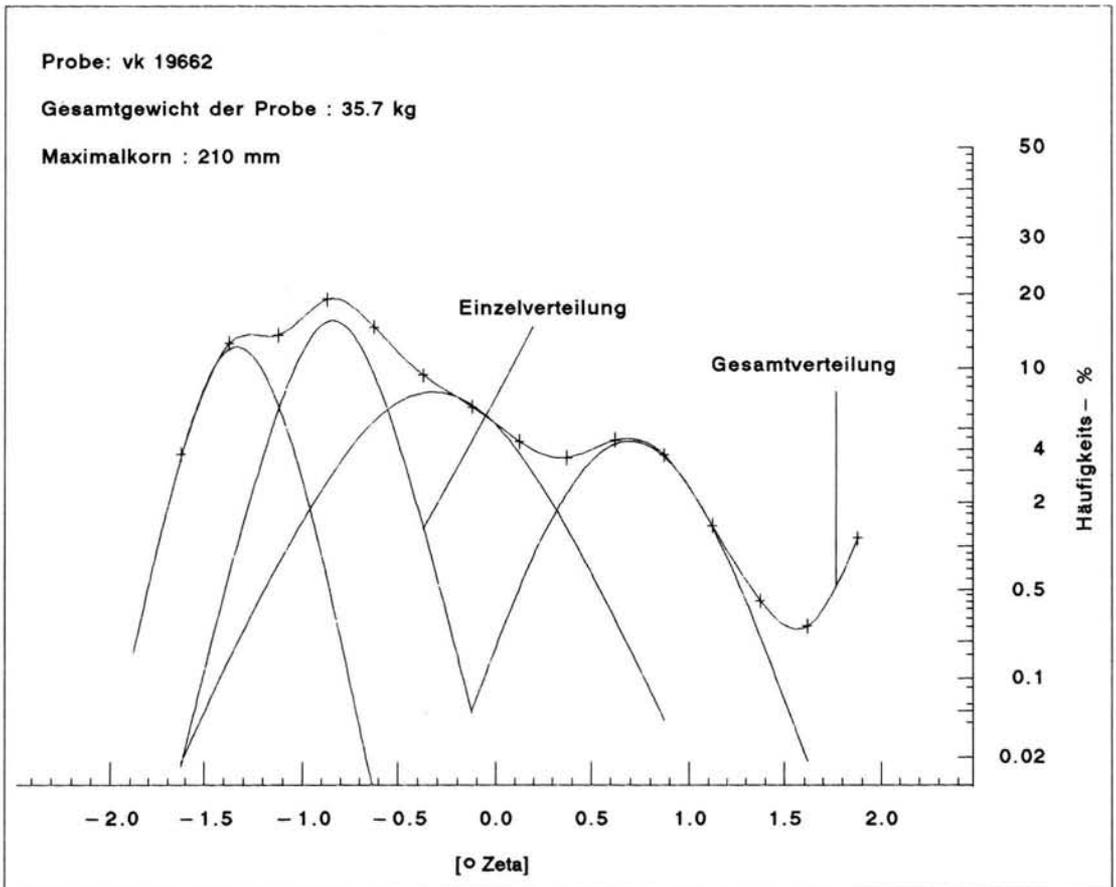


Abb. 3: Vergipflige Verteilung eines kaltfluvialen Schotters (Raum Schongau/Übergangskegel).

teilt, danach maschinell naß gesiebt und getrocknet. Wie aus der Probenaufbereitung zu erkennen ist, ergibt sich ein Fehler dadurch, daß im Gelände trocken, im Labor aber naß gesiebt wurde. Um den Sandanteil zu bestimmen, der an den Grobfractionen beim Trockensieben haften bleibt, wurden zwei sandreiche Proben am gleichen Probenpunkt entnommen und die Grobfractionen sowohl naß wie auch trocken gesiebt. Der zu bestimmende Fehler beläuft sich — unter Berücksichtigung des Haftwasseranteiles — auf 2 Gew-% bis 4 Gew-%. Um diesen Fehler möglichst klein zu halten, sollten die Proben möglichst „trocken“ dem Schotterkörper entnommen werden.

5 Ergebnisse

Ausgewertet wurden rund 150 Siebanalysen. Neben der Auswertung der Analysen im Wahrscheinlichkeitsnetz wurden die Summenkurven auch nach der

herkömmlichen Methode (FOLK & WARD 1957), in Anlehnung an BRAUN et al. (1976) ausgewertet. In der Abbildung 2 sind die entsprechenden Sedimentparameter gegeneinander aufgetragen.

Den Diagrammen ist zu entnehmen, daß sich die kalt- und warmfluvialen Sedimente nur bedingt unterscheiden lassen. Dies bezieht sich vor allem auf den Parameter Sortierung. Die holozänen Sedimente zeigen eine etwas „bessere“ Sortierung als entsprechende hoch- und spätglaziale Ablagerungen.

Bei Auswertung der Korngrößenanalysen mittels der Häufigkeitsanalyse können hingegen vier verschiedene Typen von Verteilungen beobachtet werden. Die Mediane der Einzelpopulationen können aus den Abbildungen entnommen werden. Standardabweichungen sowie die prozentualen Anteile der Einzelpopulationen an der Gesamtverteilung werden vom Rechenprogramm festgehalten.

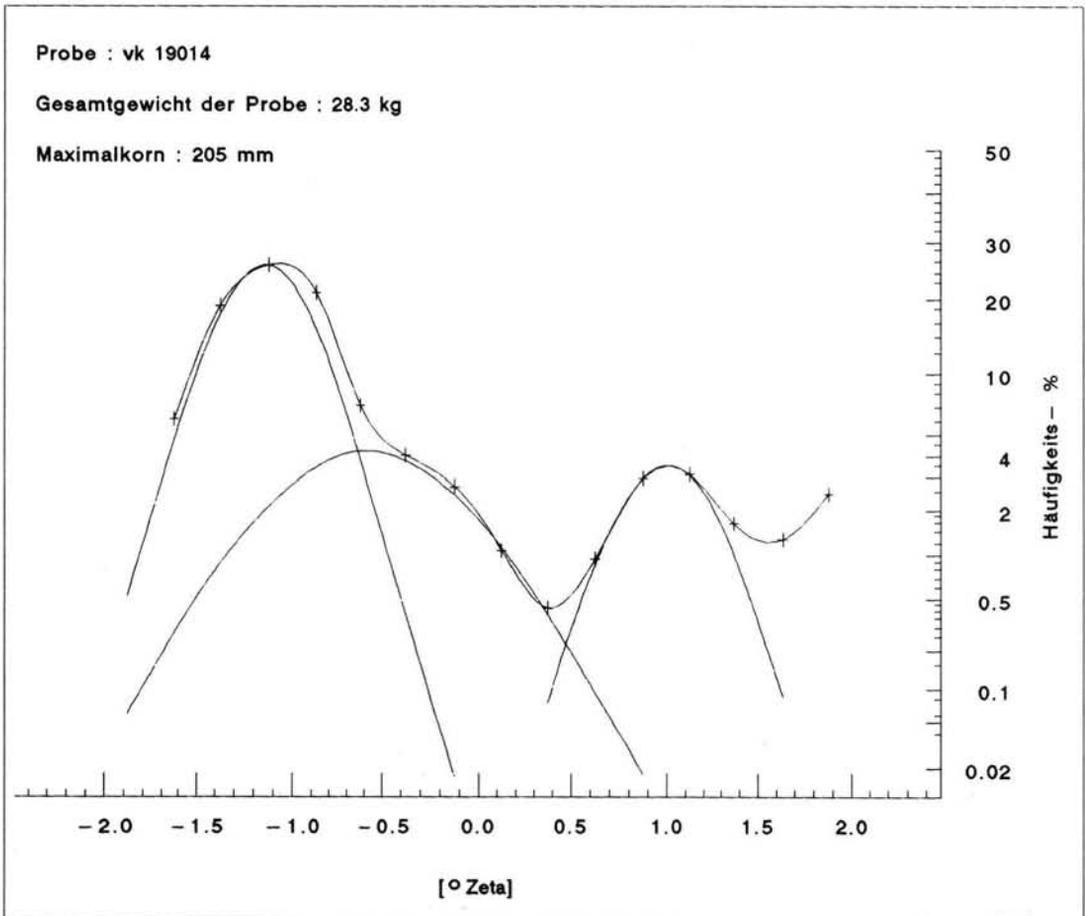


Abb. 4: Dreigipflige Verteilung eines kaltfluvialen Schotters (Raum Landsberg/zentraler Schwemmkegel).

5.1 Hoch- und spätglaziale Schotter

Dreiviertel der untersuchten Proben entstammen den hoch- und spätglazialen Schotterkörpern. Es lassen sich drei verschiedene Kurventypen erkennen: Häufigkeitsverteilungen mit vier, drei und zwei Einzelpopulationen. Vier-gipflige Verteilungen können an 50 % aller kaltfluvialen Proben des Lechtales beobachtet werden (s. Abb. 3). Rund 50 % des Probenmaterials zeigt drei-gipflige Häufigkeitsverteilungen (s. Abb. 4). Daneben finden sich auch zwei-gipflige Kurventypen. Diese Verteilungen sind auf Proben zurückzuführen, die ausschließlich aus Gerüstschotterlagen und Sandlinsen stammen. Dabei sei angemerkt, daß es nur sehr schwer möglich ist, eine Probe exakt aus einer Lage (WALGER 1962) zu entnehmen. Tatsächlich „verstecken“ sich hinter den drei-gipfligen Verteilungen etwa 50 % aller Proben, die Gerüstschottern entnommen wurden.

Die Drei- oder Vier-Gipfligkeit einer Verteilung hängt weder von der Entfernung zum Schüttzentrum noch von der jeweiligen Lage im Aufschluß ab.

In den Abbildungen 5 und 6 sind nun alle Mediane der Einzelpopulationen von spät- und hochglazialen Kornverteilungen in Abhängigkeit zu ihren prozentualen Anteilen gegeneinander aufgetragen; es lassen sich Punktwolken umreißen. Über den Vergleich der Medianlagen zueinander wird deutlich, daß bei den vier-gipfligen Verteilungen ein „Medianzentrum“ in den Kornklassen $< 63 \text{ mm}$, $> 20 \text{ mm}$ auffällt. Die anderen Medianzentren sind leicht gegeneinander verschoben und unterscheiden sich lediglich in ihren prozentualen Anteilen voneinander. Bei dieser Darstellungsweise wird die sehr schlechte Sortierung eines Glazialschotters greifbar.

5.2 Holozäne Schotterkörper

Zur Auswertung gelangten etwa 40 Proben holozäner Schotterakkumulationen. Die vorhandenen feinkörnigen Sedimentfüllungen der Altarme blieben unberücksichtigt. Keine der holozänen Verteilungen ließ eine Auflösung in vier Einzelpopulationen zu. Es

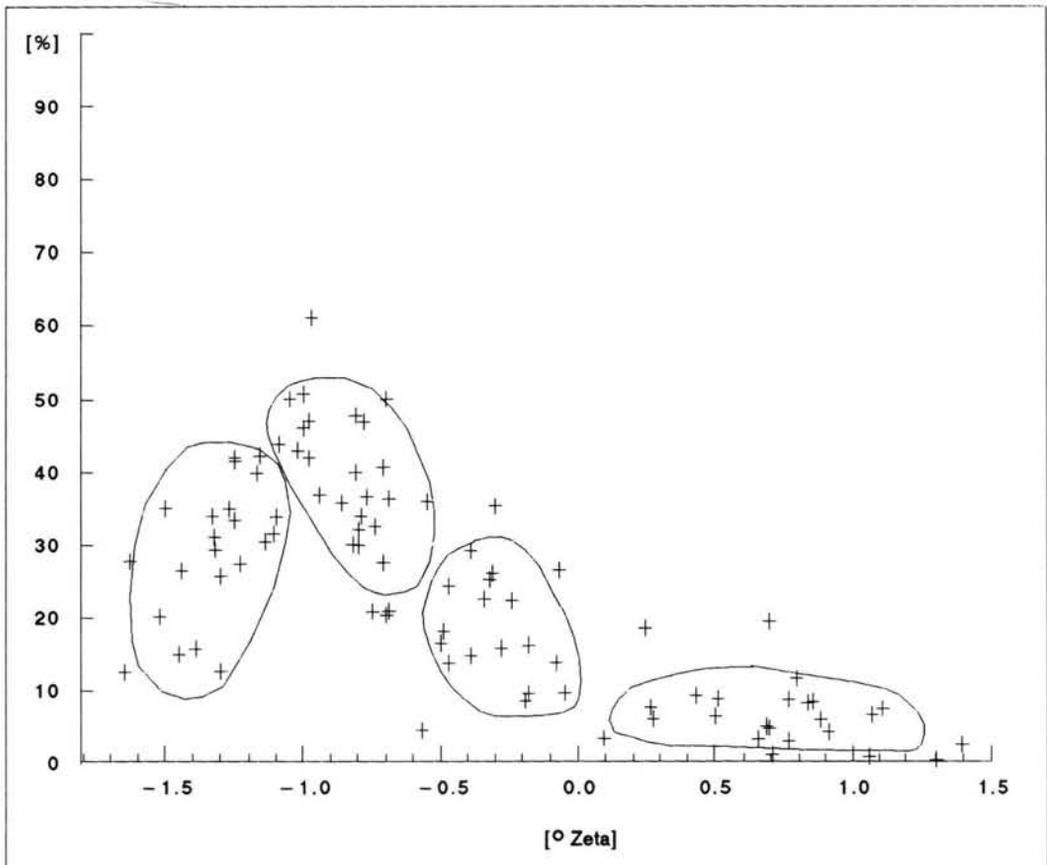


Abb. 5: Mediane hoch- und spätglazialer Sedimente und deren prozentuale Anteile an den Gesamtverteilungen.
Anzahl der Mediane: 4.

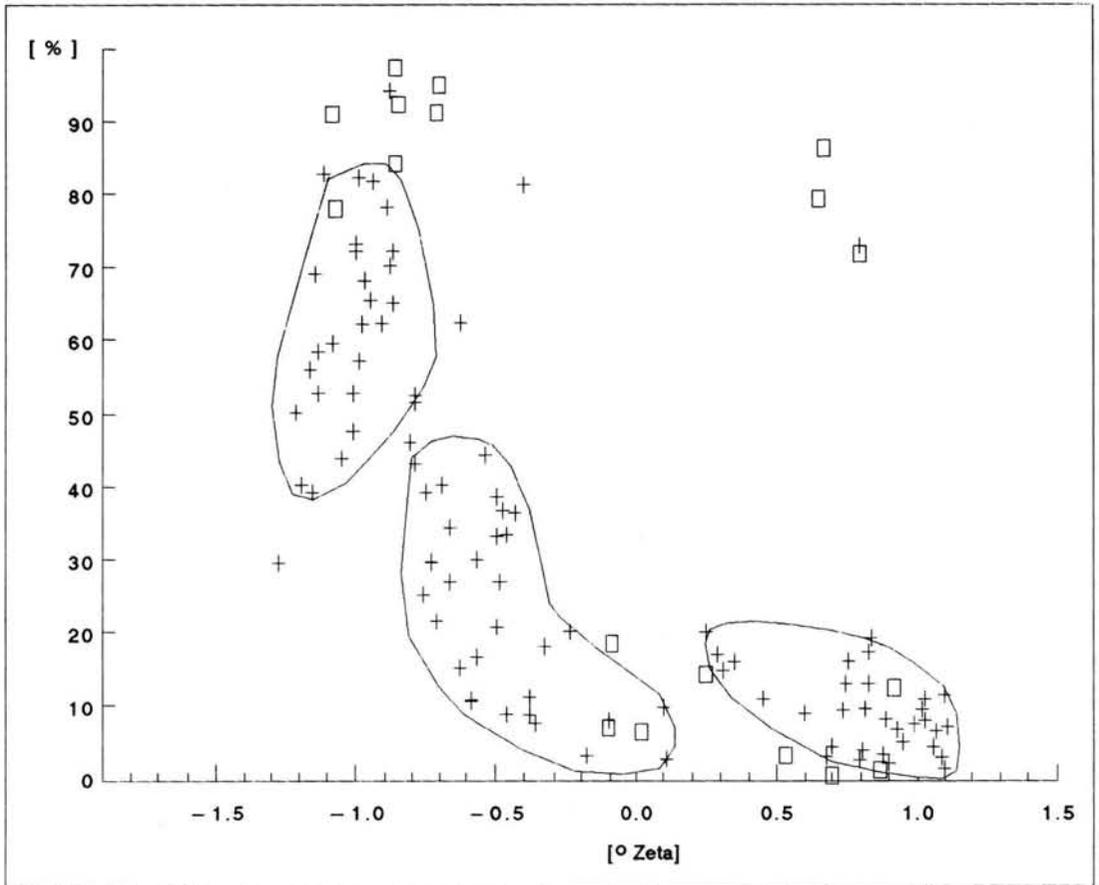


Abb. 6: Mediane hoch- und spätglazialer Sedimente und deren prozentuale Anteile an den Gesamtverteilungen.
Anzahl der Mediane: 3 +
Anzahl der Mediane: 2 □

konnten bislang nur drei-gipflige Häufigkeitsverteilungen nachgewiesen werden (s. Abb. 7). Auch hier „verstecken“ sich die zweigipfligen Verteilungen der Gerüstschotter-Lagen hinter denen mit drei Einzelpopulationen.

Anzumerken ist, daß — bedingt durch hochstehendes Grundwasser — selten Basislagen der holozänen Sedimente aufgeschlossen sind. Vergleichsproben, vermeintlich warmfluvialer Ablagerungen, präwürmzeitlichen Alters zeigen aber, daß deren Basislagen auch vier Einzelverteilungen aufweisen können. Die Geröllpetrographie der Basisblöcke unterscheidet sich teilweise von der des hangenden Schotterkörpers. Es wird daher angenommen, daß die Großgerölle aus älteren, kaltzeitlichen (?) Schottern stammen und während der Erosion projiziert wurden.

In der Abbildung 8 sind die Mediane der Einzelverteilungen holozäner Schotter und ihre prozentualen An-

teile dargestellt. Die Abgrenzung der verschiedenen Einzelverteilungen ist wesentlich besser zu erkennen als bei den kaltfluvialen Sedimenten. Die Lage der Mediane entspricht denen der kaltfluvialen drei-gipfligen Verteilungen. Das Auftreten von einigen Medianen im Bereich 2 mm bis 6.3 mm kann auf den Siebschnitt zurückgeführt werden (s. a. Kapitel 3 Methodik; dies gilt dann sicherlich auch für entsprechende Einzelverteilungen aus hoch- und spätglazialen Sedimentproben). Auffällig ist der „Kornsprung“ im Bereich 2 mm bis 0.35 mm.

6 Schlußfolgerungen

Folgende Schlußfolgerungen lassen sich aus den gemachten Beobachtungen ziehen:

1. Die hier angewandte Methode der Auswertung von Korngrößenanalysen über ihre Häufigkeitsvertei-

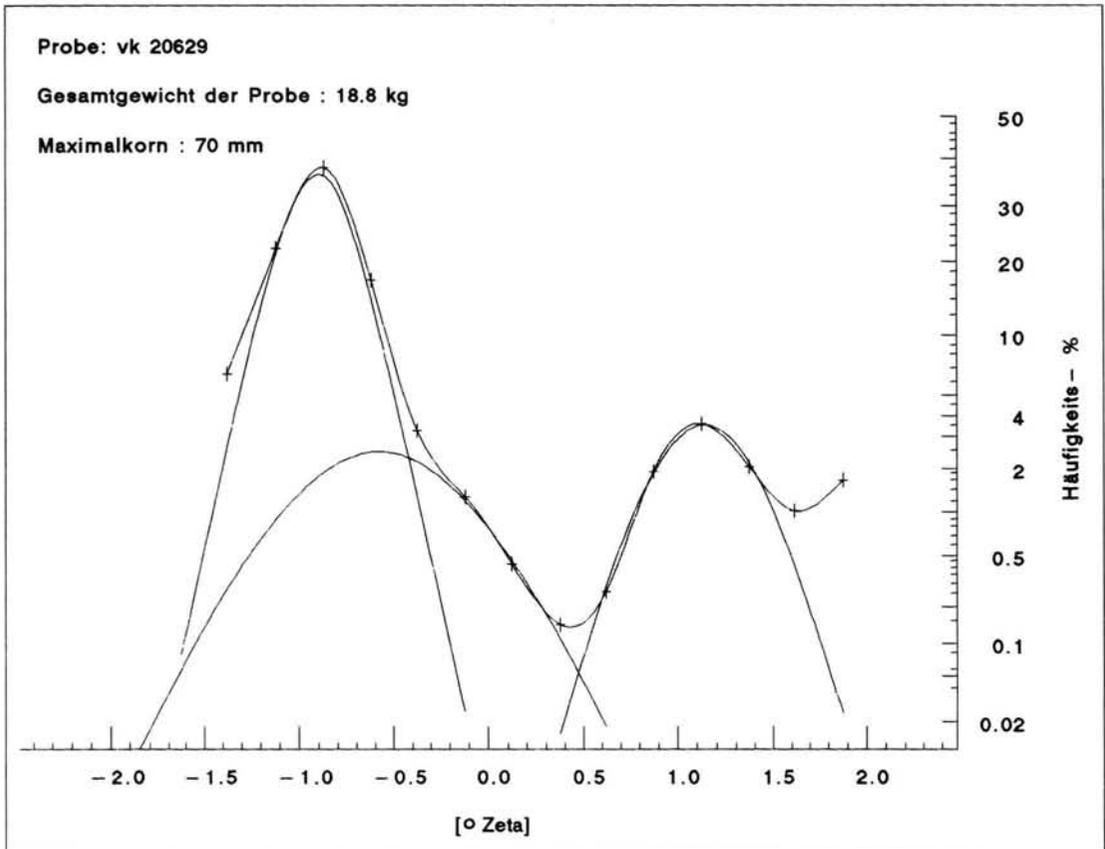


Abb. 7: Dreigipflige Verteilung eines warmfluvialen Schotters (Raum Thierhaupten / Schotterstrang).

lungen zeigt, daß sich warm- und kaltfluviale Sedimente des Lechtales, bei der Betrachtung ihrer Einzelverteilungen, gut voneinander unterscheiden lassen. Rund 50 % der hoch- und spätglazialen Proben zeigen vier Einzelverteilungen (s. Abb. 9).

2. Warmfluviale (holozäne) Schotter besitzen — basisnahe Schotterlagen ausgenommen — ausschließlich dreigipflige Korngrößenverteilungen mit einem Kornsprung in den Klassen 0 bis 0.5 Zeta (2—0.63 mm).

3. Die Lage der Mediane von Verteilungen mit drei Einzelpopulationen bei kalt- und warmfluvialen Sedimenten lassen auf gleiche Bildungsbedingungen schließen, da sich hinter den jeweiligen Populationen Bildungsparameter verbergen. Wir vermuten, daß sich hier die lineare Bewegung eines Sedimentkörpers im fluvialen Milieu dokumentiert. Die maximale Fließgeschwindigkeit müßte sich dann in den Medianen der Kornklassen 20—6.3 mm widerspiegeln und zwar in Abhängigkeit zum prozentualen Anteil der Gesamtverteilung.

4. Die deutlich vorhandene Vier-Gipfligkeit in kaltfluvialen Schotterakkumulationen ist vermutlich auf

die temporäre Wasserführung sowie auf mitgeführtes Drifteis zurückzuführen. Aus dem gleichen Grunde sind derartige Sedimente schlechter sortiert als warmfluviale Ablagerungen.

5. Die Untersuchung WALGERS (1962) von Einzelkornlagen an marinen und fluvialen Sanden (Einzelkornlagen = Elementarverteilungen) kann auf den grobklastischen Bereich ausgedehnt werden. Die Elementarverteilung grobklastischer, fluvialer Sedimente liegt dann im Bereich 11.2 m bis etwa 35.3 mm Korn Durchmesser.

6.1 Ausblick

Erste Vergleiche von Häufigkeitsverteilungen der Sedimente im Lechtal mit gleichen Untersuchungen an Ablagerungen von Erft und Rhein (Braunkohlentagebau Garzweiler), die von W. BOENIGK — Abteilung für Quartärgeologie, Universität Köln — durchgeführt werden, zeigen, daß sich die doch grundverschiedenen Sedimentkörper hinsichtlich der Lage von Einzelverteilungen nicht differenzieren lassen. Der

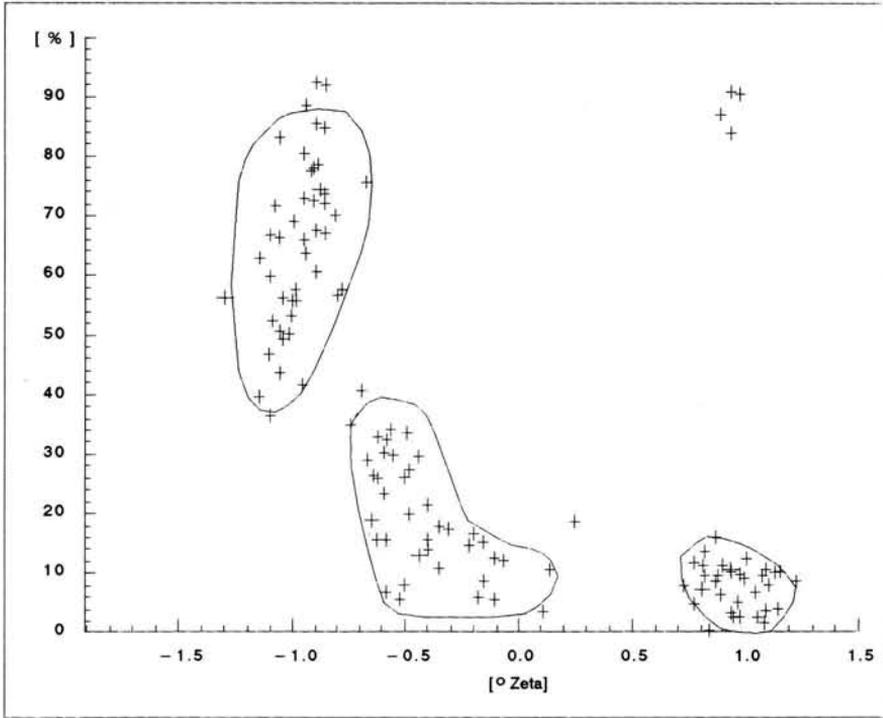


Abb. 8: Mediane holozäne Sedimente und deren prozentuale Anteile an den Gesamtverteilungen.
Anzahl der Mediane: 3

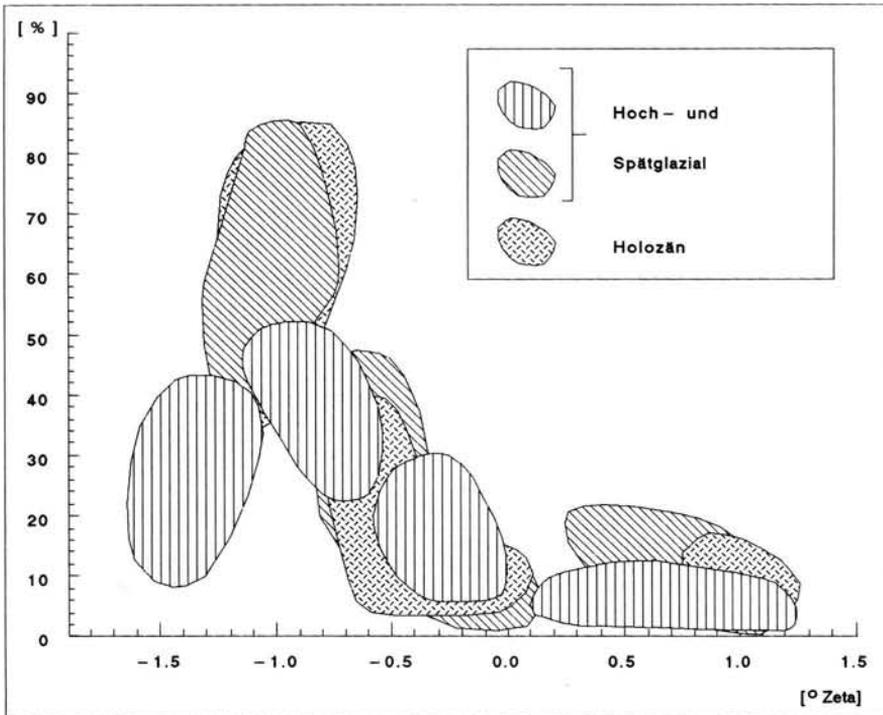


Abb. 9: Medianvergleich hoch-, spät- und postglazialer Sedimente des Lechtales.

Unterschied drückt sich lediglich in dem absoluten Anteil der Einzelverteilung an der Gesamtpopulation aus. Festigt sich dieses Bild, so sollte es durchaus möglich sein, die meist fossilere und grobkörnigen Lockersedimente des Quartärs weiter zu gliedern.

7 Schriftenverzeichnis

- BRAUN, A. F. (1973): Einfaches sedimentologisches Modell zu Gliederung der von Gletschern abgelagerten Sedimente. — *N. Jb. f. Geol. u. Pal., Mh.* 1973: 315—326, 6 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- et al. (1976): Der Beitrag der Sedimentanalyse zur Quartärstratigraphie (Ein Diskussionsvorschlag zur Sitzung der Subkommission für Quartärstratigraphie in der DUGW am 20. 2. 1976). — *Bezirksstelle f. Naturschutz und Landschaftspflege, Mitteilung Nr. 4*, 28 S., 6 Abb., 1 Tab.; Tübingen.
- BRUNNACKER, K. (1959): Zur Kenntnis des Spät- und Hochglazials in Bayern. — *Geolog. Bav.*, 43: 74—150, 13 Abb., 16 Tab.; München.
- (1964): Die geologisch-bodenkundlichen Verhältnisse bei Epfach. — In: J. WERNER (Hrsg.), *Studien zu Abodiacum — Epfach*, I. Münchener Beiträge zur Vor- u. Frühgesch., 7: 140—156, 3 Abb., 1 Tab.; München.
- (1975): Aktivierung des fluviatilen Geschehens im Holozän nördlich der Alpen. — *Bulletin of Geology*, 19: 149—156, 2 Abb.; Warschau.
- (1978): Der Niederrhein im Holozän. — *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, 28: 399—440, 14 Abb., 4 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- DAEVES, K. & BECKEL, A. (1958): Großzahl Methodik und Häufigkeitsanalyse. — 143 S., 39 Abb., 11 Taf., 2. Auflage; Weinheim/Bergstr.
- DOEGLAS, D. J. (1944): De interpretatie van Korrelgrote-analysen. — *Verh. Ned. Geol. Mijnb. Genootsch. geol. ser.* 15, S. 247—328, 10 Abb., 's-Gravenhage.
- FOLK, A. L. & WARD, W. C. (1957): Brazos river bar: A study in the significance of grain size parameters. — *Journ. Sediment. Petrol.*, 27: 3—26, 3 Abb.; Tulsa/Oklahoma.
- GERMAN, R. (1962): Zur Geologie des Lechvorlandgletschers. — *Jber. u. Mitt. oberrhein. Geol. Vereinigung*, 44: 61—83, 5 Abb.; Stuttgart.
- (1973): Sedimente und Formen der glazialen Serie. — *Eiszeitalter und Gegenwart*, 23/24: 108—122; Öhringen.
- HERPIN, R. (1983): Sedimentpetrographie im Quartär zwischen Bocholt und Lingen. — *Sonderveröff. Geol. Inst. d. Uni. Köln*, 46: 220 S., 71 Abb., 6 Tab.; Köln.
- IBBEKEN, H. (1974): A simple sieving and splitting device for field analysis of coarse grained sediments. — *Journ. Sed. Petrol.*, 44, No. 3: 939—946, 6 Fig.; Tulsa.
- INMAN, D. L. (1952): Measures for describing the size distribution of sediments. — *Journ. Sed. Petrol.*, 22: 125—145; Tulsa/Oklahoma.
- JERZ, H. & MANGELSDORF, J. (1989): Die interglazialen Kalksinterbildungen bei Hurlach nördlich Landsberg am Lech. — *Eiszeitalter u. Gegenwart* 39: 29—32, 2 Abb.; Öhringen.
- KRUMBEIN, W. C. & PETTIJOHN, F. J. (1938): *Manual of Sedimentary Petrography*. — X + 549 S., 87 Abb., 34 Tab.; New York.
- (1938): Size frequency distributions and the normal phicurve. — *J. Sediment. Petrology*, 8: S. 84—90, 4 Abb.; Tulsa.
- & SLOSS (1963): *Stratigraphy and sedimentation*. — 660 S., 252 Fig.; New York.
- MACCAMMON, P. (1962): Efficiencies of particle measures for describing the mean size and sorting of the sedimentary particles. — *Journ. Geol.* 70: 443—465, 18 Fig.; Tulsa.
- NITSCH, R. (1990): MV, die etwas andere Meßwertverarbeitung Version. 2.2. — *Eigenverlag Alteburgerstr.* 20; Köln.
- PFANZAGL, J. (1968): *Allgemeine Methodenlehre der Statistik II*. — *Sammlung Göschen*, 747/747a: 315 S., 41 Abb., 36 Tab., 3. verb. Auflage; Berlin.
- PETTIJOHN, POTTER & SIEVER (1972): *Sand and sandstones*. — 618 S., 258 Abb.; Berlin.
- REINECK, H. E. & SINGH, I. B. (1980): *Depositional Sedimentary Environments*. — XIX + 549 S., 2. Auflg., 683 Abb.; Berlin, Heidelberg, New York.
- ROHRBERG, A. [(ohne Jahr)]: *Die Anwendung der Wahrscheinlichkeits- und Häufigkeitsnetze*. — Herausgeb. Carl Schleicher & Schüll, 28 S., 13 Tab., 17 Taf.; Einbeck.
- SCHAEFER, I. (1950): Die diluviale Erosion und Akkumulation. — *Forsch. z. dtsh. Landeskunde.*, 49, 154 S., 38 Abb.; Landshut.
- (1957): Erläuterungen zur geologischen Karte von Augsburg und Umgebung 1:50 000. — *Bayer. Geol. LA.*, 92 S., 4 Abb., 1 Kt., 2 Beil.; München.
- SCHIRMER, W. (1983): Die Talentwicklung an Main und Regnitz seit dem Hochwürm. — *Geol. Jb.*, A 71: 11—43; Hannover.
- (1990): Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. — *Deutsche Quartärvereinigung, W. SCHIRMER (Hrsg.), dequa-Führer 1*: 295 S., 133 Abb., 10 Tab.; Hannover.
- SCHÖNWIESE, C. D. (1985): *Praktische Statistik*. — 231 S., 66 Abb., 62 Tab.; Berlin-Stuttgart.
- SCHREIBER, U. (1985): Das Lechtal zwischen Schongau und Rain im Hoch-, Spät- und Postglazial. — *Sonderveröff. d. Geol. Inst. d. Uni. Köln*, 58, 192 S., 58 Abb., 4 Tab., 1 Taf.; 4 Beil.; Köln 1985.
- (1992): Geologische Untersuchungen im Umfeld der endjungneolithischen Siedlung bei Pestenacker, Landsberg a. Lech. — *Römisch Germanische Kommission* 71: 16 S., 8 Abb., 1 Tab.; Frankfurt.
- SINDOWSKI, K.-H. (1958): Die synoptische Methode des Kornkurven-Vergleiches zur Ausdeutung fossiler Sedimentationsräume. — *Geol. Jb.* 73: 235—275, 68 Abb.; Hannover.

- STARKEL, L. (1985): Lateglacial and postglacial history of river valleys in Europe as a reflection of climate changes. — *Ztschr. f. Gletscherkunde u. Glazialgeol.* **21**: 159—164, 4 Abb.; Innsbruck.
- TROLL, C. (1926): Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der deutschen Alpen. — *Forsch. zur Dt. Landeskde. und Volkskde.*, **24**: 158—256, 11 Abb., 6 Taf.; Stuttgart.
- (1956): Tiefenerosion, Seitenerosion und Akkumulation der Flüsse im fluvioglazialen und periglazialen Bereich. — *Geomorph. Stud., Machatschek-Festschrift*: 213—226, 4 Fig.; Bonn.
- WALGER, E. (1962): Die Korngrößenverteilung von Einzelagen sandiger Sedimente und ihre genetische Bedeutung. — *Geol. Rdsch.*, **51**, S. 494—507, 8 Abb.; Stuttgart.
- (1964): Zur Darstellung von Korngrößenverteilungen. — *Geol. Rdsch.*, **54**: S. 976—1002, 11 Abb.; Stuttgart.

Manuskript eingegangen am 14. 01. 1991.

Ehemalige Ammerseestände im Hoch- und Spätglazial des Würm

LUDGER FELDMANN *)

Würm-pleniglacial, late glacial, lake levels, terraces, soils, retreating phases,
periglacial morphology, deltaic sediments

German Alpine Foreland, Ammersee, Bavaria
TK 25: Nr. 7833, 7932, 8032, 8132

Kurzfassung: Auf der Grundlage terrassenmorphologischer Untersuchungen im oberen Ampertal lassen sich neben dem rezenten Ammerseespiegel von 533 m NN alte Seespiegel bei 565 m, 561 m, 555 m, 544 m, 542 m und 536 m rekonstruieren. Die Datierung dieser Seespiegel ergibt sich aus morphologischen und pedologischen Beobachtungen, wobei die zwei höchsten Wasserstände keinem Seespiegel, sondern einem Gerinne auf Toteis entsprechen. Die Absenkung von 565 auf 561 m NN erfolgte nach dem Ammerseestadium, die folgende auf 555 m NN an der Wende vom Hoch- zum Spätglazial, wobei der Seespiegel von 536 m NN sehr wahrscheinlich erst in der jüngeren Dryas erreicht wurde.

Die Zerschneidung der Endmoränen und damit die Erniedrigung des Ammerseespiegels hat vermutlich sehr viel länger gedauert, als bisher angenommen wurde.

[Former Lake Levels of the Ammersee in the Pleniglacial and the Late Glacial]

Abstract: Based on research of terrace morphology in the upper valley of the river Amper near Munich it is possible to reconstruct former lake levels of the Ammersee at 565 m, 561 m, 555 m, 544 m, 542 m and 536 m sea-level. The recent lake level is at 533 m sea-level. The dating of the former lake levels results from morphological and pedological observations, whereby the two highest levels were not really lake levels but fluvial channels on dead ice.

The lowering of the lake level from 565 to 561 m happened after the Ammerseestadial in the Würm-pleniglacial, the following to 555 m at the boundary between pleniglacial and late glacial. All the other sinkings happened during the late glacial, whereby the level of 536 m was probably reached in the Younger Dryas period.

The cutting up of the extern Würmian end moraines and therefore the depression of the lake level of the Ammersee has possibly taken a longer time than presumed until today.

1 Einleitung

Der Ammersee bildet heute mit einer Wasserfläche von 47,6 km² nach dem Chiemsee und dem Starnberger See den drittgrößten See des bayerischen Alpenvorlandes (WILHELM 1972: 395). Er ist ein typischer Zungenbeckensee, der durch subglaziale Erosion des Ammerseegletschers, dem westlichen Teillobus des Isar-Loisach-Vorlandgletschers, entstanden ist (s. Abb. 1).

Als der Gletscher nach der würmeiszeitlichen Maximalvergletscherung dieses Zungenbeckens verließ, stauten sich die Schmelzwässer an der Moränenumrahmung des Beckens und fanden an deren tiefster Stelle einen Auslauf bei Grafrath. Ein Zeugnis dieses Auslaufes stellt die heutige Amper dar.

Durch das sukzessive Einschneiden der Amper wurde der Ammerseespiegel auf die heutige Höhe von 533 m NN erniedrigt. Hinzu kommt eine Verkleinerung der Seefläche durch Vermoorung (vor allem im N) und Sedimentation durch die von S aus dem Gebirge zufließende Ammer. Dieser Fluß transportiert nach Berechnungen von BURZ (1956: 39) pro Jahr rund 130 000 m³ Sedimente in den See, was — bei einer gleichbleibenden Sedimentationsrate — in 14 000 Jahren zur vollständigen Verlandung des Ammersees führen wird.

Zur Zeit der größten Ausdehnung — im ausgehenden Hochglazial — lag der Seespiegel vermutlich um mehr als 30 m höher als heute, wie im folgenden gezeigt wird. Die Rekonstruktion des Ammersees mit diesem Wasserspiegel ergibt bei den heutigen Oberflächenformen einen See, der etwa die 5-fache Fläche des heutigen Sees erreichte. Eine vergleichbare Größe für diesen „Ursee“ des Ammersees wird auch von MÜLLER & SIGL (1977: 158) angegeben, die für die größte Ausdehnung eine Fläche von 225 km² gegenüber 47 km² heute annehmen.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. L. FELDMANN, Abt. Geologie an der Heinrich-Heine-Universität, Universitätsstraße 1, D-4000 Düsseldorf 1.

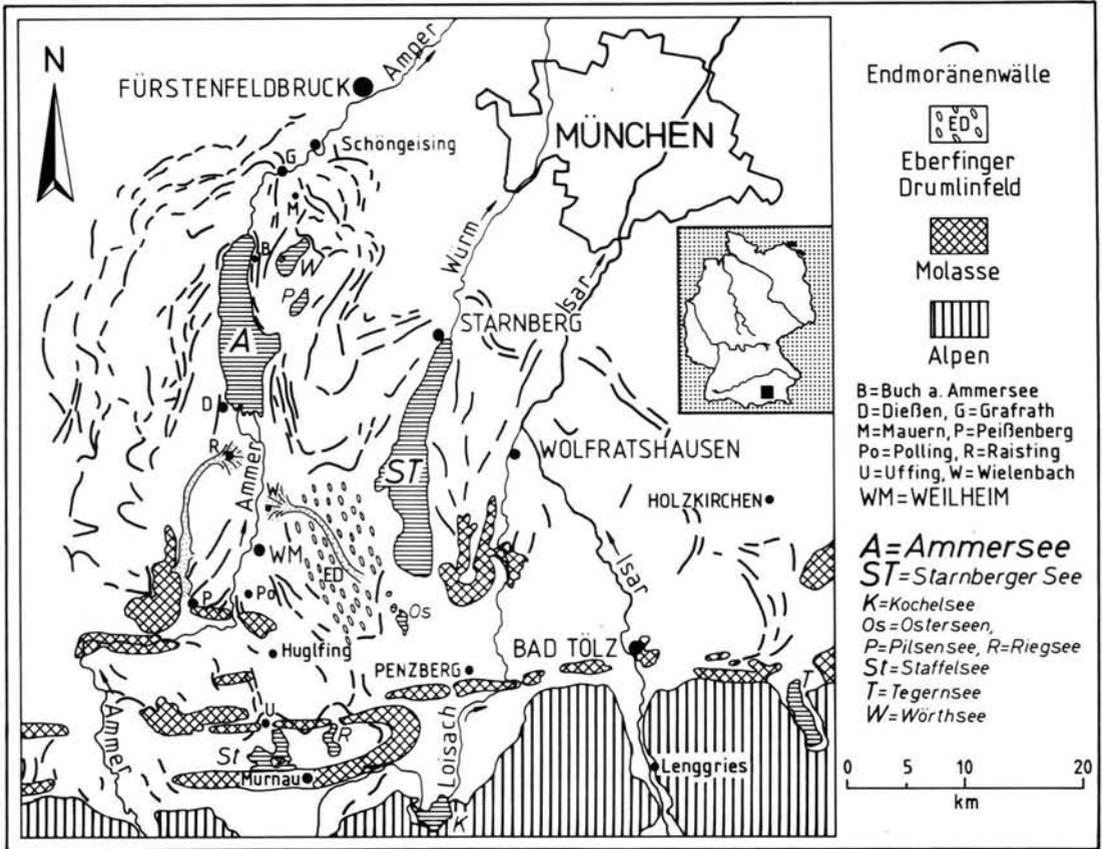


Abb. 1: Lage des Ammersees im Bereich des Isar-Loisachgletschers.

Dieser ehemalige Wasserspiegel war schon häufig Gegenstand wissenschaftlicher Betrachtungen. Schon WEISS (1820: 199) nimmt einen einst sehr viel größeren Ammersee an. Er vermutet eine südliche Ausdehnung bis Weilheim, möglicherweise auch bis zum Peißenberg.

Innerhalb des Zungenbeckens waren es v. a. zwei Formen, die häufig zur Rekonstruktion des maximalen Wasserspiegels herangezogen wurden: Das Raisting Delta und die Tufflager und Seekreide bei Dießen, Polling und Huglfing.

Das Raisting Delta, das aufgrund der Schichtung als Seedelta gedeutet wird, wurde von einem periglazialen Schmelzwassertal in den ehemaligen See vorgebaut. Die Höhe dieses Deltas, die gleichzeitig ein Mindestmaß für den ehemaligen Ammerseespiegel darstellt, gibt AIGNER (1913: 104—105) mit 556 und KNAUER (1929: 34) mit 560 m NN an.

Die Kalkabsätze bei Dießen, Polling und Huglfing und darin enthaltene Wassermollusken galten lange Zeit als Indiz für einen Ammerseespiegel von

582—600 m NN (CLESSIN 1875: 59, 1883: 209; GAMS 1922: 245; GAMS & NORDHAGEN 1923: 27). Den Niveauunterschied zwischen diesem Seespiegel und den 20—40 m tieferen Endmoränen am Amperdurchbruch bei Grafrath erklärt CLESSIN (1883: 209) mit einer erosiven Erniedrigung der Moränen und GAMS & NORDHAGEN (1923: 32) mit junger Tektonik.

Inzwischen sind die Kalkabsätze durch Kulturreste, Pflanzenabdrücke, Pollenanalysen und einem ^{14}C -Datum von 9500 a BP aus einem Basistorf als holozäne Quell- und Bachabsätze identifiziert (vgl. HERMANN 1957; KOHL 1951: 180; JERZ 1983a: 294—295, 1984: 218—219).

Aufgrund alter Ufer und Strandterrassen nehmen PENCK & BRÜCKNER (1901/09: 337) einen ehemaligen Ammerseespiegel von 550 m NN und ROTHPLETZ (1917: 238) von 571 m NN an. AIGNER (1913: 105) schließt aus der Höhe der Moränen bei Grafrath auf einen Seespiegel von 570 m NN, ebenso FEULNER (1955: 102, 104), der aus der Höhenlage von Terrassenflächen im oberen Ampertal weitere Seespiegel bei 560, 552 und 545 m NN rekonstruiert. GROTTEN-

THALER (1980: 28) konnte schließlich nachweisen, daß der höchstmögliche Ammerseespiegel unter 567 m NN gelegen haben muß. Diese Höhe ergibt sich aus dem Ansatzpunkt der Hauptniederterrasse 1 km südlich von Grafrath, wo die Schotterfläche ohne Endmoräne am Zungenbecken beginnt.

Die Erniedrigung des Seespiegels auf die heutige Höhe ist durch die Zerschneidung der stauenden Endmoränen bedingt. Wann diese Zerschneidung erfolgte und wie lang sie gedauert hat, ist noch nicht abschließend geklärt. TROLL (1926: 180) sieht sie im Zusammenhang mit dem Abrücken des Gletschers von den äußeren Endmoränen, wobei im Gefolge dieser Zerschneidung die Trompetentälchen gebildet wurden. FEULNER (1955: 113—114) datiert die Flächen, die bei der Erosion entstanden sind, in die ältere Dryas, SCHAFEFER (1978: 44) beschreibt sie als spät- und postglaziale Erosionsterrassen und GROTENTHALER (1980: 33) datiert die unteren Flächen in das Ammerseestadium.

2 Die Terrassen im oberen Ampertal

Im oberen Ampertal finden sich mehrere Terrassenflächen, deren Höhenlagen am Amperdurchbruch bei Grafrath — bzw. deren rekonstruierte Höhe — ehe-

malige Ammerseespiegel dokumentierten (s. Abb. 2 und 3). Es handelt sich um 5 Niveaus, die insgesamt tiefer liegen als die Hauptniederterrasse. Diese 5 Niveaus, im folgenden als Niveau I bis V bezeichnet, entsprechen den Flächen C 1 bis C 4 von FEULNER (1955) bzw. der Oberen Fürstentfeldbrucker Terrasse und den Schöngesinger Zwischenterrassen von GROTENTHALER (1980).

Die Hauptniederterrasse (HNT) im Ampertal wurzelt 1 km NE des Amperdurchbruchs an den Moränen der Phase von St. Ottilien (KNAUER 1929) (vgl. Tab. 1). Sie findet ihre Fortsetzung südlich der Amper in der „Mauerner Schotterfläche“ (FELDMANN 1990: 86). Am Amperdurchbruch erreicht die HNT eine Höhe von 565 m NN. Vermutlich lag vor der Zerschneidung der Moränen an dieser Stelle ein ehemaliges Gletschertor, das die tiefste Stelle in der Moränenumrahmung bildete.

Der höchste Ammerseespiegel ist somit bei 565 m NN anzusetzen. Er wurde unmittelbar nach dem Abrücken des Gletschers von den äußeren Endmoränen erreicht.

Dabei handelte es sich aber nicht um eine zusammenhängende Seefläche, da der Gletscher sich nicht kontinuierlich zurückzog und sein Vorland freigab,

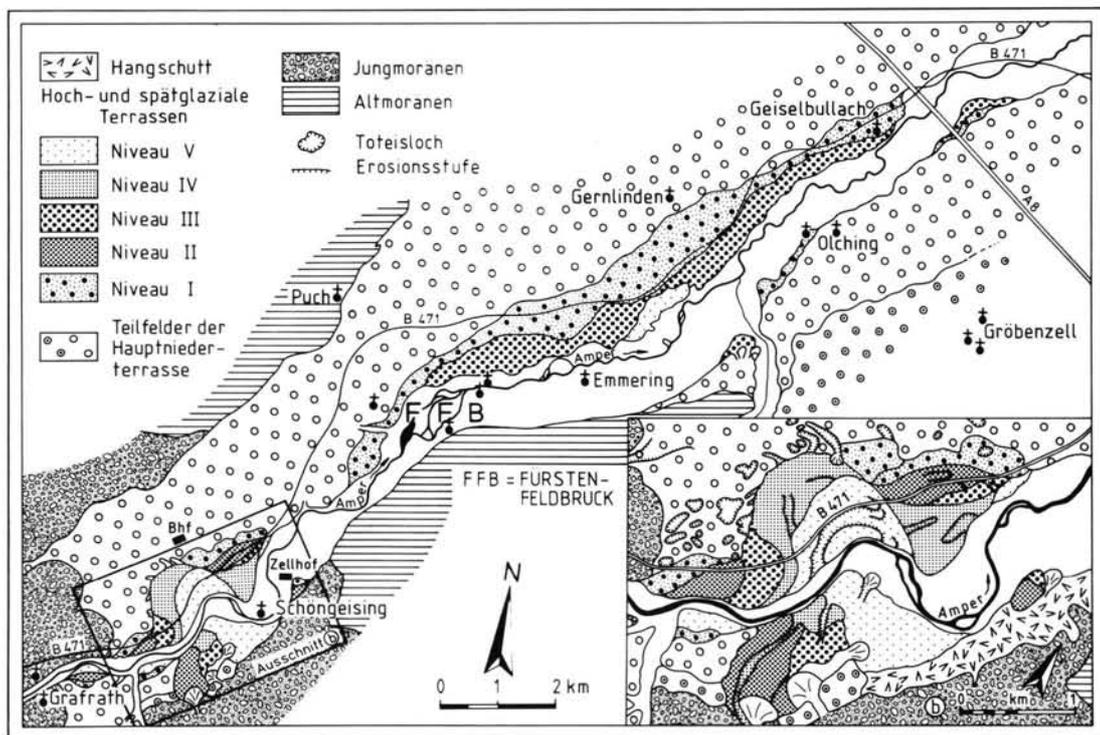


Abb. 2: Die Terrassen im oberen Ampertal.

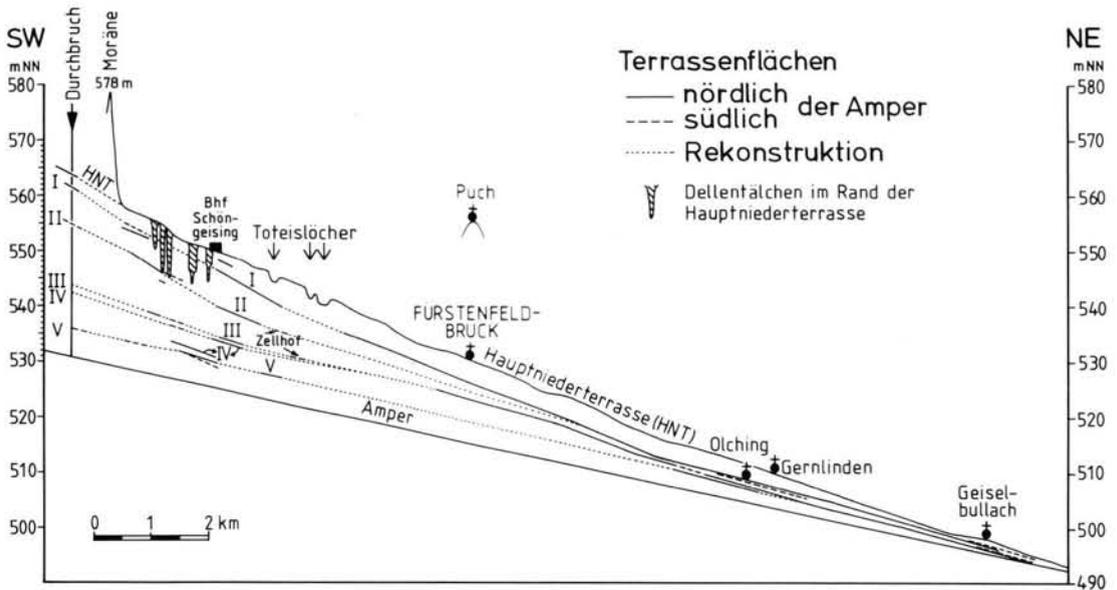


Abb. 3: Längsprofile der Terrassen im oberen Ampertal.

sondern an der Stirn zusammenbrach. Das Ammerseebecken war folglich von intakten Toteismassen erfüllt („Beckentoteis“ nach GAREIS 1978: 3), während die aktive Gletscherstirn schrittweise nach S verlegt wurde.

Das Beckentoteis läßt sich am Ammersee nicht direkt nachweisen. Dieses ist aber am Südufer des Starnberger Sees und im Bereich der Osterseen möglich. Dieses Gebiet ist bereits von ROTHPLETZ (1917), TROLL (1937) und GAREIS (1978) bearbeitet worden. Eine Neukartierung ergibt folgendes Bild (FELDMANN in Vorbereitung): Westlich des Großen Ostersees findet sich in Resten die Endmoräne des Ammerseestadiums, die nach N in einen Übergangskegel übergeht, der von zahlreichen Toteislöchern unterbrochen wird. Der Übergangskegel ist als Randterrasse ausgebildet, die im Osten mit einer 10–15 m hohen Stufe abbricht. Er ist gegen eine zusammenhängende Toteismasse geschüttet worden, die insgesamt die heutigen Osterseen erfüllte und vermutlich auch noch eine Verbindung zu Toteis im Starnberger See hatte. Die Fläche des Übergangskegels geht im N in eine reine Erosionsfläche über, die in ungefalteter Molasse angelegt ist und westlich an Seeshaupt vorbei bis zum Starnberger See zu verfolgen ist. Unterhalb dieses Übergangskegels liegt eine weitere Randterrasse, die Seeshauptfläche. Diese ist im E (im Bereich der Osterseen) ebenfalls gegen Toteis geschüttet worden. Bei Seeshaupt zeigen die Sedimente dieser Fläche eine typische Seedelta-Schichtung, ohne jedoch die Morphologie eines Deltas aufzuweisen. Vielmehr zeigt die nördliche Begrenzung dieser Fläche ein über 2 km

langes vollkommen gerades Ufer zum Starnberger See, welches ohne ein Widerlager in Form von Beckentoteis nur schwer zu erklären ist. Die Schotter sind folglich in einen Eisrandstausee geschüttet worden. Dieses wird auch schon von GAREIS (1978: 45) vermutet. Auch JERZ (1983b: 31) nimmt für diese Zeit ein „... von Toteis erfülltes Gletscherbecken...“ an, gegen das von S Schotter geschüttet wurde.

Nun läßt sich die Seeshauptfläche nach S eindeutig bis zu den Endmoränen des „Uffinger Stadiums“ (TROLL 1937) verfolgen. Die aktive Gletscherstirn lag damit mindestens 15 km weiter südlich, als das Osterseengebiet und der Starnberger See noch von Beckentoteis erfüllt waren. Dieses ist somit auch für den Ammersee zu dieser Zeit anzunehmen, nur finden sich hier keine entsprechenden Formen, da die Ammer als Fluß, der aus dem Gebirge kommt, nachträglich möglicherweise vorhandene Randterrassen ausgeräumt hat. Der Starnberger See hingegen hat von S nur unbedeutende Zuflüsse, so daß hier die Formen erhalten blieben.

Der ehemalige Wasserspiegel von 565 m NN entspricht damit sehr wahrscheinlich einem „Toteisgerinne“, das sich auf dem Beckentoteis gebildet hat. Schotterterrassen in dieser Höhenlage, aufgebaut aus glazifluvialen, geschichteten Kiesen, finden sich z. B. bei Buch a. Ammersee (FELDMANN 1990: 154–156).

Im oberen Ampertal zwischen Grafrath und Schöngeising liegen unterhalb der HNT 5 Terrassenflächen, die während der Zerschneidung der Moränen gebildet wurden. Sie sind als Trompentälchen (TROLL 1926)

Tab. 1: Die würmhoch- und spätglazialen Rückzugsphasen des Ammerseegletschers

	Gletscherstände	B e s c h r e i b u n g
Würmspätglazial	Egesen	} Gletscherstände innerhalb des Gebirges (Die Typlokalitäten liegen im Inntal und dessen Nebentälern)
	Daun	
	Gschnitz	
	Steinach	
	Bühl	
----- Gletscher am Alpennordrand -----		
Würmhochglazial	Uffinger Stadium ⁵⁾	Endmoränen nördlich von Staffel- und Riegsee
	Pollinger Phase ⁴⁾	Endmoränen bei Polling
	Ammerseestadium ³⁾	Endmoränen bei Weilheim
	Wessobrunner Phase ²⁾	} äußere Endmoränen, die das Zungenbecken im Numsäumen
	Phase von St. Ottilien ²⁾	
	Reichlinger Phase ²⁾	
	Stoffener Phase ²⁾	
Phase 0 ¹⁾	maximale Eisrandlage, dokumentiert durch Toteislöcher und begrabene Moränensedimente	

1) FELDMANN (1990), 2) KNAUER (1929), 3) TROLL (1925), 4) FELDMANN (in Vorb.), 5) TROLL (1937)

anzusprechen. Diese 5 Flächen laufen amperabwärts in 2 Terrassen aus, die in Resten bis Dachau zu verfolgen sind.

Dabei zeigen die Terrassenflächen bei Schöngesing eine markante Oberflächenmorphologie mit tief eingeschnittenen, alten Mäandern, die als ehemalige Amperläufe zu deuten sind, während die Flächen amperabwärts eine ebene Oberfläche aufweisen. Auch sedimentologisch unterscheiden sich die Terrassenkörper, die ab Fürstfeldbruck als normale fluviale Akkumulationskörper zu finden sind, die mit einer Blocklage beginnend zur Oberfläche hin eine Zunahme der feineren Korngrößen aufweisen. Bei Schöngesing hingegen weist der oberflächennahe Schotter einen starken Blockreichtum auf, wobei die Blöcke, die bis zu 30 % des Schotters ausmachen, Durchmesser bis 40 cm und ein Gewicht bis über 30 kg erreichen. Die Oberfläche der Terrassen ist häufig von einer starken Blockstreu überzogen. Insgesamt ist die Sortierung des Schotters mit sandig-kiesigen Moränenschottern vergleichbar, wie sie von DREESBACH (1985: 94) und GROTTENTHALER (1989: 106) beschrieben werden. In dieses Bild passen die Moränensedimente, die bei Schöngesing an der Terrassenböschung der HNT unter Niederterrassenschotter aufgeschlossen waren (GROTTENTHALER 1980: 28) und in Bohrungen nachgewiesen sind. In älteren Arbeiten

wird die Terrassentreppe, auf der Schöngesing liegt, auch als Moränenwall gedeutet (v. AMMON 1894: 264—265; ROTHPLETZ 1917: 189).

Damit sind die Niveaus in autochthonen Moränensedimenten angelegt und als reine Erosionsterrassen anzusprechen. Erosionsterrassen werden in der Literatur zwar häufig beschrieben, bisher ist aber in keiner dieser Fälle die Natur einer fluvialen Schotterfläche als reine Erosionsterrasse nachgewiesen.

Mit den Erosionsflächen ist nun eine direkte Bestimmung ehemaliger Ammerseestände gegeben: Da diese Flächen beim Auslauf des Ammersees gebildet wurden und gleichzeitig die Höhe der Amper bei ihrer Anlage zeigen, spiegelt die Höhenlage der Flächen am Amperdurchbruch bzw. ihre Rekonstruktion bis zum Durchbruch alte Seespiegel wider.

Das oberste Niveau I ist in einem kleinen Terrassenrest bei Grafrath erhalten und erreicht hier eine Höhe von 561—562 m NN. Sedimente, die diesem Seespiegel entsprechen, finden sich bei Buch a. Ammersee und im Raisting Delta.

Das Niveau II liegt am Durchbruch der Amper bei 555 m NN und dokumentiert einen entsprechenden Seespiegel. Die Niveaus III und IV sind bei Grafrath nicht erhalten. Ihre Rekonstruktionen bis zum Durchbruch belegen aber Seespiegel von 544 und 542 m NN.

Das tiefste Niveau V ist wieder als Terrassenrest in Grafrath erhalten. Auf ihm liegt das Gasthaus des Ortsteiles Wildenroth. Es weist eine Höhe von 536 m NN auf.

Neben dem rezenten Ammerseespiegel von 533 m NN lassen sich somit 6 ehemalige Seestände bei 565, 561, 555, 544, 542 und 536 m NN rekonstruieren. Dabei ist aber bei den beiden höchsten Seespiegeln von einem toteiserfüllten Ammerseebecken auszugehen, so daß diese Wasserstände nicht direkt als Seespiegel zu bezeichnen sind.

3 Das Alter der ehemaligen Ammerseespiegel

Es wird im folgenden der Versuch unternommen, das Alter der Seespiegel anhand der Terrassenflächen bei Schöngesing und verschiedener Kriterien innerhalb und außerhalb des Ammerseebeckens abzuschätzen. Eine obere zeitliche Grenze ist durch die Moränen gegeben, die den See aufstauten. Die ehemaligen Seespiegel sind entsprechend jünger als die hochglaziale Maximalausdehnung des Gletschers.

Für den höchsten Wasserstand von 565 m NN gibt es folgenden Altersbeleg: Ein Ammersee dieser Höhe würde — bei dem heutigen Landschaftsbild — bis Polling südlich von Weilheim reichen. Diese Rekonstruktion nach Höhenlinien ist aber fehlerhaft, da das Ammerseebecken zu jener Zeit — wie in Kap. 2 gezeigt wurde — von Beckentoteis erfüllt war und zudem nach dessen Abtauen intensive Hangrutschungen und Sedimentationen das Seebecken teilweise verfüllt haben. Die Rekonstruktion führt somit nur zu einer Mindestausdehnung des Ammersees.

Auffallend ist aber, daß dieser „theoretische“ Ammersee genau die 3,5 km breite Lücke in der Weilheimer Moräne einschließt. Dieser Moränenzug, der locus typicus des Ammerseestadiums von TROLL (1925), ist in Höhen unter 565 m NN nicht ausgebildet. Ebenso verhält es sich mit den Moränenzügen, die zwischen den äußeren Endmoränen bei Grafrath und der Weilheimer Moräne den Ammersee umsäumen. Als Ursache hierfür wird angenommen, daß der Gletscher in einen Eisrandstausee kalbte, der in dieser Höhe seinen Seespiegel hatte und die Ausbildung von Endmoränen verhinderte. Hinweise hierauf sind auch die verwaschenen Enden der Endmoränen bei dem Gut Waitzacker und nördlich von Trankenrain (beide westlich der Ammer in Höhe von Weilheim).

Der Wasserspiegel von 565 m NN hat somit zwischen dem Abrücken des Gletschers von den Endmoränen bei Grafrath bis zum Ammerseestadium existiert. An den abdämmenden Moränen und im Ampertal hat folglich bis zum Ammerseestadium noch keine oder

kaum eine Erosion eingesetzt, obwohl sich die aktive Gletscherstirn um 30 km nach S verlegt hat. Dieses ist damit zu erklären, daß der Gletscher sich nicht kontinuierlich zurückzog, sondern bereits während des Höchststandes flächenhaft abschmolz, bis an einer oder mehreren Stellen die Verbindung zum lebenden Gletscher unterbrochen wurde. Die ehemalige Zunge des Gletschers blieb dabei als riesiges Toteis zurück und konnte sich in dem übertiefen Zungenbecken längere Zeit erhalten, während der lebende Gletscher an der „Bruchstelle“ eine neue Moräne aufbaute.

Diese Art des Gletscherrückzuges, die mehr einem sukzessiven Verlagern der Gletscherstirn als einem Zurückweichen entspricht, wird bereits von KNAUER (1935: 14), TROLL (1936: 36), GAREIS (1978: 2—3) u. a. beschrieben. Aufgrund pollenanalytischer Untersuchungen innerhalb und außerhalb der ehemals vergletscherten Gebiete im Alpenvorland kommt auch FRENZEL (1983: 145) zu dem Ergebnis, daß „... die Eismasse nahezu katastrophal zusammengebrochen...“ sein muß.

Wie lange sich die dabei abgetrennten Eismassen, die nun inaktiv waren und vertikal abschmolzen, erhalten konnten, ist offen. Aus dem nordischen Vereisungsgebiet gibt es vereinzelt Daten, die die Erhaltung von (überdecktem!) Toteis über 600 Jahre (GROSS 1955: 111—112) bzw. 1.500 Jahre (TROLL 1936: 31) belegen. Nördlich von Berlin belegen C¹⁴-datierte Seekalke in einem ehemals durch Toteis aufgestauten Becken das Abtauen des Eises erst nach 13.200 BP (CHROBOK, MARKUSE & NITZ 1982: 99). PESCHKE (1983: 116) diskutiert für das Alpenvorland die Möglichkeit, daß begrabenes Toteis erst im Bölling-Alleröd-Komplex abgetaut sein könnte.

Diese Daten zeigen, daß das Beckentoteis, wie es für den Ammersee angenommen wird, aufgrund seiner Mächtigkeit über lange Zeit erhalten geblieben sein kann und nur langsam tiefergetaut ist, wobei es in einzelne Klötze zerlegt wurde. Auf diesem Beckentoteis und an dessen Rand entstand dann der Wasserspiegel von 565 m NN. Im Sinne von EBERL (1930: 101) wird damit die Erosion von einer „oberen Erosionsbasis“ bestimmt, und diese wird von der Toteisoberfläche am Auslauf gebildet.

Nun lieferte aber der Gletscher im S und das langsame Abtauen des Beckentoteises Schmelzwasser, das an der einzigen Auslaufstelle bei Grafrath ins Vorland gelangte. Daß hier trotzdem kaum eine Erosion erfolgte, kann mit den klimatischen Rahmenbedingungen zu jener Zeit und mit den fehlenden Erosionswaffen erklärt werden: Zur Zeit des Ammerseestadiums herrschten im Alpenvorland noch hochglaziale Klimaverhältnisse (vgl. FRENZEL 1983; HABBE 1988; FELDMANN 1990: 123—125) mit tiefgründigem Perma-

frostboden. Für die Endmoränen und die anschließenden Übergangskegel und Schotterflächen ist daher anzunehmen, daß sie als poröses Gestein wassergesättigt und damit tiefgefroren waren. Die Schmelzwässer durchflossen also einen Untergrund aus Schotter und Eis, in dem sie nur wenige Möglichkeiten hatten, Schotter zu erodieren. Hinzu kommt, daß sie keine Schotter als Erosionswaffe mitbrachten, da diese in der Sedimentfalle des Ammerseebeckens bzw. in den bereits eisfreien Gebieten abgelagert wurden. Die Schmelzwässer haben somit nur die obersten, zeitweise aufgetauten Schichten ausräumen können.

Außerdem mußten die Schmelzwässer nicht nur einen relativ schmalen Moränenwall durchbrechen — was sicherlich sehr rasch erfolgt wäre — sondern auch den daran nahtlos anschließenden Übergangskegel und die Schotterflächen zerschneiden, wobei sie erst ab Grafrath über Erosionswaffen verfügten.

Mit dem Rückzug des Gletschers von der Weilheimer Moräne setzte dann im Vorfeld die erste kräftige Erosion ein, bei der die erste Erosionsterrasse gebildet wurde, die einen Seespiegel von 561 m NN dokumentiert. Dieses geschah ebenfalls noch unter hochglazialen Bedingungen, da die Schotterterrassen bei Buch Toteislöcher aufweisen und solche auch im Niveau I bei Schöngeising zu finden sind. Diese Toteislöcher sind erst nach Anlage des Niveaus I durch das Austauen von Toteis entstanden.

Die Erosion trotz hochglazialer Verhältnisse hat vermutlich verschiedene Ursachen: Zum einen wird das Beckentoteis soweit abgetaut gewesen sein, daß an der Stirn des Zungenbeckens ein größerer See entstanden war, durch den der Permafrostboden im Bereich des Auslaufes teilweise aufgetaut wurde. Zum anderen lag das Gebiet bei Grafrath nicht mehr im unmittelbaren Einflußbereich von Gletschereis, so daß die im Vorfeld von Gletschern auftretenden kalten Gletscherwinde — die den Permafrost vermutlich noch verstärkt haben — keinen Einfluß mehr auf das Gebiet der Auslaufstelle hatten.

Dieses sind allerdings theoretische Überlegungen, die sich heute im Gelände nicht mehr überprüfen lassen.

Zu dieser Zeit ist auch das Raistingener Delta gebildet worden. Dieses Delta wurde aus einem (heute fast trockenen) Schmelzwässertal geschüttet, das zur Zeit des Ammerseestadiums angelegt wurde (eine frühere Anlage dieses Tales mit abschließendem Delta scheidet aus, da das Gebiet vorher „unter“ dem Gletscher lag). Nun weist dieses Tal im südlichen Bereich eine markante Paßstelle auf, an der sich die heutige Entwässerung in einen nordwärtigen und einen südwärtigen Abfluß teilt (südlich des Schwemmkegels bei Fendt). Die Paßstelle zeigt, daß das Tal auch noch

nach dem Ammerseestadium unter periglazialen Bedingungen aktiv war, das Raistingener Delta also auch noch zu dieser Zeit geschüttet wurde. Somit ist die Datierung des 561 m-Spiegels größenordnungsmäßig in die Zeit kurz nach dem Ammerseestadium sehr wahrscheinlich.

Der nächste Seespiegel von 555 m NN wurde erreicht, als der Gletscher etwa den Alpennordrand erreicht hatte. Dieses entspricht (der bisher nicht näher faßbaren) Grenze zwischen dem Hoch- und dem Spätglazial. In diese Zeit fällt nach HABBE (1988) die allmähliche Auflösung des Permafrostbodens.

Dieses Alter ergibt sich aus verschiedenen Beobachtungen und Überlegungen: Bei Wielenbach (nördlich von Weilheim) finden sich in einer Kiesgrube Deltasedimente (foreset beds), die bis 553 m NN reichen (DREESBACH 1985: 158) und diesem Seespiegel zugeordnet werden können. Das Delta wurde von einem Tal aus in den See vorgebaut, das das Eberfinger Drumlinfeld entwässerte. Das Tal wurde nach EBERS (1926: 80—81) in seiner heutigen Form angelegt, als der Gletscher etwa bei Murnau lag, was dem Uffinger Stadium von TROLL (1937) entspricht. Damit läßt sich der 555 m-Spiegel zeitlich an das Ende des Hochglazials datieren.

Diese Alterseinstufung wird durch Dellentälchen untermauert, die bei Schöngeising den Rand der HNT zerschneiden. Sie enden als Hängetälchen, ohne die ihnen vorgelagerten Niveaus III und IV zu erreichen oder Schwemmkegel auf diese abgelagert zu haben. Sie sind somit fossile Tälchen. Ihr asymmetrischer Querschnitt weist sie zudem als periglaziale Formen aus.

Diese Dellentälchen werden schon von RATHJENS (1952: 142) beschrieben und in die jüngere Tundrenzeit datiert. Die Datierung ergibt sich nach RATHJENS (1952) aus vergleichbaren Tälchen an der Würm, die gebildet wurden, als der Gletscher den Alpennordrand erreicht hatte. Den Gebirgsrand erreichte der Gletscher aber schon am Ende des Hochglazials, während die Gletscher am Ende des Spätglazials bereits hoch in den Alpentälern lagen. Damit lassen sich die Dellentälchen größenordnungsmäßig ans Ende des Hochglazials/Anfang des Spätglazials datieren.

Das Ende des Hochglazials wurde jüngst auch von HABBE (1988: 48) mit den letzten periglazialen Formen markiert — wie sie auch die Dellentälchen darstellen —, von ihm allerdings ins Ammerseestadium gestellt. Nach den eigenen Überlegungen ist die Grenze Hoch-/Spätglazial aber etwa mit dem Bühlstadium anzusetzen, als der Gletscher also den Gebirgsrand erreicht hatte (vgl. FELDMANN 1990: 123—125).

Die Tälchen bei Schöngöising laufen nun höhengleich auf dem (an dieser Stelle rekonstruierten) Niveau I oder II aus, teilweise auch dazwischen, an keiner Stelle aber darunter. Das Niveau II und damit der Ammerseespiegel von 555 m NN läßt sich folglich etwa auf das Ende des Hochglazials/Anfang Spätglazial datieren. Die Dellentälchen zeigen aber auch, daß die unter dem Niveau II liegenden Erosionsterrassen erst im Spätglazial entstanden sind.

Für das Niveau III und IV bzw. die Ammerseestände von 554 und 542 m NN lassen sich keine Altersbelege finden. Die große Erosionsleistung zwischen 555 m NN (Niveau II) und 544 m NN (Niveau III) zeigt aber, daß bei der Anlage des Niveaus III sehr viel Schmelzwasser zur Verfügung gestanden haben muß. Möglicherweise hängt dieses mit dem Zusammenbruch des inneralpinen Eisstromnetzes zusammen, der am Anfang des Spätglazials erfolgte und bei dem sehr viel Wasser freigesetzt wurde. Außerdem ist nun mit der endgültigen Auflösung des Permafrostbodens und dem Auftauen des restlichen Toteises zu rechnen. Dabei tauten nicht nur die Reste des Beckentoteises ab, sondern auch die Toteisreste, die weiter südlich bis zum Alpenrand lagen. Ihre ehemalige Existenz bis nach dem Uffinger Stadium läßt sich sehr schön im Bereich der Osterseen und südlich des Eberfinger Drumlinfeldes zeigen.

Für das unterste Niveau V und damit den Ammerseespiegel von 536 m NN gibt es wieder einen indirekten Altershinweis durch den auf diesem Niveau vorherrschenden Boden. Auf der HNT findet sich als maximaler Bodentyp eine Parabraunerde von 65–70 cm Mächtigkeit, dessen B_1 -Horizont in einzelnen Verwitterungszapfen bis weit in den C-Horizont greift. Auf den oberen Niveaus liegen ebenfalls Parabraunerden, die aber bezüglich der Entwicklungstiefe und -intensität noch nicht so weit entwickelt sind wie auf der HNT. So erreichen die Böden auf dem Niveau II bis 65 cm Mächtigkeit, auf dem Niveau III bis 55 cm. Auf dem Niveau II sind zudem letztmals Verwitterungszapfen zu finden, die hier aber im B_v -Horizont unter dem B_1 -Horizont ausgebildet sind. Auf dem jüngsten Niveau V schließlich ist eine 35 cm mächtige Braunerde verbreitet, die eine beginnende Tondurchschlammung aufweist und somit als Parabraunerde-Braunerde anzusprechen ist.

An der Isar konnte gezeigt werden, daß die jüngste Terrasse, auf der eine Parabraunerde zu finden ist, in der Jüngeren Tundrenzeit abgelagert wurde (FELDMANN et al. 1991), während die älteste holozäne Terrasse einen noch nicht so weit entwickelten Boden trägt (verlehmt und verbraunte Auenpararendzina). Da beide Gebiete ein vergleichbares Ausgangsgestein aufweisen (Karbonatschotter) und das Niveau V

pedologisch der jüngsten Niederterrasse an der Isar nahesteht, deutet sich eine Entstehung des Niveaus V in der Jüngeren Tundrenzeit bzw. am Ende des Spätglazials an.

Der pedologische Vergleich der verschiedenen Niveaus deutet zudem darauf hin, daß zwischen der Bildung der Flächen längere Ruhephasen gelegen haben. In diesen Ruhephasen haben die jeweils älteren Flächen einen Verwitterungsvorsprung erfahren, durch den die Böden auf den älteren Flächen dann (im Holozän) intensiver ausgebildet wurden, wie es schon von BRUNNACKER (1957: 66) beschrieben wird.

Die unterschiedlichen Böden zeigen aber auch, daß die Bildung der Erosionsflächen und damit die Erniedrigung des Ammerseespiegels über einen langen Zeitraum erfolgt ist, da die Ausbildung der Böden bei gleichem Ausgangsgestein als Funktion der Zeit anzusehen ist.

4 Schlußbetrachtung

Wie gezeigt wurde, scheint sich die Geschichte des Ammersees und der Absenkung seines Wasserspiegels seit dem Würmhochglazial sehr viel langsamer abgespielt zu haben, als dieses bisher angenommen wurde. Danach begann die Zerschneidung der Endmoränen und des anschließenden Schotterfeldes erst mit dem Ammerseestadium, wobei sich der Ammerseespiegel von 565 m auf 561 m NN absenkte. Die nächste markante Eintiefung (auf 555 m NN) erfolgte an der Wende vom Hoch- zum Spätglazial, als die aktive Gletscherstirn bereits am Alpennordrand lag. Bis zu dieser Zeit herrschten periglaziale Bedingungen. Die Seespiegel von 544, 542 und 536 m NN wurden sukzessiv im Spätglazial erreicht, der rezente Ammerseespiegel wahrscheinlich erst zu Beginn des Holozäns.

Einen Hinweis auf diese lange Entwicklungsgeschichte gibt auch das heute noch unausgeglichene Gefälle der Amper ab Grafrath. So erodiert der Fluß bei rezenten Hochwasserereignissen immer noch Schotter im Bereich des Amperdurchbruches.

Da es sich bei den vorgestellten Datierungen aber um relative Alter handelt, sollten die Ergebnisse zunächst nur als Diskussionsgrundlage betrachtet werden. Vor allem bleibt noch zu prüfen, ob sich Seesedimente in den entsprechenden Höhenlagen am Seeufer finden. Dabei ist aber zu bedenken, daß diese Sedimente abgetragen worden sein können, da sie als Feinsedimente bevorzugt der Solifluktion unterlagen, zumal die internen Hänge des Zungenbeckens noch heute übersteilt sind.

5 Schriftenverzeichnis

- AIGNER, D. (1913): Das Murnauer Diluvium. — Mitt. Geogr. Ges. München, 8: 77—177, 1 Kt.; München.
- AMMON, L. VON (1894): Geologische Übersichtskarte der Gegend von München. — Jber. Geogr. Ges. München (Festschr. z. 25-jähr. Bestehen), 15: 239—388, 1 Kt.; München.
- BRUNNACKER, K. (1957): Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern. — Geologica Bavarica, 34: 95 S., 2 Beil.; München.
- BURZ, J. (1956): Deltabildung im Ammersee und Chiemsee. Ein Beitrag zur Untersuchung der Verlandungsvorgänge in den oberbayerischen Seen. — Mitt. Arbeitsber. Bayer. Landesst. Gewässerkde, 1956: 47 S., 23 Taf., 10 Beil.; München.
- CHROBOK, S. M., MARKUSE, G. & NITZ, B. (1982): Abschmelz- und Sedimentationsprozesse im Rückland weichselhoch- und spätglazialer Marginalzonen des Barnims und der Uckermark (mittlere DDR). — Petermanns Geogr. Mitt., 126: 95—102; Gotha.
- CLESSIN, S. (1875): Der Ampergletscher. — Corresp.-Bl. Zoolog. Mineral. Ver. Regensburg, 29: 50—60; Regensburg.
- (1883): Die Moränenlandschaft der bayerischen Hochebene. — Z. Dtsch. Österr. Alpenver., 14: 193—213; Salzburg.
- DREESBACH, R. (1985): Sedimentpetrographische Untersuchungen zur Stratigraphie des Würmglazials im Bereich des Isar-Loisachgletschers. — Diss. Univ. München: VII + 176 S.; München.
- EBERL, B. (1930): Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorland (Iller-Lechgletscher). — 427 S.; Augsburg (Filser).
- EBERS, E. (1926): Das Eberfinger Drumlinfeld. — Geogn. Jh., 39: 47—86, 1 Kt.; München.
- FELDMANN, L. (1990): Jungquartäre Gletscher- und Flußgeschichte im Bereich der Münchener Schotterebene. — Diss. Univ. Düsseldorf: 355 S., 2 Beil.; Düsseldorf.
- , GEISSERT, F., SCHIRMER, U. & SCHIRMER, W. (1991): Die jüngste Niederterrasse der Isar nördlich München. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1991 (3): 127—144; Stuttgart.
- FELNER, M. (1955): Terrassenuntersuchungen auf der Münchener Niederterrasse. — Ungedr. Diss. Univ. München: 127 S., 5 Beil.; München.
- FRENZEL, B. (1983): Über das Alter der würmeiszeitlichen Endmoränenstände süddeutscher ehemaliger Vorlandgletscher. — Abschließende Bemerkungen. — In: JERZ, H. (Hrsg.): Führer zu den Exkursionen der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie vom 13. bis 20. September 1983 im Nördlichen Alpenvorland und im Nordalpengebiet: 106—110, 144—147; München (INQUA-SEQS).
- GAMS, H. (1922): Zur Chronologie des oberbayerischen Postglazials. — Geogn. Jh., 34: 245—246; München.
- GAMS, H. & NORDHAGEN, R. (1923): Postglaziale Klimaänderungen und Erdkrustenbewegungen in Mitteleuropa. — Mitt. Geogr. Ges. München, 16: 13—336; München.
- GAREIS, J. (1978): Toteisfluren des Bayerischen Alpenvorlandes als Zeugnis für die Art des Spätwürmzeitlichen Eisschwundes. — Würzburger Geogr. Arb., 46: 101 S.; Würzburg.
- GROTTENTHALER, W. (1980) mit Beiträgen von BADER, K., OTT, E., SALGER, M., SCHUCH, M. & WROBEL, J.-P.: Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7833 Fürstfeldbruck. — 82 S., 6 Beil.; München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- (1989): Lithofazielle Untersuchungen von Moränen und Schottern in der Typusregion des Würm. — In: ROSE, J. & SCHLÜCHTER, CH. (Hrsg.): Quaternary Type Sections: Imagination or Reality?: 101—112; Rotterdam (Balkema).
- HABBE, K. A. (1988): Zur Genese der Drumlins im süddeutschen Alpenvorland — Bildungsräume, Bildungszeiten, Bildungsbedingungen. — Z. Geomorph. N. F., Suppl. 70: 33—50; Berlin, Stuttgart.
- HERMANN, H. (1957): Die Entstehungsgeschichte der postglazialen Kalktuffe der Umgebung von Weilheim (Oberbayern). — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 105: 11—46; Stuttgart.
- JERZ, H. (1983a): Kalksinterbildungen in Südbayern und ihre zeitliche Einstufung. — Geol. Jb., A 71: 291—300; Hannover.
- (1983b): Seeshaupt — Eurach — Breinetsried und Höfen. — In: JERZ, H. (Hrsg.): Führer zu den Exkursionen der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie vom 13. bis 20. September 1983 im Nördlichen Alpenvorland und im Nordalpengebiet: 31—37; München (INQUA-SEQS).
- (1984): Kalktuffe in der Umgebung von Weilheim/Obb. (Vorkommen — Entstehung — Verwendung). — Mitt. Geogr. Ges. München, 69: 217—220; München.
- KNAUER, J. (1929): Erläuterungen zum Blatt München-West (Nr. XXVII) der Geognostischen Karte von Bayern 1:100 000, Teilblatt Landsberg. — 47 S.; München.
- (1935): Die Ablagerungen der älteren Würm-Eiszeit (Vorrückungsphase) im süddeutschen und norddeutschen Vereisungsgebiet. — Abh. geol. Landesunters. Bayer. Oberbergamt, 21: 65 S.; München.
- KOHL, F. (1951): Bodenkundliche Exkursion in die Umgebung von München. — Geologica Bavarica, 6: 167—183; München.
- MÜLLER, J. & SIGL, W. (1977): Morphologie und rezente Sedimentation des Ammersees. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 154: 155—185; Stuttgart.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901/09): Die Alpen im Eiszeitalter. — 3 Bde, 1199 S.; Leipzig (Tauchnitz).

- PESCHKE, P. (1983) unter Mitwirkung von FRENZEL, B.: Das Moor auf der Pechschnait bei Traunstein. — In: JERZ, H. (Hrsg.): Führer zu den Exkursionen der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie vom 13. bis 20. September 1983 im Nördlichen Alpenvorland und im Nordalpengebiet: 116—120; München (INQUA-SEQS).
- RATHJENS, C. (1952): Asymmetrische Täler in den Niederterrassen des nördlichen Alpenvorlandes. — *Geologica Bavarica*, 14: 140—150; München.
- ROTHPLETZ, A. (1917): Die Osterseen und der Isar-Vorlandgletscher. — *Mitt. Geogr. Ges. München*, 12: 99—314, 2 Ktn; München.
- TROLL, K. (1925): Die Rückzugsstadien der Würmeiszeit im nördlichen Vorland der Alpen. — *Mitt. Geogr. Ges. München*, 18: 281—292; München.
- TROLL, K. (1926): Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der deutschen Alpen. — *Forsch. dtsch. Landes- u. Volkskde*, 24: 158—256; Stuttgart.
- (1936): Die sogenannte Vorrückungsphase der Würmeiszeit und der Eiszerfall bei ihrem Rückgang. — *Mitt. Geogr. Ges. München*, 29: 1—38; München.
- (1937): Die jungglazialen Ablagerungen des Loisach-Vorlandes in Oberbayern. — *Geol. Rdsch.*, 28: 599—611; Stuttgart.
- WEISS, J. F. (1820): Südbayerns Oberfläche nach ihrer äußeren Gestalt. — 312 S.; München (Leutner).
- WILHELM, F. (1972): Verbreitung und Entstehung von Seen in den Bayerischen Alpen und im Alpenvorland. — *Gas- u. Wasserfach, Wasser, Abwasser*, 113: 393—403; München.

Manuskript eingegangen am 21. 01. 1991

Fehlerabschätzung bei Schwermineralanalysen

BARBARA WYPYRSCZYK, WOLFGANG BOENIGK & GEORG HEUMÜLLER *)

Pleistocene, Pliocene, Oligocene, heavy minerals, sedimentary cycles, statistic deviation
Middle Rhine

Kurzfassung: Es wurden Schwermineralanalysen pleistozäner, pliozäner und oligozäner Sedimente am Mittelrhein statistisch aufgearbeitet, um unterschiedliche Sedimentationsräume am Mittelrhein zu kennzeichnen und die Ablagerungen stratigraphisch zu gliedern. Die Schwankungsbreite der Analysedaten wurde bestimmt. Die Faziesunterschiede innerhalb eines Aufschlusses wurden dabei als statistische Schwankungen in einem homogenen Schüttungskörper interpretiert.

[The estimation of error for heavy mineral analysis]

Abstract: Heavy mineral analysis of pleistocene, pliocene and oligocene Middle Rhine sediments were statistically evaluated in order to identify different Middle Rhine sedimentary cycles and to classify sediments stratigraphically. The scale of deviation in analysis data was determined, treating the facies differentiation of a gravel pit as statistic deviation in a homogeneous embankment.

1 Einleitung

Ausgewertet wurden die sedimentpetrographischen Daten für drei Schüttungskörper am südlichen Mittelrhein zwischen Bingen und Bonn (s. Abb. 1):

Grube Nochern: Altpleistozän
TK 5812 St. Goarshausen
H 5560,50 R 3409,20
234,2 m ü. NN

Grube Waldorf: Pliozän
TK 5509 Burgbrohl
H 5595,82 R 2587,87
219,66 m ü. NN

Grube Köhlerhof
bei Remagen:

Oligozän
TK 5409 Linz
H 5603,61 R 2584,83
171,0 m ü. NN

Bei den Sedimentkörpern handelt es sich um komplexe Bereiche, die mit einer sedimentpetrographischen Untersuchungsmethode allein nicht erfaßt werden können. Die Ablagerungen des Alt-Pleistozäns (Nochern), des Pliozäns (Waldorf) und des Oligozäns (Köhlerhof) wurden mit Hilfe von Schwermineralanalysen, Siebanalysen und Schotteranalysen untersucht. Die vollständigen Datensätze finden sich bei WYPYRSCZYK (1988) und HEUMÜLLER (1988).

Schwerpunkt dieser Arbeit ist die Verteilung der Schwerminerale in den nach Geländebefund jeweils einheitlich erscheinenden Schüttungskörpern. Die Sedimente haben ein enges Schwermineralspektrum und weisen einen nur geringen Anteil an Lokal-Komponenten auf. Dies erleichtert die Vergleiche der zu unterschiedlichen Zeiten abgelagerten Sedimente. Es wurden folgende Merkmale erfaßt:

- Prozentuale Verteilung (Kornhäufigkeit) der Schwerminerale in oligozänen, pliozänen und pleistozänen Sedimenten.
- Anteil der Schwerminerale (Gewichtsprozent) der Fraktionen 0,063—0,1 mm; 0,1—0,2 mm; und 0,2—0,4 mm an der Fraktion 0,063—0,4 mm eines Sediments.

Bereits in einer früheren Arbeit (WYPYRSCZYK & BOENIGK, 1985) wurden die Sedimente der Grube Nochern (Alt-Pleistozän) bearbeitet. Die neu hinzugekommenen Daten für pliozäne und oligozäne Sedimente zeigen, daß sich die Ergebnisse aus den Schwermineraluntersuchungen des Alt-Pleistozäns auf das Tertiär übertragen lassen. Die erweiterte Datenbasis ermöglicht einen Vergleich unterschiedlicher stratigraphischer Einheiten.

*) Anschriften der Verfasser: Dr. B. WYPYRSCZYK, Maxrainstr. 2, 8000 München 90; Prof. Dr. W. BOENIGK, Geologisches Institut der Universität zu Köln, Zülpicher Str. 49, 5000 Köln 1; Dipl.-Geol. G. HEUMÜLLER, Zülpicher Str. 223, 5000 Köln 41.

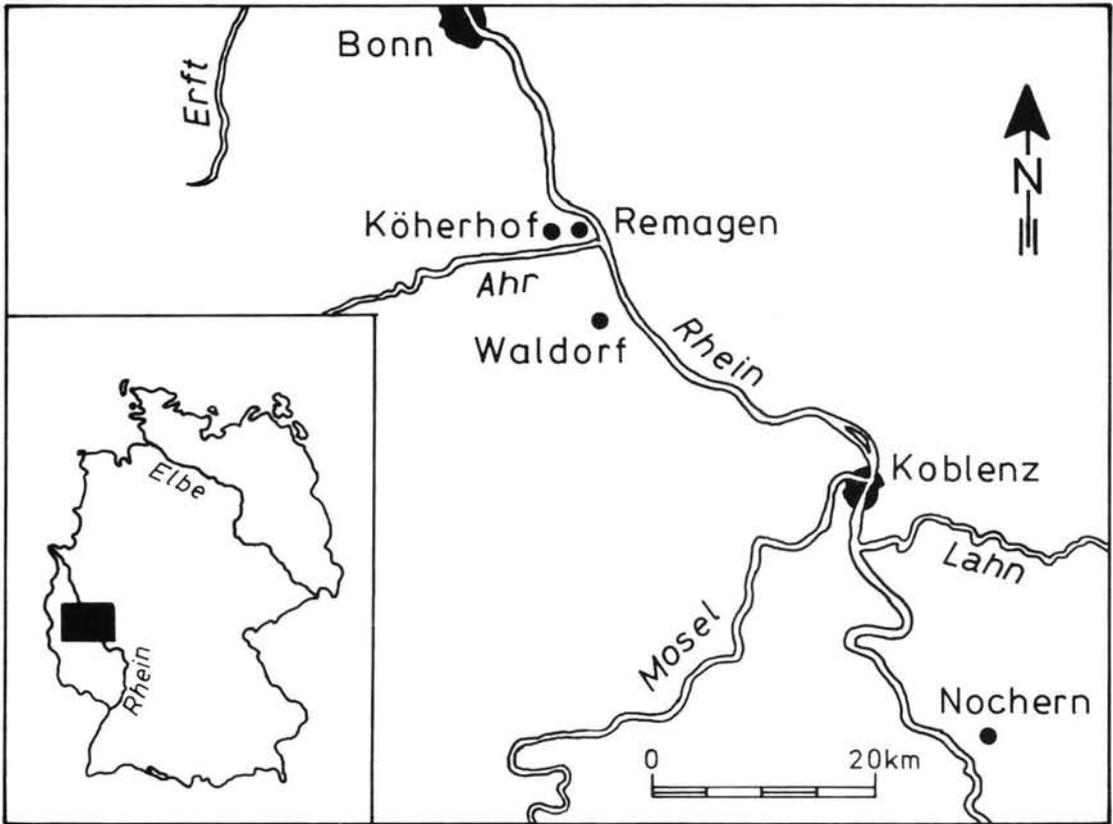


Abb. 1: Skizze des Arbeitsgebietes mit Lage der bearbeiteten Aufschlüsse.

Die Untersuchungen wurden im Rahmen des Vorlaufs zum Projekt „Fluviatile Dynamik“ von der Deutschen Forschungsgemeinschaft finanziell unterstützt, wofür wir uns bedanken.

2 Probennahme

Die 3 ausgewählten Aufschlüsse weisen ein typisches Erscheinungsbild auf. Lokaleinflüsse waren im Gelände nicht zu erkennen. In den Gruben wurden nicht nur entlang vertikaler Profile, sondern auch flächig aus räumlich eng begrenzten Aufschluß-Bereichen Proben genommen. Die Probengröße lag bei 10–25 kg.

Bei der Bearbeitung der Sedimente aus der Grube „Nochern“ (WYPYRSCZYK & BOENIGK, 1985) hatte sich gezeigt, daß durch eine zu geringe Probenzahl Änderungen im Schwermineralgehalt vorgetäuscht werden können, die tatsächlich nicht gegeben sind. Dies wiederum hat eine Fehlinterpretation der Daten zur Folge. Eine Verbesserung der Ergebnisse kann aber durch die Erhöhung der Probenzahl erreicht werden.

Für die Gruben „Waldorf“ und „Köhlerhof“ wurde durch eine gezielte Probennahme mit ca. 0,5 m Abstand in der Vertikalen und die Gewinnung von bis zu 7 Parallelproben, eine hohe Probenzahl erreicht. Durch das Aufsplitten der Proben in mehrere Teilproben und das Fraktionieren dieser Teilproben wurde umfangreiches Datenmaterial gewonnen, das die Anwendung statistischer Modelle auf Ergebnisse von Schwermineral-, Schotter- und Siebanalysen ermöglichte.

3 Bearbeitung der Proben

Aus den Erfahrungen bei der Bearbeitung der Sedimente aus der Grube „Nochern“ ergab sich für die Gruben „Waldorf“ und „Köhlerhof“ eine abgewandelte Vorgehensweise.

Die Sandfraktion (ca. 10 kg) wurde im Labor aufbereitet. Testweise wurde eine Probe aus der Grube „Waldorf“ komplett untersucht. Die Probe wurde in 14 Teilproben aufgeteilt, von der jede als eigenständige Probe weiterbearbeitet wurde. Die Untersuchungen zeigten, daß die Mittelwerte von 14 Teilproben

dieses heterogenen Materials nicht wesentlich von den Mittelwerten von 6 Teilproben abweichen. Daher wurden von allen anderen zuvor getrockneten Proben 6 Teilproben (Grube „Nochern“: 2 Teilproben) zu ca. 300 g abgetrennt.

Mit einem Siebsatz nach DIN 4188 wurde jede Teilprobe 20 min. naß (Grube „Nochern“: trocken) gesiebt. Naßsiebungen sollte der Vorzug gegeben werden; denn diese werden bei hohem Schluffanteil ohnehin nötig. Da es für spätere Vergleiche wichtig ist, daß alle Proben in der gleichen Art und Weise vorbehandelt wurden, sollte man einen Wechsel der Siebmethode vermeiden.

Die fraktionierten Teilproben wurden durch Kochen in 30%-iger Salzsäure gereinigt. Zur Abtrennung der Schwerminerale von den Leichtmineralen wurde die Schwerkrafttrennung mit einfachen Scheidetrichtern (Grube „Nochern“: Zentrifugen-Abtrennung) eingesetzt.

Die Höhe der Einwaage (s. Tab. 1) für eine Schwermineraltrennung ist von drei Punkten abhängig: von der petrographischen Zusammensetzung des Sediments, von der Abtrennungs-Methode und von der zu bearbeitenden Fraktion. Hieraus ergeben sich unterschiedliche Schwermineralausbeuten.

Zwischen den einzelnen Arbeitsgängen wurde das jeweils getrocknete Material gewogen. Zur Herstellung der Schwermineralpräparate wurden die Einbettungsmittel Hyrax und Mountex verwendet.

Bei der Bestimmung der Schwerminerale und der Auszählung der Schwermineralpräparate wurden Kornhäufigkeiten entlang vorgegebener Traversen ermittelt. Gezählt wurden 100 transparente Körner pro Präparat. Eine Zählung von 100 Körnern reicht bereits aus, um aussagekräftige Ergebnisse zu erhalten; denn

die Fehlergrenzen für eine Probe sollten nicht enger sein als die Fehlergrenzen, die durch die natürliche Schwankungsbreite im Sediment vorgegeben sind. Eine ausreichende Genauigkeit ist schon bei einer Zählung von 100 transparenten Schwermineralen gegeben, wie die Ergebnisse aus der Bearbeitung der Grube „Nochern“ zeigen (WYPYRSCZYK & BOENIGK, 1985).

Die Fraktion 0,1—0,2 mm ist besonders gut geeignet, ein Sediment zu charakterisieren. Verschiedene Gründe sprechen dafür, nur diese Fraktion schwermineralanalytisch zu bearbeiten:

Die Körner der Fraktion 0,1—0,2 mm sind durchweg gut bestimmbar. Zudem sind die Schwerminerale in der Fraktion 0,1—0,2 mm angereichert. Beschränkt man sich auf die Bearbeitung dieser Fraktion, so kommt man mit sehr wenig Probenmaterial aus (Waldorf: 150 g Sediment je Schwermineralpräparat). Die Einengung des Korngrößenbereichs bewirkt bei den hier untersuchten Schüttungskörpern keine Informationsverluste bezüglich des Schwermineralspektrums, d. h. es gibt keine qualitativen Unterschiede zwischen Schwermineralspektren der Fraktion 0,063—0,4 mm und der Fraktion 0,1—0,2 mm.

4 Beschreibung der Schwermineralspektren

4.1 Grube „Nochern“

Wesentlichen Anteil an der Schwermineralführung der Sedimente der Grube „Nochern“ (Altpleistozän) haben die Minerale des Rhein-Spektrums; die Fraktion 0,1—0,2 mm besteht im Wesentlichen aus Epidot (ca. 60 %), Alterit (ca. 15 %), Granat (ca. 4 %) und grüner Hornblende (ca. 4 %). Außerdem treten Turmalin, Zirkon, Rutil und Staurolith jeweils mit

Tab. 1: Schwermineralabtrennungen für die Proben aus den Gruben „Nochern“, „Waldorf“ und „Köhlerhof“; Sedimenteinwaage und Schwermineralausbeute in g

	Korngröße	Einwaage	Ausbeute
Nochern	0,063—0,1 mm	ca. 0,5 g	ca. 0,003—0,015 g
	0,1 —0,2 mm	ca. 1,5 g	ca. 0,004—0,040 g
	0,2 —0,4 mm	ca. 3,0 g	ca. 0,001—0,010 g
	0,063—0,4 mm	ca. 3,0 g	ca. 0,001—0,010 g
Waldorf	0,063—0,1 mm	ca. 2—20 g	ca. 0,01—0,05 g
	0,1 —0,2 mm	ca. 10—30 g	ca. 0,05—0,15 g
	0,2 —0,4 mm	ca. 25—50 g	ca. 0,01—0,07 g
	0,063—0,4 mm	ca. 30—50 g	ca. 0,08—0,15 g
Köhlerhof	0,1 —0,2 mm	ca. 15—25 g	ca. 0,01—0,03 g

einem Anteil von 2–5 % auf. Die Angaben für die übrigen Fraktionen finden sich bei WYPYRSCZYK (1983).

4.2 Grube „Waldorf“

Im Schwermineralspektrum der Grube „Waldorf“ (Pliozän) treten über 50 % opake Minerale auf. 75–95 % der transparenten Schwerminerale sind die stabilen Schwerminerale Zirkon, Turmalin, Rutil, Brookit und Titanit.

Mit abnehmender Korngröße steigt der Anteil der stabilen Minerale an; entsprechend nimmt der Gehalt an metamorphen Mineralen ab. Auch das Verhältnis der stabilen Komponenten zueinander ändert sich mit dem Korngrößenbereich. Der Turmalin verliert von der Fraktion 0,2–0,4 mm zur Fraktion 0,063–0,1 mm an Bedeutung. Gleichzeitig nimmt die Zahl der Zirkone und der Minerale aus der Titanoxid-Gruppe zu. Bei der Fraktion 0,063–0,4 mm liegen die Anteile von Turmalin, Zirkon, der Titanoxid-Gruppe und den Metamorphen jeweils zwischen den Minimum- und Maximumwerten der Fraktionen 0,063–0,1 mm, 0,1–0,2 mm und 0,2–0,4 mm.

In Abb. 2 sind die Mittelwerte der Kornhäufigkeit von Turmalin, Zirkon, der Titanoxid-Gruppe und

den Metamorphen in Prozent bezogen auf den Anteil der transparenten Schwerminerale dargestellt. Ein Ansteigen des Turmalingehalts bedeutet eine Abnahme des Zirkongehalts. Derartige Schwermineralverteilungen innerhalb eines Schüttungskörpers sind typisch für eine immer wieder wechselnde Zusammensetzung der Korngrößen in der Sedimentfracht. Dies weist auf Änderungen in den Sedimentationsbedingungen hin, wie sie bei einem mäandrierenden Flußlauf üblich sind, dessen Flußbett mehrfach verlagert wurde.

4.3 Grube „Köhlerhof“

In der Grube „Köhlerhof“ (Oligozän) liegt der Anteil der opaken Minerale noch höher (ca. 67 % in der Fraktion 0,1–0,2 mm) als in den Gruben „Nochern“ und „Waldorf“. Die stabilen Schwerminerale Zirkon, Turmalin, Rutil und Brookit stellen mit 80 % in der Fraktion 0,1–0,2 mm einen hohen Anteil der transparenten Schwerminerale. Anatas, Spinell, Topas, Disthen, Andalusit und Staurolith treten jeweils mit 2–3 % im Schwermineralspektrum auf.

Abb. 3 zeigt für ein Profil die Mittelwerte der Kornhäufigkeit von Turmalin, Zirkon, der Titanoxid-

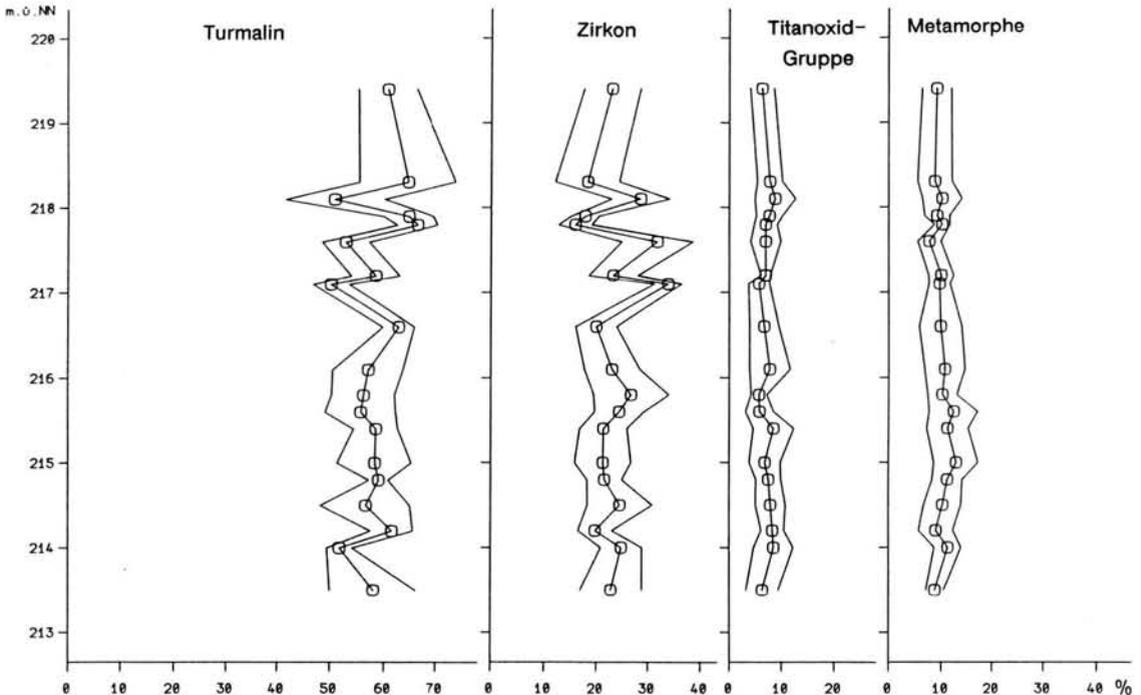


Abb. 2: Grube „Waldorf“: Fraktion 0,1–0,2 mm; Kornhäufigkeit von Turmalin, Zirkon, der Titanoxid-Gruppe und den Metamorphen in % bezogen auf den Anteil der transparenten Schwerminerale; Mittelwerte und Standardabweichungen.

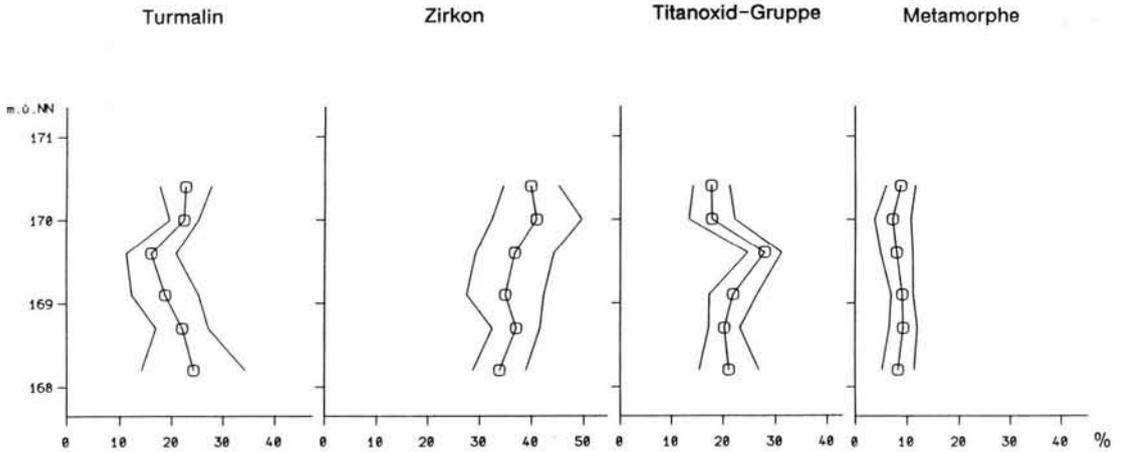


Abb. 3: Grube „Köhlerhof“: Fraktion 0,1—0,2 mm; Kornhäufigkeit von Turmalin, Zirkon, der Titanoxid-Gruppe und den Metamorphen in % bezogen auf den Anteil der transparenten Schwerminerale; Mittelwerte und Standardabweichungen.

Gruppe und den Metamorphen in Prozent bezogen auf den Anteil der transparenten Schwerminerale. Auch in diesem Profil ist mit dem Ansteigen des Turmalingehalts eine Abnahme des Zirkongehalts zu beobachten.

5 Statistik

Das umfangreiche Datenmaterial wurde computergestützt ausgewertet. Zur Anwendung kamen Programme aus dem Software-Paket SPSS (Statistical Package for the Social Sciences). Zur Arbeit mit SPSS wurde die Programmbeschreibung der Version 9 von BEUTEL und SCHUBÖ (1983) benutzt. Die Untersuchungen haben ergeben, daß für geologische Fragestellungen nur einige Tests aus dem Software-Paket SPSS in Frage kommen. Leider fehlt der Chi²-Anpassungstest, der im Bereich der Naturwissenschaften üblicherweise zur Prüfung auf Normalverteilung herangezogen wird. Statt dessen steht der KOLMOGOROV-SMIRNOV-Test zur Verfügung. Da dieser Test den Abweichungen in der Verteilungsform eine zu große Bedeutung beimißt, wurde er nicht eingesetzt, sondern es wurde dem Schnelltest nach DAVID der Vorzug gegeben.

Bei den bearbeiteten einheitlichen Schüttungskörpern ist Normalverteilung zu erwarten. Die Verteilungsform kann aber bereits durch zeitlich begrenzte Änderungen in der Sedimentzufuhr deutlich beeinflusst werden. Eine Ursache sind die Unterschiede zwischen der Fernkomponente und dem Lokalmaterial bezüglich der Korngrößenzusammensetzung und des Schwermineralspektrums. Wird die Zufuhr von Lokalmaterial verstärkt, so kommt es selbst innerhalb enger Bereiche zu Schwankungen in der Schwermineralver-

teilung. Die Schwankungen sind abhängig von Art und Menge der Materialzufuhr und sind üblicherweise in den Fraktionen 0,063—0,1 mm, 0,1—0,2 mm und 0,2—0,4 mm unterschiedlich.

Während der Probenaufbereitung treten mehrere systematische und zufällige Fehler auf. Die systematischen Fehler sind für Vergleiche von Ergebnissen, die mit denselben Geräten, denselben Chemikalien und mit denselben Methoden gewonnen wurden, nicht wesentlich und können in dieser Arbeit unberücksichtigt bleiben. Die zufälligen Fehler werden definitionsgemäß dadurch hervorgerufen, daß immer nur Stichproben einer Grundgesamtheit untersucht werden können. Bei den Untersuchungen lagen die zufälligen Fehler in ihrer Größenordnung weit über den systematischen Fehlern (WYPYRSCZYK, 1989). Die Aussagen zur Schwermineralverteilung können daher eher verbessert werden, wenn die Größe der zufälligen Fehler herabgesetzt wird.

Die Auswertungen liefern den Gesamtfehler für jede bearbeitete Schwermineralgruppe. Dieser wiederum setzt sich zusammen aus einem statistischen Zählfehler und mehreren Aufbereitungsfehlern. Die gewonnenen Schwermineraldaten (Köhlerhof: 162 pro Fraktion und Mineralgruppe; Waldorf: 204 pro Fraktion und Mineralgruppe; Nochern: 52 pro Fraktion und Mineralgruppe) erlauben es zudem, verschiedene zufällige Fehler zu erfassen, die die Ergebnisse der Schwermineralanalyse beeinflussen. Mit Hilfe statistischer Methoden werden die Fehler in ihrer Größenordnung abgeschätzt.

In nachstehendem Text wird mit folgenden Bezeichnungen gearbeitet:

Gesamtfehler:

Empirisch ermittelter Fehler, der alle Fehler von der Probennahme bis zur Auszählung beinhaltet.

Zählfehler:

Berechneter Fehler, der auf Grund der Normalverteilung statistisch zu erwarten ist.

Aufbereitungs-Fehler gesamt:

Fehler, der die Fehler aus Probennahme, Siebung, Schwereretrennung und Anfertigung des Streupräparates beinhaltet. Es handelt sich hierbei um den Gesamtfehler abzüglich des Zählfehlers.

Aufbereitungs-Fehler 1:

Fehler, der die Fehler aus Probennahme, Siebung und Schwereretrennung beinhaltet. Dies ist der Aufbereitungs-Fehler gesamt abzüglich des Aufbereitungs-Fehlers 2.

Aufbereitungs-Fehler 2:

Fehler, der sich aus dem empirisch ermittelten Fehler für die Anfertigung des Streupräparates abzüglich des Zählfehlers ergibt.

5.1 Fehler bei Anfertigung und Auszählung eines Präparates

Zur Ermittlung des Fehlers, der sich durch das Aufstreuen der Schwerminerale auf einen Objektträger und das Auszählen eines Präparates ergibt, wird in den Fraktionen 0,063—0,1 mm, 0,1—0,2 mm, 0,2—

0,4 mm und 0,063—0,4 mm jeweils ein Präparat 5-fach gezählt. Um 5 voneinander unabhängige Zählergebnisse und eine Aussage über die Qualität von Streupräparaten zu bekommen, werden die Präparate in 5 Abschnitte unterteilt. Für jeden Abschnitt wird eine separate Schwermineralzählung durchgeführt. Die Traversen werden so gelegt, daß kein Mineral-korn 2 Mal gezählt wird. Die Untersuchungen zeigen, daß die Zählergebnisse für ein und dasselbe Präparat beträchtlich voneinander abweichen können. Der empirisch ermittelte Fehler (Standardabweichung) aus jeweils 5 Zählungen liegt teils unterhalb, teils oberhalb des statistisch zu erwartenden Zählfehlers (s. Tab. 2). In dem empirisch ermittelten Fehler (Standardabweichung) ist der Aufbereitungs-Fehler 2 enthalten.

Der Fehler der Präparatherstellung ist deutlich geringer als der statistische Zählfehler. Einzelne, jeweils vom Mittelwert abhängige Standardabweichungen, sind der Tab. 3 zu entnehmen.

Aufbereitungsfehler wirken sich auf die Ergebnisse von Schwermineralanalysen um so mehr aus, je stärker die Schwerminerale durch vorangehende Aufbereitungsmethoden bereits angereichert wurden. Der Fehler der Siebung hat einen größeren Einfluß als der Fehler der Probennahme, und der Fehler der Schwermineralabtrennung wirkt sich stärker aus als der Fehler der Siebung. Weiter kann der Aufbereitungsfehler nicht aufgesplittet werden; denn der Einfluß der Fehler von Probennahme, Siebung und Schwereretrennung auf die Ergebnisse der Schwermineralanalysen kann jeweils nur über die Herstellung eines Präparates ermittelt werden.

Tab. 2: Empirisch ermittelter Fehler (Standardabweichung) und statistisch zu erwartender Zählfehler in Schwermineralpräparaten der Grube „Waldorf“; Tu: Turmalin, Zi: Zirkon, Ti: Titanoxid-Gruppe, Me: Metamorphe, Op: Opake

	Tu	Zi	Ti	Me	Op
0,063—0,1 mm					
empirischer Fehler	1,4	2,3	2,9	1,7	5,6
statistischer Zählfehler	2,9	4,6	3,7	1,7	5,0
0,1—0,2 mm					
empirischer Fehler	5,9	5,8	2,3	2,9	4,7
statistischer Zählfehler	4,8	5,0	4,3	3,0	2,9
0,2—0,4 mm					
empirischer Fehler	2,3	2,4	0,4	2,4	5,9
statistischer Zählfehler	4,7	2,4	1,2	4,2	5,0
0,063—0,4 mm					
empirischer Fehler	3,1	1,9	1,9	2,6	3,2
statistischer Zählfehler	4,8	4,9	2,7	3,2	5,0

Tab. 3: Grube „Waldorf“: Mittelwert; Gesamtfehler; statistischer Zählfehler; Aufbereitungsfehler gesamt; Aufbereitungs-Fehler 1 (Fehler der Probennahme, Siebung, Schwermineralabtrennung); Aufbereitungsfehler 2 (Fehler der Präparatherstellung)

	Tu	Zi	Ti	Me	Op
0,063—0,1 mm; 204 Proben					
Mittelwert (Anzahl Körner)	16,8	63,9	15,2	3,3	52,2
Gesamtfehler	4,5	5,8	7,2	1,9	6,3
statistischer Zählfehler	2,9	4,6	3,7	1,7	5,0
Aufbereitungs-Fehler gesamt	3,4	3,5	6,2	0,8	3,8
Aufbereitungs-Fehler 1	4,3	5,3	6,6	0,8	2,9
Aufbereitungs-Fehler 2	2,5	4,0	2,3	0,0	2,5
0,1—0,2 mm; 204 Proben					
Mittelwert (Anzahl Körner)	58,7	22,6	7,2	10,5	64,3
Gesamtfehler	7,1	6,1	2,9	3,7	5,6
statistischer Zählfehler	4,8	5,0	4,3	3,0	2,9
Aufbereitungs-Fehler gesamt	5,2	3,5	3,2	2,2	5,0
Aufbereitungs-Fehler 1	3,9	1,9	1,8	2,3	3,0
Aufbereitungs-Fehler 2	3,4	2,9	3,6	0,8	3,7
0,2—0,4 mm; 204 Proben					
Mittelwert (Anzahl Körner)	69,0	5,3	1,4	22,3	53,5
Gesamtfehler	6,4	3,1	1,4	6,0	7,3
statistischer Zählfehler	4,7	2,4	1,2	4,2	5,0
Aufbereitungs-Fehler gesamt	4,3	2,0	0,7	4,3	5,3
Aufbereitungs-Fehler 1	6,0	2,0	1,3	5,5	4,3
Aufbereitungs-Fehler 2	4,1	0,0	1,1	3,4	3,1
0,063—0,4 mm; 34 Proben					
Mittelwert (Anzahl Körner)	35,3	48,2	9,0	7,1	59,5
Gesamtfehler	8,1	9,4	3,3	3,6	4,5
statistischer Zählfehler	4,8	4,9	2,7	3,2	5,0
Aufbereitungs-Fehler gesamt	6,5	8,0	1,9	1,7	2,2
Aufbereitungs-Fehler 1	7,5	9,2	2,7	2,5	3,2
Aufbereitungs-Fehler 2	3,7	4,5	1,9	1,9	3,8

5.2 Probenzahl

Da sorgfältigeres Arbeiten nicht möglich ist, können Verbesserungen im Ergebnis nur durch die Herabsetzung des statistischen Zählfehlers erreicht werden. Der statistische Zählfehler läßt sich wiederum nur über eine Erhöhung der Probenzahl einengen. Dies ist jedoch nicht mit beliebiger Genauigkeit möglich; es sei denn, man will den Einfluß lokaler Sedimentstrukturen deutlich machen. Die geologische Einstufung des Schüttungskörpers kann ab einem bestimmten Level über eine Erhöhung der Probenzahl weder verändert noch präzisiert werden.

Beim Zusammenfassen einer hohen Anzahl von Proben ergeben sich für die Mittelwerte einzelner Bereiche kleine Konfidenzintervalle, die sich nur in wenigen Fällen überlappen, aber recht eng zusammenliegen. Dies zeigt, daß die Konfidenzintervalle desto kleiner werden, je mehr Proben in die Berech-

nungen eingehen. Kleine Konfidenzintervalle sind folglich mit einem Mehraufwand bei der Probenaufbereitung verbunden. Es stellt sich die Frage, welcher Aufwand betrieben werden muß, damit treffende geologische Aussagen möglich werden. Es ist sicher sinnvoll, möglichst kleine Konfidenzintervalle anzustreben, doch läßt sich dadurch der Wert für die geologische Gesamtaussage nicht beliebig steigern. Die vorliegenden Untersuchungen an einer Vielzahl von Proben und Teilproben zeigen, daß man gut verwertbare Ergebnisse erhält, wenn sich die Konfidenzintervalle der Mittelwerte eben noch überlappen. Damit kann der Aufwand bei der Probenaufbereitung begrenzt werden.

Die Probenzahl muß so gewählt werden, daß innerhalb einer möglichst kurzen Zeitspanne repräsentative und weiterverwertbare Ergebnisse vorliegen. Tab. 3 zeigt den Gesamtfehler bei Berücksichtigung von 204 Zählergebnissen in den Fraktionen 0,063—0,1 mm,

0,1—0,2 mm, 0,2—0,4 mm und bei Berücksichtigung von nur 34 Zählergebnissen in der Fraktion 0,063—0,4 mm. Der Gesamtfehler liegt bei Betrachtung von 34 Proben meist etwas höher, z. T. aber auch niedriger als bei Betrachtung von 204 Proben. Da die Unterschiede im Gesamtfehler relativ gering sind, kann man sich bei dem vorliegenden homogenen Schotterkörper mit einer Aufschlußhöhe von 8 m auf 34 Proben beschränken. Dies sind 4 Proben je Meter Aufschlußhöhe.

Für statistische Tests benötigt man eine Mindestanzahl an Proben. Verschiedene statistische Tests lassen sich bei 34 Proben nur eingeschränkt durchführen (Varianzanalyse). Andere Tests, vor allem T-Tests, liefern aber auch bei 34 Proben noch zufriedenstellende Ergebnisse. Sinkt die Probenzahl wesentlich weiter ab, so lassen sich auch T-Tests nicht mehr sinnvoll durchführen. Im Hinblick auf Vergleiche mehrerer Gruben mittels statistischer Methoden, sollte die Zahl der bearbeiteten Proben nicht weiter herabgesetzt werden.

5.3 Änderungen vom Liegenden zum Hangenden

Die Varianzanalyse mit Proben aus dem gesamten Aufschluß-Bereich zeigen, daß die Varianzen von Probe zu Probe größer sind als innerhalb einer Probe. Folglich muß sich die Schwermineralverteilung vom Liegenden zum Hangenden ändern.

Der Schüttungskörper „Waldorf“ wurde in 6 Höhenstufen untergliedert. Es wurden T-Tests zum Vergleich zwischen jeweils aufeinanderfolgenden Höhenstufen durchgeführt. Hierbei zeigte sich, daß zwischen zwei benachbarten Höhenstufen Unterschiede nicht statistisch nachweisbar sind. Die Änderungen vom Liegenden zum Hangenden treten folglich nicht abrupt auf, sondern verlaufen kontinuierlich. Die Änderungen sind nur gering und vor allem dadurch bedingt, daß vom Liegenden zum Hangenden ufernahe von uferferner Fazies abgelöst wird. Diese lokalen ablagerungsbedingten Unterschiede werden durch die hohe Probenzahl in den Ergebnissen der statistischen Tests transparent.

5.4 Vergleich der Schwermineralfraktionen

0,063—0,1 mm, 0,1—0,2 mm, 0,2—0,4 mm und 0,063—0,4 mm

Die Ergebnisse der Varianzhomogenitätstests und der T-Tests zeigen, daß die Mittelwerte für die Schwermineralgruppen deutlich zwischen den 4 Fraktionen differieren. Die Mittelwerte weichen nicht durch nur zufällige Schwankungen voneinander ab, sondern unterscheiden sich signifikant.

Bei den Proben aus der Grube „Waldorf“ sind sowohl die Abweichungen zwischen den Teilstichproben 1—6 als auch die Abweichungen zwischen Proben aus dem Liegenden und aus dem Hangenden weitaus geringer als die Abweichungen zwischen den Fraktionen 0,063—0,1 mm, 0,1—0,2 mm und 0,2—0,4 mm.

Dies bedeutet: Vor Anwendung statistischer Tests muß sichergestellt werden, daß die in die Berechnungen eingehenden Daten zu ein und derselben Fraktion gehören. Varianzanalysen und T-Tests mit Schwermineraldaten für unterschiedliche Fraktionen sind nicht zulässig.

5.5 Vergleich unterschiedlicher stratigraphischer Einheiten

Die Zuordnung der Ablagerungen zu unterschiedlichen stratigraphischen Einheiten wird durch die Ergebnisse der statistischen Tests bestätigt. Es lagen ca. 50 Schwermineralanalysen pro Aufschluß vor. Die eingesetzten statistischen Methoden sind geeignet, auf Grund der vorliegenden Daten verschiedene stratigraphische Einheiten gegeneinander abzugrenzen. Das Ergebnis kann nicht dadurch verbessert werden, daß die Zahl der Schwermineralanalysen pro Aufschluß erhöht wird.

5.6 Relativer Schwermineralgehalt

Die Schwankungen sowohl der Kornverteilung im Sediment als auch des Schwermineralanteils innerhalb der Fraktionen sind beträchtlich. Die Schwankungen sind nicht davon abhängig, aus welcher Höhe innerhalb eines Schüttungskörpers eine Probe entnommen ist, sondern sind vor allem durch lokal modifizierte Bedingungen während der Ablagerung verursacht.

Beim Vergleich der pliozänen mit den Hauptterrassen-Sedimenten zeigen sich Unterschiede. Die Fraktion 0,063—0,4 mm der Hauptterrassen-Sedimente wird zu 90 % von der Fraktion 0,2—0,4 mm aufgebaut, hingegen wird die gleiche Fraktion der pliozänen Sedimente nur zu 55 % von der Fraktion 0,2—0,4 mm aufgebaut. Die Hauptterrassen-Sedimente haben den höchsten Schwermineralanteil in den Fraktionen 0,1—0,2 mm und 0,2—0,4 mm, die pliozänen Sedimente dagegen in den Fraktionen 0,063—0,1 mm und 0,1—0,2 mm.

6 Zusammenfassung

In dieser Arbeit werden die Ergebnisse statistischer Untersuchungen quartärer und tertiärer Mittelrhein-

Sedimente ausgewertet. Einbezogen wurden Sedimente aus den Gruben „Waldorf“, „Köhlerhof“ und „Nochern“.

Einige Ergebnisse, die bisher nur an Proben des Pleistozänen (WYPYRSCZYK & BOENIGK, 1985) verifiziert werden konnten, können auf die Ablagerungen des Tertiärs übertragen werden.

- Die Probengröße ist zunächst vom Liefergebiet und der Kornverteilung, aber auch von der zu untersuchenden Schwermineralfraktion und zudem — wegen der Verwitterungserscheinungen — vom Alter des Sediments abhängig.
- Die Schwerminerale sind wie bekannt in der Fraktion 0,1—0,2 mm angereichert. Die Beschränkung auf die Bearbeitung dieser Fraktion, anstatt der Untersuchung des breiteren Korngrößenspektrums von 0,063—0,4 mm, führt bei den bearbeiteten Sedimenten nicht zu einem Informationsverlust bezüglich des Schwermineralspektrums.
- Die quantitativen Unterschiede in der Schwermineralverteilung der Fraktionen 0,063—0,1 mm, 0,1—0,2 mm und 0,2—0,4 mm sind signifikant. Schwermineraldaten verschiedener Aufschlüsse kann man nur miteinander vergleichen, wenn die Proben in gleicher Weise aufbereitet wurden und Zählergebnisse für die gleichen Fraktionen vorliegen.
- Um aussagekräftige Ergebnisse zu erhalten, ist es ausreichend, 100 transparente Schwerminerale pro Präparat zu bestimmen.

Die Untersuchungen zeigen, daß bei der Probenahme, bei der Aufbereitung der Proben sowie bei der Interpretation weitere Punkte beobachtet werden müssen.

- Den Naßsiebungen sollte der Vorzug gegeben werden; denn diese werden bei hohem Schluffanteil ohnehin nötig.
- Interpretationen sollten nicht auf Grund von nur einer sedimentpetrographischen Methode durchgeführt werden.

In dieser Arbeit wurden die zufälligen Fehler der Schwermineralanalyse so weit möglich quantitativ erfaßt. Um eine Vorstellung über die Größenordnung dieser Fehler zu bekommen, wurden die Proben aus der Grube „Waldorf“ und der Grube „Köhlerhof“ jeweils 6 Mal bearbeitet. Für jede Probe liegen somit 6 Korngrößenanalysen, 6 Schwermineralanalysen und 6 Schotteranalysen vor. Aus den Untersuchungen läßt sich folgendes ableiten.

- Es gibt einen empirisch faßbaren Fehler, der durch das Aufstreuen, Fertigstellen und Auszählen des Präparates bedingt ist. Es ist technisch nicht mög-

lich, diesen Fehler mit empirischen Methoden weiter zu untergliedern.

- Der empirisch ermittelte Zählfehler liegt teils oberhalb, teils unterhalb des statistisch zu erwartenden Zählfehlers.
- Der Fehler der Präparatherstellung (Aufstreuen der Schwerminerale und Fertigung des Präparates) ist geringer als der statistisch zu erwartende Zählfehler.
- Die Probenzahl je Aufschluß darf nicht zu klein, aber auch nicht zu groß gewählt werden. Je kleiner eine Stichprobe ist, desto größer ist die Wahrscheinlichkeit, daß ein relevanter Unterschied nicht erkannt wird, da er statistisch nicht signifikant ist. Bei großen Stichproben sind bereits kleine Unterschiede signifikant, d. h. mit großen Stichproben werden Faziesunterschiede innerhalb des Schüttungskörpers herausgearbeitet. Die Untersuchungen insbesondere der Grube „Waldorf“ haben gezeigt, daß man mit 4 Proben je Meter Wandhöhe und insgesamt 30 bis 40 Proben pro Aufschluß auskommt, wenn der Schüttungskörper als homogene Einheit angesehen werden kann.
- Die Proben sollten in verschiedenen Bereichen einer Grube genommen werden. Dabei sollte möglichst jede Sedimentationseinheit erfaßt werden.
- Verschiedene stratigraphische Einheiten können mit Hilfe statistischer Verfahren gegeneinander abgegrenzt werden. T-Tests zeigen, daß deutliche Unterschiede zwischen Oligozän, Pliozän und Pleistozän vorliegen. Um stratigraphisch unterschiedliche Einheiten zu erkennen, genügt ein Zählergebnis je Probe.
- Wird eine Grube als Ganzes betrachtet, werden z. B. die Proben mit einer geraden Probennummer mit den Proben mit einer ungeraden Probennummer verglichen, so sind die Sedimente der Grube statistisch betrachtet homogen. Betrachtet man allerdings Teilbereiche, z. B. Proben aus dem Liegenden und Proben aus dem Hangenden, so erhält man Unterschiede. Hier kommen Faziesunterschiede zum Tragen, die sich in lokalen Anreicherungen äußern.

7 Schriftenverzeichnis

- BEUTEL, P. & SCHUBÖ, W. (1983): SPSS9 Statistik-Programm-System für die Sozialwissenschaften, 4. Aufl. — 323 S.; Stuttgart-New York.
- FRECHEN, J. & VAN DEN BOOM, G. (1959): Die sedimentpetrographische Horizontierung der pleistozänen Terrassenschotter im Mittelrheingebiet. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 4: 89—125, 26 Abb., 21 Tab.; Krefeld.

- HEUMÜLLER, G. (1988): Statistische Untersuchungen an oligozänen Sedimenten des Mittelrheins. — Dipl.-Arb., Geol. Inst. Univ. Köln: 124 S., 30 Abb., 22 Tab.; Köln — Unveröff.
- KAISER, K. (1961): Gliederung und Formenschatz des Pliozäns und Quartärs am Mittel- und Niederrhein unter besonderer Berücksichtigung der Rheinterrassen. — Köln u. Rheinld., Festschrift, 33. dt. Geographentag: 236—278, 6 Abb., 7 Tab., 3 Kte.; Wiesbaden.
- QUITZOW, H. W. (1959): Hebung und Senkung am Mittel- und Niederrhein während des Jungtertiärs und Quartärs. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 4: 389—400, 1 Abb., 5 Taf.; Krefeld.
- SEMMEL, A. (1972): Fragen der Quartärstratigraphie im Mittel- und Oberrheingebiet. — Jb. Mitt. oberrhein. geol. Ver., 54: 61—71, 2 Abb.; Stuttgart.
- WYPYRSCZYK, B. (1983): Statistische Untersuchungen der Schwermineralführung pleistozäner Sedimente am Mittelrhein. — Dipl.-Arb., Geol. Inst. Univ. Köln: 134 S., 11 Abb., 9 Tab.; Köln. — Unveröff.
- (1989): Statistik an sedimentpetrographischen Daten im Tertiär und Quartär. — Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, 67: 142 S., 34 Abb., 44 Tab.; Köln.
- & BOENIGK, W. (1985): Anwendung statistischer Methoden auf Ergebnisse der Schwermineralanalyse pleistozäner Sedimente bei Nochern (Mittelrhein). — Eiszeitalter u. Gegenwart, 35: 181—204, 7 Abb., 6 Tab.; Hannover.

Manuskript eingegangen am 26. 11. 1991

Neue Befunde zu den sedimentologisch-stratigraphischen Lagerungsverhältnissen und zur Alterszuordnung der äolischen Decksedimente auf dem Niederrheinischen Höhenzug

HELMUT SIEBERTZ *)

Weichselian, aeolian sediments, periglacial environment, sedimentology, stratigraphie, solifluction
North-West Germany, Lower Rhine embayment

Kurzfassung: Auf dem Niederrheinischen Höhenzug lassen sich im Jung-Weichsel-Glazial (oberes Pleniglazial) nach der Steinsohlenbildung (ca. 28.000 a BP) mehrere Sedimentgenerationen sedimentologisch-stratigraphisch belegen. Diese sind: 1. Löss und Varietäten, 2. Flug- und Treib-sande.

Bei den Lössen lassen sich der älteste Löß (lokal in Resten vorzufinden), der jüngere Löß sowie der jüngste Löß gliedern. Die jüngere und jüngste Lößablagerung ist durch einen Solifluktionshorizont unterbrochen, der als Äquivalent einer Klimaschwankung mit Bodenbildung gesehen wird. Ihm wird ein relatives Alter von 20.000 a BP zugesprochen. Der Solifluktion folgt der typische ungeschichtete jüngste Weichsellöß, dessen Ablagerung in der ältesten Dryaszeit endet und damit einen Ablagerungszeitraum von 8.000 a umfaßt (Tab. 1).

Für das Jung-Weichsel-Glazial lassen sich die Flugsande auch durch eine ältere (untere) sowie ältere (obere) Sedimentation belegen. Beide Flugsandablagerungen sind lokal durch Fließerdehorizonte unterbrochen, wobei der oberste Fließerdeabschnitt etwa zeitlich mit der großen Abtragung um etwa 20.000 a BP zusammenfallen dürfte. Der ältere (untere) Flugsand zeigt mit den in der Saigerungsabfolge liegenden Sedimenten eine flächenhafte Ausdehnung (Kt. i. d. Anl.); die sedimentologisch-stratigraphischen Lagerungsverhältnisse ermöglichen es, ihn zwischen dem ältesten sowie dem jüngeren Löß zeitlich einzuordnen. Damit hat der ältere (untere) Flugsand ein relativ höheres Alter als die jüngere Lößablagerung (Tab. 1).

Für das Spätglazial läßt sich ferner ein jüngerer (unterer) sowie ein jüngerer (oberer) Treib- bzw. Flugsand nachweisen, wobei die Hauptsedimentation des Treibsandes vornehmlich in der jüngeren Dryaszeit stattfand (Tab. 1).

Die Decksedimente liegen im Grenzbereich der nördlichen Lößgrenze. Aufgrund der vorliegenden Befunde lassen sie sich nun in die niederrheinische Löß- sowie in die norddeut-

sche und niederländisch-belgische Flugsandstratigraphie des Weichsel-Glazials sinnvoll einordnen.

[New results of the sedimentological-stratigraphical bedding conditions and age dating of the aeolian cover sediments on the Lower Rhenish ridge (Lower Rhine area)]

Abstract: On the Lower Rhenish ridge several cover sediments of the younger Weichsel glacial period are bedded by a stoneline aged circa 28.000 a BP. The stratigraphically above the stoneline can be described by different generations of cover sediments (oldest loess, older [lower and upper] flying sand, younger and youngest loess, younger [lower and upper] drift sand).

The oldest loess is only to find in some small local spots. The younger and youngest loess sedimentation is interrupted by solifluction; the solifluction is comparable to a climatal fluctuation. Above this horizon lies the typical unstratified youngest loess (upper Pleniglacial). It was deposited from circa 20.000 a BP up to the oldest Dryas period at 12.000 a BP. This deposition of the youngest loess sedimentation comprised an intervall of circa 8.000 years (table index No. 1).

The stratigraphically of the older (lower and upper) flying sand is comparable to the stratigraphically of the loess sedimentation. The flying sands are interrupted by several solifluctions, too. The sequence of the sedimentation of the older (lower) flying sand concludes, that the sediment can be relatively aged between the oldest loess and the younger loess sedimentation. The younger (lower and upper) drift sand is primary aged of the younger Dryas period (table index No. 1).

These aeolian sediments are deposited in the nearness of the Northern Loess Boundary in the western part of Germany. The new results comply with the stratigraphical loess nomenclature of the Lower Rhine district and of the flying sand nomenclature (Weichsel glacial period) beyond the loess boundary in the North-West landscape region (Belgium, Netherland, North-Germany).

*) Anschrift des Autors: Dipl.-Geogr. Dr. H. SIEBERTZ, Alte Schulstr. 16, D-5300 Bonn.

1 Problemstellung

Die äolischen Decksedimente auf dem Niederrheinischen Höhenzug sind seit den fünfziger Jahren Gegenstand intensiver Untersuchungen (vgl. SIEBERTZ 1992). Es steht heute außer Zweifel, daß die ursprünglich als Sandlöß angesprochenen Sedimente nur eine untergeordnete Rolle spielen und die Hauptablagerung aus Löß besteht (s. Kt. in der Anl.). Dieser neue sedimentologische Befund wird durch die Bodenkartierung von PAAS (1985) bestätigt.

Aufgrund der Untersuchungen von SIEBERTZ (1983) schienen die Lagerungsverhältnisse der Decksedimente bekannt zu sein. Es ließen sich eine ältere Flugsandablagerung sowie eine jüngere Lößakkumulation sedimentologisch-stratigraphisch und räumlich voneinander trennen. Der nordwestliche Raum des Reichswaldes blieb jedoch weitgehend unberücksichtigt. Die Untersuchung dieser Restfläche führte nun auch zu intensiveren Aufgrabungen der Decksedimente auf der Uedemer Hochfläche. Daraus folgte eine neue Be-

wertung und Typisierung der äolischen Sedimente auf dem Höhenzug (vgl. SIEBERTZ 1990).

Die neuen Befunde zeigen nun eine größere sedimentologische Vielfalt einerseits, andererseits verlangen aber die Sedimente auch eine differenziertere stratigraphische Ansprache (Abb. 1; Karte). Aufgrund der Befunde ist eine neue chronostratigraphische Alterszuordnung der Ablagerungen in die niederrheinische Löß- und die norddeutsche (sowie belgisch-niederländische) Flugsandstratigraphie der Weichsel-Kaltzeit verbunden.

2 Die stratigraphische Lagerung der Decksedimente nach neuesten Befunden

Die Basis der Decksedimente bildet in den meisten Fällen die Steinsohle oder der saalezeitliche Sander. Dadurch lassen sich die Windsedimente recht gut vom Untergrund abgrenzen. Die Steinsohle bildet eine wichtige stratigraphische Marke sowie einen

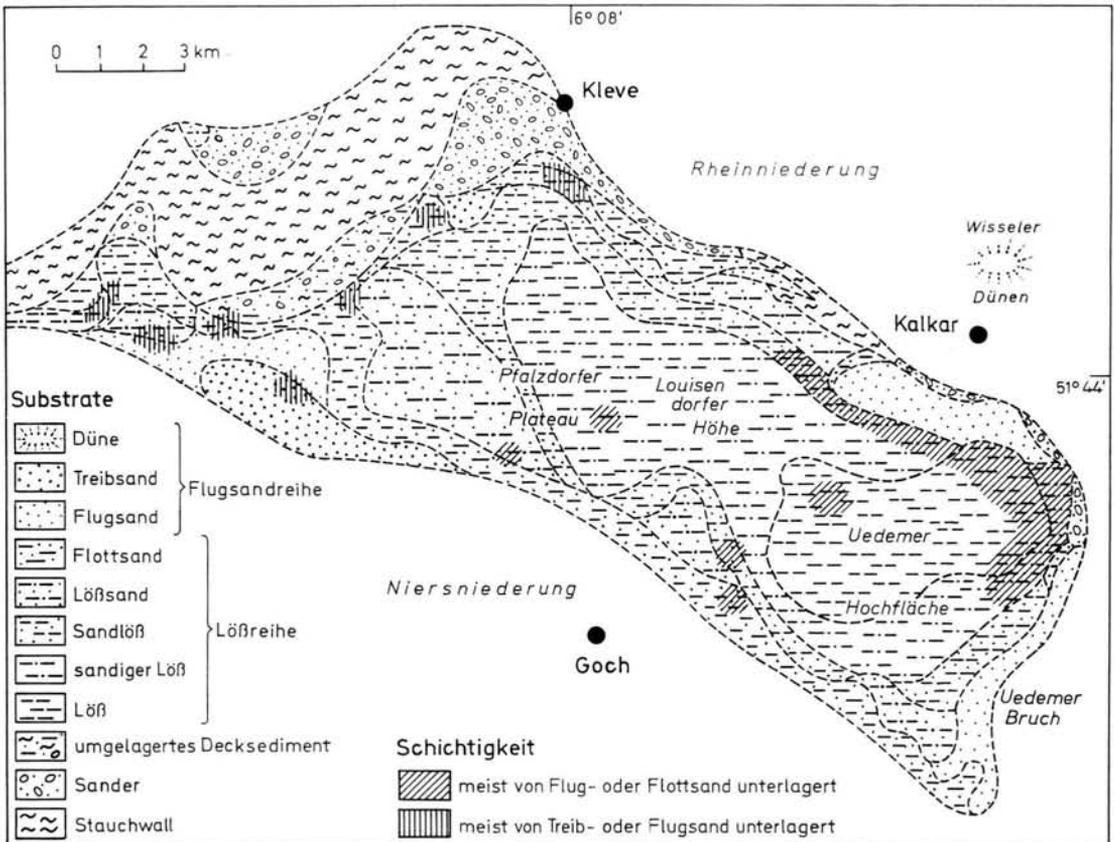


Abb. 1: Äolisches Decksedimentverteilungsbild vom nördlichen Niederrheinischen Höhenzug (HERBST 1988).

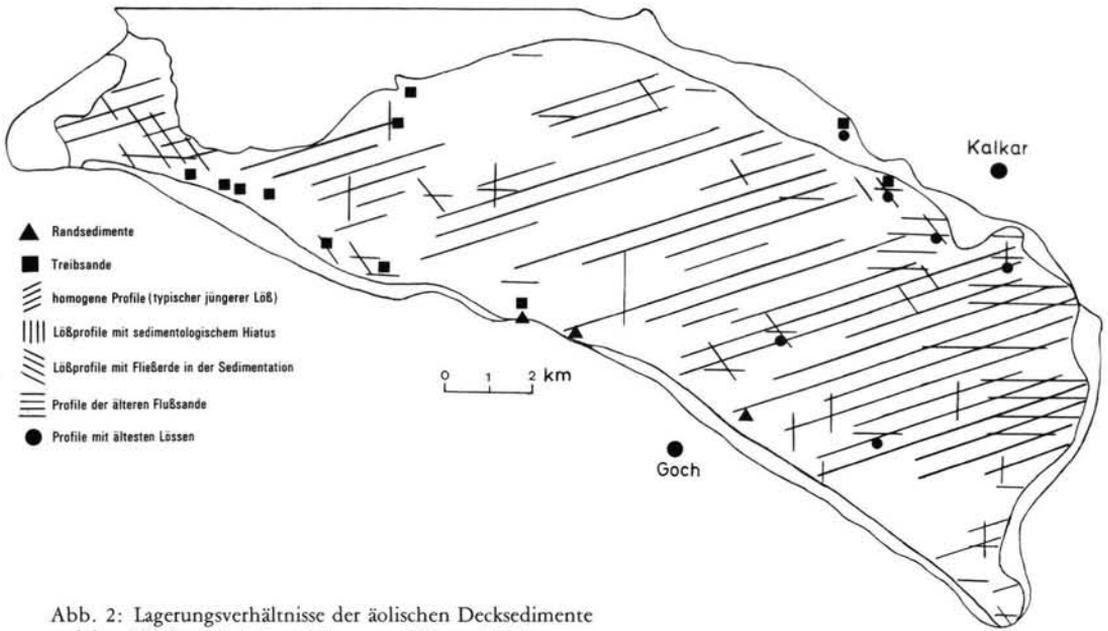


Abb. 2: Lagerungsverhältnisse der äolischen Decksedimente auf dem Niederrheinischen Höhenzug (HERBST 1990).

deutlichen sedimentologischen Hiatus zwischen dem Liegenden und dem Hangenden (vgl. SIEBERTZ 1987). Oberhalb dieser Steinsohle lassen sich nun sedimentologisch-stratigraphisch folgende Decksedimente gliedern: 1) ältester Löß: er befindet sich nur im Randbereich der Hochfläche in geschützten Lagen, wo er die Erosion überdauern konnte. Die Mächtigkeit beträgt im allgemeinen 1 dm und weniger; das Vorkommen ist auf die Basis weniger Profilaufgrabungen beschränkt, so daß ein flächenhafter Nachweis bisher nicht möglich ist (Abb. 2). Stratigraphisch wird er entweder von den älteren Flugsanden oder von den jüngeren Lößsedimenten überlagert (Tab. 1). Der älteste Löß hat durchweg eine sehr feine Korngrößenzusammensetzung, die der des sandigen Lösses und Lösses entspricht (vgl. Karte).

2) Älterer (unterer und oberer) Flugsand: die Flugsandablagerungen sind aufgrund ihrer relativ grobkörnigen Zusammensetzung vornehmlich auf die Randbereiche der Hochfläche beschränkt (Abb. 2). Das Zentrum des Höhenzuges (Abb. 1) bleibt deshalb von der Flugsandsedimentation ausgenommen. Lediglich im Osten des Höhenzuges läßt sich eine zusammenhängende (ältere untere) Flugsandablagerung nachweisen. Diese besteht jedoch nur am Ostrand aus Flugsanden; sie wird zum Zentrum der Uedemer Hochfläche hin aufgrund der windbedingten Saigerungsabfolge von feineren Sedimenten abgelöst (vgl. Karte), wobei die Mächtigkeit schnell bis auf wenige Dezimeter abnimmt (Abb. 15 in SIEBERTZ 1992).

Stratigraphisch liegen die älteren (unteren) Flugsande unter der jüngeren Lößablagerung (Tab. 1). Die der Fließerde folgende ältere (obere) Flugsand ist aufgrund der geringen Mächtigkeit und Streuweite nur auf die Randbereiche beschränkt. Beim Fehlen des Fließerdehorizontes ist eine Gliederung in eine untere und obere Flugsandablagerung bisher nicht möglich, so daß in Abbildung 2 bei der Sedimentansprache nur der 'untere' Flugsand stellvertretend für beide Sedimente in Erscheinung tritt.

3) Jüngerer sowie jüngster Löß und Äquivalente: der gesamte Höhenzug ist vorzugsweise von dieser Sedimentgruppe bedeckt (Karte). Nach neuesten Erkenntnissen gehören diese Sedimente allerdings keiner einheitlichen Ablagerungsperiode an; es lassen sich zwei Ablagerungsphasen mit Hilfe eines Solifluktionshorizontes gliedern (in Abb. 2 sind beide Ablagerungen als typischer jüngerer Löß zusammengefaßt). Zu ihnen gehört der jüngere Löß, der nicht flächenhaft nachgewiesen werden kann und nur in Einzelprofilen am Rande der Hochfläche lagert (Abb. 2). Stratigraphisch liegt er zwischen den älteren (unteren) Flugsanden und dem jüngsten Löß (Tab. 1).

Der jüngere Löß steht nicht unmittelbar an der Oberfläche an, sondern er wird immer vom jüngsten Löß überlagert. Zwei Merkmale ermöglichen es, beide Sedimentkomplexe zu trennen: dies sind a) das Vorkommen von einem sedimentologischen Hiatus im Profilaufbau (Aufgrabungen 23, 28, 54, 71 in Tab. 2), oder b) das Auftreten eines Solifluktionsabschnittes im Profil (Aufgrabungen 89, 106, 109, 163,

Tab. 1: Chronostratigraphie der äolischen Decksedimentbildung auf dem Niederrheinischen Höhenzug (HERBST 1990).

Spätglazial	}	-10 000 a BP	Jüngere Dryaszeit (9 000)		TREIBSAND (u. Flugsand) (Westwinde) (jüngerer oberer)			
		-10 950 a BP	Alleröd-Interstadial (9 500)					
		-11 750 a BP	Ältere Dryaszeit (10 000)		Treibsand (u. Flugsand) (jüngerer unterer)			
		-11 900 a BP	Bölling-Interstadial (10 550)					
		-12 250 a BP	Älteste Dryaszeit (12 000)	(Erosion) Löß und Äquivalente	(Erosion)			
Jung-Weichsel-Glazial (oberes Pleniglazial)	}	-14 800 a BP	LÖSS und Äquivalente Naßbodenbildung LÖSS und Äquivalente (Hauptlößablagerung auf der Hochfläche)	}	Südwest- (Nordost-) winde			
		-20 000 a BP	Solifluktion u. Erosion Löß (jüngerer) (vornehmlich in den Rand- bereichen der Hochfläche) (Erosion) (Flottsand)			Flugsand (älterer oberer) Fließerde u. Erosion		
						}	Ost- u. Südostwinde	Flugsand (Randbereiche der Hochfläche) (Südwest- u. Nordostwinde)
			Flottsand, Lößsand, Sandlöß (Osten des Höhenzuges)	FLUGSAND (Fließerde u. Erosion)				
			(Flottsand) (Randbereich der Hochfläche, Südwestwinde)	Flugsand				
			Flottsand, Lößsand, Sandlöß (Osten des Höhenzuges)	FLUGSAND				
				(Löß u. Äquivalente) (ältester Löß) (lokal in Resten vorhanden)				
		-28 000 a BP	Steinsohle					
		-30 000 a BP	(Elfgener Bodenbildung [Stillfried-B])					

166, 174 in Tab. 2). Ist der Solifluktionshorizont erodiert, so läßt sich zwischen dem jüngeren und jüngsten Löß ein sedimentologischer Hiatus nachweisen, der sich im Hangenden des Profils durch eine deutliche Vergrößerung der Sedimente auswirkt (Tab. 2). Die Solifluktion ist in den meisten Fällen durch einen Verbraunungs- oder Oxidationshorizont sowie durch das Vorhandensein kleinerer Kiese in den mittleren Profilabschnitten gekennzeichnet. Selbst bei der Aufgrabung im Gelände läßt sich die Solifluktion nicht in situ nachweisen, sondern nur durch eine entsprechende sedimentologische Untersuchung im Labor.

Profile, in denen die Solifluktion die beiden Lößablagerungen gliedert, beginnen im Liegenden mit einer zum Zentrum hin zunehmenden Vergrößerung der Sedimente bis zum Solifluktionsabschnitt, die dann zum Hangenden aber in der Körnung wieder feiner wird (Tab. 2). Im Konzentrationsdreieck (Abb. 3) sind die Solifluktionsabschnitte verschiedener Profile zusammengestellt; sie zeigen eine relativ einheitliche Zusammensetzung. Das Grobkorn (2–1 mm)

ist in nur ganz wenigen Fällen mit bis zu 2 % Kornanteil beteiligt; die meisten Sedimentabschnitte enthalten keinen Grobsand.

Der Solifluktion folgt im Hangenden der jüngste (typische) Löß (Tab. 1); dieser bildet die Hauptlößablagerung auf der Hochfläche mit den unmittelbar an der Oberfläche anstehenden Sedimenten. Diese Ablagerungen zeigen sedimentologisch einen homogenen Profilaufbau (vgl. SIEBERTZ 1983, 1990). Im Zentrum der Hochfläche, wo der jüngere Löß an der Basis fehlt, wird er unmittelbar von der Steinsohle unterlagert. Zu dieser Decksedimentablagerung gehören auch die Randsedimente. Es sind meistens Flottsandprofile im Südwesten des Höhenzuges, die lokal von Flugsandstreifen durchsetzt sind (Abb. 2).

4) Jüngerer (unterer und oberer) Treib- und Flugsand: der Treibsand als jüngstes Decksediment tritt

Tab. 2: Profile mit sedimentologischem Hiatus (Feinheitsgrade unterstrichen) und Solifluktion (Feinheitsgrade fettgedruckt) mit Profillokalitäten. In beiden Fällen bildet das Liegende den jüngeren Löß, das Hangende den jüngsten, typischen, ungeschichteten Wechsel-Löß.

Aufgrabung	23	28	54	71	89	106	109	163	166	174	
TK 25	4202	4303	4303	4303	4203	4202	4202	4203	4203	4203	
R	11000	15220	18960	19950	14750	99550	98700	17670	18350	11640	
H	30660	27720	28700	27150	30180	35080	35500	31050	31510	35720	
Profilschnitte	ι				67,2				70,2		
	ϑ				69,6		69,2		73,2		
	η				71,4		68,6	70,1	74,5	60,0	
	ϱ	59,8		63,3	65,8	67,8	67,5	72,4	72,8	61,6	
	ε	59,3		<u>65,0</u>	50,1	68,4	45,6	69,2	67,8	56,6	
	δ	<u>65,2</u>	64,9	70,8	60,9	62,9	53,8	49,7	47,6	51,5	48,5
	γ	70,4	<u>65,8</u>	72,1	<u>62,3</u>	64,0	52,1	65,0	61,9	62,6	55,6
	β	73,7	71,8	71,8	73,4	59,6	69,6	69,8	65,8	69,5	63,6
	α	69,3	71,1	69,3	70,9	69,8	71,3	69,7	70,3	66,6	67,2
	Basis	St	Sa	St	St	St	St	St	St	St	St

Sa = Sander
St = Steinsohle

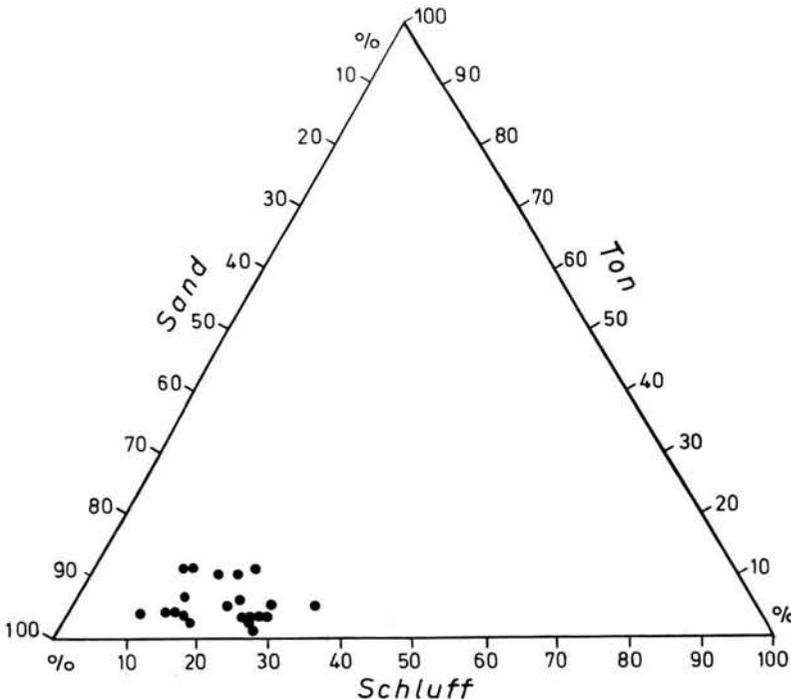


Abb. 3: Korngrößenzusammensetzung der Solifluktionsabschnitte in den Lößprofilen.

hier als sedimentologisches Äquivalent zum spätglazialen Dünen sand in der Rhein- und Maasniederung auf (Tab. 1). Der Treibsand bildet die größte Ablagerung auf dem Höhenzug (Karte). In seiner flächenhaften Ausdehnung ist er hauptsächlich auf den Nordwestrand des Höhenzuges beschränkt (Abb. 2). In der Regel folgt ihm — außer dem Flugsand — kein feineres Sediment in der Saigerungsabfolge (vgl. Kap. 8 in SIEBERTZ 1992). Im Nordwesten liegt der Treibsand über den älteren Flugsanden bzw. im Osten des Höhenzuges über den jüngsten Lösssedimenten (Flottsanden; Karte).

3 Die Altersgliederung der äolischen Decksedimente nach neueren Erkenntnissen

Nach dem derzeitigen Kenntnisstand ist eine absolute Altersdatierung der äolischen Decksedimente mit Hilfe paläopedologischer Untersuchungsmethoden nicht möglich. Die komplizierten Lagerungsverhältnisse (Tab. 1) allerdings lassen erahnen, daß eine relative Alterszuordnung schwierig durchzuführen ist. Hier sind die genaueren Kenntnisse der Sedimentstratigraphie sehr hilfreich. Sie ermöglichen es, die Decksedimente nun der niederrheinischen sowie norddeutschen und niederländisch-belgischen Sediment- und Bodenchronostratigraphie sinnvoll zuzuordnen.

Die Windsedimente auf dem Niederrheinischen Höhenzug sind alle jungweichselzeitlich und jünger (Tab. 1). Nach PAAS (1968) wird im Niederrheingebiet der ältere und jüngere Weichsellöß durch den Elfgener Boden getrennt, der in der mitteleuropäischen Bodenstratigraphie mit dem Stillfried B gleichzusetzen ist. Dieser fossile Boden (ca. 30.000 a BP) ist auf dem Höhenzug (bisher) nicht nachweisbar. Dafür wird die Basis durchweg von einer Steinsohle gebildet, die von SIEBERTZ (1987) als Indikator für feuchtere Klimabedingungen gedeutet wurde und genetisch als Äquivalent einer Fließerde oder Bodenbildung betrachtet werden kann. Sie wird im Alter etwas jünger als der Elfgener Boden angesehen, so daß der Steinsohle in ihrer jetzigen Lage bei der Plombierung durch die Decksedimente ein Alter von circa 28.000 a BP zugesprochen werden darf (Tab. 1).

Eine wichtige Marke für die Sedimentstratigraphie bildet der Solifluktionshorizont zwischen dem jüngeren und dem jüngsten Weichsel-Löß bzw. der Fließerdeabschnitt zwischen dem älteren unteren und älteren oberen Flugsand. Beide sind vergleichbar der Steinsohle mit Sandeinlagerungen von PAAS (1968), der ein Alter von etwa 20.000 a BP zugewiesen wurde. Der Solifluktion folgt die eigentliche kontinuierliche, ungeschichtete, typische homogene Lößablagerung auf der Hochfläche, deren Sedimentation bis in die

älteste Dryaszeit (ca. 12.000 a BP) anhielt und damit einen Ablagerungszeitraum von etwa 8.000 a umfaßt (Tab. 1).

Die jüngeren Treib- und Flugsande wurden ausnahmslos im Spätglazial abgelagert; sie sind jünger als die älteste Dryaszeit, zumal auf dem Höhenzug bis ins Spätglazial hinein der Löß zur Ablagerung kam (Tab. 1). Sie lassen sich in eine untere und obere Treibsandablagerung gliedern, die in diversen Profilen durch einen kräftigen B₃-Horizont voneinander getrennt sind. Aufgrund der meist mächtigen Sedimentationsrate nach der Podsolierung läßt sich die Hauptablagerung mit der jüngsten Dryaszeit in Verbindung bringen.

4 Diskussion zur chronostratigraphischen Einordnung der weichselzeitlichen Decksedimente vom Niederrheinischen Höhenzug im Vergleich zu den Nachbargebieten

Die Decksedimentablagerungen auf dem Niederrheinischen Höhenzug liegen im Grenzbereich der klassischen nördlichen Lößgrenze. Zu dieser Problematik hat SIEBERTZ (1988) ausführlich Stellung genommen. Südlich dieser Grenze befindet sich das klassische Lößgebiet, nördlich davon die großen zusammenhängenden Areale der Flugsandablagerungen (Belgien, Niederlande, Norddeutschland). Flugsande aus der Weichsel-Kaltzeit sind deshalb in der niederrheinischen Lößstratigraphie nicht zu finden und auch völlig unüblich.

Daß nicht nur der Löß, sondern auch Flugsande in der Weichsel-Kaltzeit verfrachtet und abgelagert wurden, zeigen diverse Untersuchungen im norddeutschen Tiefland und angrenzenden Gebieten. Die Untersuchungen zeigen, daß sich für das obere Pleniglazial zwei Flugsandablagerungen nachweisen lassen, die durch eine Steinsohle voneinander getrennt sind (Abb. 6 in SIEBERTZ 1987). Von MAARLEVELD (1976) werden für das Weichsel-Hochglazial der ältere untere Flugdecksand I sowie der ältere obere Flugdecksand II unterschieden; beide Sedimentablagerungen werden durch den Beuningen-Boden bzw. durch Kiesablagerungen als Äquivalent getrennt. Dies deutet zumindest auf eine Ruhephase der Sedimentation unter feuchtem und damit verbunden wärmerem Klima hin.

In diesen Zeitraum des Hochglazials fallen auch die älteren Flugsandablagerungen vom Niederrheinischen Höhenzug. Sie können im Alter mit den älteren unteren und oberen Flugsanden von MAARLEVELD (1976) verglichen werden. Die in verschiedenen Flugsandprofilen im Osten, aber auch im Süd- und Nordwesten des Höhenzuges auftretenden Fließerden

zeigen, daß während der Flugsandablagerungen feuchtere Klimaperioden die Sedimentationen unterbrachen und örtlich zur Bildung von Oxidationshorizonten führten. Sicht man die Fließerden sowie die Oxidationszonen als Äquivalente einer Bodenbildung an, so lassen sich zumindest zwei Flugsandablagerungen gliedern, die allerdings aufgrund der meist geringen Mächtigkeit nach der Fließerdebildung des älteren (unteren) Flugsandes genetisch nicht den gesamten Zeitraum des oberen Pleniglazials bis zur älteren Dryaszeit auszufüllen vermögen (Tab. 1), wie dies in den Nachbargebieten der Fall ist.

Nicht in allen Flugsandprofilen läßt sich die Fließerde nachweisen. Da die ältere (untere) Flugsandbildung mit ihren Folgesedimenten in der Saigerungsabfolge flächenhaft abgelagert wurde und die Basis des jüngeren Lösses bildet (Karte), können die Flugsandprofile, die sich nicht durch einen B_s -Horizont gliedern lassen, der älteren (unteren) Ablagerungsperiode zugeschrieben werden.

Für den Niederrheinischen Höhenzug läßt sich mit Hilfe der Solifluktion nun auch eine Zweiteilung des jungweichselzeitlichen Lösses durchführen (Tab. 1), wie sie von PAAS (1968) für den niederrheinischen Raum erarbeitet wurde. Die ursprüngliche Ansicht über die mehr oder weniger deutliche sedimentologische Einheitlichkeit dieser Ablagerung von SIEBERTZ (1983) ist somit ergänzungsbedürftig.

Der Solifluktion um etwa 20.000 a BP wird in der Lößstratigraphie eine große Bedeutung beigemessen. Die von SEMMEL (1990) erwähnte bedeutsame letzte, besonders kräftige Erosionsphase für das frühe Jungwürm (Jungweichsel) läßt sich bei HAMMEN et al. (1967), PAAS (1968) sowie ZAGWIJN & PAEPE (1968) durch Erosion oder Steinsohlenbildung nachweisen. Mit ihr scheint eine kräftige Erosion einherzugehen, die auch für das geringe Vorkommen von älterem Jungweichsellöß auf dem Niederrheinischen Höhenzug in Verbindung zu setzen ist.

Die stratigraphischen Lagerungsverhältnisse auf dem Höhenzug tragen dieser Problematik Rechnung. Sie zeigen, daß im Jung-Weichsel-Glazial mehrere Erosionsphasen die Sedimentablagerung unterbrachen bzw. abgelagerte Sedimente erodierten (Tab. 1). Der Solifluktionshorizont deutet auf eine sedimentäre Ruhephase hin, die unter feuchten Klimabedingungen unter Einwirkung fremder Sedimente initiiert wurde. Auf dem Höhenzug liegen die homogenen Profile (jüngster Löß) sowie die von Solifluktion unterbrochenen Profile (jüngerer und jüngster Löß) oft dicht beieinander (Abb. 2).

Die dryaszeitlichen Ablagerungen haben die Eigenschaft, daß sie östlich der Ausblasungsgebiete liegen. Darauf wies bereits BREDDIN (1926, 1927) hin, der erkannte, daß die spätglazialen Ablagerungen östlich der Niederterrasse liegen. Die Treibsande auf dem Höhenzug zeigen auch die für spätglaziale Ablagerungen typischen Sedimentationsbedingungen (Karte). Daß die Gleichaltrigkeit der Sediment-

sequenz von Flugsand, Flottsand, Sandlöß und Löß zu relativieren ist, war dem Autor jedoch noch nicht bekannt.

Selbst MÜLLER (1954, 1959) war noch der Auffassung, daß Flugsand, Sandlöß, Löß und Niederterrasse gleichen Alters sind, obwohl dies schon von WILCKENS (1924) angezweifelt wurde. Der Autor bemerkt, daß die Flugsande mit dem Löß nichts zu tun haben; sie vertreten ihn weder, noch stehen sie mit seiner Bildung in ursächlichem Zusammenhange. Aus den stratigraphischen Lagerungsverhältnissen folgert WILCKENS (1924), daß die Flugsande jünger als die Niederterrasse und jünger als der Löß sind. Ihre Entstehung fällt in die zweite Hälfte der Dryasperiode (Ende der Yoldiazeit). Dies trifft zweifellos für die spätglazialen Treibsande des Höhenzuges zu (Karte; Tab. 1), zumal eine begriffliche Trennung zwischen Flugsand und Treibsand aufgrund der seinerzeit fehlenden sedimentologischen Kenntnisse noch nicht möglich war.

Dünensande sowie Treibsande sind verstärkt im Spätglazial abgelagert worden. Die meisten Autoren gliedern verschiedene Decksedimente (cover sands), welche den einzelnen Dryaszeiten zugeordnet werden. Zu ihnen gehören u. a. ARENS (1964), DÜCKER & MAARLEVELD (1957), VAN DER HAMMEN et al. (1967), MAARLEVELD (1976), MEYER (1981), VIERHUFF (1967) sowie ZAGWIJN & PAPE (1968). PONS (1957) gliedert alt- sowie jungdryaszeitliche Windaufwehungen im Maasgebiet. Während sich das Bölling-Interstadial nicht in allen Untersuchungen nachweisen läßt, beschreibt ARENS (1964) als Äquivalent einen humosen Horizont, ZAGWIJN & PAEPE (1968) Torf und Lehm bzw. in Belgien den Stabroek B-Boden. Das Alleröd-Interstadial ist jedoch in allen Untersuchungen durch einen humosen Horizont bzw. durch den Usselo-Boden in den Niederlanden belegt (vgl. Abb. 6 in SIEBERTZ 1987).

Das Fehlen fossiler Bodenhorizonte in den entsprechenden Sedimentaufgrabungen auf dem Niederrheinischen Höhenzug, aber auch das Vorkommen von lediglich nur einem B_h , B_s oder C_s -Horizont im Profil, läßt nicht darauf schließen, daß die Anfänge der Treibsandbildung nicht bereits in der älteren Dryaszeit einsetzten. Für die Treib- und Flugsande kann mit Hilfe der B_s -Horizonte zumindest in diversen Profilen eine anfängliche altdryaszeitliche Sedimentation belegt werden.

Aufgrund dieser Befunde läßt sich, wie in den Nachbargebieten (Abb. 6 in SIEBERTZ 1987), ein jüngerer (unterer) und jüngerer (oberer) Treib- bzw. Flugsand gliedern, so daß auch hier die stratigraphische Lücke zu den spätglazialen Flugsandgebieten im norddeutschen und angrenzenden Raum geschlossen werden kann. Die teilweise recht große Sedimentmächtigkeit, die dem B_s -Horizont des jüngeren (unteren) Treib- und Flugsandes im Hangenden folgt, läßt die Erkenntnis zu, daß die Hauptablagerung aber erst in

der jüngeren Dryaszeit stattfand (Tab. 1). Damit fallen die Ablagerungen zeitlich mit den großen Dünen-sandablagerungen östlich der Maas und im Rheingebiet (Schlebusch-Wahner Heide bei Köln) zusammen, die schon von PONS (1957) sowie JUX (1956) mit der jüngeren Dryaszeit in Verbindung gebracht wurden.

Für die weichselzeitlichen Decksedimentablagerungen auf dem Niederrheinischen Höhenzug gilt, daß sie polygenetisch abgelagert und zu dem heutigen Sedimentationsverteilungsbild zusammengeschweißt wurden (Karte).

5 Schriftenverzeichnis

- ARENS, H. (1964): Zur Altersdatierung der Flugsande am Westrand des Münsterschen Kreidebeckens. — *Decheniana*, 117: 133—140, 2 Abb.; Bonn.
- BREDDIN, H. (1926): Löß, Flugsand und Niederterrasse am Niederrhein. — *Jb. preuß. geol. L. A.*, 46: 635—662, 2 Fig.; Berlin.
- (1927): Löß, Flugsand und Niederterrasse im Nieder-rheingebiet, ein Beitrag zur Frage der Entstehung des Löß. — *Geol. Rdschau*, 18: 72—78, 1 Abb.; Stuttgart.
- DÜCKER, A. & MAARLEVELD, G. C. (1957): Hoch- und spätglaziale äolische Sande in Nordwestdeutschland und in den Niederlanden. — *Geol. Jb.*, 73: 215—234, 8 Abb., 5 Tab.; Hannover.
- HAMMEN, T. v. d., MAARLEVELD, G. C., VOGEL, J. C. & ZAGWIJN, W. H. (1967): Stratigraphy, Climatic Succession and Radiocarbon Dating of the last Glacial in the Netherlands. — *Geol. en Mijnb.*, 46: 79—95, 9 Fig.; s'Gravenhage.
- JUX, U. (1956): Über Alter und Entstehung von Decksand und Löß, Dünen und Windschliffen an den Randhöhen des Bergischen Landes östlich von Köln. — *Neues Jb. Geol. u. Paläont., Abh.*, 104: 226—254, 10 Abb., 1 Tab., 3 Beil.; Stuttgart.
- MAARLEVELD, G. C. (1976): Periglacial phenomena and the mean annual temperature during the last glacial time in the Netherlands. — *Biul. Peryglacjalny*, 26: 57—78, 10 Fig.; Lodz.
- MEYER, H. H. (1981): Zur klimastratigraphischen und morphogenetischen Auswertbarkeit von Flugdecksandprofilen im norddeutschen Altmoränenengebiet — erläutert an Beispielen aus der Kellenberg-Endmoräne (Landkreis Diepholz). — *Beiträge zur Glazialmorphologie und zum periglaziären Formenschatz*, Bochumer Geogr. Arb., 40: 21—30, 3 Abb., 1 Tab., 5 Fot.; Bochum.
- MÜLLER, E. H. (1954): Über die Herkunft des Lösses im Rheinland und im südlichen Westfalen. — *Geol. Jb.*, 69: 401—406, 1 Taf.; Hannover.
- MÜLLER, E. H. (1959): Art und Herkunft der Löss- und Bodenbildungen in den äolischen Ablagerungen Nordrhein-Westfalens unter Berücksichtigung der Nachbargebiete. — *Fortschr. Geol. Rhld. u. Westf.*, 4: 255—265, 1 Abb.; Krefeld.
- PAAS, W. (1968): Gliederung und Altersstellung der Löss am Niederrhein. — *Fortschr. Geol. Rhld. u. Westf.*, 16: 185—196, 2 Abb.; Krefeld.
- (1985): Bodenkarte Nordrhein-Westfalen 1:50.000, L 4302 Kleve; Krefeld (*Geol. L. A. Nordrhein-Westfalen*).
- PONS, L. (1957): Die Geologie de Bodemvorning en de waterstaatkundige Ontwikkeling van het Land van Maas en Waal en een gedeelte van het Rijk von Nijmegen. — *Meded. Sticht. v. Bodemkart., bodemk. Studies*, 3: 1—156, 11 Beil.; Wageningen.
- SEMMEI, A. (1990): Periglaziale Formen und Sedimente, 250—260, 5 Abb. — *Eiszeitforschung*; Darmstadt (*Wiss. Buchges.*).
- SIEBERTZ, H. (1983): Neue sedimentologische Untersuchungsergebnisse von weichselzeitlichen äolischen Decksedimenten auf dem Niederrheinischen Höhenzug. — *Beiträge zum Quartär der nördlichen Rheinlande*, Arb. Rhein. Landeskd., 51: 51—97, 8 Abb., 6 Tab., 1 Kt.; Bonn.
- (1987): Die stratigraphische und paläogeographische Bedeutung der Steinsohle in den pleistozänen Sedimenten des Niederrheins und angrenzender Gebiete. — *Decheniana*, 140: 193—203, 8 Abb., 2 Tab.; Bonn.
- (1988): Die Beziehung der äolischen Decksedimente in Nordwestdeutschland zur nördlichen Lößgrenze. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 38: 106—114, 8 Abb.; Hannover.
- (1990): Die Abgrenzung von äolischen Decksedimenten auf dem Niederrheinischen Höhenzug mit Hilfe von Korngruppenkombinationen. — *Decheniana*, 143: 476—485, 5 Abb., 5 Tab.; Bonn.
- (1992): Konvergenzen sedimentologischer und pedologischer Kartierungsergebnisse auf dem Niederrheinischen Höhenzug in bezug auf ihre paläogeographische Ausdeutung. — *Arb. Rhein. Landeskd.*, 61: Bonn (im Druck).
- VIERHUFF, H. (1967): Untersuchungen zur Stratigraphie und Genese der Sandlößvorkommen in Niedersachsen. — *Mitt. Geol. Inst. TH*, 5: 1—99, 35 Abb.; Hannover.
- WILCKENS, O. (1924): Altalluviale Flugsandbildungen am Niederrhein. — *Geol. Rdschau*, 15: 289—300; Berlin.
- ZAGWIJN, W. H. & PAEPE, R. (1968): Die Stratigraphie der weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgien. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 19: 129—146, 6 Abb.; Öhringen.

Elsterzeitliche (Anglian) Eisdynamik in East Anglia

JÜRGEN EHLERS, PHILIP GIBBARD & COLIN WHITEMAN *)

Anglian, till stratigraphy, diamicton, Lowestoft Till, Marly Drift,
North Sea Drift, clast fabric measurements

England, East Anglia, Norfolk

Kurzfassung: Gefügeuntersuchungen in Aufschlüssen in East Anglia haben gezeigt, daß während der Elster-Vereisung (Anglian) ein Eisvorstoß aus dem Nordseebecken von einem Vorstoß britischen Eises erst aus westlicher, später aus nördlicher Richtung gefolgt wurde. Durch das gleichzeitige Vorstoßen und Abschmelzen der beiden Eisschilde und durch die isostatische Absenkung im Nordsee-Bereich hat sich zeitweise eine nach NE gerichtete Eisbewegung ergeben.

[Anglian (Elsterian) glacier dynamics in East Anglia]

Abstract: Fabric analyses in exposures in East Anglia have shown that during the Anglian Stage (Elsterian) an ice advance from the North Sea basin was followed by advances of British ice, first from a westerly, later from a northerly direction. The unsynchronous advance and decay of the two ice sheets and the simultaneous isostatic depression in the North Sea area resulted in a temporary northeasterly ice movement direction.

1 Einleitung

East Anglia liegt im südöstlichen Randbereich des britischen Vereisungsgebietes (Abb. 1). Im Gegensatz zur Situation in den Niederlanden ist in Großbritannien das Eis der Anglian-Vereisung (Elster) am weitesten nach Süden vorgestoßen. Die Ausdehnung der Wolstonian-Vereisung (Saale) ist noch unsicher. Die Hoxnian-Vorkommen (Holstein) bei Hoxne und im Nar Valley (Abb. 1) werden nicht von Grundmoräne überlagert (VENTRIS 1986). Neue Untersuchungen durch WEST (1991) haben ergeben, daß im nordwest-

lichen Norfolk eine Eisrandlage der Saale-Vereisung angenommen werden kann. Das Eis der Devensian-Vereisung (Weichsel) hat lediglich die Nordküste von Norfolk erreicht (Ablagerung von Grundmoräne z. B. bei Hunstanton und Morston).

Alle eiszeitlichen Ablagerungen, die die Schichten des Cromer-Interglazials überlagern und die Schichten des Hoxnian unterlagern, werden der Anglian-Kaltzeit zugerechnet. Während die chronostratigraphische Gliederung der pleistozänen Ablagerungen in East Anglia relativ unkompliziert ist, ist die Gletscherdynamik wesentlich komplizierter.

Nach den Untersuchungen von PERRIN et al. (1979) lassen sich drei Faziestypen von Elstermoräne (Anglian Till) in East Anglia unterscheiden.

1. Die "North Sea Drift". Sie umfaßt die ältesten glazigenen Ablagerungen des Anglian und besteht aus einem sandigen Diamikton, das entlang der Nordküste Norfolks zwischen Weybourne und Lowestoft aufgeschlossen ist, aber auch im Binnenland vorkommt, z. B. bei Norwich und südlich bis nach Diss (MATHERS et al. 1987). Die mineralogische Zusammensetzung der North Sea Drift belegt, daß die sandige Matrix aus der Aufarbeitung von Sedimenten aus dem Nordseebecken resultiert (PERRIN et al. 1979). Die North Sea Drift läßt sich im Bereich der Küstenaufschlüsse dort, wo sie weitgehend ungestört lagert (zwischen Happisburgh und Cromer), in drei Moränenlagen untergliedern, die durch Sand und Beckenschluff voneinander getrennt sind (First, Second und Third Cromer Till). Da das Eis in große Eisstauseen vorstieß, wurden zum Teil mächtige subaquatische Moränen abgelagert. Hierzu gehört ein Teil (LUNKKA 1988) jedoch nicht die gesamte Folge (EYLES et al. 1989) der Cromer Tills.

2. Der "Lowestoft Till". Diese Fazies umfaßt das am weitesten verbreitete Diamikton in East Anglia. Die Grundmoräne hat ihre dunkelgraue, fast schwarze

*) Anschriften der Verfasser: Dr. J. EHLERS, Geologisches Landesamt, Oberstr. 88, 2000 Hamburg 13, Dr. P. L. GIBBARD, University of Cambridge, Subdepartment of Quaternary Research, Botany School, Downing Street, Cambridge CB2 3EA, England, Dr. C. A. WHITEMAN, Department of Humanities, Brighton Polytechnic, Falmer, Brighton, Sussex, BN1 9PH, England.

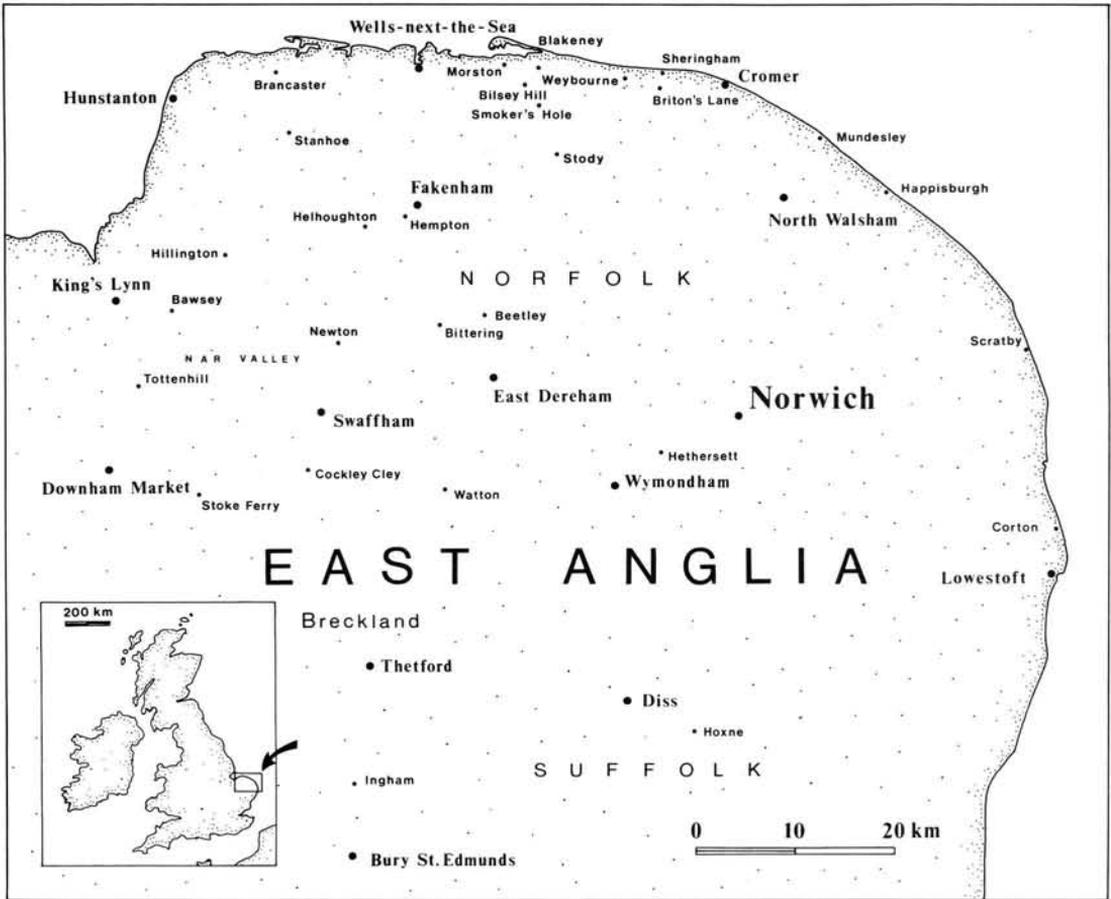


Abb. 1: Lagekarte.

Färbung durch die Aufarbeitung jurassischer Materials, vor allem von Tonen, aus nordwestlichen Herkunftsgebieten erhalten.

3. Die "Marly Drift". Vor allem im nordwestlichen Norfolk findet sich ein Diamikton, das extrem hohe Gehalte an aufgearbeiteter Schreibkreide aufweist. Die Oberkreide bildet den unmittelbaren Untergrund im größten Teil Norfolks und auf dem angrenzenden Nordseeboden (Abb. 2).

Somit liegen im Untersuchungsgebiet mindestens fünf verschiedene Diamikton-Lagen des Anglian vor. Da zwischen den einzelnen Ablagerungen nirgends überzeugende Anzeichen einer interglazialen oder interstadialen Verwitterung beobachtet worden sind, wird davon ausgegangen, daß alle Schichten zum Anglian gehören und daß das Gebiet allenfalls kurzfristig eisfrei gewesen sein dürfte.

Untersuchungen in der Umgebung von Lowestoft haben gezeigt, daß die Ablagerung des Lowestoft Till

nach der Ablagerung der North Sea Drift erfolgt ist (POINTON 1978). Die stratigraphische Position der Marly Drift ist dagegen schwerer einzugrenzen. EHLERS et al. (1987) sind im Rahmen ihrer Untersuchungen in East Anglia zu dem Ergebnis gekommen, daß es sich um eine kreidereiche Lokalfazies des Lowestoft Till handelt, die den Lowestoft Till teils überlagert, teils — im nordwestlichen Norfolk — vollständig vertritt.

Die lithologischen Unterschiede in der Zusammensetzung der glazialen Ablagerungen East Anglias sind auf unterschiedliche Eisvorstoßrichtungen zurückzuführen. Vor fünfunddreißig Jahren haben WEST & DONNER (1956) zum ersten Mal versucht, die Bewegungsrichtungen des Eises mit Hilfe von Geschiebe-Einregelungsmessungen zu rekonstruieren. Sie kamen zu folgendem Ergebnis:

1. Der Cromer-Vorstoß, der die North Sea Drift abgelagert hat, stieß aus nordöstlicher Richtung vor.

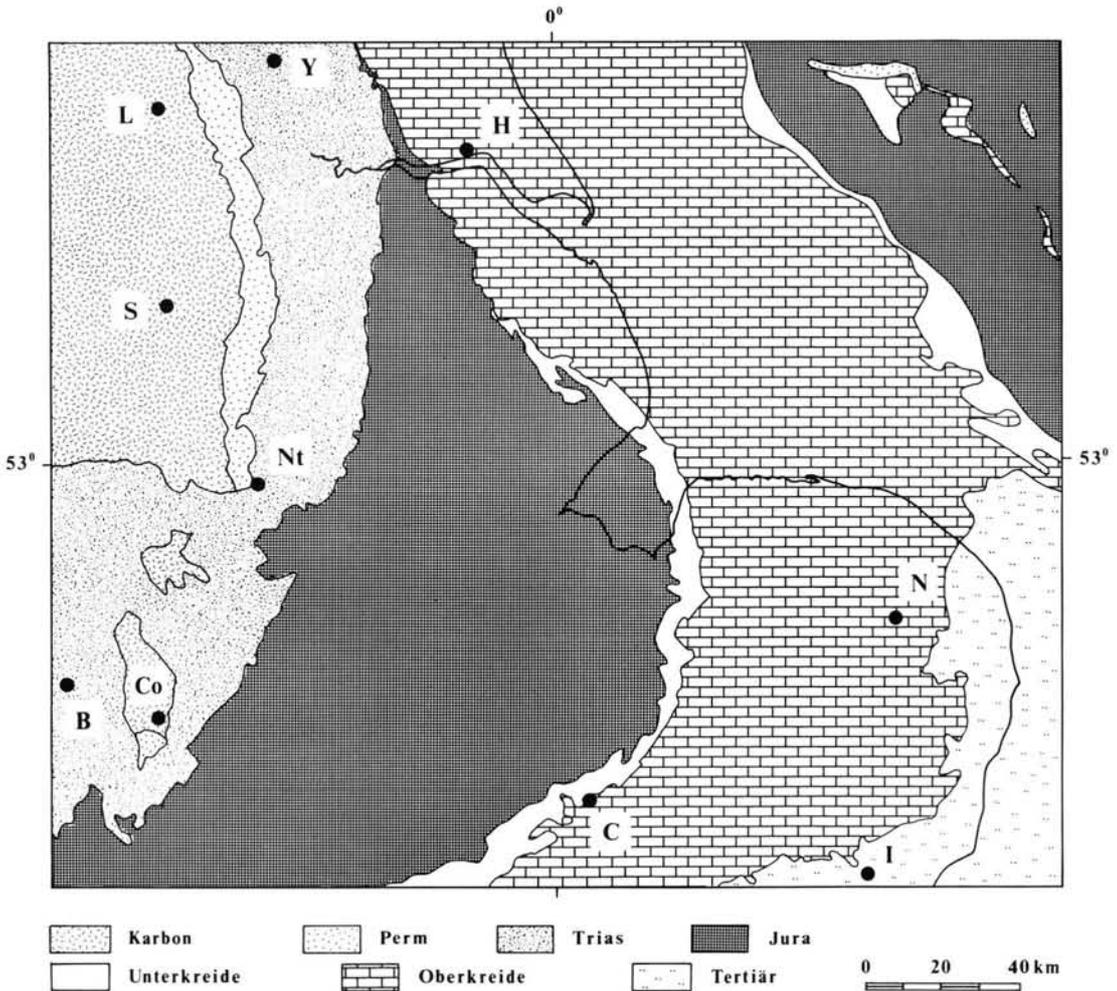


Abb. 2: Geologische Übersichtskarte.

L = Leeds, Y = York, H = Hull, S = Sheffield, Nt = Nottingham, N = Norwich, B = Birmingham, Co = Coventry, C = Cambridge, I = Ipswich.

2. Während des nachfolgenden Lowestoft-Vorstößes stieß das Eis von Westen her nach East Anglia vor und breitete sich dann fächerartig nach Süden, Südosten, Osten und Nordosten aus.

3. Während des Gipping-Vorstößes stieß das Eis aus Nordwesten vor und fächerte sich dann nach Süden, Südosten und Nordosten auf.

Die stratigraphische Deutung von WEST & DONNER (1956), die seinerzeit den Gipping-Vorstöß in die Saale-Eiszeit gestellt hatten, läßt sich heute nicht mehr aufrechterhalten (vgl. WEST 1961; 1965). Glazialtektonische Untersuchungen durch BANHAM (1975) führten außerdem zu einem besseren Verständnis der Gletscherdynamik des Anglian. Es stellte sich heraus, daß das Cromer-Eis des frühen Anglian von Nordosten her vorgestoßen war, im rechten Win-

kel zu den von WEST & DONNER (1956) gemessenen Richtungen, und daß die Messungen offenbar B-Maxima quer zur Eisbewegungsrichtung darstellten. Messungen von HOARE & CONNELL (1981) deuteten darauf hin, daß auch die anderen alten Messungen zum Teil B-Maxima darstellen könnten. Hinzu kam, daß nicht sicher geklärt war, ob die damals untersuchten Diamiktons sämtlich Till, also Grundmoräne, darstellten. Nachdem BOULTON (1968, 1970) im Zuge seiner Untersuchungen auf Spitzbergen auf das verbreitete Auftreten von Fließmoräne und subaquatischer Moräne hingewiesen hatte, mußte auch diese Möglichkeit ins Auge gefaßt werden.

Die vorliegende Untersuchung stellt eine Neubearbeitung der elsterzeitlichen Sedimente East Anglias dar. Der Schwerpunkt lag dabei auf Geländeuntersuchun-

gen und einer genauen Aufnahme der Aufschlüsse. Dabei hat sich gezeigt, daß — mit Ausnahme der Cromer Tills — Fließmoränen und subaquatische Moränen innerhalb der pleistozänen Schichtenfolge nur eine untergeordnete Rolle spielen, und daß der überwiegende Teil der Diamiktions Grundmoräne darstellt (EHLERS et al. 1987).

2 Geschiebe-Einregelungsmessungen

In insgesamt 17 Aufschlüssen wurden Geschiebe-Einregelungsmessungen nach der Methode von RICHTER (1936) durchgeführt. Die gemessenen Richtungen stimmten gut mit denen überein, die WEST & DONNER (1956) und andere Bearbeiter (FUNNELL in WEST 1961, BANHAM 1975, EVANS 1976, VENTRIS 1986) ermittelt hatten. Mit Ausnahme der nur an der Küste

aufgeschlossenen North Sea Drift wurden nur zwei relevante Einregelungs-Richtungen gefunden; eine ältere mit Werten zwischen W—E und SW—NE, und eine jüngere mit Werten zwischen N—S und NW—SE. In den meisten Aufschlüssen, in denen zwei Moränenlagen mit unterschiedlicher Einregelung übereinander gefunden wurden, standen ihre Einregelungsmaxima in rechtem Winkel zueinander. Dies war der Fall in Helhoughton, Beetley, Ingham und Hillington. Insofern war der Verdacht berechtigt, daß das untere, ältere Maximum ein B-Maximum quer zur wahren Eisbewegungsrichtung sein könnte. Eine solche Deutung steht jedoch im Widerspruch zu anderen Geländebefunden:

1. Die lithologische Zusammensetzung: In Beetley (Wensum-Tal) überlagert eine kreibereiche Moräne (Marly Drift) mit NW—SE-Einregelung einen an

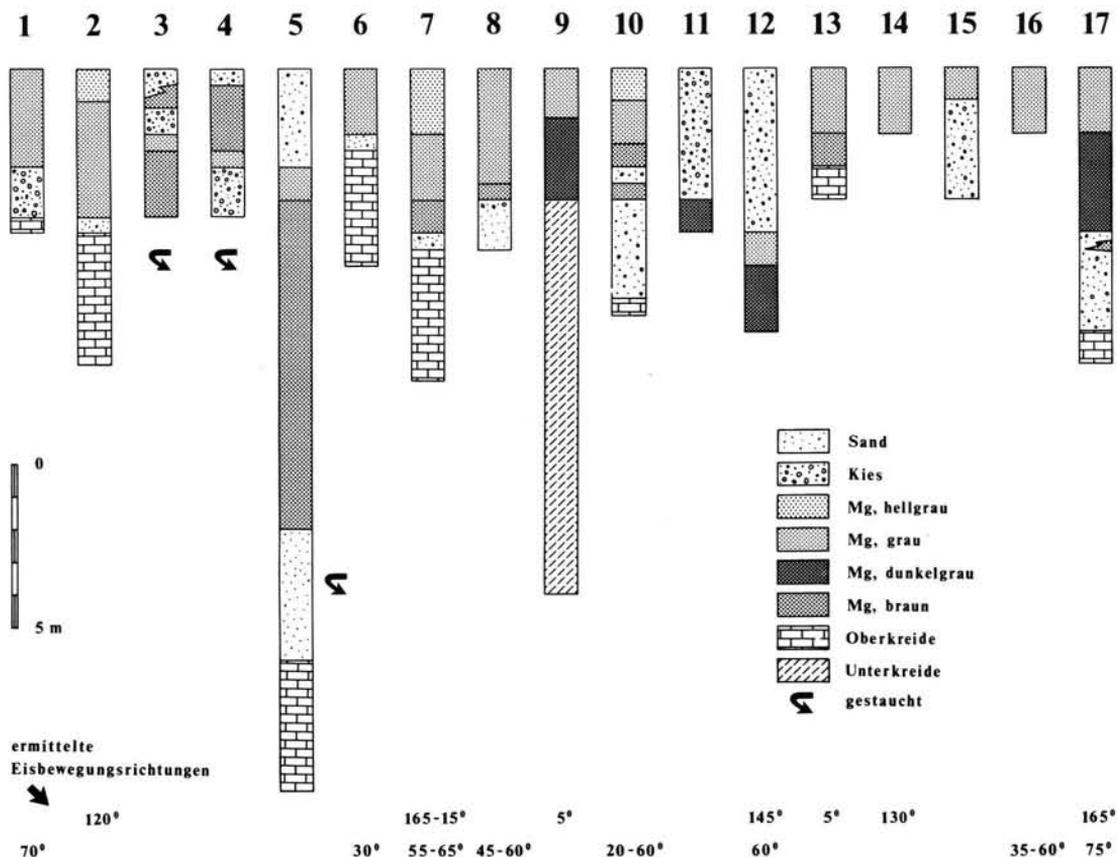


Abb. 3: Übersichtsdarstellung der Schichtenfolge in den untersuchten Aufschlüssen und abgeleitete Eisbewegungsrichtungen. 1 = Brancaster (F 790427), 2 = Wells-next-the-Sea (TF 929428), 3 = Smoker's Hole (TG 032405), 4 = Stody (TG 056346), 5 = Kliffs zwischen Sheringham und Weybourne, 6 = Hillington (TF 725246), 7 = Helhoughton (TF 840274), 8 = Hempton (TF 905284), 9 = Bawsey (TF 683194), 10 = Newton (TF 838160), 11 = Bittering (TF 928177), 12 = Beetley (TF 987184), 12 = Stoke Ferry (TF 694009), 14 = Cockley Cley (TF 803032), 15 = Watton (TF 950013), 16 = Hetherset (TG 153033), 17 = Ingham (TL 854715).

Jura-Material reichen Lowestoft Till mit SW—NE-Einregelung. Die unterschiedliche lithologische Zusammensetzung der Moränen läßt sich am besten durch unterschiedliche Herkunftsgebiete erklären. Ein einzelner Eisvorstoß, der Beetley aus Nordwesten erreicht hätte, hätte das Verbreitungsgebiet der Jura-Tone nicht gequert (vgl. Abb. 2) und wäre daher nicht in der Lage gewesen, die im wesentlichen aus Jura-Material bestehende dunkle Ton-Matrix des Lowestoft Till zu erzeugen.

2. Stauchungsrichtungen: In fünf Aufschlüssen (Hillington, Hempton, Newton, Helhoughton und Wellnext-the-Sea) wurden Stauchungsmessungen an der Grenzfläche Moräne/Liegenschichten durchgeführt; sie weisen sämtlich auf eine Eisbewegung von Südwest nach Nordost hin.

Die Ergebnisse der Aufschlußuntersuchungen sind in Form von Profilsäulen in der Abb. 3 zusammengefaßt; die Ergebnisse der Einregelungsmessungen in

den Abbildungen 4 und 5. Die Darstellung der Pfeile berücksichtigt die Ergebnisse früherer Bearbeiter.

3 Aufschlußbeschreibungen

Die Eisvorstöße des Anglian haben zur Ablagerung von Grundmoränendecken geführt, deren Zusammensetzung örtlich stark variiert. Die eingangs beschriebenen drei Moränenfazies stellen Idealtypen dar. In zahlreichen Aufschlüssen wurden Übergangstypen beobachtet, die sich nach dem äußeren Erscheinungsbild nur grob als Marly Drift, Lowestoft Till oder Lokalmoräne einstufen ließen. Bei den sandigen Moränen an der Basis der glazigen Ablagerungen, die nirgendwo mächtig genug waren, um Geschiebe-Einregelungsmessungen zu ermöglichen, kann es sich möglicherweise zum Teil um Reste von North Sea Drift handeln (z. B. in Ingham; vgl. EHLERS et al., 1987). In den meisten Fällen dürfte es sich jedoch um

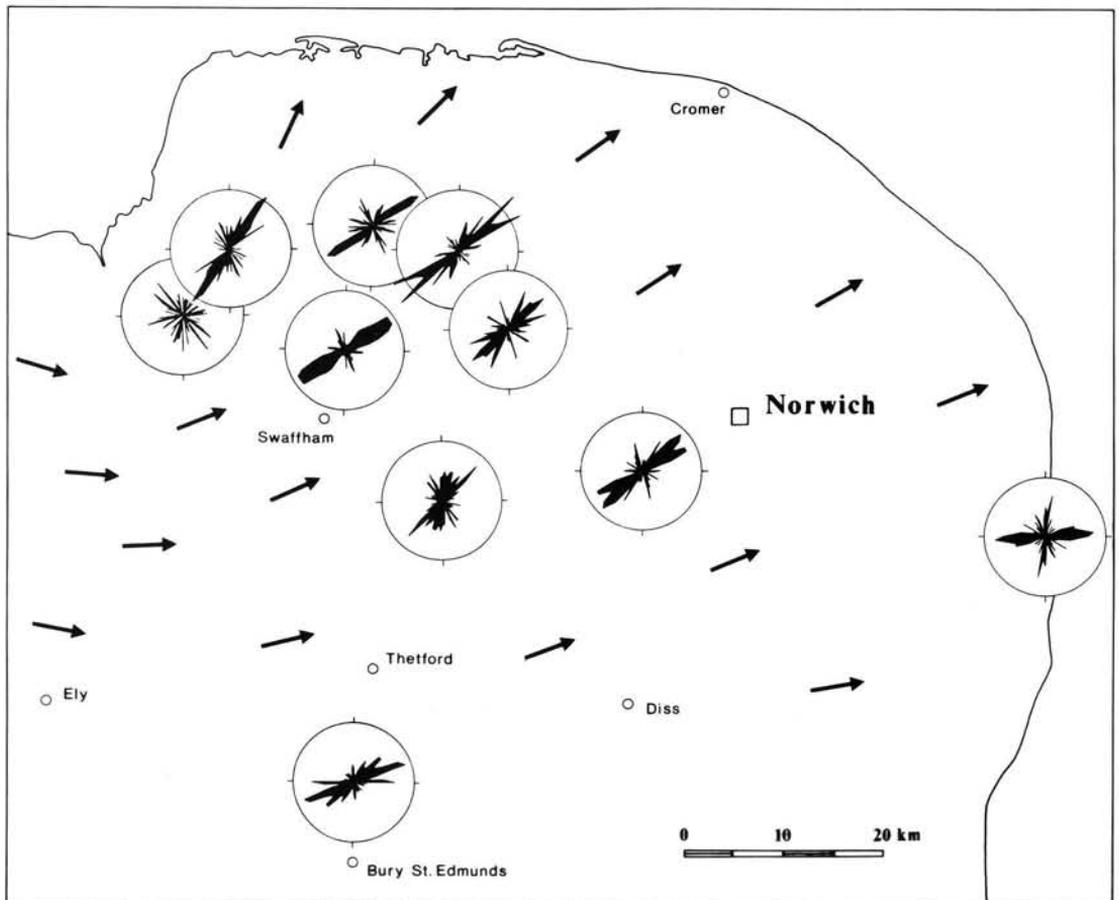


Abb. 4: Übersichtskarte mit den Ergebnissen der Geschiebe-Einregelungsmessungen, die die ältere Eisbewegungsrichtung der Anglian-Vereisung (Lowestoft Vorstoß) repräsentieren. Pfeile: abgeleitete Eisbewegungsrichtung.

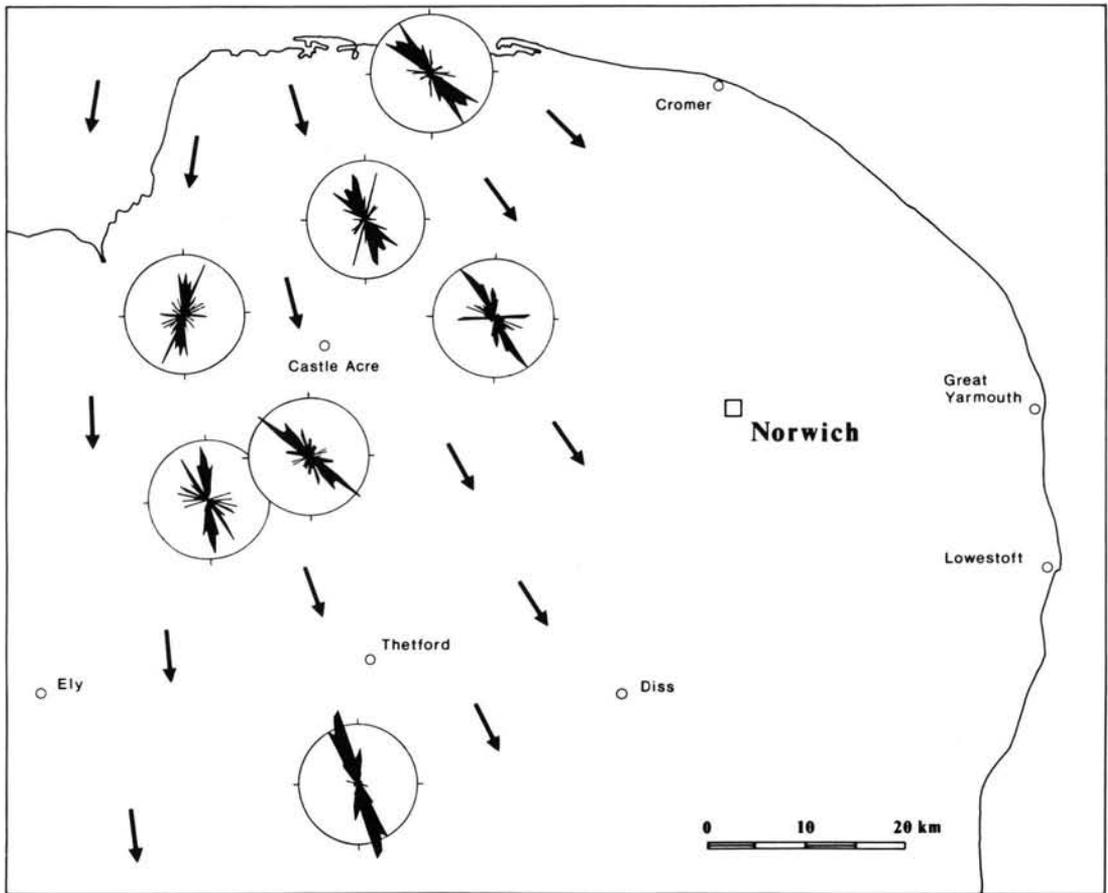


Abb. 5: Übersichtskarte mit den Ergebnissen der Geschiebe-Einregelungsmessungen, die die jüngere Eisbewegungsrichtung der Anglian-Vereisung (Marly Drift Vorstoß) repräsentieren. Pfeile: abgeleitete Eisbewegungsrichtung.

Lokalmoränen handeln, deren Zusammensetzung auf die Aufarbeitung tertiärer und frühquartärer Sande zurückzuführen ist.

Im folgenden sollen drei typische Aufschlüsse näher beschrieben werden. Ihre Lage ist in Koordinaten des englischen Grid System angegeben. Weitere Aufschlußbeschreibungen finden sich bei EHLERS et al. (1987) und EHLERS et al. (1991).

3.1 Hillington

In der Kreidegrube in Hillington (TF 725246) überlagert kreidereichere Marly Drift Schichten der Oberkreide (Abb. 6). Die obersten Meter der Kreide sind glazialtektonisch gestört; auch werden sie von einem System rostgefärbter Klüfte durchzogen (vorherrschende Streichrichtung: 300° – 320°). Im Kontaktbereich des Gletschers mit dem Untergrund ist umgelagerte Kreide zum Teil mit Feinsand zu einem Sand-

Kreide-Gemisch vermengt worden, zum Teil mit Diamikton zu einer Art Kreide-Moräne umgeformt worden. Die unterschiedlichen Sandgehalte des Kreide-Materials sind in Abb. 6 durch Variationen der Punktdichte dargestellt. Die Oberfläche der anstehenden Kreide ist durch eine Reihe von Stufen untergliedert (roches moutonnées), die sämtlich nach Nordosten gerichtet sind. Im Lee der Hindernisse sind zwischen Grundmoräne und Kreide mehrere Zentimeter bis Dezimeter mächtige Feinsandlagen eingeschaltet (Abb. 6). Lokal auftretende Schrägschichtung weist auf eine Fließrichtung nach Osten hin.

Die überlagernde Moräne vom Typ Marly Drift ist im Durchschnitt 2–3 m mächtig. Die Moräne ist teils gebändert, teils massiv. Sie ist überwiegend hellbräunlichgrau gefärbt und sehr kreidereich. Im Bereich des abgebildeten Profils waren keine Einregelungsmessungen möglich, da das Kleinrelief der Kreideoberfläche das Gefüge beherrschte (Messungen 3 und 4).

Hillington

NW

SE

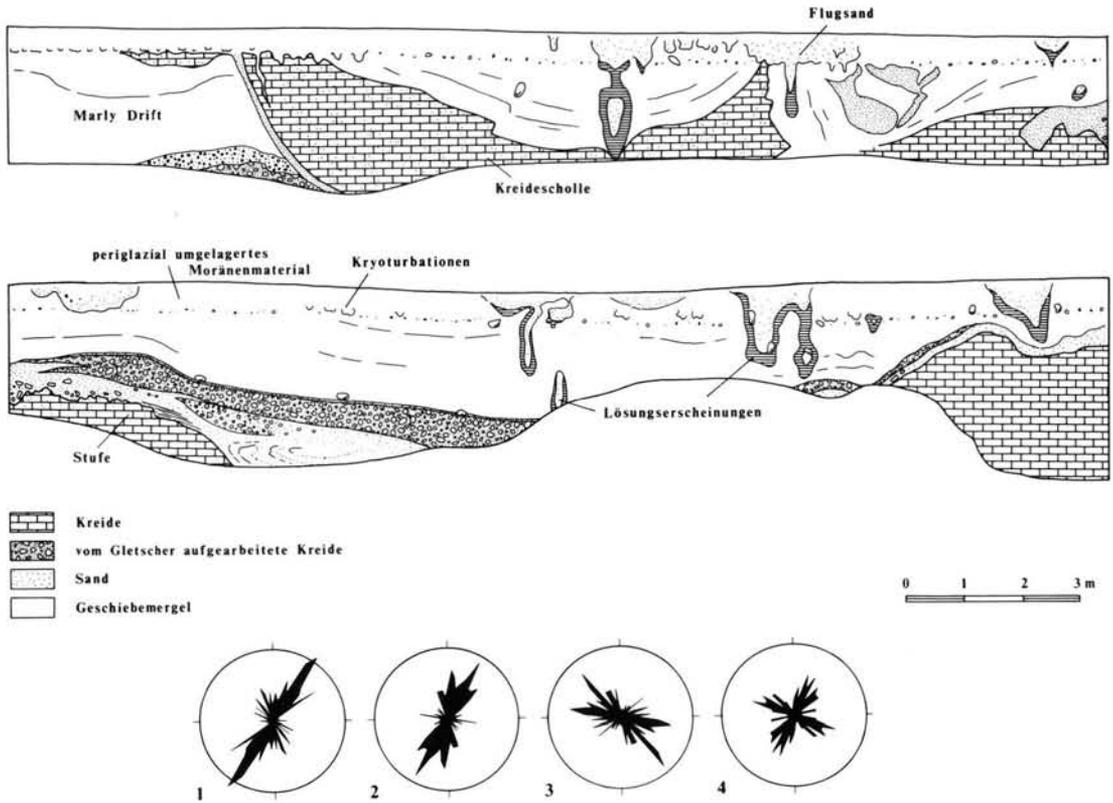


Abb. 6: Aufschluß Hillington, Marly Drift über Schreibkreide; Geschiebe-Einregelungsmessungen.

Im Nordwestteil der Grube lag die Moräne dagegen ohne sichtbare Störungen auf der Kreide. Einregelungsmessungen ergaben hier ein klares Maximum um 30° (Messungen 1 und 2). Dieses Ergebnis kommt den von WEST & DONNER (1956) in der Nähe (bei Stanhoe und Corpusty) gemessenen 50° nahe. Schleppestrukturen innerhalb der Schmelzwassersande an der Moränenbasis weisen auf einen Eisvorstoß aus südwestlicher Richtung hin.

Bei der Kreidescholle im Südostteil des Aufschlusses (Abb. 6), die stratigraphisch höher liegt als die Schleppestrukturen und die Einregelungsmessungen, könnte es sich um das Resultat einer nachfolgenden Eisbewegung handeln. Sie ist das einzige Element in dem Aufschluß, was auf eine nach Südwesten gerichtete Schubrichtung hindeutet.

3.2 Helhoughton

In der Kreidegrube südlich von Helhoughton (TF 850274) ist eine 4,5–5 m mächtige Lage von

Diamikton aufgeschlossen, die durch 0,5–1 m mächtige Schmelzwassersande von der unterlagernden Schreibkreide getrennt ist. Im Nordwestteil der Grube, in dem die besten Aufschlußverhältnisse angetroffen wurden, ließ sich eine klare Dreiteilung der Moränenfolge erkennen (Abb. 7):

1. Der basale Teil besteht aus einem sehr sandigen, braunen Diamikton, das deutlich gebändert ist (Scherung). Diese Einheit erreicht eine Mächtigkeit von 0,5–2 m.

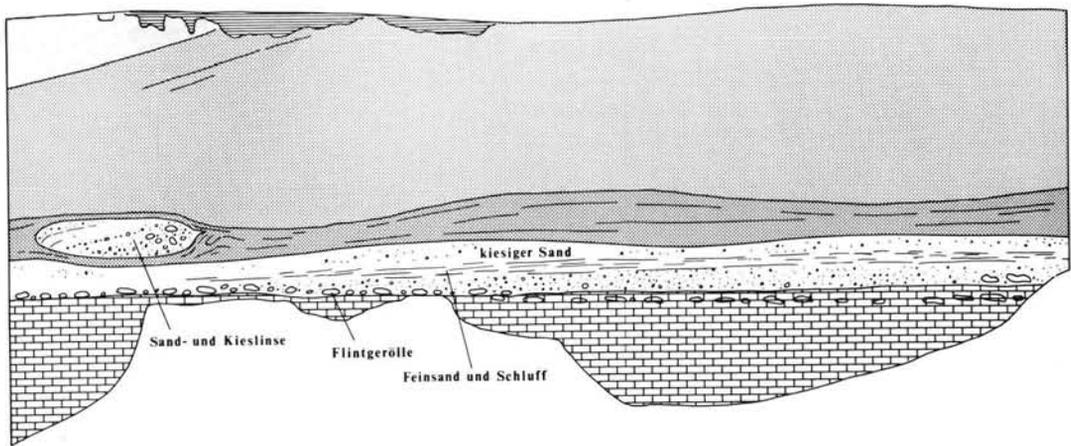
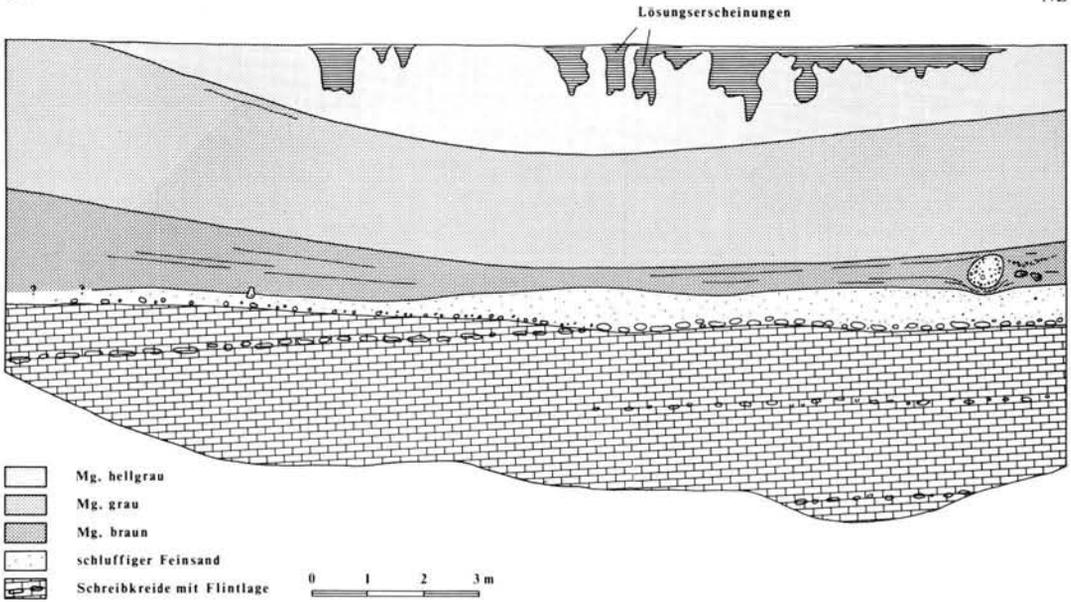
2. Das braune Diamikton wird überlagert von einer grauen Moräne, in die es zum Teil eingesichert ist. Die graue, kreibereiche Moräne ist typische Marly Drift. Sie erreicht eine maximale Mächtigkeit von etwa 3 m. Innerhalb dieser Moränenlage ist eine große nach NE überkippte Falte ausgebildet.

3. Die graue Moräne wird überlagert von einer hellgrauen Moräne, die eine Mulde in der Oberfläche der grauen Moräne ausfüllt. Die hellgraue Moräne stellt eine kreibereichere Fazies der Marly Drift dar. Diese

Helhoughton

SW

NE



Geschiebe-Einregelungsmessungen:



Abb. 7: Aufschluß Helhoughton, zwei Arten von Marly Drift über sandiger, brauner Moräne. Einregelungsmessungen: 1 und 2: oberste, hellgraue Moräne; 3 = graue Moräne; 4 = braune Moräne.

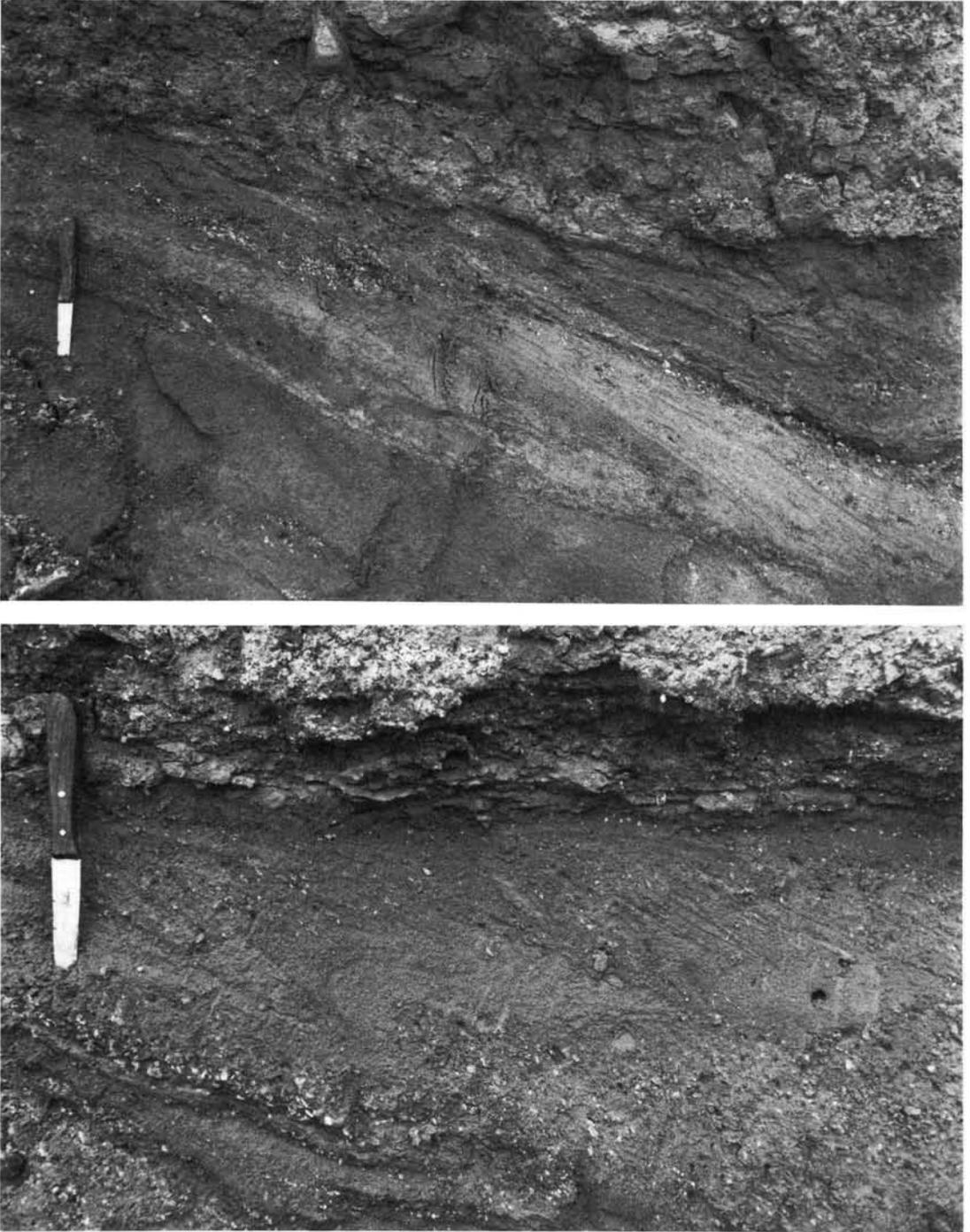


Abb. 8: Glazialtektonisch verstellte Schichten an der Sohle der Moränenfolge von Helhoughton, Südostwand.

obere Moränenlage erreicht eine maximale Mächtigkeit von fast 2,5 m.

Geschiebe-Einregelungsmessungen zeigen, daß in der grauen Moräne eine SW—NE gerichtete Einregelung vorherrscht, während die hellgraue Moräne ein etwa NW—SE gerichtetes Maximum aufweist (vgl. Abb. 7).

Untersuchungen der glazialtektonischen Störungen an der Basis der Moränensequenz bestätigen die ältere Bewegung von SW nach NE (Abb. 8). Die Sande, die die Moränenfolge unterlagern, werden von einer Reihe von Aufschiebungen durchzogen, die nach SW einfallen und gleichfalls auf eine nach NE gerichtete Eisbewegung hinweisen.

Einregelungsmessungen in der braunen Moräne haben zum Teil kein klares Maximum ergeben, zum Teil Werte, die denen der grauen Moräne entsprechen. Da beide Moränen lokal intensiv miteinander verschert sind, muß davon ausgegangen werden, daß das Gefüge der braunen Moräne nachträglich verändert worden ist. Die sandige braune Moräne besteht zu erheblichen Teilen aus Lokalmaterial, das dem präglazialen Pleistozän Norfolks entstammt.

3.3 Wells-next-the-Sea

Die ehemalige Kreidegrube der Leicester Lime Company (TF 928428) ist bereits früher von BANHAM et al. (1975) und PERRIN et al. (1979) untersucht worden. In der Grube ist Marly Drift aufgeschlossen, die in Senken der Kreideoberfläche erhalten geblieben ist (Abb. 9). Auch hier sind zwischen Kreide und Diamikton in der Regel einige Dezimeter mächtige Schmelzwasserschichten eingeschaltet, die örtlich größere Mächtigkeiten erreichen können. Die Sande und Kiese wurden anscheinend unter ähnlichen Bedingungen wie in Hillington abgelagert. Schrägschichtung konnte nicht eingemessen werden; die Lagebeziehungen und die Korngrößenverteilung deuten auf eine Schüttung in westliche Richtung hin.

Ähnlich wie in Helhoughton läßt sich die Moränenfolge in drei Schichten untergliedern. An der Geländeoberfläche, unter dem Periglazialhorizont, findet sich eine maximal etwa 2 m mächtige blaßgraue, sehr kreidereiche Moräne. Sie wird von der unterlagernden, dunkler grauen Moräne durch eine unzusammenhängende, dünne Lage von Feinsand getrennt.

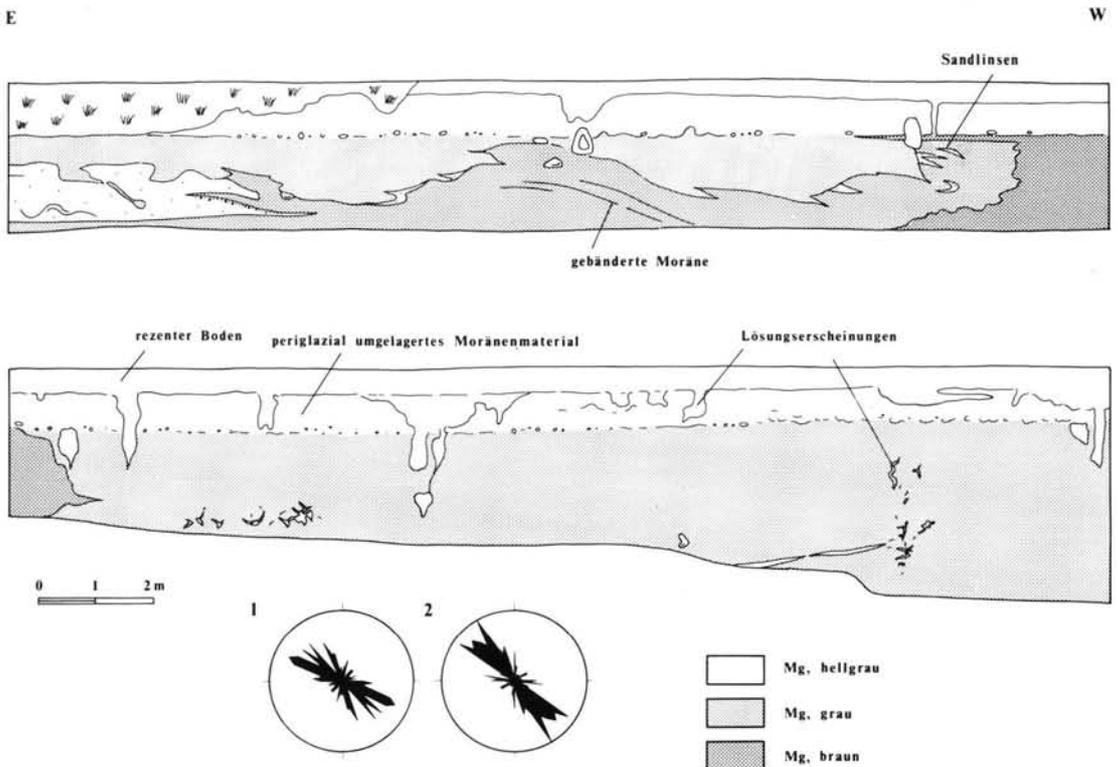


Abb. 9: Aufschluß Wells-next-the-Sea, unterschiedliche Moränenfazies über Schreibkreide; Geschiebe-Einregelungsmessungen.

Sande und Moräne sind aus südwestlicher Richtung gestaucht worden.

Die unterlagernde graue Moräne ist weitgehend massiv. Etwa 17 m westlich der Südostecke der Grube wird innerhalb der grauen Moräne eine diapirartige Aufregung von dunkelbrauner Moräne sichtbar. Leider war in diesem Teil des Profils die Moränenbasis nicht aufgeschlossen, so daß die Lagerungsverhältnisse und die Beziehung der Moränen zueinander nicht völlig geklärt werden konnten.

Weiter östlich deuten subhorizontale Sandlagen innerhalb der grauen Moräne darauf hin, daß sie hier ungestört lagert. Zwei Serien von Einregelungsmessungen wurden durchgeführt; sie ergaben ein deutliches NW—SE Maximum. Da die Moräne sehr kreidereich ist, ist sie einer selektiven Verkarstung entlang von Klüften ausgesetzt — eine Erscheinung, die auch anderenorts in den kreidereichen Moränen East Anglias festzustellen war (vgl. Abb. 9).

4 Schlußfolgerungen

Die Aufschlußuntersuchungen haben gezeigt, daß zwar in weiten Teilen East Anglias mehrere unterschiedliche Fazies von Elster-Moränen vorhanden sind, daß es aber nicht immer möglich ist, diese einem der klassischen Typen "Lowestoft Till" oder "Marly Drift" eindeutig zuzuordnen. Untersuchungen an den Kliffs in Nord-Norfolk haben gezeigt, daß dort wie im Binnenland die kreidereichsten Moränen stets in der stratigraphisch höchsten Position auftreten (EHLERS et al. 1991). Dies deutet auf eine von NW—SE auf N—S drehende Eisbewegungsrichtung hin. Die Zusammensetzung der Moränen ändert sich je nach Lage der untersuchten Aufschlüsse zu den Herkunftsgebieten der Hauptgemengteile Kreidekalk und Juraton. Die beiden Haupt-Eisbewegungsrichtungen lassen sich jedoch überall im Untersuchungsgebiet rekonstruieren, wo hinreichende Aufschlüsse zur Verfügung stehen.

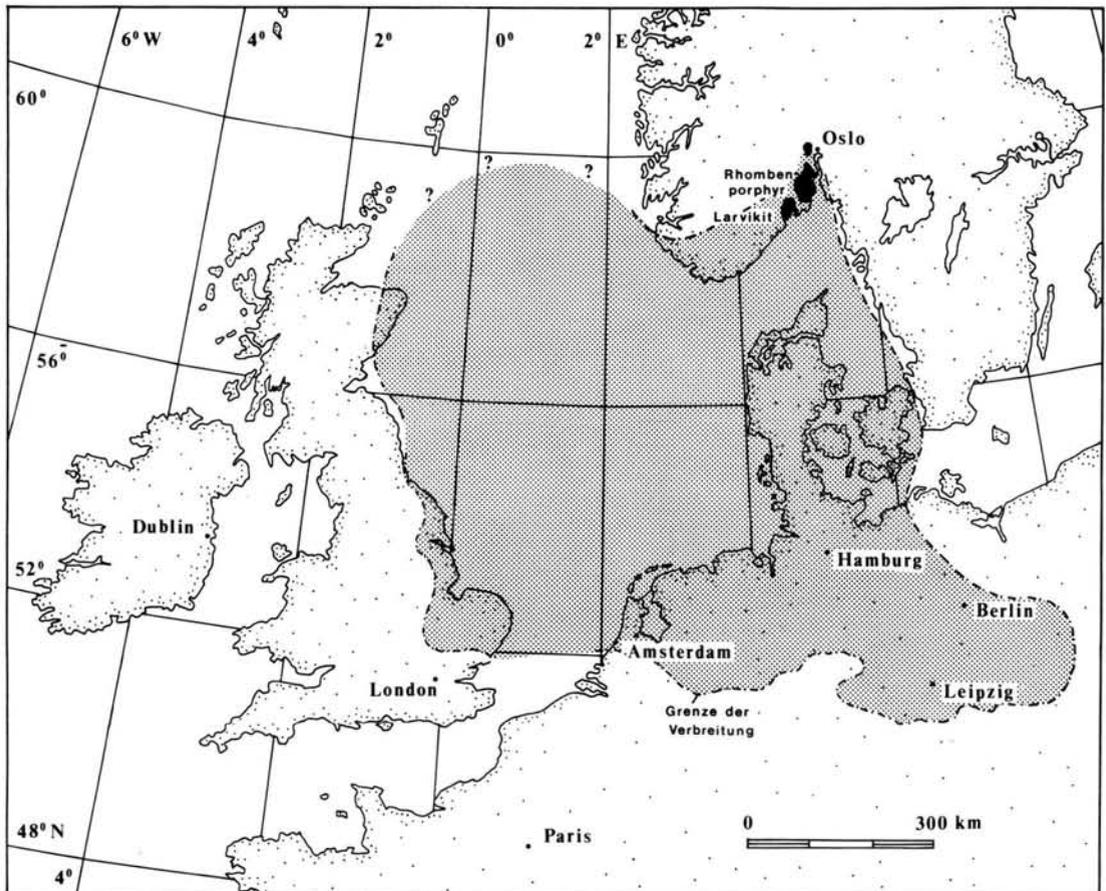


Abb. 10: Verbreitungsgebiet der Oslo-Geschiebe.

Aus den Geländeuntersuchungen ergibt sich für die Abfolge der glazialen Ereignisse in East Anglia folgendes Bild:

1. Die Vereisungsgeschichte East Anglias begann mit einem Vorstoß von Nordsee-Eis aus NNE bis NE (BANHAM 1975). Norwegische Leitgeschiebe, die bis nach Bedford, Hitchin und Ipswich verbreitet sind (RASTALL & ROMANES 1909; EHLERS 1988) werden mit diesem Eisvorstoß in Verbindung gebracht (Abb. 10). Die Vorkommen im Südwesten können jedoch auf spätere Umlagerung zurückgehen (Abb. 11,1).

2. In der zweiten Vereisungsphase ist das Eis durch das Vale of York und Lincolnshire ins zentrale und südliche East Anglia vorgestoßen. Das Eis überquerte dabei das Fenland Basin (südwestlich des Wash) und erodierte in größerem Umfang mesozoische Tone — eventuell auch ältere moränale Ablagerungen der North Sea Drift. Die im Ostteil East Anglias nach Nordosten gerichtete Eisbewegung läßt sich nur erklären, wenn man von einer gegenseitigen Beeinflussung von Nordsee-Eis und Lowestoft-Eis ausgeht. Das Lowestoft-Eis ist demnach in die vom abschmelzenden Nordsee-Eis freigegebenen, möglicherweise iso-

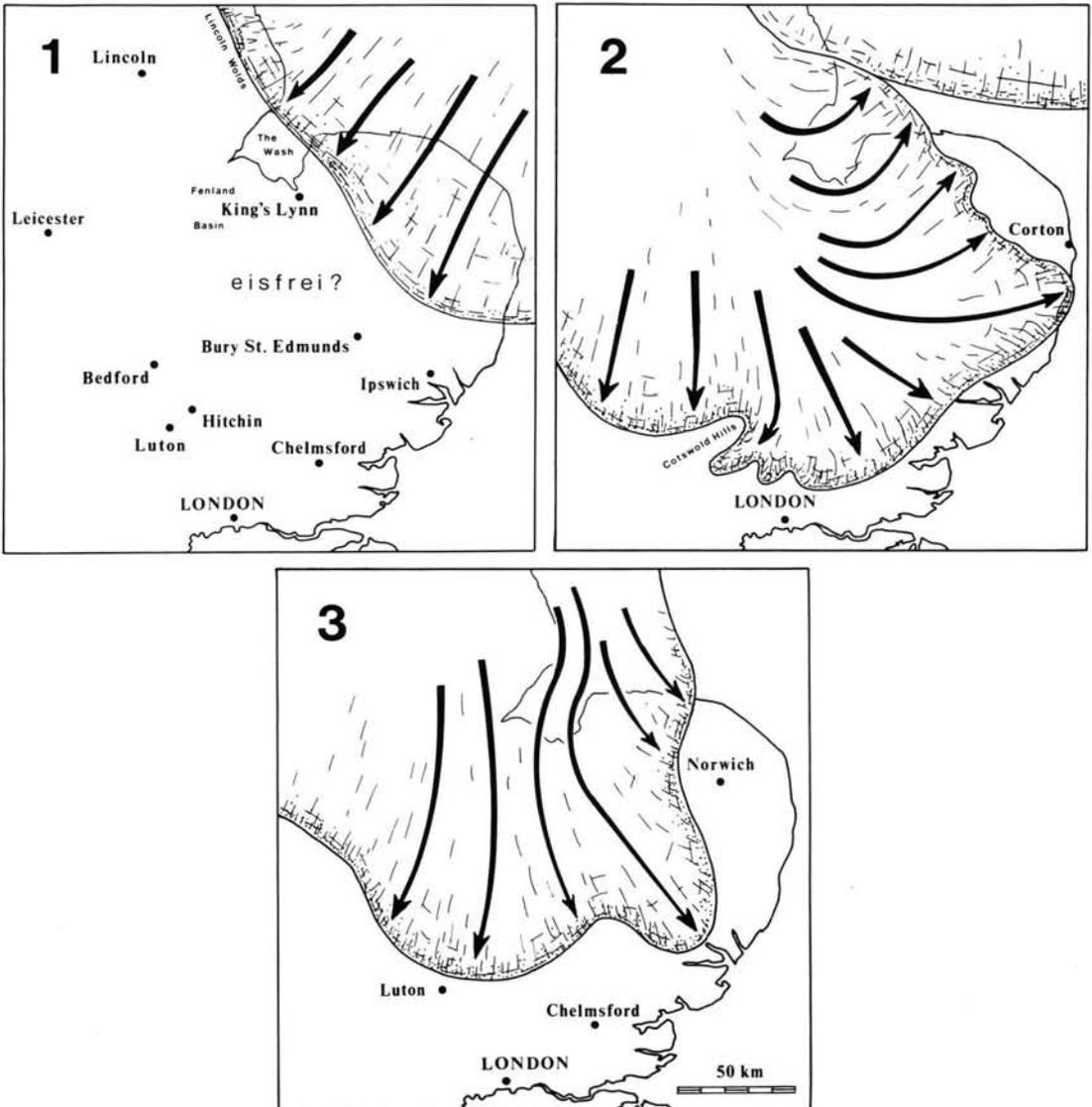


Abb. 11: Gletschervorstöße der Elster-(Anglian)-Vereisung in East Anglia: (1) Eisvorstoß aus nordöstlicher Richtung, (2) Eisvorstoß aus nordwestlicher Richtung, (3) Eisvorstoß aus nördlicher Richtung.

statisch abgesenkten Bereiche im Nordosten vorgestoßen (Abb. 11,2). Zumindest zeitweise hat ein eisfreier Korridor zwischen beiden Eismassen bestanden, in dem Schmelzwassersande abgelagert worden sind, die zwischen den Cromer Tills und dem Lowestoft Till eingeschalteten Corton Sands (BRIDGE & HOPSON 1985, HART & BOULTON 1991).

3. Als im Zuge des weiteren Zerfalls des Nordsee-Eises die Küste von Lincolnshire eisfrei wurde, konnte britisches Eis südwärts nach Norfolk vorstoßen. Das Eis strömte jetzt verstärkt in Längsrichtung durch den Wash und das Fenland Basin (Abb. 11,3). Die veränderte Vorstoßrichtung führte zur Ablagerung einer neuen, kreibereichereren Moränen-Fazies, der Marly Drift. Weitere Drehung der Eisbewegungsrichtung führte zu einer Zunahme des Kreidgehalts.

Die Rekonstruktion der Vereisungsgeschichte zeigt, daß am südlichen Eisrand ein kompliziertes Zusammenspiel zwischen den Eismassen der skandinavischen und der britischen Vereisung stattgefunden hat, deren Eis sich in der Elster-Vereisung mit Sicherheit, während der späteren Vereisungen vielleicht in der Nordsee getroffen hat. Da die beiden Eisschilde nicht gleichzeitig vorgestoßen sind, haben isostatisch bedingte Veränderungen der Gefällsverhältnisse und gegenseitige Beeinflussung der Eismassen zu ungewöhnlichen Eisbewegungsrichtungen geführt. Die von WEST & DONNER (1956) ermittelten Eisbewegungsrichtungen für die Phasen 2 und 3 wurden durch unsere Untersuchungen bestätigt.

5 Dank

Diese Arbeit wurde angeregt und unterstützt durch Prof. Dr. RICHARD WEST (Cambridge). Die Autoren danken außerdem Dr. JAN ZALASIEWICZ und Dr. STEVE MATHERS (British Geological Survey) sowie J. P. LUNKKA (Cambridge) für fruchtbare Diskussionen und nützliche Hinweise. Dr. FRANK COX (British Geological Survey) hat freundlicherweise seine eigenen Geländebefunde vorgeführt, so daß sie in die Betrachtung einfließen konnten.

6 Schriftenverzeichnis

- BANHAM, P. H. (1975): Glacitectonic structures: a general discussion with particular reference to the contorted drift of Norfolk. — In A. E. WRIGHT & F. MOSELEY (Hrsg.): *Ice Ages: Ancient and Modern*: 69—94, 14 figs., 1 tab.; Liverpool, Seel House Press.
- , DAVIES, H. & PERRIN, R. M. S. (1975): Short Field Meeting in north Norfolk, 19—21 October 1973. — *Proceedings of the Geologists' Association*, **86**: 215—258, 1 fig.; London.
- BOULTON, G. S. (1968): Flow tills and related deposits on some Vestspitsbergen glaciers. — *Journal of Glaciology*, **7**: 391—412, 14 figs.; Cambridge.
- (1970): The deposition of subglacial and melt-out tills at the margins of certain Svalbard glaciers. — *Journal of Glaciology*, **9**: 231—245, 8 figs.; Cambridge.
- BRIDGE, D. McC. & HOPSON, P. M. (1985): Fine gravel, heavy mineral and grain size analyses of mid-Pleistocene glacial deposits in the lower Waveney valley, East Anglia. — *Modern Geology*, **9**: 129—144, 9 figs., 2 tabs.; London.
- EHLERS, J. (1988): Skandinavische Geschiebe in Großbritannien. — *Der Geschiebesammler*, **22**: 49—64, 5 Abb.; Hamburg.
- , GIBBARD, P. L. & WHITEMAN, C. A. (1987): Recent investigations of the Marly Drift of northwest Norfolk, England. — In J. J. M. VAN DER MEER (Hrsg.): *Tills and Glaciotectonics*: 39—54, 20 figs.; Rotterdam/Boston, Balkema.
- , — & — (1991): The glacial deposits of northwest Norfolk. — In J. EHLERS, P. L. GIBBARD & J. ROSE (Hrsg.): *Glacial Deposits in Britain and Ireland*: 223—232, 5 figs.; Rotterdam, Balkema.
- EVANS, H. (1976): Aspects of the glaciation of west Norfolk. — Unveröffentlichte M. Phil. Thesis, University of East Anglia. 246 S.
- EYLES, N., EYLES, C. H. & McCABE, A. M. (1989): Sedimentation in an ice-contact subaqueous setting: The Mid-Pleistocene 'North Sea Drifts' of Norfolk, U. K. — *Quaternary Science Reviews*, **8**: 57—74, 13 figs.; Oxford.
- HART, J. K. & BOULTON, G. S. (1991): The glacial drifts of Northeast Norfolk. — In J. EHLERS, P. L. GIBBARD & J. ROSE (Hrsg.): *Glacial Deposits in Britain and Ireland*: 233—243, 12 figs., 2 tabs.; Rotterdam, Balkema.
- HOARE, P. G. & CONNELL, E. R. (1981): The chalky till at Barrington, near Cambridge, and its connection with other Quaternary deposits in southern Cambridgeshire and adjoining areas. — *Geological Magazine*, **118**: 463—476, 6 figs., 5 tabs., 1 plate; London.
- LUNKKA, J. P. (1988): Sedimentation and deformation of the North Sea Drift Formation in the Happsburgh area, North Norfolk. — In D. G. CROOT (Hrsg.), *Glaciotectonics. Forms and processes*: 109—122, 19 figs., 1 tab.; Rotterdam/Brookfield, Balkema.
- MATHERS, S. J., ZALASIEWICZ, J. A., BLOODWORTH, A. J. & MORTON, A. C. (1987): The Banham Beds: a petrologically distinct suite of Anglian glacial deposits from central East Anglia. — *Proceedings of the Geologists' Association*, **98**: 229—240; London.
- PERRIN, R. M. S., ROSE, J. & DAVIES, H. (1979): The distribution, variation and origins of pre-Devensian tills in Eastern England. — *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **B 287**: 535—570, 10 figs., 4 tabs.; London.
- POINTON, W. K. (1978): The Pleistocene succession at Corton, Suffolk. — *Bulletin of the Geological Society of Norfolk*, **30**: 55—76, 6 figs., 2 tabs.; Norwich.

- RASTALL, R. H. & ROMANES, J. (1909): On the Boulders of the Cambridge Drift: their Distribution and Origin. — Quarterly Journal of the Geological Society of London, **65**: 246—264, 1 fig.; London.
- RICHTER, K. (1936): Gefügestudien im Engebrae, Fondalsbrae und ihren Vorlandsedimenten. — Zeitschrift für Gletscherkunde, **XXIV**: 22—30, 12 Abb., 4 Phot., 1 Kte.; Berlin.
- VENTRIS, P. A. (1986): The Nar Valley. — In R. G. WEST & C. A. WHITEMAN (Hrsg.), The Nar Valley & North Norfolk: 6—55, 18 figs., 3 tabs.; Cambridge, Quaternary Research Association.
- WEST, R. G. (1961): The Glacial and Interglacial Deposits of Norfolk. — Transactions of the Norfolk and Norwich Naturalists' Society, **19**: 365—375, 1 fig.; Norwich.
- (1964): Problems of the British Quaternary. — Proceedings of the Geologists' Association, **74**: 147—186, 14 figs., 7 tabs.; London.
- & DONNER, J. J. (1956): The glaciations of East Anglia and the East Midlands: a differentiation based on stone orientation measurements of the tills. — Quarterly Journal of the Geological Society of London, **112**: 69—91, 7 figs., 1 tab.; London.

Manuskript eingegangen am 30. 4. 1991

Die Banquette des Val du Bourget (franz. Nordalpen): Gelöste und ungelöste Probleme der jungpleistozänen Klima- und Reliefentwicklung

CHRISTIAN HANNSS & PETER PESCHKE *)

Upper Pleistocene, banquette, climate, morphology, stratigraphy,
France, northern Alps

Kurzfassung: Im Val du Bourget der französischen Alpen sind Banquette entwickelt, die ihre Entstehung im wesentlichen dem Spätpleistozän verdanken. Ihr litho-, bio- und chronostratigraphischer Aufbau wird vor dem Hintergrund dreier neuer Pollenanalysen und eines neuen Aufschlusses untersucht. Die Ergebnisse werden mit anderen europäischen Typlokalitäten des Spätpleistozäns verglichen.

[Les banquettes du Val du Bourget, Alpes françaises du Nord: Problèmes résolus et non résolus de l'évolution climatique et géomorphologique au Pleistocène supérieur]

Résumé: On observe dans le Val du Bourget des Alpes françaises du Nord des banquettes. Elles se sont formées essentiellement au cours du Pleistocène supérieur. Leur structures litho-, bio- et chronostratigraphiques sont étudiées et mis en rapport avec trois nouveaux diagrammes polliniques et une nouvelle coupe. Les résultats obtenus sont comparés à d'autres sites classiques du Pleistocène supérieur en Europe.

[The banquettes of the Val du Bourget, northern French Alps: Problems resolved and not resolved of the climatic and geomorphological development during the upper Pleistocene]

Abstract: In the Val du Bourget of the northern French Alps "banquettes" are developed. Their litho-, bio- and chronostratigraphic structure are discussed in respect to three new pollen records and a new cut. The results are compared with other famous sites of the upper Pleistocene in Europe.

1 Lage und Bau des Untersuchungsraumes

Das Val du Bourget schiebt sich zwischen die Cluse von Chambéry im Süden und den Lac du Bourget im Norden. Die Cluse von Chambéry trennt die Char treuse im SSW von den Bauges im NNE. Der Lac du Bourget wie das Val du Bourget werden nicht mehr von den westlichen französischen Kalkalpen, sondern von niedrigeren, bereits zum Jurasystem gehörenden Höhenzügen aus jurassischen bis miozänen, meist karbonatischen Sedimentgesteinen gebildet (DEBELMAS 1970: 10).

2 Die geomorphologischen Grundzüge

Neben der Felsenumrahmung charakterisieren noch Banquette und die holozäne Schwemmlandebene der Leyse das Reliefbild des Val du Bourget (Abb. 1). Die Banquette, die einen Kern aus Anstehendem aufweisen, erheben sich terrassenähnlich über die postglaziale Leyse-Schwemmlandebene, ähnlich wie das „Mittelgebirge“ der Inntal-Terrassen über die holozäne Aue des Inns. Auch genetisch sind sich diese jungpleistozänen Akkumulationsformen ähnlich. Beide werden nämlich im Liegenden von lakustren Akkumulationen aufgebaut, die fluviatile Sedimente überlagern. In diese Ablagerungen haben sich wärmzeitlich noch Talgletscher eingetieft, die stellenweise mächtige Moränendecken auf den Schottern hinterlassen haben.

Physiognomisch weisen die oberflächlich leicht gewellten Banquette des Val du Bourget eine gewisse Ähnlichkeit mit niedrigen Trogschultern auf. Randalich sind ebenso wie in die westlich der Leyse gelegenen Banquette von Tremblay wie auch in die sich

*) Anschriften der Verfasser: CH. HANNSS, Geographisches Institut der Universität Tübingen, Hölderlinstr. 12, D-7400 Tübingen 1. P. PESCHKE, Universität Hohenheim, Botanik 210, Postfach 700 562, D-7000 Stuttgart 70.

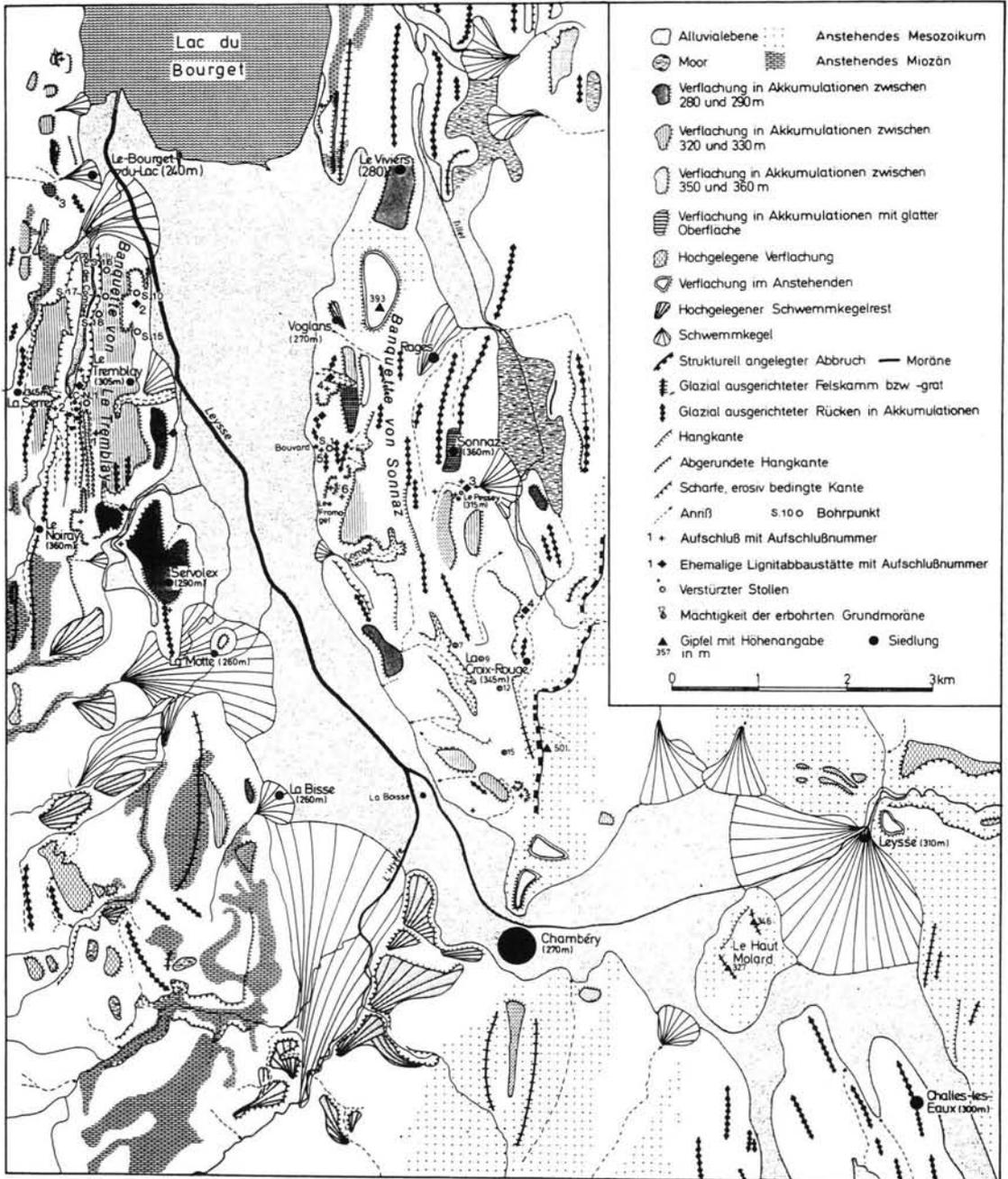


Abb. 1: Die geomorphologischen Grundzüge des Val du Bourget.

Die Aufschlußnummern beinhalten:

- 1 = Kiesgrube östlich Le Fort
- 2 = Kiesgrube auf der linken Seite des Rau des Combes
- 3 = Unterhalb Les Ciseaux

- 4 = Kiesgrube Voglans
- 5 = Voglans-Bouvard

Der Aufschluß ‚Pont de la Charrière‘ liegt zwischen der Aufschlußnummer 2 und der ehemaligen Lignitabbaustätte Nr. 1.

Die Nummern der ehemaligen Lignitabbaustätten beinhalten:

- 1 = Alte Lignitmine Rau des Combes
- 2 = Alte Lignitmine in der Kiesgrube Aéroport du Bourget

- 3 = Alte Lignitmine Pessey-Sonnaz
- 4 = Alte Lignitmine La Croix-Rouge

östlich dieses kleinen Flusses erhebenden Banquette von Sonnaz stellenweise noch terrassenförmige Flachformen eingesenkt. Sie ordnen sich in verschiedenen Niveaus, und zwar in 360 m—350 m, 330 m—320 m und in 290 m—280 m N.N. an. Sie dürften ihre Entstehung in erster Linie der Lateralerosion von Schmelzwässern des etappenweise zurückweichenden würmzeitlichen Isèregletschers verdanken. Aus Schwermineralanalysen hat sich nämlich ergeben, daß wenigstens im Würm die Cluse von Chambéry und das Val du Bourget in nördlicher Richtung von einem Teilstück des Isère-Gletschers durchströmt wurden (HANNS 1982: 104).

3 Der lithostratigraphische Aufbau der Banquette im Val du Bourget

3.1 Die allgemeinen Grundcharakteristika

Eine immer wiederkehrende Grundabfolge der jungpleistozänen Lockersedimente im Bereich der Banquette des Val du Bourget besteht von unten nach oben aus moränenunterlagerten tonigen bis sandigen Feinsedimenten, die von bis zu 4 m mächtigen Schieferkohlen durchsetzt bzw. überlagert werden. Darüber wurden meist diskordant und nach oben in der Regel gröber und sandärmer werdende Schotter von bis zu 20 cm Durchmesser akkumuliert (Abb. 2). Letztere werden häufig noch von einer tonigen, kalkreichen Grundmoräne überlagert.

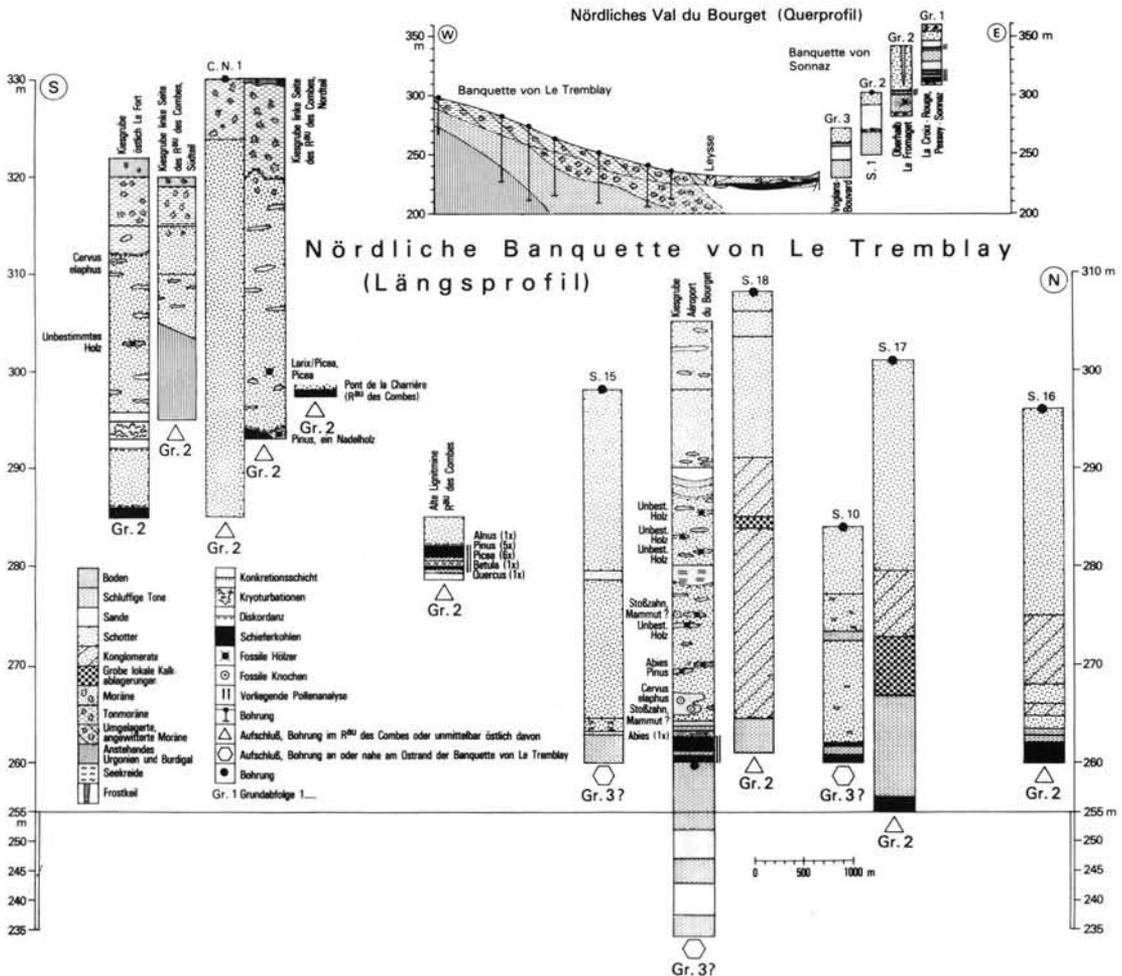


Abb. 2: Lithostratigraphische Grundstrukturen der Banquette im Val du Bourget. Der Westteil des Querprofils wurde nach NICOUUD 1979: 869 gezeichnet. Die Lage der Bohrprofile und der Aufschlüsse ist Abb. 1 zu entnehmen.

Tabelle 1: Schematische Darstellung der Grundabfolgen 1 bis 3 aus den spätpleistozänen Banquetteablagerungen des Val du Bourget.
Nach GREMMEN 1982; HANNSS 1982; RENAULT-MISKOVSKY 1986, WOILLARD 1978 und WOILLARD, MOOK 1982.

Lithostratigraphie		Biostratigraphie		Chronostratigraphie								
		Vorherrschende Pollenvegetation	Geborgene Hölzer	Val du Bourget (GREMMEN 1982)		Grande Pile (WOILLARD 1978)	Tiefsee	Alter				
Kalkreiche Moräne	Kalkreiche Moräne	Kalkreiche Moräne, Schotter, Sande.			Frühes Hoch- würm (- WIII)			4.	65 - 75 000			
		Fossilien führende Schotter	Siltige Tone mit wenigen Schieferkohlenlagen.	Pinus, Picea, Betula.	Abies Konifere Laubholz.	Frü- h- wür- m (-WII)	Sonnaz II-Interstadial (>60 000, >72 800).	?	5a.	75 - 90 000		
				Pinus, Betula, Artemisia, Hippophae.			Tillet II-Stadial (69 700).	?				
			Sande, Tone.	Pinus, Picea.			Sonnaz I-Interstadial.	?				
				Picea, Pinus, Betula. Hippophae.			Tillet I-Stadial.	?				
			Schieferkohlen mit wenigen Tonlagen.	Salix, Betula, Hippo- phae, Artemisia. Picea, Pinus, Betula.	Betula, Picea, Laubholz.		La Croix-Rouge III-Interstadial (51 900).	?			Lanterne I. Lanterne I.	
							Bourget IV-Stadial.	Stadial I.				
							La Croix-Rouge II-Interstadial. Bourget III-Stadial.					
			Tone.	Corylus, Ulmus, Quercus, Fraxinus, Acer, Tilia.	Laubholz.		La Croix-Rouge I-Interstadial (>46 200 67 700, 93 000).	St.Germain II.			Melisey II.	
				Pinus, Picea, Betula Artemisia.			Bourget II-Stadial.	GRUNDABFOLGE 1				5b.
			Schieferkohlen, Sande, Tone.	Corylus, Carpinus, Quercus, Picea, Abies, Viscum Pinus, Picea, Betula, Artemisia.	Picea, Pinus silvestris, Abies, Betula, Alnus, Acer, Laub- Nadelholz.		Tremblay-Interstadial (>48 200, 85 000, 102 000).	St.Germain I.			5c.	100 - 110 000
							Bourget I-Stadial.	Melisey I.			5d.	110 - 115 000
				Abies, Carpinus, Hedera, Viscum, Corylus, Pinus, Picea.	Alnus, Pinus, Picea, Quer- cus.			RM des Combes-Interglazial (>48 200, >67 700, >69 7000, 73 500, >74 500, 107 000, 115 000).			Eem	5e.
Sande mit vereinzelt Schotterlagen. Kalkreiche Moräne	Pinus, Picea, Betula, Artemisia		Endriß	Moulins-Stadial.	Linexert	6.	130 - 180 000					
			Riß	GRUNDABFOLGE 2								
Schieferkohlen.	Pinus, Picea, Carpinus, Ulmus.		Mindel- Riß Intergl.	Voglans-Interstadial (59 600, >72 000, 85 00, >45 000, >46 000).		7.	180 - 240 000					
			Mindel	Bouvard-Stadial.	GRUNDABFOLGE 3	8.	240 - 260 000					

In Anlehnung an die morphologisch erfaßte glaziale Serie von A. PENCK (SCHAEFER 1981: 273) könnte man diese Akkumulationsabfolge als „pleistozänen Sedimentationszyklus“ bezeichnen. Er tritt in dieser Form nicht nur im Val du Bourget, sondern prinzipiell auch in der Combe de Savoie und im Becken von Grenoble auf (HANNSS, 1982: Tafel II, Abb. 6). Er spiegelt eine ältere Vergletscherung, die Füllung eines Eisrückzugssees, mitunter Moorbildungen, die Geröllakkumulation in der Form mehr oder weniger prägnant ausgebildeter Vorstoßschotter im Vorfeld einer neuen Vereisungsphase wider.

3.2 Die Grundabfolge 1

Die Grundabfolge 1 ist im Gegensatz zu den anderen beiden nur im Bereich der Banquette von Sonnaz ausgebildet, und zwar zwischen 307 m und 360 m N.N. Die Sequenz besteht im Liegenden aus fossilführenden Tonen von mindestens 5 m Mächtigkeit, die im obersten Teil Fossilien führen. Darüber sind zwischen 312 m und 322 m in nach oben zunehmender Zahl und Mächtigkeit mehrere Schieferkohlenhorizonte entwickelt. Sie werden in der Regel von stärker tonig-schluffigen Feinsedimenten, in 316 m jedoch auch noch von einer knapp einen Meter mächtigen fluviatilen Schotterlage voneinander getrennt. Darüber wurden rund 20 m mächtige, abgesehen von vereinzelt Pollen, fossillere Tone, Schluffe und Sande akkumuliert. Sie werden in 341 m noch einmal von einer dreifach gegliederten Schieferkohlen-Sequenz abgelöst.

In Pessey-Sonnaz treten über den mit 341 m bisher höchsten im Val du Bourget gefundenen Schieferkohlen noch knapp 10 m mächtige Feinablagerungen in Form geschichteter Sande auf. Darüber folgen Schotter und eine kalkreiche würmzeitliche Moräne. Die einzelnen Schichtglieder der Grundabfolge 1 lagern zumindest in den unteren Partien transgressiv einer entkalkten, mit Sicherheit präwürmzeitlichen, wahrscheinlich bereits aus der Mindeleiszeit stammenden Moräne auf (Abb. 2; Tabelle 1).

3.3 Die Grundabfolge 2

Im Gegensatz zur Grundabfolge 1 findet man die verschiedenen Schichtglieder der Grundabfolge 2 sowohl im Bereich der Banquette von Le Tremblay wie der von Sonnaz, und zwar zwischen 340 m und 258 m N.N. Der Hauptschieferkohlenhorizont der Grundabfolge 2 tritt in einer weiten Höhenstreuung zwischen 268 m und 305 m auf. Dabei konstatiert man, daß die Lignite an den gebirgsseitigen, äußeren Rändern, dort wo sie in einem geringeren vertikalen Abstand zu den miozänen Sandsteinen und Konglo-

meraten des anstehenden Burdigal und Torton auf-treten, höhere Positionen einnehmen als weiter zur Talmitte hin, wo die leichter komprimierbaren liegenden Pleistozänablagerungen in größerer Mächtigkeit ihren Untergrund bilden. An zwei Stellen wurde zudem festgestellt, daß die Schieferkohlen der stratigraphischen Grundabfolge 2 zusätzlich noch um wenige Grade in der Längsachse des Val du Bourget, und zwar ebenso nach Norden wie auch nach Süden, einfallen.

Die Lignite der Grundabfolge 2 werden wie die der Grundabfolge 1 von sandig-tonigen Feinakkumulationen unterlagert, denen nur im oberen Teil an ganz wenigen Stellen Schotterlagen zwischengeschaltet sind. In der Kiesgrube von Voglans wurden 1991 unter diesen Feinablagerungen, und zwar zwischen 270 m und mindestens 266 m N.N., kalkreiche Moränenformationen kartiert. Sie sind höchstwahrscheinlich mit den Glazialablagerungen zu korrelieren, die in Voglans über den unteren, den 250 m-Schieferkohlen anstehen (HANNSS 1982: 68, Schichtglied 18).

Die Schieferkohlen der Grundabfolge 2 weisen auf kürzesten Horizontalabständen große fazielle und Mächtigkeitsunterschiede auf. Sie keilen zudem nachweislich in bestimmten Bereichen auch aus.

Dort, wo die Lignite der Grundabfolge 2 ausgebildet sind, werden sie in der Regel längs einer ausgeprägten Erosionsdiskordanz von Schottern überdeckt. Bisweilen wurden die Schieferkohlen durch fluviatile Erosion bis auf wenige Reste fast ganz abgetragen. Stellenweise hat sich die Sedimentation minerogenen Feinmaterials jedoch auch nach der Ausbildung der Schieferkohlenformationen noch eine Zeit lang fortgesetzt.

In der Kiesgrube von Voglans konnte an einer Stelle beobachtet werden, daß die Schieferkohlenflöze der Grundabfolge 2 wohl verwürgt, aber ohne jeden deutlichen Schichten-Hiatus in die hangenden Schotterformationen übergehen (Abb. 3). An einer anderen Stelle zeigen sie hier dagegen nur schwer deutbare Unter- und Einlagerungen von Schottern. Möglicherweise hängen diese sehr eigenartigen lithostratigraphischen Strukturen mit glazio-tektonischen Deformationen zusammen, zu denen es im Zusammenhang mit der würmzeitlichen Eisüberfahrung dieser wahrscheinlich aus dem letzten Interglazial stammenden Schieferkohlenformation gekommen ist.

Daß auf die Ablagerung der Schieferkohlen der Grundabfolge 2 stadialzeitliche Klimabedingungen folgten, ergibt sich aus eindeutigen Kryoturbastrukturen, die im Bereich der Banquette von Le Tremblay in einer 2 m mächtigen, in 292 m Höhe N.N. ansetzenden Sandlinie in der Kiesgrube östlich

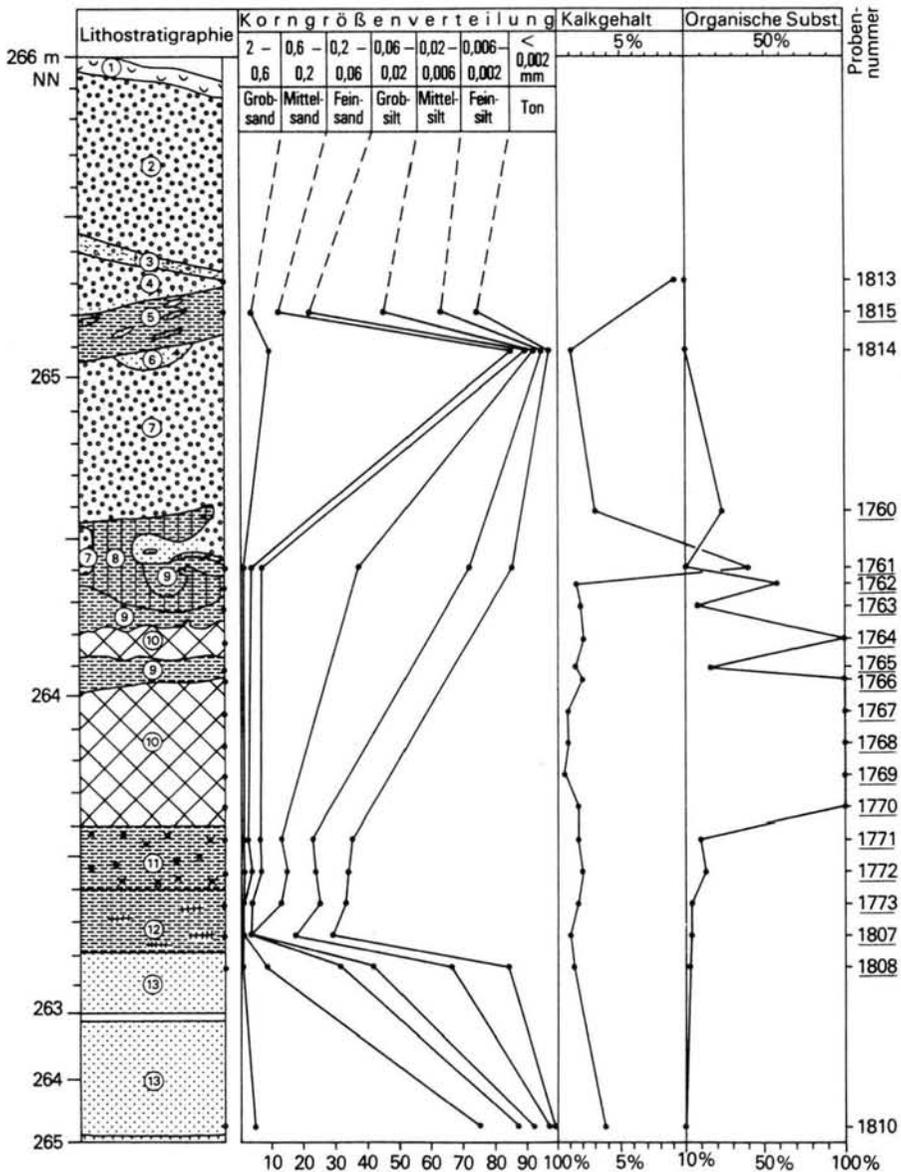


Abb. 3: Lithostratigraphie und Sedimentologie der späteemzeitlichen 266 m-Lignite in der Kiesgrube von Voglans (Grundabfolge 2).

- 1 = Rezenter Boden
- 2 = Gut gerundete Schotter
- 3 = Stärker sandiges Lehmband mit vereinzelt Geröllen
- 4 = Nach oben gröber werdende Gerölle mit bis zu 10 cm Durchmesser, die nach unten über Sande in Lehme übergehen
- 5 = Fette graue bis lilafarbene Tone, die mit kleinen Sandlinsen und Lignittonen durchsetzt sind
- 6 = Mittelsande
- 7 = Uneingeregelter Schotter mit durchschnittlich 5 cm Durchmesser, die im Liegenden teilweise in verwürgte Grobsande übergehen
- 8 = Verwürgte, rötlich-braune Lignittonen
- 9 = Unterschiedlich intensiv verwürgte rötlich-graue Tone
- 10 = Schieferkohlenflöze, zum Teil leicht verwürgt
- 11 = Plastische, mit vielen pflanzlichen Makroresten durchsetzte hellgrau-bläuliche Tone
- 12 = Fette, grau-blaue Tone, die lagenweise rötlich oxidiert sind und keine Pollen mehr enthalten
- 13 = Grünlich-graue, nach oben leicht tonige Sande, die in 265,25 m N.N. unter einer 1 cm mächtigen Eisenkonkretionschicht in gröbere braune Sande übergehen. Sie erwiesen sich wie die Schicht 12 als pollenleer

Le Fort, nur 5 m über den liegenden Schieferkohlen beobachtet wurde (Abb. 2).

Auf wesentlich kühlere Sedimentationsbedingungen nach der Herausbildung der Hauptschieferkohlenflöze der Grundabfolge 2 verweisen überdies aus lokalem Kalkmaterial bestehende Murschuttablagerungen, die im Zusammenhang mit Deltastrukturen zwischen 285 m und 290 m N.N. im Norden der Banquette von Le Tremblay beobachtet wurden (Abb. 2; HANSS 1982: 95, 96).

Im Zusammenhang mit der hochwürmzeitlichen Eisüberführung sind schmale, aber sehr lange, mit sandig-tonigem Feinmaterial verfüllte Eiskeile zu sehen, die in den Schottern der Grundabfolge 2 oberhalb von Le Fromaget kartiert wurden (Abb. 4).

Litho-, und wie auch noch gezeigt wird biostratigraphisch ist an der Existenz der Grundabfolge 1 und 2 im Val du Bourget nicht zu zweifeln. Der direkte lithostratigraphische Konnex zwischen beiden konnte jedoch bisher noch nicht beobachtet werden. Da die höchsten Schieferkohlenflöze der Grundabfolge 2 oberhalb von Le Fromaget mit 305 m N.N. jedoch nur 7 m unter dem Hauptlignitniveau der Grundabfolge 1 von Pessey-Sonnaz anstehen, ist es durchaus möglich, daß die Grundabfolge 1 das mehr oder weniger unmittelbar Hangende der Grundabfolge 2 darstellt.

3.4 Die stratigraphische Grundabfolge 3

Obwohl biostratigraphisch der letzte Beweis noch fehlt, kann auf Grund jüngster lithostratigraphischer Beobachtungen in der Kiesgrube von Voglans die Existenz der Grundabfolge 3 heute als nahezu gesichert angesehen werden.

Für eine selbständige Grundabfolge 3 sprechen einmal die auf beiden Seiten des Val du Bourget in Höhen zwischen 240 m und 260 m N.N. entwickelten Schieferkohlen. Sie liegen damit wesentlich tiefer als die zwischen 268 m und 305 m N.N. beobachteten Hauptlignitflöze der stratigraphischen Grundabfolge 2 (HANSS 1982: 6).

Gestützt wird die Hypothese von einer dritten untersten Grundabfolge zum anderen dadurch, daß am Unterlauf des R^{au} des Combes in der Bohrung S. 17 in 255 m Höhe Schieferkohlen angefahren wurden, die noch von 10 m mächtigen, tonigen Feinsedimenten überlagert werden, bevor sie in die hangenden Schotter übergehen (Abb. 2).

Für die Existenz einer Grundabfolge 3 spricht zudem die Tatsache, daß auf der Ost-Seite der nördlichen Banquette von La Tremblay in den in der Kiesgrube Aéroport du Bourget anstehenden Schottern in Höhen

um 280 m mächtige Sand- und Tonlinsen auftreten, in denen etwas weiter westlich, am mittleren R^{au} des Combes, das Hauptlignitflöz der Grundabfolge 2 bergmännisch ausgebeutet wurde (Abb. 2).

Daß in den Banquetten des Val du Bourget nicht nur zwei, sondern drei Hauptlignitflöze entwickelt sind, ergibt sich vor allem aber aus der Moränenlage, die 1991 10 m unter den 280 m-Schieferkohlen der Grundabfolge 2 in der Kiesgrube von Voglans beobachtet worden ist. Im Unterschied zu den völlig entkalkten Moränenformationen, welche das Liegende der Feinablagerungen unter den 250 m-Ligniten der Grundabfolge 3 bilden, sind die Glazialakkumulationen, welche die Basis der Grundabfolge 2 darstellen, jedoch ähnlich kalkreich wie die hangende Würmoräne der Grundabfolge 1.

Gegen die Existenz einer dritten Grundabfolge spricht eigentlich nur der Umstand, daß alle Lignitflöze der Banquette im Val du Bourget generell zur Talmitte hin einfallen, und die Schieferkohlen der Grundabfolge 3 bisher nur an den Innenseiten der Banquette des Val du Bourget beobachtet werden konnten (HANSS, 1982: Abb. 31, 32, Tafel III).

NICOUD (1979: 859—860) zufolge dürfte die Grundabfolge 3 nicht existieren. Er geht davon aus, daß alle Schieferkohlenflöze des Val du Bourget ursprünglich in gleicher Höhe entstanden sind und erst nachträglich durch Tektonik, insbesondere Staffelbrüche, in ihre heutige Lage geraten sind. Daß diese Hypothese jedoch die sehr unterschiedlichen Höhenlagen der Schieferkohlenflöze allein nicht erklären kann, ergibt sich, abgesehen von den pollenanalytischen Ergebnissen, auch daraus, daß auf der Halbinsel Grésine nördlich von Aix-Les-Bains beim Eisenbahnbau Lignite zwischen 240 m und 250 m N.N., und damit im Niveau der Schieferkohlen der Grundabfolge 3 angeschnitten worden sind (PILLET 1883: 288, 289, 307; BOURDIER 1961: 44). Diese können dort aber nicht durch Bruchtektonik in ihre heutige Höhenposition geraten sein, weil östlich davon überhaupt keine Quartärablagerungen, sondern nur kreidezeitliche Kalkmergel anstehen.

Die Hauptschieferkohlenflöze der Grundabfolge 3 werden wie die beiden höheren Sedimentationssequenzen von tonigen bis sandigen Feinakkumulationen unterlagert, die hier mindestens 25 m mächtig sind (Abb. 2). Ihr Liegendes bilden stark verwitterte, nahezu kalkfreie Moränenformationen. Über die Lignite breiten sich wie bei der Grundabfolge 2 diskordant Schotter. Sie werden im Bereich der Banquette von Sonnaz bisweilen von recht breiten und mit Moränenmaterial gefüllten, andererseits aber auch sehr schmalen und nur sandig-toniges Material enthaltenden Eiskeilen durchzogen (HANSS 1982: 71). Horizontweise enthalten die Schotter zudem aus lokalem

Kalkschutt bestehendes Murmaterial. Dies verweist sicher auf zeitenweise während ihrer Ablagerung herrschende stadialzeitliche Sedimentationsbedingungen (Abb. 2).

Für alle Grundabfolgen der Banquette im Val du Bourget gilt, daß im Niveau der Schieferkohlen bzw. minerogenen Feinablagerungen auch Schotter anstehen können (HANNSS 1982: 68). Zu erklären wäre dies einmal durch Staffelbrüche bzw. durch Einschachtung jüngerer in ältere Ablagerungen. Letzteres kann sich beispielsweise im Gefolge eines Gletscherdurchgangs ereignet haben. Es muß jedoch auch damit gerechnet werden, daß im Zuge der Aufsedimentation der Banquette-Ablagerungen entlang der Hauptentwässerungsstränge Schotter akkumuliert wurden, während in größerer Entfernung von ihnen Feinakkumulation vorherrschte, und es dort fallweise auch zur Ausbildung von Mooren gekommen ist. Derartige Prozesse haben sich spätestens seit dem Holozän im Bereich der Leysse-Niederung abgespielt (Abb. 2).

Alles in allem bieten die in den Banquetten des Val du Bourget vorkommenden Schotter hinsichtlich ihrer lithostratigraphischen Klassifizierung die größten Probleme, sieht man von den Grobablagerungen der Grundfolge 1 ab, die zumindestens in Pessey-Sonnaz ohne Erosionsdiskordanz die liegenden Feinakkumulationen überdecken.

4 Die biostratigraphischen Charakteristika der Banquetteablagerungen im Val du Bourget

4.1 Die stratigraphische Grundabfolge 1

Biostratigraphisch zeichnet sich die Grundabfolge 1 dadurch aus, daß über den liegenden Tonen in dem Hauptlignitflöz zwischen 312 m und 316 m palynologisch eine Warmphase (= La Croix-Rouge I-Interstadial) nachgewiesen werden konnte (Tabelle 1). Während dieser Periode waren hinsichtlich der Pollenflora neben den dominierenden *Quercus* und *Ulmus* noch *Corylus*, *Fraxinus*, *Acer*, *Tilia*, *Carpinus* und *Picea* stärker vertreten. Im Gegensatz zu den thermophilen Laubwäldern des La Croix-Rouge-I-Interstadials zeichnen sich die vier pollenanalytisch darüber nachgewiesenen Interstadiale, das La Croix-Rouge I- und II- sowie das Sonnaz I- und II-Interstadial, palynologisch durch die Dominanz von *Pinus* und *Picea* aus.

Die diese fünf Interstadiale trennenden Stadiale, das Bourget II- bis IV- bzw. Tillet I- und II- Stadal, sind durch einen signifikanten Anstieg der *Artemisia*-Werte, z. T. aber auch der *Betula*-Anteile charakterisiert (GREMMEN, 1982, Pollendiagramme 6—8). In den geringmächtigen Sanden und Schottern über den Feinakkumulationen der Grundabfolge 1 sind bisher noch keine Fossilienfunde bekannt geworden.

4.2 Die stratigraphische Grundabfolge 2

Die liegenden Feinsedimente des Hauptlignitflözes der stratigraphischen Grundabfolge 2 haben bisher nur wenig biostratigraphische Erkenntnisse gebracht. Eine Ausnahme davon machen die Tone unter den 280 m-Ligniten der Kiesgrube von Voglans (HANNSS 1982: 68). Die von GREMMEN (1982: Pollendiagramm 3, 4) für diese Tone durchgeführte Pollenanalyse ergab eine eindeutig stadiale Vegetation (= Moulins-Stadial) mit 49 % bzw. 64 % *Artemisia*.

Die Hauptschieferkohlenflöze der stratigraphischen Grundabfolge 2 entstanden nach den von GREMMEN (1982: Pollendiagramme 1—4 sowie ein noch unveröffentlichtes neues Pollendiagramm von Servolex) durchgeführten palynologischen Untersuchungen während zweier warmzeitlicher Phasen. Damals waren thermophile Laubbäume stark verbreitet. Bei den Warmzeiten handelt es sich von unten nach oben um das R^{au} des Combes-Interglazial mit den thermophilen Laubgehölzen *Carpinus* und *Corylus* bzw. das Tremblay-Interstadial, dessen thermophile Laubgehölze phasenweise stärker von *Corylus*, *Tilia*, *Ulmus* und *Quercus* geprägt gewesen sind.

Das Bourget I-Stadal, welches das R^{au} des Combes-Interglazial von dem darüber entwickelten Le Tremblay-Interstadial trennt, ist hinsichtlich seiner Pollenflora durch *Pinus*, *Picea*, *Betula* und *Artemisia* gekennzeichnet. Das Bourget II-Stadal, das über dem Le Tremblay-Interstadial ausgebildet ist, charakterisiert palynologisch *Pinus*, *Betula* und *Artemisia*.

Mehrfach wurden in den Schottern über den Hauptlignitflözen der stratigraphischen Grundabfolge 2 Makrofossilien geborgen. In der Kiesgrube östlich Le Fort (Banquette von Le Tremblay) wurde in 310 m N.N. die erste Phalange eines großen Rothirsches (*Cervus elaphus*; Bestimmung durch H. P. UERP-MANN) gefunden und 6 m darunter noch Hölzer, die jedoch nicht erhalten geblieben sind.

Auch in der Kiesgrube auf der linken Seite des R^{au} des Combes (HANNSS 1982: 94) wurden in den Schottern über den Schieferkohlen in 310 m Höhe Holzreste von *Picea* oder *Picea/Larix* geborgen. Unbestimmbare fossile Hölzer sind in 295 m Höhe zudem in der Kiesgrube unterhalb Les Ciseaux entdeckt worden, die ebenfalls im Bereich der Banquette von Le Tremblay liegt (HANNSS 1982: 94, 95).

4.2.1 Die Ergebnisse der palynologischen Untersuchung von zwei Schieferkohlenhorizonten der Grundabfolge 2 in Voglans und oberhalb von Le Fromaget

Eine weitere Aufhellung der biostratigraphischen Situation der stratigraphischen Grundabfolge 2 hat

die pollenanalytische Bearbeitung von drei Schieferkohlenformationen im südlichen Teil der Kiesgrube von Voglans bzw. oberhalb von Le Fromaget gebracht. Die Proben wurden von CH. HANSS im Gelände geborgen und vom P. PESCHKE pollenanalytisch bearbeitet.

4.2.1.1 Methode

Jede Sedimentprobe war einzeln in PVC-Beuteln verpackt. Schieferkohlen und Lignittone waren noch als kompakte Stücke in den Beuteln, grobkörnige minerogene Sedimente lagen durchweg als Lockermaterial vor. Im Labor wurde von den kompakten Probenstücken der verunreinigte Außenrand entfernt und aus dem Zentrum ein 1–2 cm³ großer Sedimentbestandteil für die Aufbereitung entnommen. Bei Lockermaterial-Proben wurde nach Möglichkeit ein größeres zusammenhängendes Bröckchen für die Aufbereitung ausgewählt. Einige dieser Proben waren aber bereits so stark zerfallen, daß nur noch 1–2 Teelöffel voll Lockersediment aufbereitet werden konnten. Die Aufbereitung erfolgte nach der im Botanischen Institut der Universität Hohenheim üblichen Methode (HF, modifizierte Schwereretrennung, Acetolyse). Der Aufbereitungsrückstand wurde in Glycerin aufgefangen und auch in diesem Medium unter dem Mikroskop analysiert und ausgezählt. Nach Möglichkeit wurde eine Auszählsumme von 700–800 Gesamtpollen (ohne Sporen) angestrebt, was allerdings bei Rückständen aus minerogenen Proben nicht immer möglich war.

Die Ergebnisse der Analyse sind in Gesamtdiagrammen nach gleichem Aufbau dargestellt. Die Gesamtsumme setzt sich aus Baumpollen und Nichtbaumpollen (einschließlich der *Cyperaceae*) zusammen und bildet die Berechnungsgrundlage (= 100 %). Pollen von Wasserpflanzen und Sporen sind wie üblich auf die Gesamtsumme relativ bezogen und in den Diagrammen mit nichtgeschwärtzten Kurven dargestellt. Baumpollen mit höheren Werten sind im Gesamtdiagramm mit den gebräuchlichen Symbolen als Zeichenkurven dargestellt, die Werte der übrigen Gehölze sowie die der Kräuter erscheinen in Schattenrissen, teilweise in anderem Maßstab.

Auf den Diagrammen (Abb. 5, 6, 8) und im Text werden folgende Abkürzungen verwendet:

- PD = Pollendiagramm
- DA = Diagrammabschnitt
- PK = Pollenkorn (= Körner)
- BP = Baumpollen (alle Holzgewächse)
- NBP = Nichtbaumpollen
- GS = Gesamtsumme (= BP + NBP)
- EMW = Eichenmischwald (= *Quercus* + *Tilia* + *Ulmus* + *Fraxinus*)

Die Diagrammbeschreibung der einzelnen Profile erfolgt immer von unten nach oben, der Sedimentation entsprechend.

4.2.1.2 Die Pollendiagramme

4.2.1.2.1 305 m-Lignite oberhalb von Le Fromaget. Proben Nr. 1458—1503

Das beprobte Profil der 305 m-Lignite von Le Fromaget war insgesamt 640 cm lang und bestand aus Wechsellagen von Ligniten und Tonen (Abb. 4, 5). Die Proben wurden im 5 cm-Abstand der Aufschlußwand entnommen, ihre Pollenführung war sehr unterschiedlich. Der basale Teil des Profils (ab 180 cm) war vollkommen pollenfrei, von wenigen zerrissenen *Pinus-PK* und perisporelosen Farnsporen abgesehen. In dem oberen Tonhorizont erwies sich der Bereich zwischen 35 cm und 60 cm ebenfalls als pollenfrei (Abb. 5).

Das Gesamtdiagramm weist im pollenführenden Bereich des Profils hohe BP-Werte um 80 %—85 % im Durchschnitt auf, wobei *Pinus* und *Picea* am häufigsten vorkommen. *Alnus* und *Betula* sind deutlich weniger vertreten. *Abies* spielt im basalen DA eine gewisse Rolle, EMW-Gehölze und *Corylus* dagegen in den beiden oberen. Das Diagramm läßt sich in folgende Abschnitte untergliedern:

DA c, 133 cm—175 cm:

Im basalen DA haben *Picea* und *Pinus* abwechselnd etwa gleich hohe Werte und stellen den größten Teil des BP. *Picea* erreicht hier einen Spitzenwert von 46,8 %, *Pinus* von 44,7 %. *Betula* und *Alnus* kommen mit deutlich niedrigeren Werten vor, nur nahe der Profilbasis erreicht *Alnus* einmal einen Wert von 26,8 %. Der EMW ist nur mit wenigen Einzelwerten vertreten, welche wohl Fernflug oder Umlagerung zugerechnet werden müssen. *Corylus* kommt mit geschlossener Kurve vor, ihre Werte liegen aber meist unter 1 %, so daß der Strauch im Vegetationsbild keine große Rolle gespielt haben kann. Anders verhält es sich mit *Abies*, welche im gesamten DA mit Werten über 5 % an der GS beteiligt ist (Maximum 11,6 % bei 160 cm). Der NBP ist wenig vertreten, auch *Poaceae* und *Cyperaceae* sind nur mit niedrigen Werten daran beteiligt. PK der Korbblütler und deformierte unbestimmbare Pollen sind häufig, was selektive Pollenersetzung vermuten läßt.

Insgesamt gesehen, weist die Pollenflora des DA c einen mehr oder weniger reinen Nadelwald mit *Picea* und *Pinus* auf, in welchem auch *Abies* vorkam. Die

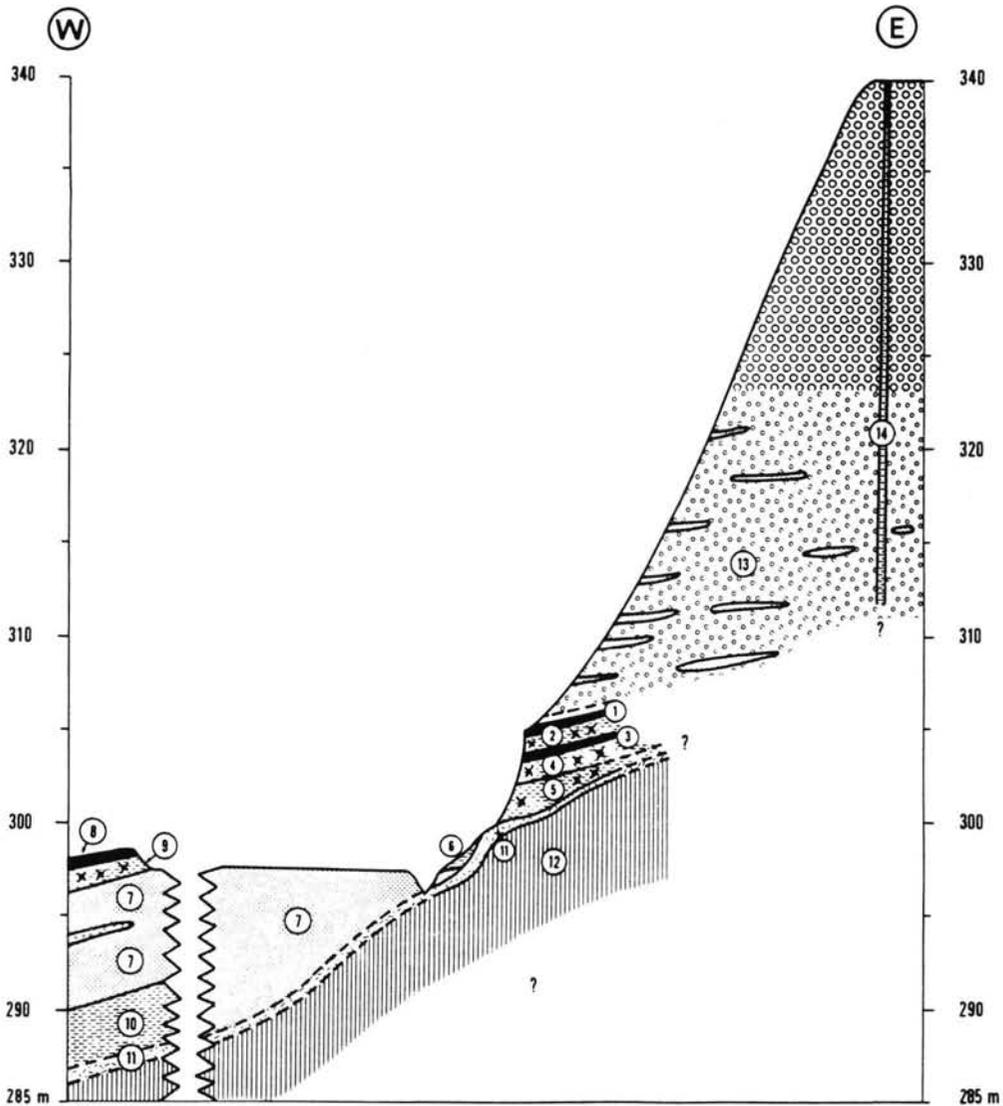


Abb. 4: Die Lithostratigraphie der späteemzeitlichen Schieferkohlenformationen und ihrer Decksedimente oberhalb von Le Fromaget (Grundabfolge 2)

- 1 = Lignite, die sowohl nach unten wie in südlicher Richtung toniger und geringmächtiger werden. Sie enthalten kleine, kantige Geschiebesplitter.
- 2 = Graublau, ungeschichtete, mitunter leicht siltige Tone. In ihnen stecken Holzreste und kleine, kantige Geschiebesplitter.
- 3 = Lignite ähnlich der Schicht 1.
- 4 = Leicht grünliche Tone. Sie sind horizontweise siltig, enthalten kleine, kantige Geschiebesplitter und nach unten spärlicher werdende organische Reste.
- 5 = Bläuliche Tone mit vereinzelt verkohlten Astresten.
- 6 = Siltige, orangefarbene Tone.
- 7 = Graue Mittel- bis Grobsande.
- 8 = Nach oben hin toniger werdende Lignite, die wahrscheinlich mit der Schicht 3 zu korrelieren sind.
- 9 = Hellgraue, lagenweise siltige Tone, die mit organischen Resten versetzt sind.
- 10 = Graublau, plastische Tone.
- 11 = Verhärtete, stark verwitterte und praktisch kalkfreie Moräne.
- 12 = Konglomerate des Torton (Miozän).
- 13 = Nach oben gröber werdende, aus Kalk- und Kristallingeröllen bestehende Schotter.
- 14 = 20 cm bis 30 cm breite, mit gelblichen, siltigen Tonen gefüllte Eiskeile.

wenigen Laubbölzer, vor allem *Alnus*, werden wohl nur flußbegleitend bzw. auf Naßstandorten vorgekommen sein.

DA b, 22 cm—133 cm:

Die Pollenflora dieses DA stammt zum größten Teil aus graublauen Tonen, welche horizontweise sandig und mit Geschieben durchsetzt waren. Erst im mittleren Teil der Profilsäule bei 108 cm erfolgt der Übergang in tonige Lignite mit Feinsandlagen. Die Pollenführung ist hier naturgemäß etwas geringer als im DA c, zwischen 30 cm und 60 cm setzt sie sogar ganz aus. Die Pollenerhaltung ist in diesem Sediment ebenfalls schlechter (siehe Anteil der Indeterminata!) und dickwandige PK der Korbblütler sind überrepräsentiert. Dies wirkt sich in einer höheren Beteiligung des NBP am Gesamtdiagramm aus. Bei dem BP hat *Picea* etwas abgenommen und wird von *Pinus* meistens überflügelt. Der Anteil von *Alnus* bleibt unverändert bei Werten um 7 %—10 %. Die Kurve von *Betula* ist etwas bewegter und weist mit 31,0 % und 25,8 % zwei deutliche Gipfel auf. Vertreter des EMW kommen jetzt mit geschlossenen Kurven vor, auch *Corylus* ist zahlreicher vorhanden. *Abies* dagegen hat stark abgenommen, ihr Anteil am Gesamtpollen bewegt sich um 1 %.

Im NBP sind jetzt *Poaceae* und *Cyperaceae* etwas häufiger, ebenso die Kräuter, wobei auch deren Typenzahl leicht ansteigt.

Das hier erkennbare Waldbild hat sich gegenüber dem DA c etwas gewandelt, *Picea* hat an Bedeutung eingebüßt und *Abies* scheint sehr selten geworden zu sein. Dafür kommen jetzt EMW-Gehölze und *Corylus* zur Ausbreitung und dürften ihnen zusagende Standorte besiedelt haben. Nach dem NBP-Anteil müssen auch offene Flächen in der Landschaft vorhanden gewesen sein, wohl überwiegend Naßstandorte bzw. Versumpfungsfächen, was aus dem Auftreten des *Typha*-Pollens geschlossen werden kann.

DA a, 0 cm—22 cm:

Im obersten DA ist *Picea* die dominante Holzart, ihr Pollen erreicht hier mit 67,3 % den Spitzenwert im Profil. *Pinus* spielt jetzt keine große Rolle mehr, ihre Werte sind auf Anteile um 10 % abgesunken. *Alnus* und EMW-Gehölze sowie *Corylus* sind gut vertreten und erstmals kommt auch *Carpinus* vor. Ihre Pollenkurve ist im gesamten DA geschlossen und weist einen Spitzenwert von 6,2 % auf. *Abies* ist jetzt wieder häufiger als im DA b, bleibt aber unter 5 %.

Der NBP ist artenarm, auch *Poaceae* und *Cyperaceae* haben keine große Bedeutung. Der Krautpollen setzt sich nur aus wenigen Typen zusammen.

Somit weist die Pollenflora des DA a auf ein von *Picea* beherrschtes Waldbild, dem wenig *Abies*, EMW-Vertreter und *Carpinus* je nach den edaphischen Möglichkeiten beigelegt waren.

4.2.1.2.2 298 m-Lignite oberhalb von Le Fromaget.
Proben Nr. Fm 1—11

Das Profil der 298 m-Lignite von oberhalb Le Fromaget war insgesamt 230 cm lang (Abb. 6). Die obersten 45 cm bestanden aus tonigen, holzreichen Ligniten, welche hellgrau-bläulichen Tonen mit Schluffresten auflagen. Nur die obersten 15 cm der Tonablagerungen waren pollenführend, ab 70 cm bis zur Basis war der Aufbereitungsrückstand so gut wie pollenfrei. Die vereinzelt *Pinus*-Bruchstücke, Farnsporen und wenig deformierte PK ließen keine Auswertung zu. Die Pollenflora der Tone unterscheidet sich etwas von derjenigen der Lignite, so daß das kurze Diagramm in zwei Abschnitte untergliedert werden kann.

DA b, 45 cm—60 cm:

In den beiden Pollenspektren des DA dominieren im BP *Alnus* und *Picea*, nächstwichtigste Holzart ist *Abies*. Neben wenig *Pinus* und *Betula* kommen auch die EMW-Gehölze *Quercus*, *Tilia* und *Ulmus* vor, außerdem sind *Carpinus*, *Corylus* und *Salix* mit geringen Werten vertreten.

Der NBP bleibt unter 4 % und kann fast vernachlässigt werden. Die wenigen Kräuter-PK und Gräser lassen keine Aussage zu.

Die hier gefundene Pollenflora läßt einen Fichtenbruchwald mit Erle vermuten. Wenig Edellaubbölzer und Tanne werden höher gelegene Standorte an den Talflanken besiedelt haben.

DA a, 0 cm—45 cm:

In den Ligniten läßt der Anteil von *Alnus* stark nach, ihre Pollenkurve hat nur noch Werte unter 10 %. *Picea* erreicht an der Basis des DA einen Spitzenwert von 66,4 % und geht nach oben hin kontinuierlich auf 23,0 % zurück. Mit Werten um 40 % ist *Pinus* gut vertreten. Der *Abies*-Anteil bleibt unverändert, übersteigt aber nicht die 10 %-Marke. EMW-Gehölze, *Corylus* und *Carpinus* verschwinden wieder und kommen erst im oberen Bereich mit Werten um 2—3 % zur Geltung. Der NBP hat wegen häufigeren Vorkommens der *Cyperaceae* etwas zugenommen, auch Kräuter sind jetzt etwas zahlreicher als im DA b. Ihre Artenzusammensetzung ist nichtssagend, der Anteil des unbestimmbaren Pollens liegt oft über 1 %.

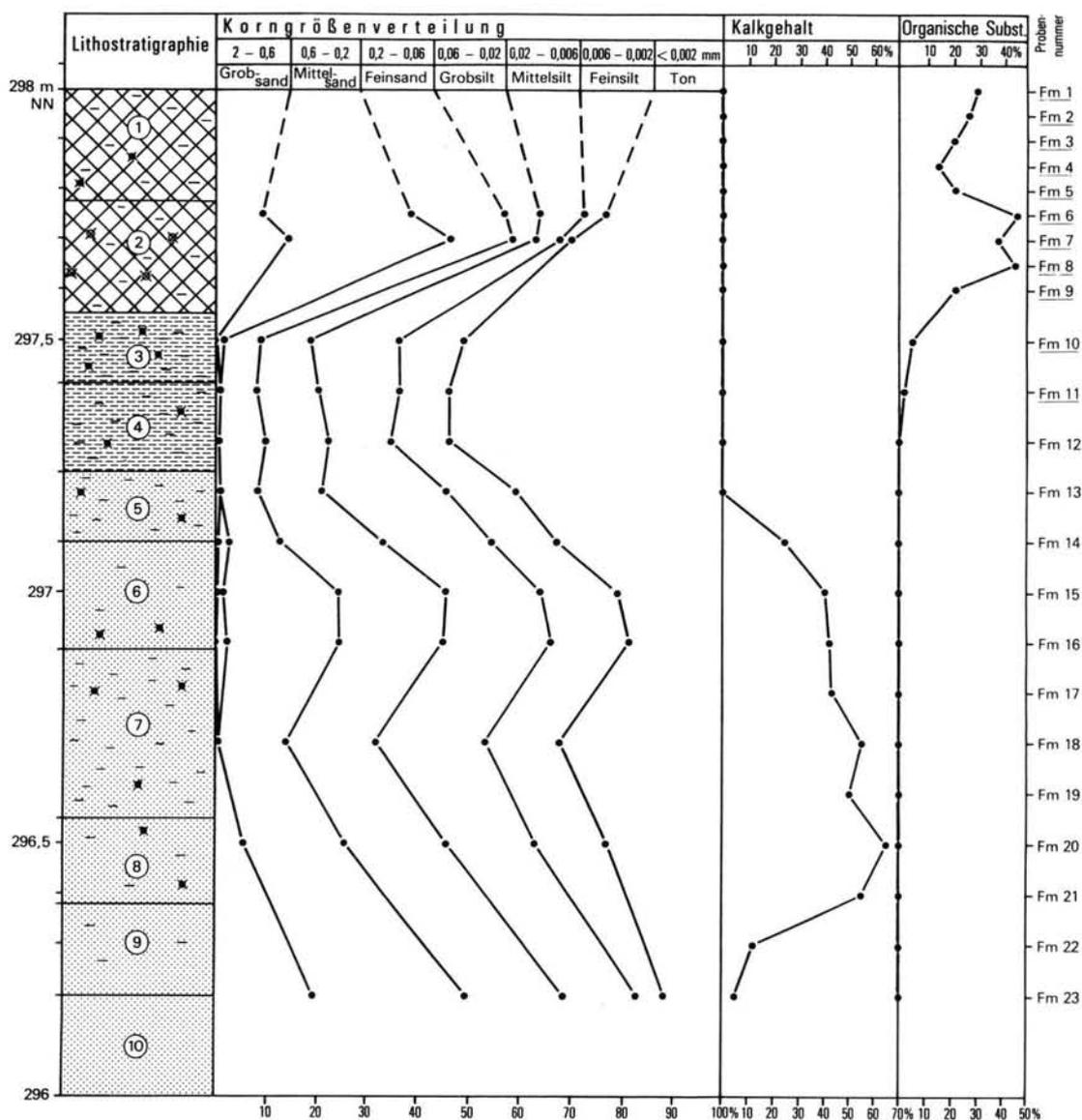


Abb. 7: Lithostratigraphie und Sedimentologie der späteemzeitlichen 298 m-Lignite oberhalb von Le Fromaget (Grundabfolge 2)

Die unterstrichenen Probennummern wurden pollenanalytisch bearbeitet. Siehe auch Abb. 6.

- 1 = Tonige, holzarme Schieferkohlen.
- 2 = Tonige, holzreichere Schieferkohlen.
- 3 = Dunkle Schieferkohlentone mit gepreßten Astresten.
- 4 = Hellgrau bis leicht bläuliche, stark tonige Feinsedimente mit gepreßten Schilffresten.
- 5 = Hellgrau bis gelbliche, stark tonige Feinstraten mit gepreßten Schilffresten.
- 6 = Stark siltige, gelb-graue Feinsedimente mit pflanzlichen Makroresten.
- 7 = Stärker fetter, tonige Feinstraten hellgrauer Färbung mit pflanzlichen Makroresten.
- 8 = Stärker siltige, hellgraue Feinakkumulationen mit pflanzlichen Makroresten.
- 9 = Stärker sandige Feinsedimente von grünlicher Färbung.
- 10 = Grau-braune, leicht tonige Mittelsande.

Die Pollenflora läßt hier einen Fichten-Kiefernwald erkennen, in welchem Tanne, Erle und Birke auf ihnen zusagenden Standorten vorkamen. Vernäsungsflächen, auch offenes Wasser, müssen in der Nähe der Lokalität vorhanden gewesen sein. Als Indiz hierfür kann das Vorkommen des Rohrkolben-Pollens (*Typha*) gelten.

4.2.1.2.3 266m-Lignite in der Kiesgrube Voglans, Proben Nr. 1772—1815

Bei den pollenführenden Schichten der 266 m-Lignite aus dem Süd-Teil der Kiesgrube von Voglans handelt es sich hauptsächlich um tonige Schieferkohlen, deren organischer Anteil bis zu 50 % ausmacht und die zudem sehr kalkarm sind. Nach unten ließ die Pollenführung schlagartig dort nach, wo ab der Probe 1808 die Sandfraktion auf fast 90 % ansteigt (Abb. 3).

Der Aufschluß der 266 m-Lignite in der Kiesgrube Voglans wurde in unterschiedlichen Abständen beprobt, je nach Pollenhöufigkeit der Sedimente (Abb. 8). Drei Proben von der Profilbasis, unter 263,40 m N. N., welche grünlich-grauen Sanden entnommen wurden, erwiesen sich nach der Aufbereitung als vollkommen pollenfrei. Nicht einmal die sonst üblichen *Pinus*-Bruchstücke und Farnsporen waren im Rückstand enthalten.

Die Pollenführung der übrigen Proben aus Ligniten und Tonen war zufriedenstellend bis gut. In einigen Proben waren perisporlose Farnsporen in unglaublichen Mengen vorhanden. Im Gegensatz zu den PD aus Le Fromaget ist die Pollenflora hier in Voglans sehr abwechslungsreich und läßt deutlichere Wechsel in der Artenzusammensetzung der Dendroflora erkennen. Das Diagramm wird wie folgt gegliedert:

DA d, 263,45 m—263,70 m N. N.:

Hier dokumentiert sich die anspruchsvollste Waldvegetation des gesamten Pollendiagramms: Im BP nimmt *Alnus* mit über 50 % den Hauptanteil ein (Maximum 60,6 %). Die übrigen Holzarten *Picea*, *Abies* und der EMW sind mit etwa gleich hohen Werten zwischen 5 % und 8 % vertreten, *Corylus* hat an der Basis ein Diagramm-Maximum von 12,8 %. *Carpinus* ist mit geschlossener Kurve vorhanden, ebenso wie *Hedera*. Das Vorkommen von *Viscum* an der Diagrammbasis weist zusätzlich auf entsprechende Klimagunst.

Der NBP liegt bei Werten unter 10 %, z. T. mehr als die Hälfte davon entfällt auf *Pocaceae* und *Cypera-*

ceae. Trotz des hohen *Alnus*-Anteils am Gesamtpollen sind Zeiger für großflächige Naßstandorte wenig vorhanden, lediglich ein geringes Vorkommen von *Sparanium* verweist auf offenes Wasser.

Das sich hier abzeichnende Waldbild muß sehr wechselhaft gewesen sein: Die Erle kam häufig als Begleiter der Fließgewässer und im Bruchwald vor. Auf etwas trockeneren Standorten stockte ein Mischwald aus Fichte, Tanne und verschiedenen Edellaubhölzern.

DA c, 263,70 m—264,07 m N. N.:

Hier hat *Alnus* deutlich an Bedeutung verloren und fällt auf Werte um 10 % ab. Die dominante Holzart in diesem DA ist *Picea*, welche hier mit 57,6 % ihren Maximalwert des gesamten Profils erreicht. *Pinus* und *Betula* sind wie zuvor nur mit geringen Werten um 2 %—6 % vorhanden. Die EMW-Gehölze sind abgesehen von *Ulmus* verschwunden. Auch *Corylus* und *Carpinus* sind stark zurückgegangen und fehlen in einigen Spektren völlig. *Abies* kommt dagegen etwas häufiger vor als im DA d und erreicht fast 14 %.

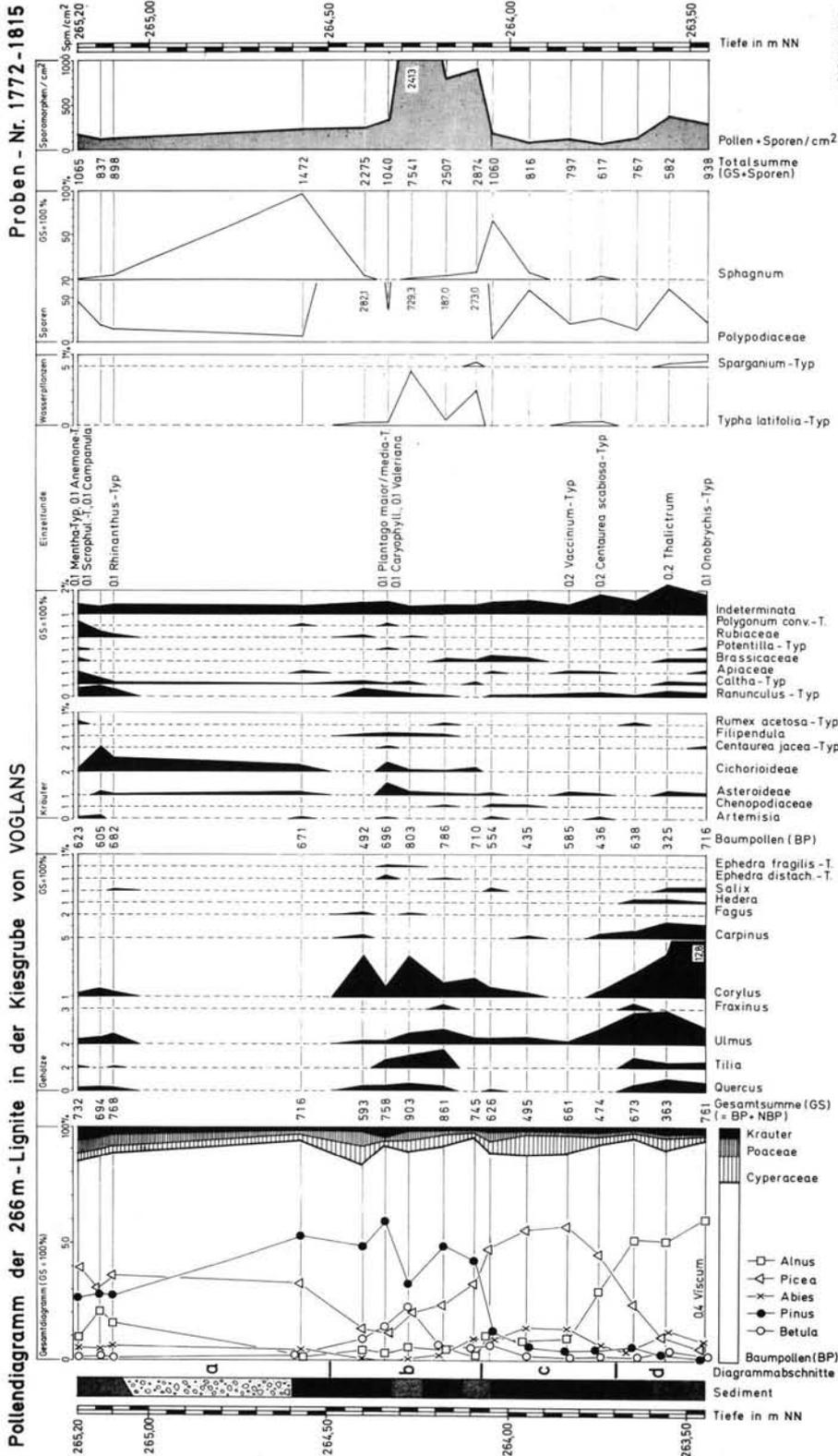
Der NBP ist wenig verändert, den größten Anteil hierin haben *Cyperaceae*. Der Krautpollen ist aussagegeschwach; deformierte unbestimmbare Pollen sind darin häufig. Von den Wasserpflanzen-PK treten vereinzelt Pollentetraden von *Typha* auf.

Das sich hier abzeichnende Waldbild ist von der Fichte geprägt, der etwas Tanne zugesellt war. Andere Holzarten sind viel seltener als zuvor. Die Waldvegetation muß jetzt viel eintöniger gewesen sein.

DA b, 264,07 m—264,50 m N. N.:

Der DA b mit Sedimentwechsel der Profilsäule von Ligniten zu grauen Tonen und erneut Ligniten und wieder zu Tonen enthält auch eine andere BP-Zusammensetzung als zuvor: *Picea* verliert an Bedeutung und geht auf 13,7 % zurück, *Pinus* ist jetzt der Hauptpollenlieferant. Diese Holzart erreicht hier mit 59,5 % den höchsten Anteil im gesamten Profil. *Abies* und *Alnus* gehen weiter zurück und sinken unter 5 %. *Betula* hingegen nimmt zu und erreicht einen Gipfel mit 22,9 %. Im mittleren Bereich des DA sind alle EMW-Arten und *Corylus* vertreten. In zwei Spektren kommt auch *Fagus* vor, allerdings nur mit jeweils einem PK.

Der NBP bleibt weiterhin bei niedrigen Werten unter 10 %, *Cyperaceae* sind auch hier am häufigsten vertreten. Der wenige Krautpollen ist etwas artenreicher, aber immer noch aussagegeschwach. Im gesamten DA



anal. PESCHKE 1988

Abb. 8: Pollendiagramm der 266m-Lignite in der Kiesgrube von Voglans (Grundabfolge 2).

kommen *Typha*-Tetraden vor, mit einem Spitzenwert von 4,8%. In allen hier analysierten Probenrückständen wurden massenhaft perisporlose Farnsporen gefunden, vereinzelt auch Sporen von *Polypodium* (im Diagramm nicht verzeichnet). Vermutlich sind ganze Sporangien in das Sediment gelangt, die erst bei der Aufbereitung ihren Sporenhalt freisetzen.

Das Waldbild hat sich jetzt zu einem Kiefern-Fichtenwald gewandelt, wo auf Sonderstandorten Laubgehölze des EMW und Haselnuß vorgekommen sind. Das Vorhandensein des Pollens von den sehr heliophilen Zwergsträuchern Meerträubel (*Ephedra* — beide Typen) weist darauf hin, daß auch lichte Stellen im Wald vorhanden gewesen sein müssen.

DA a, 264,50 m—265,20 m N. N.:

Der oberste DA umfaßt im Profil die längste Strecke, besteht aber nur aus vier Pollenspektren. Die im oberen Teil des Profils anstehenden uneingeregelter Schotter mit taschenförmigen Sandlinsen an ihrer Basis wurden nicht beprobt. Das unterste Pollenspektrum bei 264,58 m wurde noch aus rötlich-braunen Lignittonen gewonnen, die drei oberen entstammen dunklen Lignittonen.

Im BP dieses Abschnittes gewinnt *Picea* auf Kosten von *Pinus* wieder etwas an Bedeutung, auch *Abies* und *Alnus* nehmen nach oben wieder zu. *Betula* ist auf sehr niedrige Werte um 1%—2% zurückgegangen. Andere Laubgehölze fehlen an der Basis vollkommen. Erst in den oberen Lignittonen kommt etwas EMW und *Corylus* vor.

Im NBP hat sich nicht viel geändert, *Cyperaceae* und *Poaceae* stellen immer noch über die Hälfte des Pollenniederschlags. Im Krautpollen dominieren die PK der milchsafführenden Korbblütler. Der Anteil des unbestimmbaren Pollens schwankt auch hier um 1%. Die hohe Beteiligung der Farnsporen hat nachgelassen. PK von Wasserpflanzen fehlen.

Die Pollenflora des DA a läßt weiterhin einen Fichten-Kiefernwald mit etwas Tanne vermuten, in welchem zuletzt einige EMW-Gehölze und etwas Erle vorkamen, je nach den Standortbedingungen.

4.2.1.3 Die biostratigraphische Einstufung der Pollenprofile von Le Fromaget und Voglans

Die hier untersuchten Profile weisen alle auf von Nadelhölzern beherrschte Waldzeiten hin, wobei Kiefer und Fichte am häufigsten vorkommen. Da-

neben ist aber auch die Tanne in allen Diagrammen mit Maximalwerten um 10%—14% an der Pollenflora beteiligt. Von Erle und Birke abgesehen, sind Laubgehölze oft schwach vertreten und fehlen in etlichen Spektren gänzlich. Somit scheidet eine interglaziale Zeitstellung aller Diagramme — zumindest aus dem Klimaoptimum der Warmzeit — mit Sicherheit aus, denn dann müßten bei der geographischen Lage und Meereshöhe des Val du Bourget thermophile Laubgehölze viel häufiger sein. Die Dominanz der Nadelbäume in den hier vorgelegten Diagrammen weist eher auf interstadiale Klima- und Vegetationsverhältnisse, wie sie am nördlichen Alpenrand in der Schweiz und in Süddeutschland in ähnlichen Sedimenten schon vielfach gefunden worden sind. Die Schieferkohlen bzw. Lignite des schwäbisch-oberbayerischen Alpenvorlandes enthalten meist die Pollenflora borealer Nadelwälder verschiedener Frühwürm-Interstadiale (PESCHKE 1983).

Interglaziale Pollenfloren mit typischer thermophiler Laubwaldflora sind eher in limnisch-organogenen Ablagerungen (z. B. Seekreiden) oder Seetonen gefunden worden. Zum biostratigraphischen Vergleich der oft kurzen Pollensequenzen aus den Schieferkohlen fehlt auf der Alpennordseite immer noch ein aus einer Bohrung gewonnenes Vergleichsdiagramm, welches die Vegetationsveränderungen des Jungpleistozäns komplett und lückenlos widerspiegelt. Das lange Profil von Samerberg in Oberbayern (GRÜGER 1979) setzt sich leider aus verschiedenen Bohrungen und Aufschlüssen zusammen und ist nicht frei von Schichtlücken und außerdem in seiner zeitlichen Einstufung noch umstritten. Das Pollenprofil aus der Grande Pile in den Westvogesen (WOILLARD 1975, 1978) ist wegen der geographischen Lage der Lokalität nur bedingt als Vergleichsdiagramm für oberbayerische Schieferkohlen geeignet.

Für die Pollendiagramme aus dem Val du Bourget sind Vergleichsprofile nördlich der Alpen aus geographischen Gründen ungeeignet, da die heutigen Klimaregionen und Wuchsbezirke zu unterschiedlich sind und sicherlich auch in der Vergangenheit waren. Es muß deshalb auf palynologische Untersuchungen zurückgegriffen werden, welche in den französischen Nordalpen und besonders im Val du Bourget in großer Zahl von GREMMEN (1982) durchgeführt worden sind.

Die Pollensequenzen der hier bearbeiteten Sedimente von oberhalb Le Fromaget und Voglans-Süd lassen sich in vier verschiedenen Waldbildern zusammenfassen und nach ihrer klimatischen Aussage vom „kältesten“ zum „wärmsten“ Typ wie folgt gliedern:

Typ I:	Fichten-Kiefernwald mit Tanne (um 2 %) und wenig thermophilen Laubgehölzen:	Le Fromaget 305 m-Lignite DA b Voglans 266 m-Lignite DA a, b.
Typ II:	Fichten-Kiefernwald mit Tanne (um 10 %) mit wenig thermophilen Holzarten:	Le Fromaget 305 m-Lignite DA c Le Fromaget 298 m-Lignite DA a.
Typ III:	Fichten-Tannenwald mit Erle und wenig Thermophilen, sowie sehr wenig Kiefer:	Voglans 266 m-Lignite DA c.
Typ IV:	Fichten-Tannenwald mit Erle, EMW, Haselnuß und Hainbuche; wenig Kiefer:	Le Fromaget 305 m-Lignite DA a. Le Fromaget 298 m-Lignite DA b. Voglans 266 m-Lignite DA d.

Diese Waldgesellschaften erlauben im Vergleich mit dem Gesamtdiagramm 7 aus dem Val du Bourget (Fig. 12 in GREMMEN 1982) nach der Pollenvergesell-

schaffung — unberücksichtigt der Höhenlage der Lokalität oder petrographischer Belange — folgende Zuordnung:

Typ I:	Sonnaz I — Interstadial (PD Sonnaz-Pessey Spektrum Nr. 2—4) Voglans — Interstadial (PD Voglans I Spektrum Nr. 18—24)
Typ II:	Ruisseau des Combes — Interglazial (PD Ruisseau des Combes Spektrum Nr. 33—36)
Typ III:	Tremblay — Interstadial (PD La Motte-Servolex Spektrum NR. 19—22)
Typ IV:	Ruisseau des Combes — Interglazial (PD Ruisseau des Combes Spektrum Nr. 18—23)

(Zur Chronostratigraphie der Val du Bourget-Interstadiale siehe Tabelle 1 und 2)

Vor wenigen Jahren wurde in einem Moor bei Les Echets in der Nähe von Lyon, ca. 80 km westlich des Val du Bourget in 267 m Meereshöhe, ein 39 m langes Profil erbohrt und palynologisch untersucht (DE BEAULIEU u. REILLE 1984 a, b). Das Pollendiagramm ergab eine zusammenhängende Vegetationsabfolge des Jungpleistozäns vom Ende des Riß bis in das ausklingende Würm. Die einzelnen Vegetationsphasen konnten mit der Grande Pile — Biostratigraphie (WOILLARD 1975, 1978) parallelisiert werden und ergaben weitgehend Übereinstimmung mit der dortigen Zonierung.

Eine Parallelisierung der hier beschriebenen Profile von Le Fromaget und Voglans mit dem Diagramm Les Echets ist allerdings schwierig. Vor allem, weil in Les Echets die Nadelbäume Fichte und Tanne mit wesentlich geringeren Werten auftreten als im Val du Bourget — jedenfalls außerhalb des Klimaoptimums im Eem (Pollenzone B). Möglicherweise ist hier die geographische Lage außerhalb der Alpen dafür verantwortlich und das trocken-warme Klima der Rhone-Niederung wird die vermehrte Ausbreitung der Laubgehölze (Eichenmischwald, Hainbuche, Hasel) begünstigt haben. Bei Berücksichtigung dieser Kriterien kommt für eine Parallelisierung der hier vorgelegten Diagramme eigentlich nur das ausklingende

Eem (Pollenzone B bei 34,5 m—34,7 m) oder der jüngere Teil der Pollenzone D bei 32,1 m—32,5 m (St. Germain Ic) in Frage.

Hierin bestätigt sich erneut die an oberbayerischen Schieferkohlen gemachte Erfahrung, daß kurze Pollensequenzen biostratigraphisch schlecht mit längeren Pollenprofilen in Übereinstimmung gebracht werden können, da sie sich oft an mehrere Stellen der Pollendiagramme einfügen lassen. Eine einigermaßen zuverlässige chronostratigraphische Eingliederung ist daher nur mit Hilfe anderer Datierungsmethoden und unter Berücksichtigung der sedimentologischen Gegebenheiten der Lokalität möglich.

4.3 Die stratigraphische Grundabfolge 3

Wie bereits im Unterkapitel 3.4 beschrieben, ist die Existenz einer dritten, untersten stratigraphischen Grundabfolge 3 lithologisch heute als nahezu gesichert anzusehen. Nur biostratigraphisch läßt sich ihre Existenz bisher noch nicht eindeutig nachweisen.

Dies liegt einmal daran, daß die Pollenanalysen von den Schieferkohlen der Grundabfolge 2 und 3 in der Kiesgrube von Voglans wohl eine ganze Reihe von

Gemeinsamkeiten, aber auch von Gegensätzen ergeben haben (GREMMEN, 1982, Diagramme 3, 5). Eine eindeutige biostratigraphische Beweisführung für die Existenz der dritten stratigraphischen Grundabfolge wird unter Umständen die bereits in Angriff genommene neuerliche pollenanalytische Bearbeitung der 250-m-Lignite in der Kiesgrube Aéroport du Bourget bringen.

Auf Grund der neuen lithostratigraphischen Erkenntnisse in der Kiesgrube von Voglans müßte das Hauptlignitniveau der Grundabfolge 3 bereits in das vorletzte Interglazial, das Mindel-Riß-Interglazial zu stellen sein und nicht in ein Riß-Interstadial, wie es der palynologische Bearbeiter der 250-m-Lignite von Voglans, GREMMEN (1982: 81), vorgeschlagen hat.

Das Fehlen von Pollen in den Sanden, Schluffen und Tonen, die unter den Schieferkohlen der Grundabfolge 3 in Voglans-Bouvard und der Kiesgrube Aéroport du Bourget erbohrt worden sind, verweist wahrscheinlich darauf, daß es sich bei ihnen um stadialzeitliche Bildungen, wahrscheinlich der auslaufenden drittletzten alpinen Hauptvereisung, dem klassischen Mindel handelt. (Abb. 2, Tabelle 1).

Wie bei der Grundabfolge 2 wurden in den Schottern über den Ligniten der Grundabfolge 3 Makrofossilien gefunden. In der Kiesgrube von Voglans war es nach Aussagen eines dort tätigen Arbeiters ein 250 cm langer, 20 cm dicker und deutlich gekrümmter Stoßzahn, der dieser Schilderung nach eigentlich von einem stadialzeitlichen Mammut (*Mammonteus primigenius*) herkommen müßte. In der Kiesgrube Aéroport du Bourget wurde über den 250-m-Ligniten neben eher interglazialzeitlichen Relikten von Tannenhölzern und eines Rothirsches (*Cervus elaphus*) ein wohl interstadialzeitlicher Kiefernstubben geborgen. Wegen seiner zu geringen Länge konnte jedoch nicht entschieden werden, ob es sich bei dem ebenfalls in dieser Kiesgrube gefundenen Stoßzahn um den eines Mammuts (*Mammonteus primigenius*) oder eines Waldelephanten (*Palaeoloxodon antiquus*) handelt (HANNS et al. 1978: 55).

Die Existenz der dritten Grundabfolge im Val du Bourget bestätigt die von SCHLÜCHTER (1987: 113) geäußerte Vermutung, daß nicht die zweit-, sondern die drittletzte Eiszeit die bedeutendste des mittleren Pleistozäns gewesen ist. Dies steht auch im Einklang mit den von WELTEN (1982: Diagramm 1a) in Meikirch erzielten Ergebnissen und seiner Interpretation durch SCHLÜCHTER (1987: 112).

5 Die chronostratigraphischen Ergebnisse

Im allgemeinen bestätigen die zahlreichen konventionellen wie angereicherten ^{14}C -Datierungen

die ^{234}U - ^{230}Th -Altersbestimmungen (Tabelle 2). Bei den Radiokarbondatierungen, die für die letztinterglazialzeitlichen bzw. frühen Fichten-Kiefern-Interstadiale endliche Alter erbracht haben, ist davon auszugehen, daß bei der Probenpräparierung bestimmte organische Verunreinigungen nicht völlig eliminiert werden konnten.

Die Chambéry-Warmzeit, unter der das R^{au} des Combes-Interglazial (= Eem) sowie das Tremblay (= St. Germain I) und das La Croix-Rouge-Interstadial (= St. Germain II) von GREMMEN (1982: Fig. 14) in Tabelle 1 zusammengefaßt wurde, wird nur durch mehrere ^{234}U - ^{230}Th -Datierungen bezüglich ihres Absolutalters erfaßt. Ihnen zufolge müßte die dreigliedrige Chambéry-Warmzeit von rund 120 000 B.P. bis 90 000 B.P. gedauert haben.

Unvereinbar ist das ^{234}U - ^{230}Th Alter von $85\,000 \pm 5\,000$ B.P. für die 250-m-Schieferkohlen der Kiesgrube von Voglans mit der bio-, besonders aber lithostratigraphisch gut begründbaren Hypothese, daß es sich dabei um eine präeemzeitliche, möglicherweise bereits Mindel-Riß interglazialzeitliche Warmphase handelt. Chronostratigraphisch konnte also die Existenz der Grundabfolge 3 im Val du Bourget ebenso wenig wie eindeutig biostratigraphisch nachgewiesen werden.

6 Gelöste und ungelöste Probleme der jungpleistozänen Quartärstratigraphie im Val du Bourget

In den Banquetten des Val du Bourget sind die von oben nach unten älter werdenden Grundabfolgen 1 und 2 entwickelt. Sie überlagern beide transgressiv eine alte, völlig entkalkte Moräne. Die Feinakkumulationen der Grundabfolge 2 gehen dagegen direkt im Liegenden in Glazialablagerungen über, die fast ebenso frisch und kalkreich wirken wie die wärmzeitliche Hangendmoräne der Grundabfolge 1.

Die in den beiden oberen Sequenzen enthaltenen Schieferkohlen gehören in der Grundabfolge 2 wahrscheinlich zum Eem und St. Germain I, in der Grundabfolge 1 zum gleichfalls noch einen wärmzeitlichen Charakter aufweisenden St. Germain II bzw. vier Fichten-Kiefer-Interstadialen, die wesentlich kühlere Klimaverhältnisse widerspiegeln. Diese Interpretation deckt sich prinzipiell mit den von WOILLARD (1978: 5–8) in der Grande Pile und den von DE BEAULIEU, REILLE (1984b: 6–7) in Les Echets erzielten Ergebnissen.

WELTEN (1982, Diagramm 1b) fand unter anderem in Meikirch ebenfalls drei interglazialzeitliche Warmzeiten. Deren oberste stellt er in das Eem, die beiden

Tabelle 2: ^{14}C - und ^{234}U - und ^{230}Th -Datierungen der Schieferkohlenformationen im Val du Bourget. Nach GREMMEN 1982 und HANNSS 1982. Vergleiche auch mit Tabelle 1.

Fundort, Grundabfolge	Alter in B.P.	Datierungsmethoden		Pollenanalytisches Alter	Labor, Labornummer
		^{14}C	^{14}C -Anreicherung		
Grundabfolge 3:					
Voglans, 265 m.	32 920 + 440 - 1300	+		W III (=Mittelwürm)	HV 14586
Kiesgrube Aéroport du Bourget, 269 m.	>50 000	+		W I (=Frühwürm)	H4179-3450
Kiesgrube Aéroport du Bourget, 269 m.	>71 000	+		W I (=Frühwürm)	GRN-11645
Grundabfolge 1:					
Pessey-Sonnaz, 341 m.	>72 800		+	Sonnaz II-Interstadial	GRN-7704
Pessey-Sonnaz, 341 m.	>60 000			Sonnaz II-Interstadial	Mangini, Heidelberg
Pessey-Sonnaz, 341 m.	69 700 + 2500 - 1900		+	Tillet II-Stageal	GRN-9092
Pessey-Sonnaz, 322 m.	51 900 +13500 - 4800	+		La Croix-Rouge III-Interstadial	GRN-7427
La Croix-Rouge, 315 m.	>46 200	+		La Croix-Rouge I-Interstadial	GRN-7428
La Croix-Rouge, 315 m.	67 700 + 2700 - 2000		+	La Croix-Rouge I-Interstadial	GRN-7515
La Croix-Rouge, 315 m.	93 000		+	La Croix-Rouge I-Interstadial	Mangini, Heidelberg
Grundabfolge 2:					
Servolex, 275 m.	102 000 +12000 -12000			Tremblay-Interstadial	Vogel, Pretoria
Servolex, 270 m.	85 000			Tremblay-Interstadial	Mangini, Heidelberg
Rau des Combes, 282 m.	96 000 + 9000 - 9000			Tremblay-Interstadial	Vogel, Pretoria
Unterhalb Les Ciseaux, 295 m.	37 500 + 1550 - 1900	+		Tremblay-Interstadial ?	H 4176-3449
Voglans, 280 m.	>48 200	+		Rau des Combes Interglazial	GRN-718181
Voglans, 280 m.	>67 700		+	Rau des Combes Interglazial	GRN-7490
Voglans, 280 m.	>69 700		+	Rau des Combes Interglazial	GRN-7257
Voglans, 280 m.	91 000 + 8000 - 6000		+	Rau des Combes Interglazial	Vogel, Pretoria
Voglans, 280 m.	115 000 + 8000 - 8000			Rau des Combes Interglazial	Vogel, Pretoria
Servolex, 268 m.	107 000		+	Rau des Combes Interglazial	Mangini, Heidelberg
Servolex, 275 m.	>48.200	+		Rau des Combes Interglazial	GRN-7209
Servolex, 275 m.	74 500 + 8100 - 4000		+	Rau des Combes Interglazial	GRN-7498
Rau des Combes, 282 m.	73 500 + 2400 - 1900		+	Rau des Combes Interglazial	GRN-8861
Grundabfolge 3:					
Voglans, 255 m.	59 600 + 1300 - 1100		+	Voglans-Interstadial	GRN-6974
Voglans, 255 m.	>72 200		+	Voglans-Interstadial	GRN-7391
Voglans, 255 m.	85 000 + 5000 - 5000			Voglans-Interstadial	Vogel, Pretoria
Kiesgrube Aéroport du Bourget, 260 m.	>45 000			Voglans-Interstadial	Mangini, Heidelberg
Kiesgrube Aéroport du Bourget, 260 m.	>46 000	-		Voglans-Interstadial	H4118-3259

untersten dagegen in das Holstein I und II. Mit dieser Interpretation stimmt im Val du Bourget die Tatsache überein, daß hier bisher nirgends ein einwandfreier stratigraphischer Konnex zwischen der Grundabfolge 2 mit ihren zwei Warmperioden und der hangenden Grundabfolge 1 mit nur einem warmzeitlichen Gipfel beobachtet werden konnte. Nach den im Val du Bourget bisher erzielten chronostratigraphischen Ergebnissen (Tabelle 2) kann die Grundabfolge 2 trotzdem nicht in das Holstein gestellt werden.

Mit ziemlicher Sicherheit ist heute davon auszugehen, daß die 250 m—260 m Lignite im Val du Bourget einer untersten Grundabfolge 3 angehören. Die unter den Schieferkohlen dieser Sequenz anstehende Moräne ist im Gegensatz zu den unter der Grundabfolge 2

und den über der Grundabfolge 1 entwickelten Glazialakkumulationen stark verwittert und nahezu kalkfrei. Sie muß auch wegen dieses sedimentologischen Charakteristikums wesentlich älter als die kalkreiche Liegendmoräne der Grundabfolge 2 und die Hangendmoräne der Grundabfolge 1 sein.

Aus den im Val du Bourget erzielten, vor allem auch lithostratigraphischen Ergebnissen ergibt sich, daß das Ausmaß der glazialen Erosion vor der Akkumulation der Sedimente der Grundabfolge 1 und 2 wesentlich geringer gewesen ist als vor der Sedimentation der Grundabfolge 3 aufbauenden Akkumulationen. Das läßt sich daraus ableiten, daß die Beckenfüllung des Eisrückzugsees vor der Schieferkohlenbildung im Bereich der Grundabfolge 3 wesentlich mächtiger

gewesen ist (Abb. 2, Tabelle 1) als die der Grundabfolge 2 soweit sich das in der Kiesgrube von Voglans jüngst beobachten ließ.

Das würde bedeuten, daß nicht das klassische Riß, sondern die Vereisung davor, daß klassische Mindel, in den französischen Nordalpen durch die mächtigeren Gletscher ausgezeichnet war. Zu ganz ähnlichen Ergebnissen ist SCHLÜCHTER (1987: 113) auf der Nordseite der Schweizer Alpen gekommen.

Offene Fragen stellen sich trotz einer relativ großen Anzahl in den letzten Jahren in ihnen gemachter Fossilfunde noch bezüglich der bio- und chronostratigraphischen Position der in den drei Grundabfolgen auftretenden Schotter. Diese gehen nur in der Grundabfolge 1 kontinuierlich über Sande und Schluffe in die liegenden Schieferkohlen über, während in den anderen Grundabfolgen zwischen den Ligniten und hangenden Schottern bis auf zwei Ausnahmen bisher stets mehr oder weniger ausgeprägte fluviatile Erosionsdiskordanzen beobachtet worden sind.

Die im Val du Bourget auftretenden Geröllablagerungen stellen auch deshalb ein stratigraphisches Problem dar, weil sie immer wieder in gleichen absoluten Höhen wie die Feinakkumulationen samt ihren Schieferkohlenformationen auftreten. Möglicherweise sind wenigstens einige der Schotterlagen in die Feinsedimente mit ihren Schieferkohlenniveaus nach Phasen der glazialen Erosion eingeschachtelt worden. Es muß aber auch damit gerechnet werden, daß das Vorkommen von Fein- und Grobablagerungen auf gleicher Höhe auf räumlich ungleiche Sedimentationsprozesse in den spätpleistozänen Hauptentwässerungsläufen zurückgeht. Auf Staffelbrüche dürften hingegen die wenigsten dieser Eigenheiten in Bezug auf die Verbreitung der Schotter in den Banquettes des Val du Bourget zurückzuführen sein.

7 Schriftenverzeichnis

- BEAULIEU, J.-L. DE & REILLE, M. (1984 a): A long Upper Pleistocene pollen record from Les Echets near Lyon, France. — *Boreas* 13: 111—132, 6 Abb.; Oslo (Universitetsforlaget).
- BEAULIEU, J.-L. DE & REILLE, M. (1984 b): The pollen sequence of Les Echets (France): a new element for the chronology of the Upper Pleistocene. — *Géographie Physique et Quaternaire* 38: 3—9, 2 Abb.; Paris (Presses de l'Université de Montréal).
- BOURDIER, F. (1961): Le bassin du Rhône au Quaternaire. 364 S., 296 Abb.; Paris (Editions du CNRS).
- DEBELMAS, J. (1970): Alpes (Savoie et Dauphiné). 213 S., 119 Abb.; Paris (Masson & Cie).
- GREMMEN, W. H. E. (1982): Palynological investigations on late Pleistocene deposits in southeastern France. 94 S., 14 Abb., 3 Tab., 11 Tafeln; Groningen.
- GRÜGER, E. (1979): Spätriß, Riß/Würm und Frühwürm am Samerberg in Oberbayern — ein vegetationsgeschichtlicher Beitrag zur Gliederung des Jungpleistozäns. — *Geologica Bavarica* 80: 5—64, 3 Abb., 6 Tab., 3 Tafeln; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- HANNS, CH. (1982): Spätpleistozäne bis postglaziale Talverschüttungs- und Vergletscherungsphasen im Bereich des Sillon alpin der französischen Nordalpen. — Mitteilungen der Kommission für Quartärforschung der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, 4: 213 S., 58 Abb., 18 Tab., 13 Tafeln; Wien (Österreichische Akademie der Wissenschaften).
- HANNS, CH., KOENIGSWALD, VON W. & A. MILLION-ROUSSEAU, A. (1978): Découvertes d'ossements fossiles dans la sablière au SSW de la base du Bourget-du-Lac (Savoie). — *Annales du Centre Universitaire de Savoie, Sciences Naturelles*, 3: 53—57, 1 Abb.; Chambéry.
- NICOUD, G. (1979): Deux exemples de difficultés rencontrées par le génie civil dans le Quaternaire chambérien. — Documents du BRGM, Colloque National, Lyon 13—14 mars 1979, Connaître le Sous-Sol, un Atout pour l'Aménagement Urbain, 2: 859—872, 9 Abb.; Lyon.
- PESCHKE, P. (1983): Palynologische Untersuchungen interstadialer Schieferkohlen aus dem schwäbisch-oberbayerischen Alpenvorland. — *Geologica Bavarica* 84: 69—99, 8 Abb., 1 Tafel; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- PILLET, L. (1883): Etude sur les terrains quaternaires de l'arrondissement de Chambéry. — *Mémoires de l'Académie Impériale de Savoie, série 3*: 285—337, Chambéry.
- RENAULT-MISKOVSKY, J. (1986): Relations entre les spectres archéo-polliniques du Sud-Est de la France et les oscillations climatiques entre 125 000 ans et le maximum glaciaire. — *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, 25—26: 56—62, 2 Abb.; Paris (Maison de la Géologie).
- SCHAEFFER, I. (1981): Die glaziale Serie. Gedanken zum Kernstück der alpinen Eiszeitforschung. — *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.*, 25: 271—289, 6 Abb.; Berlin (Gebrüder Bornträger).
- SCHLÜCHTER, CH. (1987): Talgenese im Quartär, eine Standortbestimmung. — *Geographica Helvetica*, 42: 109—115, 2 Abb.; Zürich (Fototar).
- WELTEN, M. (1982): Pollenanalytische Untersuchungen im Jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz. Diagrammheft. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, N. F., 156: 44 Tafeln, Bern.
- WOILLARD, G. M. (1975): Recherches palynologiques sur le Pleistocène dans l'Est de la Belgique et dans les Vosges Lorraines. — *Acta Geographica Louvaniensia* 14: 118 S., 7 Abb., 8 Tab., 40 Tafeln; Louvain-La-Neuve.
- (1978): Grande Pile peat bog: a continuous pollen record for the last 140 000 years. — *Quaternary Research* 9: 1—21, 5 Abb., 1 Tab., New York (Academic Press).
- & MOOK, W. (1982): Carbon-14 dates at Grande Pile: Correlation of land and sea chronologies. — *Science*, 215: 59—161, 2 Abb.; Washington (American Association for the Advancement of Science).

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	42	115—120 7 Abb.	<i>Hannover 1992</i>
----------------------------------	----	-------------------	----------------------

Der prähistorische Bergsturz von Pfannes/Südtirol (Italien)

GERD HERING, GUNTER LANGHEINRICH & NORBERT WILCZEWSKI *)

Prehistoric rockslide, petrographic research, genesis
South Tyrol, Italy

Kurzfassung: Im Rahmen einer geologischen Diplomarbeit der Universität Göttingen wurde 1986 eine Kartierung des Bergsturzes von Pfannes im Pfitschtal/Südtirol (Provinz Bozen, Italien) durchgeführt. Die Bergsturmassen wurden dabei petrographisch untersucht. Die Ursache des prähistorischen Bergsturzes wird in Übereinstimmung mit KLEBELSBERG (1953) darin gesehen, daß nach dem Abschmelzen des jüngsten quartären Talgletschers das Widerlager für die unterschrittene Talseite („Prallhang“) verloren ging. Die Ablösung der Bergsturmassen erfolgte an zahlreichen tektonisch bestimmten Grenzflächen und nicht einheitlich an einer großen Bruchfläche.

[The prehistoric rockslide of Pfannes/South Tyrol (Italy)]

Abstract: As a part of a diploma thesis at the University of Göttingen the rockslide of Pfannes (Pfitschtal/South-Tyrol/Province of Bozen/Italy) was mapped in detail in 1986.

The rockslide masses were described petrographically. In agreement with KLEBELSBERG (1953) it is concluded that the prehistoric rockslide has been caused by the melting of the youngest quaternary glacier and the subsequent loss of support for the undercut outer bank. The rockslide masses detached along numerous minor tectonic surfaces rather than along a single major fracture surface.

1 Einleitung

Der Bergsturz von Pfannes, auch Riegel von Pfannes oder Bergsturz in der Wöhr genannt, ist ein ausgedehntes Bergsturzareal 7 km nordöstlich von Sterzing (Abb. 1) in Südtirol/Provinz Bozen (Norditalien). Die Bergsturmassen riegeln das obere gegen das untere Pfitschtal ab.

Im Rahmen tektonisch-petrographischer Untersuchungen in den Gesteinen der Oberen Schieferhülle am Tauernwestende (HERING 1988) wurde eine geologische Kartierung erstellt und das Bergsturzareal mit einbezogen. Auf der Basis der Kartierung wurde ein Blockbild (Abb. 2) gezeichnet, um einen besseren Eindruck vom Bergsturzareal, dem Abbruchgebiet und dem südlichen oberen Pfitschtal (Blickrichtung Norden) zu vermitteln.

Aufzeichnungen in der Kematener Kirchenchronik, Hinweise aus der Bevölkerung und Literaturrecherchen ergaben, daß unterschiedliche Vorstellungen über die Genese des Bergsturzes existieren. So sollen hier die Verhältnisse unter kritischer Würdigung der vorhandenen Literatur dargestellt werden.

Erste Erwähnung findet der Bergsturz bei KLIPSTEIN (1842). Aus morphologischer Sicht befassen sich SUPAN (1877) und DAMIAN (1894) mit dieser „Dammstufe“. LÖWL (1882) deutet den Riegel von Pfannes als Bergsturz, der von der Überseilspitze kommend das Tal absperrt, während PERETTI (1935) die Ausbruchwand am gegenüberliegenden Hang (Riedspitze) vermutet. FRECH (1903) deutet die Bergsturbrechie als Endmoräne. KLEBELSBERG (1953) befaßt sich mit dem Bergsturz aus geomorphologischer Sicht und hält die „Aufschüttungen im Talinneren“ für Bergsturmassen, die von der Überseilspitze stammen, und der Bergsturz wird ursächlich mit dem Rückzug des letzten Gletschers in Verbindung gebracht. STAINDL (1956) folgt im wesentlichen den Ausführungen KLEBELSBERGS.

ABELE (1974) bezieht den Bergsturz in seine Auflistung von Massenbewegungen in den Alpen mit ein. HANTKE (1983) erwähnt den Bergsturz in Zusammenhang mit dem Zurückweichen des Pfitscher Gletschers im Spätwürm.

*) Adresses of the authors: Dipl. Geol. G. HERING, Prof. Dr. G. LANGHEINRICH, Dr. N. WILCZEWSKI, Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre der Universität Göttingen, Goldschmidtstraße 3, 3400 Göttingen.

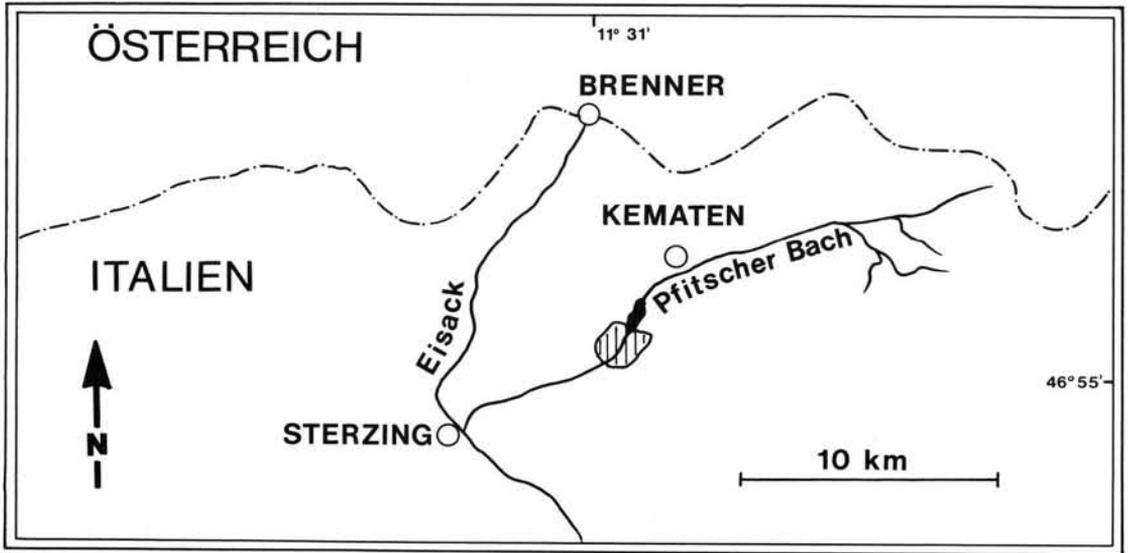


Abb. 1: Lage des Bergsturzes von Pfannes. — Bergsturzaréal schraffiert.

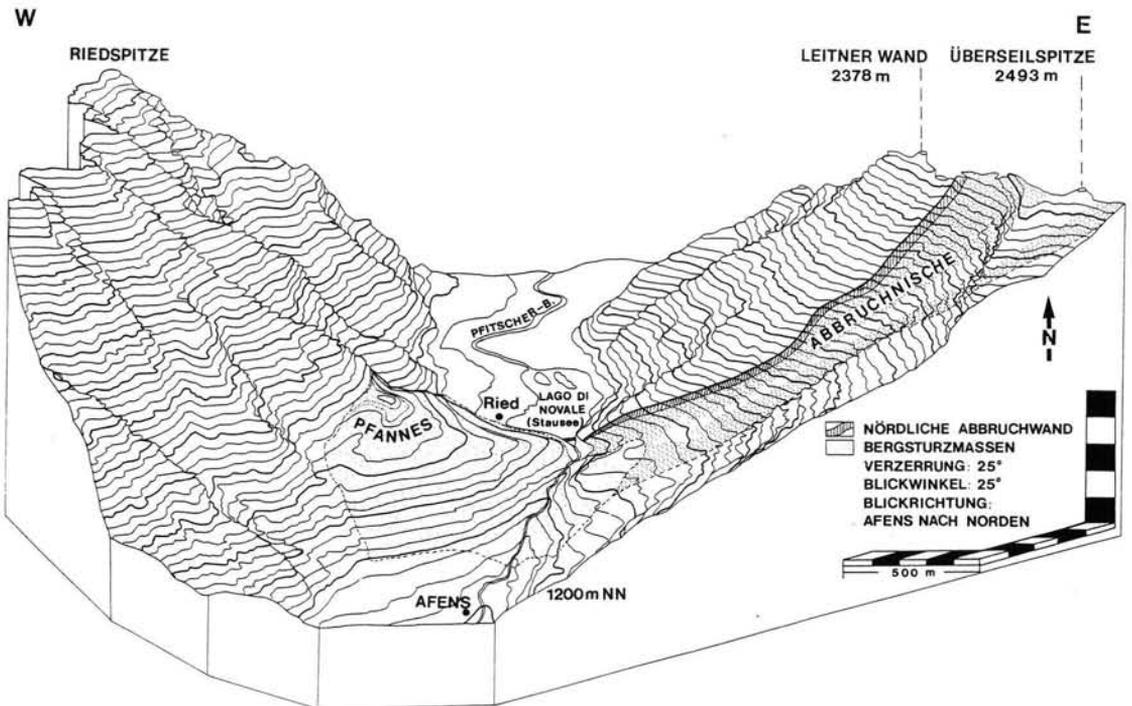


Abb. 2: Blockbild des Bergsturzaréals von Pfannes mit südlichem oberem Pfitschtal.

2 Beschreibung

Der Riegel von Pfannes grenzt an der westlichen Tal-seite auf einer Höhe von ca. 1575 m NN an die West-wand der Riedspitze, sowie an der östlichen Talseite in Höhe der Leitner Alm (1542 m NN) an die Westwand der Überseilspitze. Er riegelt somit das Tal auf einer Breite von über 1,2 km ab. Im Verlauf des Tales von Ried (Novale) am Stausee (1376 m NN) bis hin zum Südrand von Afens (1180 m NN) erreicht er eine Längserstreckung von max. 1,3 km.

Der Riegel von Pfannes wird durch die Bergsturz-brekie gebildet. Sie besteht aus nahezu ungerunde-ten Gesteinsbruchstücken von Schluff- bis Blockkorn-größe, die von calcitischer Matrix fest verkittet sind. Die Körner sind weder eingeregelt, noch nach Größe und Form sortiert. Sie bestehen aus Carbonatglim-merschiefer, Phyllit und untergeordnet Grünschiefer. Brekie, Blöcke und Steine im Bachbett (Brücke bei 1267 m N) verdanken ihre Zurundung ausschließlich dem Pfitscher Bach (Abb. 3). Es wurden keine ge-kritzten oder facettierten Geschiebe gefunden; eine Deutung der Bergsturzbrekie als Moräne scheidet somit aus. Die Bergsturzbrekie ist auch nicht mehr gla-zial überprägt. Die Hauptmasse der Brekie liegt auf der westlichen Seite des Tales. Die Grenze zwischen Brekie und Anstehendem (Gesteine der Oberen Schieferhülle) ist im Bachbett 500 m südwestlich Ried (Novale) aufgeschlossen. Überall sonst grenzt die Brekie an Hangschutt. Im Pfitscher Bach wird die

maximal meßbare Mächtigkeit mit 265 m erreicht. Die Grenze zum Liegenden der Brekie ist nicht aufge-schlossen. Die Bergsturzbrekie bedeckt eine Fläche von rund 1 km². Ihr Gesamtvolumen wird auf 0,13 km³ geschätzt.

Im Bergsturzareal und insbesondere talabwärts bei Afens finden sich über 300 m³ große, ortsfremde Blöcke aus Carbonatglimmerschiefer, die z. T. vom jüngsten Hangschutt eingebettet sind (Abb. 4). Im Zusammenhang mit Hausgründungen sind die meis-ten dieser Blöcke bereits gesprengt worden. Die im Tal angehäuften Schuttmassen entstammen den Ge-steinen der Oberen Schieferhülle von der Westseite der Überseilspitze. Diese Wand zeigt eine große Aus-bruchsnische. Im Norden zieht sie sich von „der Wöhr“ bei 1500 m NN über eine Länge von 1,4 km bis zur Leitner Wand (2378 m NN). Im Osten streicht sie fast parallel zum Tal von der Leitner Wand über die Überseilspitze (2493 m NN) bis hin zur Ertberg-alm. Die durchschnittliche Breite der Ausbruch-nische beträgt 700 m. Die nördliche Abbruchwand ist im unteren Teil durchschnittlich 25, im mittleren 60 m und im oberen bis zu 200 m hoch. Senkrechte und hangparallele Abbruchflächen sind im oberen Bereich der Überseilspitze deutlich zu erkennen. Sie entsprechen den Haupttrennflächen des Gebirges. Die hangparallelen Abbrüche folgen den dominie-renden s-Flächen, die ungefähr senkrechten Abbrüche im wesentlichen Scharen von Hauptkluffflächen (ac, hkl).



Abb. 3: Brekie im Pfitscher Bach bei Brücke 1267 m NN.



Abb. 4: Hausgroßer Block auf der Nordseite des Bergsturzes.

Die mittlere Hangneigung beträgt heute 40° . Der Rauminhalt der Ausbruchsnische entspricht dem Volumen der herabgestürzten Felsmassen.

3 Ursache und Bewegungsablauf

Gletscherschrammen an den Talflanken beweisen, daß der jüngste Talgletscher (Spätwürm) die Wöhr erreichte. Dieser Gletscher hat die Gesteine der Oberen Schieferhülle am unteren Westhang der Überseilspitze über 300 m tief unterschritten. In dieser Phase wurden die Felsmassen am Westhang der Überseilspitze nur noch durch den Gletscher gestützt (Abb. 5). Nach dem Rückzug des Gletschers lösten sich die Felsmassen entlang der mit 40° talwärts geneigten s-Flächen.

Die der Talsohle am nächsten gelegenen Schollen wurden als erste instabil und rutschten zu Tal. Dann kamen auch die restlichen Schollen ins Gleiten und der gesamte Hang rutschte ab. Während der „Talfahrt“ löste sich der Gesteinsverband auf, einzelne Schollen wurden zu Elementen von Block- bis Schluffkorngröße zerbrochen und zerrieben. Hierbei entstand Staub, der zum Aufbau der Brekzienmatrix beigetragen hat. Im Tal brandeten die Felsmassen an den gegenüberliegenden Osthang und lösten dort mehrere kleine Felsstürze aus. Einzelne Blöcke rollten und sprangen wieder zurück. Die Hauptmasse des Bergsturzes türmte sich am unteren Osthang der Ried-

spitze auf und blockierte das Tal auf seiner gesamten Breite (Abb. 6). Das Hauptereignis dürfte nur wenige Minuten gedauert haben.

4 Entstehung und Ausbruch des Pfitscher Sees

Infolge der Talabriegelung bildete sich ein großer Stausee bis zum heutigen Dorf St. Jacob (Deckengemälde in der alten Kirche zu Kematen). Später wurde das U-Tal aufgefüllt. Die Sedimentmächtigkeit ist nicht bekannt. Der See dürfte vor dem Ausbruch eine maximale Wassertiefe von 150 m gehabt haben. Aus der Kirchenchronik geht hervor, daß durch Wasserleitungen alljährlich einem Dammbbruch vorgebeugt wurde, weswegen der Taleingang des oberen Pfitschtales noch heute die „Wöhre“ genannt wird. In der Nacht vom 18. auf den 19. März 1080 stürzte eine große Schneelawine in den Pfitscher See. Sie löste im See eine Flutwelle aus, die den natürlichen Staudamm überspülte und die Dammkrone erodierte. Die nachströmenden Wassermassen erweiterten die Bruchstelle so stark, daß der Staudamm dem Wasserdruck des Pfitscher Sees nicht mehr standhalten konnte und brach (Abb. 7). Die Flutwelle überschwemmte das untere Pfitschtal und später die Stadt Sterzing. Dieses Ereignis ist in der Kirchenchronik von Kematen/Pfitsch Seite 91 dokumentiert. Erst zu Beginn dieses Jahrhunderts wurde ein Wehr angelegt, hinter dem sich der heutige „Lago Novale“ staut.

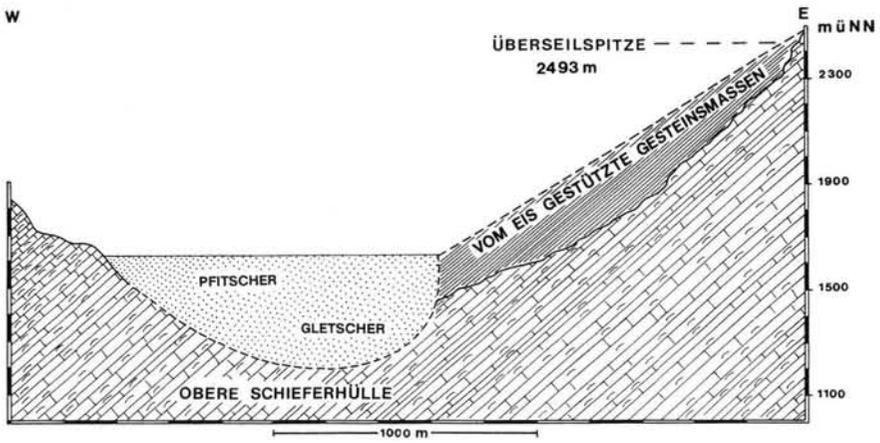


Abb. 5: Der Gletscher erodiert und unterschneidet den Westhang der Überseilspitze.

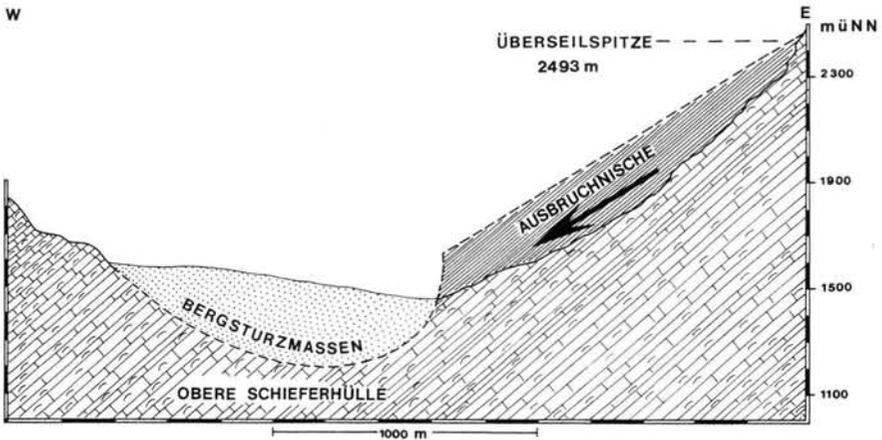


Abb. 6: Der Gletscher hat sich zurückgezogen, so daß der Westhang der Überseilspitze instabil wird. Es kommt zum Bergsturz.

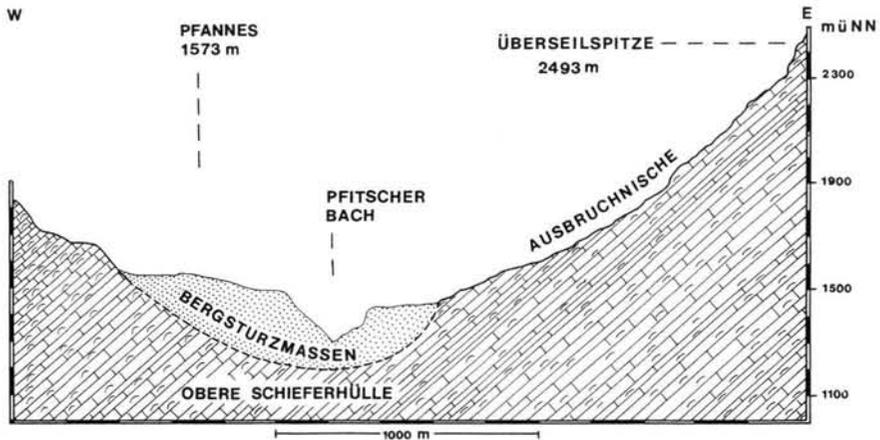


Abb. 7: Profil durch den Bergsturz von Pfannes nach dem Ausbruch des „Pfitscher Sees“. Der Pfitscher Bach hat sich seitdem weiter durch Tiefenerosion cañonartig eingeschnitten.

5 Folgerungen

Der Bergsturz von Pfannes ist eines der Beispiele in den Alpen dafür, daß durch einen Bergsturz ein natürlicher Stausee gewaltigen Ausmaßes entstehen kann. Probleme in der Beurteilung der Standfestigkeit der in diesen Fällen entstehenden Dämme stellen sich in jüngster Zeit im Veltliner Tal (VÖLK 1989). Beim Bruch der Dämme verursachen Flutwelle und Vermurung große Zerstörungen. Im vorliegenden Fall wirkte sich die von einer Schneelawine ausgelöste Flutwelle bis Sterzing aus. Dieser Bergsturz ist aber auch ein Beispiel dafür, daß natürliche Dämme mehrere tausend Jahre halten können.

6 Schriftenverzeichnis

- ABELE, G. (1974): Bergstürze in den Alpen. — Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, H. 25, 230 S.; München.
- ALVERA, P. (1897): Beiträge zur Chronik von Pfitsch. — unveröff. Kirchenchronik Kematzen; Außerpfitsch.
- DAMIAN, J. (1894): Einige wenig gewürdigte Hochgebirgsseen und erloschene Seebecken um Sterzing. — Mitt. Geogr. Ges. Wien, 37; Wien.
- FRECH, F. (1903): Über das Antlitz der Tiroler Zentralalpen. Z. d. Dt. u. Österr. Alpenvereins, 34: 1—31; Innsbruck.
- HANTKE, R. (1983): Eiszeit. — 3, 730 S., Ott Verlag Thun; Thun.
- HERING, G. (1988): Tektonisch-petrographische Untersuchungen in der Oberen Schieferhülle am Tauernwestende. — 117 S., 47 Abb., 4 Kt., Inst. f. Geol. und Dynamik d. Lithosphäre d. Univ. Göttingen; Göttingen [Unveröff. Dipl.-Arb.].
- KLEBELSBERG, R. v. (1953): Südtiroler geomorphologische Studien. Das Obere Eisacktal. — Schlernschriften, H. 113, 112 S.; Innsbruck.
- KLIPSTEIN, A. v. (1842): Geologische Fragmente aus dem Tagebuche einer Reise durch Baiern nach den östlichen Alpen. — Arch. Min., Geogn., Bergb. u. Hüttenkunde, 16; Berlin.
- LÖWL, F. (1882): Über den Terrassenbau der Alptäler. — Petermanns Mitt., 28: 132—143; Gotha.
- PERETTI, L. (1935): Morene stadiarie nelle valli delle Alpi Noriche Occidentali. — Studi Trentini di sc. nat., 16: 1—38; Trento.
- STAINDL, A. (1956): Die geologischen Verhältnisse des Pfitscher Tales. — Veröff. d. Landesverbandes für Heimatpflege; Bozen.
- SUPAN, A. G. (1877): Studien über Talbildungen. — Mitt. Geogr. Ges. Wien, 20; Wien.
- VÖLK, H. (1989): Die Bergsturzkatastrophe im Veltlin 1987. Ein Modellfall für Sturzstrommobilität. — Die Geowissenschaften, 7: 1—9; Weinheim.

Manuskript eingegangen am 28. 1. 1991

Mittelquartäre Klimaverhältnisse und Reliefentwicklung im semiariden Becken von Vera (Südostspanien)

GERD WENZENS *)

Upper Pleistocene, middle Pleistocene, glacia (pediments), terraces, paleoenvironment,
paleoclimatology, deluvial loess, ESR,
southeast Spain

Kurzfassung: Im nördlichen Teil des Beckens von Vera treten als älteste quartäre Formen villafrancazeitliche beckenrandnahe Schwemmfächer und Glacisakkumulationen auf, die an der Basis Travertine enthalten, deren ESR-Altersabschätzung bei ca. 1,6 Mill. Jahre liegt. Ein Aufleben der Beckenrandverwerfungen im Altquartär initiierte eine intensive Ausräumungsphase, so daß von dem ursprünglich das gesamte Untersuchungsgebiet einnehmenden Glacis nur noch kleinräumige Reste erhalten sind (Abb. 1). Sie überragen um bis zu 50 m mittelquartäre Glacisrelikte, die vor allem nördlich von Cuevas del Almanzora das Landschaftsbild bestimmen. Am Einschnitt des Flusses bestehen sie aus ca. 35 m mächtigen Ablagerungen, in denen vereinzelt Grobblöcke auftreten. Diese zwischen 3 und 4,5 m Längsachse erreichenden kantigen Bruchstücke entsprechen in ihrem Habitus Driftblöcken und legen einen Transport auf Eisschollen nahe. Hinweise auf eine intensive winterliche Abkühlung in diesem küstennahen Raum geben Hangschuttdecken, deren Einregelungsmessungen einen gelisolifluidalen Transport anzeigen. Da sie vereinzelt an ihrer Basis mit den liegenden sandig-schluffigen Ablagerungen verwürgt sind, ist von einer bedeutenden Frosteindeutigkeit auszugehen. Diese Schlußfolgerung wird durch den Fund eines ca. 50 cm Durchmesser erreichenden Blocks aus Sand gestützt, dessen Rundung nur durch einen längeren fluviatilen Transport im gefrorenen Zustand erklärbar ist. Die aufgeführten Merkmale sprechen insgesamt für eine winterliche Temperaturabsenkung von 12—15° C. In die Glacisablagerungen sind z. T. mehrere Meter mächtige äolische Sedimente eingeschaltet, die zwar lokal hohe sandige Beimengungen aufweisen, in der Regel aber zwischen 50 und 75 % Schluff enthalten. Sie werden als Deluviallöss und Indikatoren kalt-arider Klimabedingungen interpretiert.

Mit diesem frühmittelquartären Niveau ist die Entstehung weiträumiger Glacisflächen beendet; im folgenden schneiden sich die Flüsse ein und bewirken die partielle Aus-

räumung der Akkumulationen. Nur längs des Río Almanzora lassen sich noch Terrassenniveaus aus dem Mittel- und Jungquartär ausgliedern.

[Mid-quaternary climatic conditions and relief development in the Vera basin (southeast Spain)]

Abstract: In the northern part of the Vera basin the oldest quaternary forms are alluvial fans and glacia plains near the base of the mountains. Travertine layers at their bottom are dated by ESR as approximately 1.6 mio years old.

A revival of tectonic activities in the transition zone between basin and mountains during the early quaternary caused a period of intense erosion so that today there appear only small relics of the glacia which once covered all the study area (fig. 1). They are situated up to 50 metres above relics of mid-pleistocene glacia dominating the landscape especially north of Cuevas del Almanzora. At the river's cut they consist of about 35 metres of accumulations which include few boulders. As to their appearance these blocks, angular and reaching 3 to 4.5 meters of longitudinal axis are similar to drift blocks and seem to have been transported on sheets of ice.

Talus deposits, whose orientation measurements indicate a movement by gelifluction, also point to intense falls of the winter temperature in this coastal region. As their base shows some slight cryoturbations with the lying silty-sandy sediments the depth of frost penetration must have been considerable. This conclusion is supported by a boulder of solidified sand, 0.5 m in diameter; its roundness can only be explained by its frozen state during a long-lasting fluvial transport.

So there is every reason to believe that winter temperatures have been 12° to 15° C lower than today. The glacia sediments partially include aeolian sediments reaching several metres of thickness and though locally showing considerable sandy components they generally contain 50—75 % of silt. They are interpreted as deluvial loesses and indications of a cold-arid climate.

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. G. WENZENS, Geographisches Institut der Heinrich-Heine-Universität Düsseldorf, Universitätsstr. 1, D-4000 Düsseldorf 1.

The early-mid-quaternary glacia level marks the end of the formation of widespread glacia plains. In the following morphogenetic cycle the rivers cut and cause the partial erosion of the sediments. It is only along the Almanzora river that mid- and late-quaternary terrace levels can be found.

[Conditions climatiques et développement de relief
quaternaire moyen dans le bassin de Vera
(Espagne du sud-est)]

Résumé: Dans la partie septentrionale du bassin de Vera les plus anciennes formations du quaternaire sont des cônes alluviaux villevfranchiens se trouvant près du bord du bassin et des accumulations de glacia qui, à la base, contiennent du travertin datant vers 1,6 million d'ans (par ESR). Une revivification des failles près du bord du bassin initiait une phase d'enlèvement intensive au quaternaire ancien de manière qu'il ne persiste que des restes peu considérables du glacia ayant couvert avant toute la région de l'étude (fig. 1). Ils dépassent les vestiges quaternaires moyens de 50 mètres environ qui déterminent le cycle de l'ensemble du relief avant tout au nord de Cuevas del Almanzora. A l'incision de la rivière ils se composent de dépôts d'une épaisseur de 35 mètres contenant des gros blocs isolés. Ces fragments anguleux atteignant une axe longitudinal entre 3 et 4,5 mètres ressemblent à des "Driftblöcke" et permettent de supposer un transport par des blocs de glacia. Des éboulis dont des mesures de réglage indiquent un transport gélisolifluvial signalent un refroidissement hivernal intensif dans cette région près de la côte. Comme ils sont sporadiquement cryoturbés avec des sédiments sableux et silteux, il faut supposer une profondeur considérable de pénétration du gel. Cette conclusion est confirmée par un bloc atteignant vers 50 cm de diamètre qui consiste en sable légèrement consolidé dont la rondeur s'explique seulement par un long transport fluvial en état gelé. Les indices cités soulignent la supposition d'une baisse des températures hivernales de 12 à 15 degrés C. Dans les sédiments du glacia apparaissent partiellement plusieurs mètres d'accumulations éoléennes qui de temps en temps contiennent des parties sableuses, mais en général se composent de 50 à 75 % de silt. Elles sont classifiées comme loess déluvial et interprétées comme indicateurs de conditions climatiques froides-arides. La formation de vastes plaines de glacia se termine par ce niveau du quaternaire moyen inférieur. Dans la suite les rivières s'entaillent et provoquent l'érosion partielle des sédiments. Seul le long du Río Almanzora il est toujours possible de différencier des niveaux de terrasse du quaternaire moyen et inférieur.

1 Problemstellung

Die Erforschung der quartären Reliefentwicklung in Südostspanien beinhaltet in erster Linie die Frage, in welcher Weise sich die Glaziale und Interglaziale der gemäßigten Breiten in dieser fast ariden Region ausgewirkt haben. Spätestens zu Beginn der 70er Jahre mußten die Vorstellungen der „Pluvialhypothese“ revidiert werden. Sowohl das Torfprofil von Padul als auch die Molluskenfauna in Lössen ergab für das

Maximum des Würm-Glazials ein kalt-arides Klima. Allerdings bestehen bezüglich des Ausmaßes der Temperaturerniedrigung während der letzten Kaltzeit unterschiedliche Auffassungen.

Im Vergleich zu den Kenntnissen über die Klimaentwicklung des Jungpleistozäns liegen bezüglich der mittelquartären Klimaverhältnisse in Südspanien nur vage Vorstellungen vor (LHÉNAFF 1986). Insbesondere ist umstritten, ob in den Glazialen eher periglaziale oder semiaride Bedingungen die Morphodynamik beeinflußt haben (COUVREUR & RAYNAL 1981: 49). Während Kryoturbationen in den mittelquartären Ablagerungen zentralspanischer Flußterrassen (BROSCHKE 1978a: 192f.) auf eine insgesamt stärkere Abkühlung zur Zeit der älteren Glaziale schließen lassen, geht DUMAS (1979: 36) in Südostspanien nur von einer mäßigen Abkühlung in den älteren Kaltzeiten aus und sieht vor allem in der Verringerung der Niederschläge den Auslöser der Glacisbildung. Nach BOUSQUET (1986: 32) dagegen wird die mittelquartäre Reliefentwicklung in Spanien in erster Linie von der tektonischen Aktivität geprägt. Ein Hauptanliegen dieser Studie ist es, Geländebefunde, wie Sandgerölle, Driftblöcke, Hangschuttdecken mit Merkmalen von Verwürgungen sowie Deluviallössen in mittelquartären Glacisablagerungen auf ihre klimatische Aussagekraft hin zu analysieren. Im Zusammenhang mit der Rekonstruktion der mittelquartären Glacis- und Flußterrassenbildung soll auch die Bedeutung der Tektonik für die Reliefentwicklung untersucht werden.

2 Physisch-geographische Ausstattung des Untersuchungsgebietes

Das Untersuchungsgebiet (Abb. 1) befindet sich im Ostteil der Betischen Kordillere. Im Zusammenhang mit der jungtertiären Heraushebung dieses Gebirgssystems entstanden tektonische Senken, die im Neogen mit marinen Sedimenten, insbesondere Mergeln, verfüllt wurden (VÖLK 1967, HARVEY 1987). Innerhalb dieser Senkungsräume bildet das Untersuchungsgebiet den nördlichen Teil des halbkreisförmigen, unmittelbar an das Mittelmeer grenzenden Beckens von Vera. Seine Gebirgsumrahmungen bestehen aus Deckenkomplexen unterschiedlichen Metamorphosegrades. Das Becken von Vera wird von drei Flußsystemen durchquert, dem Río de Aguas im Süden, dem Río Antas im Zentrum und dem Río Almanzora im Norden. Dieser zählt mit über 100 km Länge und einem über 2600 km² großen Einzugsgebiet zu den bedeutendsten Flüssen in Südostspanien. Er entspringt in der über 2000 m hohen Sierra de los Filabres und fließt an ihrem Nordfuß in einer West-Ost streichenden Senke. Eine tektonische Schwächezone in

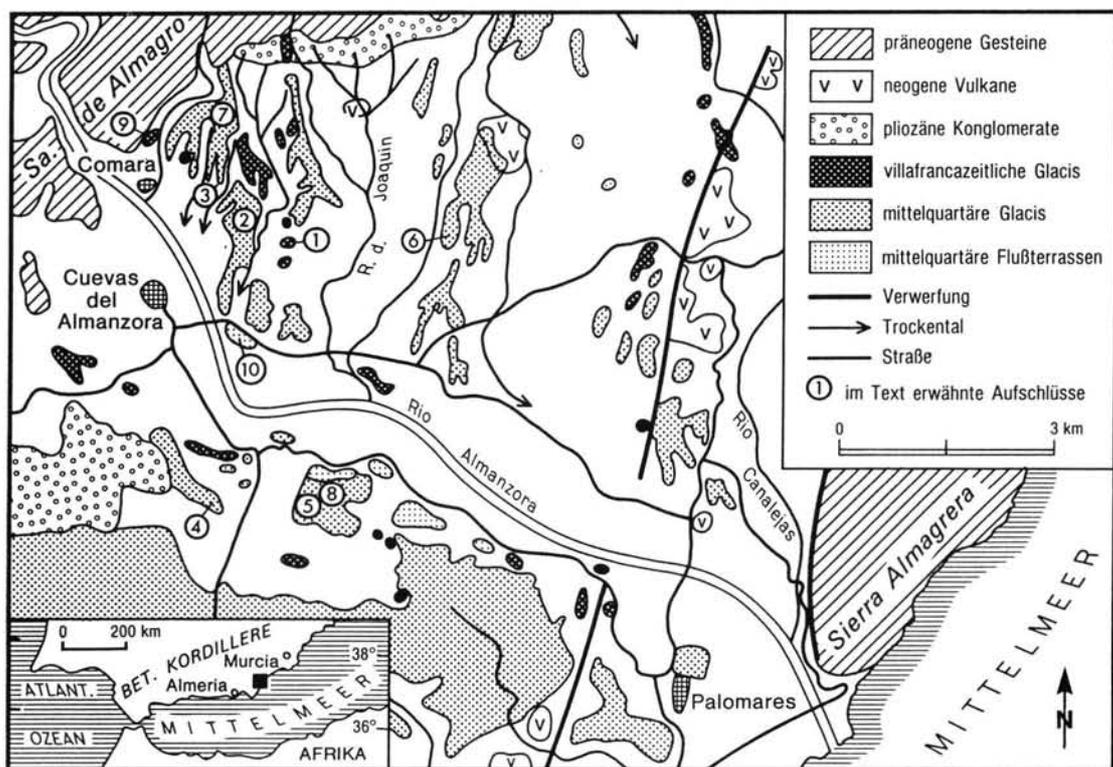


Abb. 1: Mittelquartäre und villafranzeitliche Glacis und Flußterrassen sowie Lage der Aufschlüsse im Untersuchungsgebiet.

der 700 m ü. NN erreichenden und vorwiegend aus Kalken und Dolomiten aufgebauten Sierra de Almagro nutzend, durchbricht er diese in einem steilen Engtal und tritt in 80 m ü. NN in das Tertiärbecken von Vera ein. Vom 250–300 m hohen Gebirgsfuß bis zum ca. 12 km entfernten Mittelmeer läßt sich ein System von Schwemmfächern, Glacisflächen und Flußterrassen differenzieren. Sie sind durch teilweise bis zum Beckenrand sich ausdehnende Ausräumungsbuchten in meist schmale Riedel aufgelöst, woraus ersichtlich wird, daß sowohl Erosions- als auch Akkumulationsphasen die quartäre Reliefentwicklung dieses mit 200–250 mm Jahresniederschlag fast ariden Beckens bestimmen.

Für den am Eintritt des Río Almanzora in das Becken liegenden Ort Cuevas del Almanzora (90 m ü. NN) gibt VÖLK (1973: 269) 254 mm, FERRE BUENO (1979, 48) 218 mm Jahresniederschlag an.

Wie in allen Trockengebieten treten auch hier große jährliche Schwankungen auf: Mit 498 mm wurden 1950 maximale, mit nur 54 mm im Jahre 1961 minimale Jahresniederschläge gemessen (VÖLK 1973, 270). Die Niederschläge mit geringer Intensität in Form von Sprühregen bleiben morphologisch wirkungslos; für die fluviale Dynamik sind lediglich die Starkregen von

Bedeutung; hinzu kommen Überschwemmungen großen Ausmaßes. So haben seit 1870 elf bedeutende Überflutungen (HOFFMANN 1988: 9f.) stattgefunden. Nach THORNES (1976) fielen im Einzugsgebiet des Río Almanzora am 18. und 19. Oktober 1973 innerhalb von 36 Stunden bis zu 250 mm Niederschlag, und es kam am Unterlauf des Flusses zu einer Schlammflut, die erhebliche Schäden anrichtete.

In mehreren Kiesgruben sind die holozänen Flußablagerungen aufgeschlossen. In ihrer Zusammensetzung spiegeln sich die in den letzten 120 Jahren als katastrophale Hochwässer des Río Almanzora dokumentierten, bis zu 15 m hohen Fluten nicht in Form markanter Grobgeröllhorizonte bzw. -nester wider. Vielmehr haben die Fluten jeweils nach Phasen weitgehend fehlender Akkumulation, während derer der Almanzora als zwar ständig fließendes, aber sehr wenig Wasser führendes schmales Gerinne ausgebildet war, höchstens Sedimente der Geröllfraktion transportiert. Die Ablagerungssequenz ist also durch eine Vielzahl von Hochwässern aufgebaut worden. Die holozänen Sedimente zeigen die Schwierigkeiten auf, allein aus den Flußablagerungen weitreichende Schlußfolgerungen auf die jeweiligen Klimagegebenheiten ziehen zu wollen.

Tab. 1: Ausgewählte Temperaturwerte der Stationen Almería (7 m ü. M.; 36°50' N/2°28' W) und Murcia 44 m ü. M.; 37°59' N/1°08' W)

	Mittlere Temperaturen in °C												Jahr
	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	
Almería	11,7	11,8	14,1	16,1	18,4	22,0	24,7	25,3	23,4	19,4	15,6	12,8	18,0
Murcia	10,0	11,2	14,0	16,2	19,4	23,8	26,4	26,4	23,7	18,9	14,3	11,4	18,0

	Mittleres Minimum der Temperaturen in °C												Jahr
	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	
Almería	4,2	4,5	6,5	8,9	10,9	14,8	17,4	18,1	15,8	11,4	8,2	5,2	10,5
Murcia	-1,1	-0,7	2,5	5,7	8,2	13,4	16,0	15,7	12,9	6,9	3,2	0,6	6,9

	Absolutes Minimum der Temperaturen in °C											
	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Almería	1,9	0,2	2,6	5,3	8,2	12,7	14,6	15,5	10,1	7,6	4,5	2,5
Murcia	-5,0	-10,0	-3,0	2,0	4,0	11,0	9,8	11,6	8,0	-4,2	-1,4	-5,0

Quelle: MÜLLER, M. (1979: 83 u. 84)

Für die Interpretation der kaltzeitlichen Klimabedingungen, die aus den korrelierten Ablagerungen rekonstruiert werden sollen, sind vor allem die Temperaturwerte von Bedeutung.

Da eine nur 6 Jahre umfassende Temperaturmessung für Cuevas del Almanzora vorliegt, sollen die entsprechenden Werte der ca. 100 km entfernten Klimastationen Murcia im Norden und Almería im Süden (s. Abb. 1) berücksichtigt werden.

Obwohl die mittleren Monatstemperaturen beider Stationen weitgehend übereinstimmen, ist das mittlere Minimum der Wintermonate in Murcia um ca. 5° niedriger und erreicht hier im Januar und Februar weniger als 0°C. Noch extremer sind die Unterschiede der absoluten Minima im Winterhalbjahr.

Im folgenden soll versucht werden, die morphologische Wirkung von mittelquartären Klimaschwankungen mit Hilfe der am Unterlauf des Río Almanzora vorliegenden Akkumulationsformen zu erfassen und zu versuchen, aus dem jeweiligen Sedimentationsmilieu Rückschlüsse auf die zugehörigen Klimabedingungen zu ziehen, wobei auch die in den Sedimenten enthaltenen äolischen Akkumulationen zur Rekonstruktion der Klimaverhältnisse herangezogen werden. Bodenbildungen sowie die in unterschiedlicher Ausbildung entwickelten Kalkkrusten bleiben dagegen hier unberücksichtigt.

3 Stand der Forschung

VÖLK (1979) hat im Becken von Vera 4 Glaciterrassen aus dem Mittelquartär beschrieben. Jeder einzelne Glaciskörper ist durch eine fluviatile Talweg-Verschüttung und anschließende fanglomeratische Glacis-Akkumulation aufgebaut. Da die Sedimentation bei einer episodisch-torrentiellen Pluvialität im frühen Interglazial erfolgt und das semiaride Haupt- und Spätglazial durch eine morphodynamische Stabilität gekennzeichnet ist, ist der Einfluß kaltzeitlicher Klimabedingungen auf die Morphodynamik unbedeutend. Nach VÖLK (1979: 87) sind äolische Prozesse und Frostschuttbildung in dieser Zeit höchstens im Gebirge möglich.

FERRE BUENO (1979: 108f.) hat im Untersuchungsgebiet insgesamt 5 Niveaus ausgegliedert, wobei er zwischen 3 Glacisflächen, einer Flußterrasse und dem rezenten Flußniveau unterscheidet. Das höchstgelegene Glacis stellt er in das Villafranca, das folgende, ca. 10–20 m tiefer gelegene, das in Flußnähe in eine Terrasse übergeht, in die Ribkaltzeit. Aus dem dazwischenliegenden Zeitraum werden keine morphologischen Formen beschrieben. Die Problematik des Einflusses quartärer Klimaschwankungen auf die Morphodynamik bleibt in dieser Art unberücksichtigt.

In mehreren Arbeiten hat HARVEY (1978, 1987) die Reliefentwicklung in Südostspanien untersucht und

vor allem den Einfluß der Tektonik auf die unterschiedliche Morphogenese dieses Raumes betont. Die Hauptablagerungsperioden stellt HARVEY (1987: 206) in „kalt-trockene Glaziale“, ohne allerdings die Transport- und Sedimentationsbedingungen der teilweise über 20 m mächtigen Akkumulationen zu benennen.

Erste Versuche, in Südspanien Hinweise auf das Ausmaß der Temperaturabsenkung während des Würms zu ermitteln, haben BRUNNACKER & LOŽEK bereits 1969 vorgenommen. Die Untergrenze der Periglazialstufe setzen sie bei 700 m ü. NN an und schließen daraus auf eine Temperaturabsenkung um 10° C, später hielt BRUNNACKER (1979: 112) auch eine Temperaturdepression von 10–12° C im Vergleich zu heute für möglich. BROSCHE (1978c: 236) nimmt für Südspanien ebenfalls eine Temperaturdepression in den Winter- und Frühjahrsmonaten von ca. 10° C an und schließt aufgrund von Moränenfunden in der Sierra de la Sagra sogar eine größere Temperaturerniedrigung nicht aus (BROSCHE 1978a: 196).

BRUNNACKER & LOŽEK (1969, 298) erwähnen Deluviallößvorkommen bei dem ca. 12 km nordwestlich von Cuevas del Almanzora gelegenen Ort Huércal Overa (280 m ü. NN). Sie setzen die Untergrenze des Lösses in diesem Raum bei 50–100 m ü. NN an (BRUNNACKER & LOŽEK 1969: 308). BLÜMEL (1981: 138) fiel bei der Untersuchung einer Kalkkruste 2,5 km nördlich von Garrucha in 20 m ü. NN auf, daß der „Habitus des feinkörnigen Lösungsrückstandes ... dem des Lösses vom Profil Ebro (Kap. 6.1.1.2.) und Librilla“ ähnelt.

DUMAS (1979: 232f.), der lediglich von kurzfristigen Temperaturabsenkungen um 6–8° C während des Würms ausgeht, bezweifelt den periglazialen Lößcharakter der von BRUNNACKER & LOŽEK beschriebenen Deluviallösses. Er schließt zwar grundsätzlich die Existenz von Lössen nicht aus, hält diese jedoch für Lösses des ariden Typs.

4 Die villafrancazeitliche Reliefentwicklung im Raum Cuevas del Almanzora

Mit der an der Wende Pliozän/Pleistozän beginnenden Hebung des Beckenrandes zog sich das Meer allmählich zurück. Gleichzeitig setzte am Beckensaum die Akkumulation von Schwemmfächern ein. Diese vor allem nordwestlich Cuevas del Almanzora erhaltenen Ablagerungen weisen an der Basis bis zu 1 m

mächtige limnische Kalke auf, deren ESR¹-Altersabschätzung bei über 2,358 Mill. Jahre liegt. Die bis zu 50 m mächtigen Schwemmfächer werden als Äquivalente der zentralspanischen Rañaformation gedeutet (WENZENS & ROMMERSKIRCHEN 1979: 101f.) und in das untere bis mittlere Villafranca gestellt (WENZENS 1992, 178). Im Anschluß an ihre Sedimentation fand eine weitere Heraushebung statt, in deren Verlauf sich das Meer aus dem gesamten Beckenbereich zurückzog. Während die villafrancazeitlichen Schwemmfächer von nur kurzen Gerinnen sedimentiert wurden, die ein sehr kleines Einzugsgebiet hatten, entwickelten sich nun die heutigen Barrancas, die teilweise weit in die Sierra de Almagro zurückgreifen. Mit der nachlassenden Transportkraft am Gebirgsfuß kam es innerhalb des Beckens zu mächtigen Akkumulationen, die sich miteinander verzahnen und im Gegensatz zu den Schwemmfächern aufgrund ihrer flächenhaften Verbreitung und ihres geringen Gefälles (< 3°) als Glacis bezeichnet werden.

Im Raum Cuevas del Almanzora sind nur noch isolierte Relikte dieses Niveaus, so z. B. die 2 km nordöstlich des Ortes liegenden „Tres Cabezos“ (Abb. 1, Aufschluß 1) erhalten. Größere Vorkommen treten im Wasserscheidenbereich zur Rambla de las Gachas in der Nordostecke des Beckens auf, wo für Travertine, die in die Basis eingelagert sind, ein durchschnittliches ESR-Alter von 1,635 Mill. Jahre ermittelt wurde (WENZENS 1992, 180). Dieses in das mittlere bis obere Villafranca eingestufte Niveau weist als charakteristisches Merkmal an der Basis stets ein mehrere Meter mächtiges Konglomerat auf. Am Beispiel der Tres Cabezos soll die Zusammensetzung dieses Glacisniveaus vorgestellt werden. Die über 20 m mächtigen Sedimente setzen mit einem 8 m mächtigen, in einer Kiesmatrix zu einem Konglomerat verfestigten Geröllpaket ein. Die folgenden 2–3 m mächtigen Gerölle sind weniger stark inkrustiert und enthalten auffallend viele gerundete bis kantengerundete Blöcke von über 1 m Durchmesser. Der größte Block erreicht eine Längserstreckung von 3 m. Dagegen bestehen die hangenden Ablagerungen aus dicht gepackten gerundeten Geröllen, wobei die Komponenten zwischen 8 und 12 cm Durchmesser überwiegen. Nur einzelne Sandlinsen bzw. maximal 1 m mächtige Sandschichten sind zwischengeschaltet; den Abschluß bilden mit fester Kalkkruste ummantelte Gerölle. Die Rundung der im Extremfall bis zu 3 m im Durchmesser erreichenden Blöcke weist auf ihren fluviatilen Transport hin. Die Bewegung dieser Großblöcke setzt eine zumindest zeitweise kräftige Abflußdynamik voraus, die syndimentäre Kalkverfestigung fand durch Kalkausscheidung infolge von Verdunstung während abflußschwacher Perioden statt. Da die holozänen Ablagerungen des Río Almanzora weder inkrustiert sind noch Blöcke mit mehr als 1 m Durchmesser enthalten,

¹ Ich danke Herrn Univ. Doz. Dr. U. RADTKE, Düsseldorf, für zahlreiche ESR-Datierungen.

reicht ein Analogieschluß von den Abflußbedingungen während der rezenten katastrophalen Hochwässer auf die villafrancazeitlichen Verhältnisse nicht aus, um die Zusammensetzung dieser Sedimente zu erklären.

5 Die mittelquartäre Reliefentwicklung im Raum Cuevas del Almanzora

Das villafrancazeitliche Niveau überragt Relikte einer weiteren Glacisfläche (Abb. 2) um bis zu 60 m. Dieses Niveau bestimmt knapp 2 km nördlich von Cuevas del Almanzora weiträumig die Oberfläche. Es setzt an der nördlichen Gebirgsumrahmung in ca. 180 m ü. NN ein, fällt mit 2–3° Neigung zum Beckenzentrum bis auf ca. 135 m ü. NN ab und geht in Flußnähe lokal mit einer deutlichen Stufe in ein ca. 120 m ü. M. hohes Niveau über. Das Glacis wird hier von einem knapp 20 m mächtigen Feinsedimentpaket gebildet, das einem Geröllkörper in ca. 100 m ü. NN aufliegt. Am Steilabfall zur holozänen Talauwe, wo die Feinsedimente fehlen, tritt der Geröllkörper als selbständiges Niveau in Erscheinung. Die die Steilstufe zum Río Almanzora aufbauenden, bis zu 25 m mächtigen Ablagerungen bestehen aus fluvial transportierten Geröllen, Kiesen und Sanden. In die vorwiegend weni-

ger als 30 cm im Durchmesser erreichenden Gerölle sind einzelne, kantige Grobblöcke eingeschaltet. Im Extremfall wurde eine 4,5 m lange, knapp 1 m hohe Gesteinsplatte gefunden (Abb. 1, Aufschluß 2; Abb. 3). Sie befindet sich unmittelbar westlich des 178 m hohen „Cabezo“ und somit in gleicher Entfernung zum Beckenrand wie der 3 m große gerundete Block des villafrancazeitlichen Glacis. Während die Blöcke in diesem Niveau stets Rundungsmerkmale aufweisen und häufig lagenweise auftreten, sind in mittelquartären Glacisrelikten angetroffene isolierte Großblöcke in der Regel noch nicht einmal kantengerundet und oft von plattiger Gestalt. Es ist daher naheliegend, davon auszugehen, daß es sich bei den über 2 m im Durchmesser erreichenden kantigen Komponenten um Driftblöcke handelt, die auf Eisschollen transportiert wurden.

In diesem Fall hätte eine winterliche Temperaturabsenkung von ca. 12° C in dem über 2000 m ü. NN erreichenden Einzugsgebiet die entsprechenden Voraussetzungen hervorgerufen. Mit der Frühjahrsschneeschmelze ist infolge der Verringerung der Evapotranspiration von einer erheblichen Erhöhung der Abflußmengen auszugehen, so daß Eisschollen in relativ kurzer Zeit bis in das Becken von Vera transportiert werden konnten.



Abb. 2: Mittelquartäre und villafrancazeitliche Glacis

- 1 = Unterkante des villafrancazeitlichen Akkumulationskörpers
2 = Auflagerung der mittelquartären Deluviallöss



Abb. 3: Driftblock im
mittelquartären Akkumulationskörper
— Aufschluß 2

Nordöstlich von Comara (vgl. Abb. 1) setzt mit einer scharfen Grenze über den oben beschriebenen Ablagerungen ein 16—20 m mächtiges Feinsedimentpaket (Abb. 1, Aufschluß 3; Abb. 4) ein. Zum überwiegenden Teil besteht es aus sandigen Schluffen, in die einzelne Sand- und Calichelagen zwischengeschaltet sind. VÖLK (1979: 19) interpretiert sie als „hier vorwiegend schluffige Schwemmfächer-Sedimente“. Da sie jedoch mit scharfer Grenze über den liegenden Geröllen einsetzen, die schluffigen Partien keine Schichtung aufweisen und völlig steinfrei sind, ist zu überprüfen, inwieweit sie äolische Ablagerungen darstellen. Die Korngrößenanalysen (Tab. 2) stützen diese Deutung.

Mit 40—50 % und in einzelnen Lagen sogar über 60 % weisen sie ein deutliches Maximum in der Mittel- und Grobschlufffraktion auf. Da jedoch auch der Sandanteil mit 25—42 % recht hoch ist, werden sie als stark sandiger Deluviallöß angesprochen, der in Wechsellagerung mit Bodenbildungen auftritt. Als

Liefergebiet der äolischen Sedimente kommt das jahreszeitlich ausgetrocknete, unmittelbar südlich angrenzende breite Talbett des Almanzora infrage, was auch den relativ hohen Sandgehalt erklärt. Die inselartige Verbreitung vor dem 187 m hohen villafrancazeitlichen Rücken läßt sich gut mit den dominierenden Winden aus SSW und SW (HOFFMANN 1988: 10) vereinbaren. Wesentlich geringmächtiger, aber in der Korngrößenzusammensetzung mitteleuropäischen Lössen vergleichbar, sind die in den weiteren mittelquartären Glacisresten (Abb. 1, Aufschluß 4—6; Tab. 2, Abb. 5) enthaltenen Deluviallöße. Im Aufschluß 4 liegt eine 4 m mächtige Schluffablagerung vor, deren äolische Entstehung zwingend ist, weil das eng begrenzte Einzugsgebiet ausschließlich aus pliozänen bzw. villafrancazeitlichen Konglomeraten ohne jegliche Feinsedimenteinschaltung besteht.

Die Mittel- und Grobschlufffraktion liegt zwischen 53 und 60 %, der Feinsandanteil schwankt zwischen 5 und 25 %; der Mittelsandanteil ist gering und der

Tab. 2: Korngrößenzusammensetzung (in %), Kalkgehalt und Bodenfarbe nach Munsell Soil Color Charts (1954) ausgewählter äolischer Sedimente (Lage der Aufschlüsse s. Abb. 1)

Aufschluß (s. Abb. 1)	Ton	Fein-Mittel-Grob- Schluff			Fein-Mittel-Grob- Sand			CaCO ₃ in %	Bodenfarbe trocken
3	11	2	—	62	22	2	1	10	7,5 YR 8/2
	9	—	27	26	13	15	10	17	7,5 YR 8/2
	13	8	18	26	21	9	5	13	7,5 YR 8/2
4	11	8	16	38	26	1	—	22	2,5 Y 7/2
	21	14	31	25	8	—	—	20	2,5 Y 7/4
	19	15	34	26	6	—	—	23	2,5 Y 7/2
5	26	17	25	22	8	2	—	27	7,5 YR 6/2
	28	14	30	26	2	—	—	22	7,5 YR 7/2
	20	18	32	23	5	2	—	23	7,5 YR 6/2
6	20	14	20	22	17	6	2	24	2,5 Y 8/2
	12	9	16	26	26	9	2	18	10 YR 6/3
	27	15	22	23	11	2	1	25	10 YR 6/3

Grobsandanteil fehlt. Eine ähnliche Zusammensetzung mit etwas höherem Ton-, aber einem stets unter 10 % liegenden Fein- und Mittelsandanteil weisen die Feinsedimente in einem 1,5 km östlich gelegenen Glacisrest auf (Abb. 1, Aufschluß 5).

Einen weiteren Hinweis auf die äolische Entstehung der beiden letztgenannten Vorkommen geben die gerundeten und mattierten Quarkörner der Sandfraktion. Die als mittelquartäre Deluviallöss eingeordneten Sedimente haben die charakteristischen Eigen-

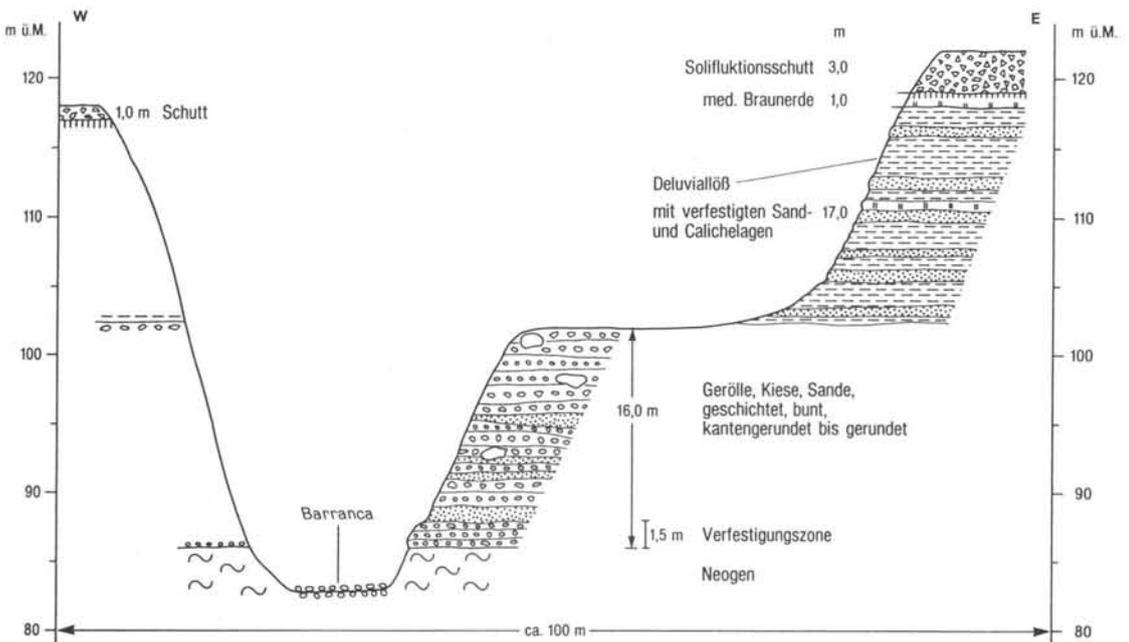


Abb. 4: Mittelquartärer Akkumulationskörper aus fluviatilen, äolischen und periglazialen Ablagerungen — Aufschluß 3.



Abb. 5: Wechsellagerung
aus Deluviallössen (2) und
Solifluktionsschuttdecken (1)
— Aufschluß 6

schaften der von BRUNNACKER beschriebenen wümeiszeitlichen Lössen dieses Raumes. So ist die Schwankungsbreite des CaCO_3 -Gehaltes mit 10–27 % und der Korngrößenzusammensetzung wesentlich größer als in mitteleuropäischen Lössen (BRUNNACKER 1979: 112). Übereinstimmungen liegen auch in der hellgrau-braunen Farbe und der guten Standfestigkeit vor, jedoch weist die Mächtigkeit der mittelquartären Lössen eine größere Schwankungsbreite auf.

Wenn mittelquartäre Deluviallössen bisher aus Südostspanien nicht erwähnt wurden, so mag dies an einem „nicht ausreichend intensiven Suchen nach Lößprofilen“ (BROSCHKE 1977: 338) liegen oder daran, daß Lössen in kleinsten Inseln vorkommen, „die leicht übersehen werden“ (BRUNNACKER 1974: 65).

Für die Auswehung der Feinsedimente, die als Hinweise auf kalt-trockene Verhältnisse zu werten sind, standen neben den breiten Talzügen der Vorfluter

auch Teile der Glacisoberflächen selbst zur Verfügung. So treten innerhalb der Glacisakkumulationen mehrere Meter mächtige klastische Sedimente auf (Abb. 6), die aus ungeschichtetem, matrixarmem Schutt bestehen und ebenfalls als Liefergebiet gedient haben können. Hinzu kommt der breite Saum oberhalb des kaltzeitlich abgesenkten Meeresspiegels. Der relativ hohe Fein- und Mittelsandanteil erklärt sich m. E. dadurch, daß aufgrund der Beckenlage die Verwehung nur über wenige Kilometer erfolgte.

Die Deluviallössen bilden stets das Hangende klastischer Ablagerungen und werden ihrerseits immer von Schuttdecken gekappt. Längsachseneinregelungen nach der Methode Poser-Hövermann zeigen für das kantige, ungeschichtete Material einen solifluidalen Transport an. Nur einzelne Lagen sind sortiert und geschichtet. Nach BROSCHKE (1978b: 91) reichen südlich der Sierra Nevada wümeiszeitliche „Schuttdecken mit für Solifluktion sprechendem Einrege-



Abb. 6: Matrixarme Glacisschuttdecke.

lungsspektrum ihrer Längsachsen in geschlossenen Vorkommen bis 150—200 m ü. M. herunter.“ BRUNNACKER (1974: 65) sieht in ihnen zwar ebenfalls Merkmale intensiver Frostverwitterung, weist jedoch murenartige Bewegungen oder Gekrieche des Gehängespülschuttes nicht gänzlich von der Hand. Aufgrund des geringen Gefälles der Basis der Schuttdecken von weniger als 3° können im Untersuchungsgebiet Muren ausgeschlossen werden; gegen ein Herabgleiten von wasserübersättigten mergelig-tonigen Sedimenten mit eingelagertem Schutt sprechen sowohl der geringe Feinmaterialanteil als auch die zwischengeschalteten, geschichteten Lagen. Auf einen solifluidalen Transport deuten dagegen auch taschenbodenartige Verwürgungen im Übergangsbereich zu den liegenden, sandigen Schluffen (Abb. 1, Aufschluß 7; Abb. 7) hin. Aus diesen Verwürgungen können keinesfalls Permafrostbedingungen abgeleitet werden. Vielmehr dienen sie als Hinweis auf zumindest zeitweise stark erniedrigte Wintertemperaturen,

die einen Wechsel von Gefrier- und Tauprozessen in einem entsprechend tiefen Frostboden anzeigen. Ein Indiz für eine erhebliche Temperaturabsenkung während der Akkumulation der mittelquartären Glacis ist auch ein in einem Grobblocknest enthaltenes, 50 cm Durchmesser großes Geröll aus schwach verfestigtem Feinsand (Abb. 1, Aufschluß 8; Abb. 8). Da dieses aufgrund seiner Rundung fluviatil transportiert worden ist, muß es im gefrorenen Zustand vorgelegen haben.

Die im Raum Cuevas del Almanzora in mittelquartären Glacisablagerungen enthaltenen Kaltzeitindikatoren, wie mächtige Lößablagerungen mit eingeschalteten Solifluktionsschuttbändern, mehrere Meter mächtiger, solifluidal transportierter Hangschutt, Driftblöcke sowie Sandgerölle weisen auf eine im Vergleich zur Würmkaltzeit größere Temperaturabsenkung hin. Nimmt man wenigstens für einen beschränkten Zeitraum mittlere Wintertemperaturen



Abb. 7: Solifluktionsschuttedecke mit zwischengeschalteten fluviatilen Schichten und Verwürgungen (1) im Übergangsbereich zu den liegenden sandigen Schluffen — Aufschluß 7.

von -2°C an, so würde sich zumindest für einige Zeitabschnitte der mittelquartären Glacisbildung eine winterliche Temperaturniedrigung von $12-15^{\circ}\text{C}$ ergeben. Diese Interpretation steht in Einklang mit den Vorstellungen von BUTZER (1964: 21f.), demzufolge die älteren Kaltzeiten im westlichen Mittelmeerraum um ca. 4°C kälter waren als die jüngeren. Daß in diesem Raum niedrige Wintertemperaturen auch in der Gegenwart auftreten können, zeigen die absoluten Minima von Murcia. So wurden dort in einem Februar -10°C gemessen, ein Wert, der um mehr als 20°C unter der mittleren Februartemperatur liegt (Tab. 1).

BROSCHÉ (1978a: 192f.) faßt die bisher in der Literatur beschriebenen Kryoturbationserscheinungen in Spanien zusammen. Danach konzentrieren sich die meisten Vorkommen auf mittelquartäre Ablagerungen. Nach LHÉNAFF (1986: 23) gilt das Mittelquartär als eine Periode mit großer morphodynamischer Aktivität, wobei die Glaziale durch Trockenheit und Kälte charakterisiert waren. BOUSQUET (1986: 31f.) dagegen führt die bedeutende Reliefentwicklung dieser Zeit auf eine besonders intensive Tektonik zurück. Hierzu soll im folgenden Stellung genommen und versucht werden, die Bildungszeit des mittelquartären Glacis etwas präziser zu fassen.

6 Zur Alterseingrenzung der mittelquartären Glacisbildung

Zwischen der Sedimentation der hangenden Schichten der villafrancazeitlichen Glacisreste, die nordwestlich der "Tres Cabezos" bis maximal 187 m ü. M. reichen, und der am Steilabfall zum Río Almanzora an der Basis in 80–90 m einsetzenden Geröllakkumulation des mittelquartären Glacis hat im Untersuchungsgebiet eine Phase intensiver Ausräumung stattgefunden, während der Teile der Landoberfläche bis zu 100 m erniedrigt wurden. Da die Basis der villafrancazeitlichen Glacisreste von den Tres Cabezos zum nördlichen Gebirgsrand von 155 m auf 105 m (Abb. 1, Aufschluß 9) abnimmt und hier tektonisch gestört ist, ist ein Aufleben der Beckenrandverwerfungen nach Ausbildung des villafrancazeitlichen Glacis als Hauptursache der Ausräumung zu sehen. In dieser Zeit erfolgte der Durchbruch des Río Almanzora durch die Sierra de Almagro (WENZENS 1993, im Druck). Die erst altquartäre Flußablenkung erklärt auch die starke Ausräumung des villafrancazeitlichen Glacis in diesem Abschnitt des Beckens. Angaben über die Zeitdauer und klimatischen Gegebenheiten dieser Erosionsphase, in der nicht nur große Teile des ca. 30 m mächtigen Akkumulationskörpers des villafrancazeitlichen Niveaus abgetragen und darüber

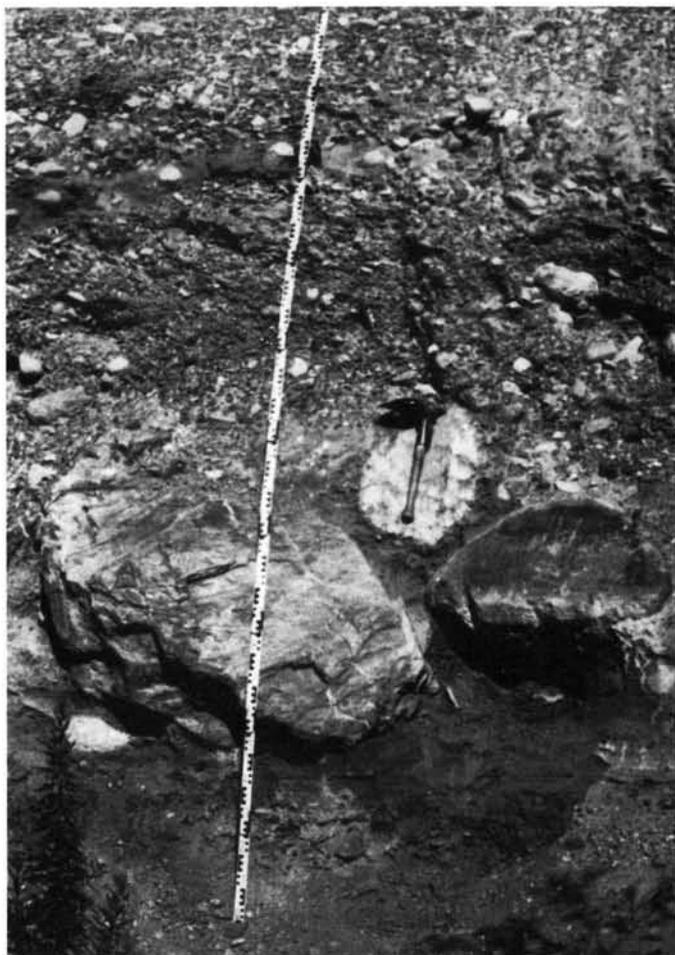


Abb. 8: Fluvial transportierter Block aus schwach verfestigten Sanden (Spaten) — Aufschluß 8.

hinaus die liegenden Neogenschichten tiefergelegt und größtenteils eingeebnet wurden, können nicht vorgenommen werden. Es empfiehlt sich, diese Ausräumungsphase in das Altquartär zu stellen.

Sieht man von der im gesamten Quartär aktiven Palomares-Verwerfung ab, in deren Nähe das Glacis westlich der Störung aufgewölbt wurde, so sind die mittelquartären Ablagerungen im Untersuchungsgebiet nicht verstellt. Die Akkumulation des mittelquartären Glacis ist daher nicht tektonisch bedingt, wie dies BOUSQUET (1986) annimmt, sondern geht in erster Linie auf eine Zeit mit zumindest teilweise stark abgesenkten Temperaturen und längeren Trockenphasen zurück. Die Akkumulation des mittelquartären Glacis (Abb. 1, Aufschluß 7) schließt mit einer Hangschuttdecke ab. Von der ehemaligen Bodenbildung ist nur ein massiver, bis zu 1 m mächtiger Kalkanreicherungs-horizont erhalten. Die ESR-Altersabschätzungen mehrerer Proben liegen alle über 410 ka. Im Hangenden befinden sich noch bis zu 3 weitere Cc-Horizonte,

die von rubefizierten Sanden, Kiesen und Geröllen getrennt werden.

Der Zeitraum der Glacisbildung läßt sich somit auf das frühe Mittelquartär eingrenzen, wobei nicht auszuschließen ist, daß die Akkumulation der z. T. über 35 m mächtigen Sedimente (Abb. 4) mehrere Kaltzeiten umfaßte. So können südlich des Río Almanzora drei mittelquartäre Glacis-Niveaus ausgegliedert werden (WENZENS 1991, 190f). Dies gilt auch für das Becken von Huércal-Overa, wo ebenfalls bis zu drei mittelquartäre Glacis auftreten (WENZENS 1993).

Östlich von Cuevas del Almanzora ist mit der Entstehung dieses Glacis die Bildung weitflächiger Verbnungen Vera abgeschlossen. Im Zuge der Eintiefung des Río Almanzora und seiner Nebenflüsse in dieses Niveau wird das Talnetz festgelegt. Im weiteren Verlauf führt der Wechsel zwischen Akkumulation und Erosion zur Ausbildung von Flußterrassen. So ist dem mittelquartären Glacis bei La Portilla (Abb. 1,

Aufschluß 10) eine Flußterrasse in 90 m ü. M. vorlagert. Die insgesamt 16 m mächtige Aufschüttung besteht im wesentlichen aus gut geschichteten und sortierten Kiesen und Geröllen. Im Unterschied zur Zusammensetzung der Glacissedimente erreichen die Grobblöcke maximal 1,5 m Durchmesser und sind gerundet.

Reste dieses Niveaus treten vor allem auf der rechten Talseite auf, wo noch zwei weitere Terrassenniveaus ausgegliedert werden können. Sie weisen eine wesentlich geringere Mächtigkeit auf und lassen sich bis zur Palomares-Verwerfung als kleinräumige Relikte verfolgen. Die letzteiszeitliche Flußterrasse befindet sich am Eintritt des Río Almanzora nur wenige Meter über dem breiten rezenten Talboden und taucht im Mündungsbereich unter die holozänen Ablagerungen ab. Diese Sedimente zeichnen sich durch einen hohen Kies- und Sandanteil aus, Grobgerölle treten stark zurück, und die für kaltzeitliche Ablagerungen charakteristische Inkrustierung fehlt.

7 Schriftenverzeichnis

- BÜMEL, W. (1981): Pedologische und geomorphologische Aspekte der Kalkkrustenbildung in Südwestafrika und Südostspanien. — *Karlsruher Geogr. Hefte*, 10: 228 S., 51 Abb., 8 Karten, 6 Tab.; Karlsruhe.
- BOUSQUET, B. (1986): Tectonique et quaternaire moyen en Méditerranée. — *Bull. Assoc. Géogr. Franc.*: 31—44, 1 Abb., 1 Tab.; Paris.
- BROSCHKE, K. (1977): Geomorphologische und bodengeographische Analyse holozäner, jung- und mittelpleistozäner Sedimente und Böden in Spanien und Südfrankreich. — *Catena*, 3: 311—342, 9 Abb.; Gießen.
- (1978a): Der vorzeitliche periglaziale Formenschatz auf der Iberischen Halbinsel, Möglichkeiten zu einer klimatischen Auswertung. — *Colloq. sur le Périglaciaire d'Altitude du dom. Méditer. et abords.*: 187—202, 1 Abb.; Strasbourg.
- (1978b): Ergebnisse einer vergleichenden Studie zum rezenten und vorzeitlichen periglazialen Formenschatz auf der Iberischen Halbinsel. — *Biuletyn Peryglacyalny*, 27: 53—103, 16 Abb., 4 Fig.; 2 Tab.; Łódź.
- (1978c): Beiträge zum rezenten und vorzeitlichen periglazialen Formenschatz auf der Iberischen Halbinsel. — *Abhandl. Geogr. Inst., Sonderh.*, 1: 287 S., 13 Abb., 19 Tab., 61 Phot., 2 Karten; Berlin.
- BRUNNACKER, K. (1974): Löss- und Paläoböden der letzten Kaltzeit im mediterranen Raum. — *Eisz. u. Gegenw.*, 25: 62—95, 10 Abb., 3 Tab.; Öhringen.
- (1979): Zur Bodengeschichte des Jungquartärs im mediterranen Raum. — *Z. Geom. N.F., Suppl.-Bd.*, 33: 109—117, 3 Abb.; Berlin.
- & LOŽEK, V. (1969): Lößvorkommen in Südostspanien. — *Zeitschr. f. Geom. N.F.*, 13: 297—316, 5 Abb., 2 Tab.; Berlin.
- BUTZER, K. (1964): Pleistocene cold-climate phenomena of the island of Mallorca. — *Zeitschr. f. Geom. N.F.*, 8: 7—31; Berlin.
- COUVREUR, G. & RAYNAL, R. (1981): Quelques thèmes de recherche géomorphologique dans les pays méditerranéens. — *Méditerranée*, 4: 43—51; Aix-en-Prov.
- DUMAS, B. (1979): Variations climatiques quaternaires et morphogénèse dans le Sud du Levant espagnol. — *Médit.*, 3: 27—36, 6 Abb.; Aix-en-Prov.
- FERRE BUENO, E. (1979): El valle del Almanzora. — 494 S., 80 Abb., 27 Tab., 44 Phot.; Almería.
- HARVEY, A. (1978): Dissected alluvial fans in southeast Spain. — *Catena*, 5: 177—211, 14 Abb., 7 Phot.; Braunschweig.
- (1987): Patterns of Quaternary aggradational and dissectional landform development in the Almería region, southeast Spain: a dry-region, tectonically active landscape. — *Die Erde*, 118: 193—215, 9 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- HOFFMANN, G. (1988): Holozänstratigraphie und Küstenlinienverlagerung an der andalusischen Mittelmeerküste. — *Berichte Fachber. Geowissensch. Univ. Bremen*, 2: 173 S., 47 Abb., 21 Tab.; Bremen.
- LHÉNAFF, R. (1986): Héritages morphoclimatiques et environnements du quaternaire moyen méditerranéen. — *Bull. Assoc. Géogr. Franc.*: 21—27; Paris.
- MÜLLER, M. (1979): Handbuch ausgewählter Klimastationen der Erde. — *Forschungsstelle Bodenerosion der Univ. Trier*, 5: 346 S., 10 Karten; Trier.
- THORNES, J. (1976): Semi-arid erosional systems. *Geogr. Papers*, 7; London.
- VÖLK, H. (1967): Zur Geologie und Stratigraphie des Neogenbeckens von Vera, Südost-Spanien. — *Diss. Univ. Amsterdam*, 160 S., 3 Abb., 2 Tab., 8 Phot.; Wageningen.
- (1973): Klima und Vegetation im Mündungsgebiet des Río Almanzora und Río de Aguas. — *Heidelb. Geogr. Arb.*, 38: 267—282, 2 Abb., 4 Tab.; Heidelberg.
- VÖLK, H. (1979): Quartäre Reliefentwicklung in Südost-Spanien. — *Heidelb. Geogr. Arb.*, 58: 143 S., 11 Abb., 28 Phot., 1 Karte; Heidelberg.
- WENZENS, G. (1991): Die mittelquartäre Reliefentwicklung am Unterlauf des Río Almanzora (Südostspanien). — *Freiburger Geogr. Hefte*, 33: 185—197, 11 Abb.; Freiburg.
- (1992): The influence of tectonics and climate on the Villafranchian morphogenesis in semiarid Southeastern Spain. — *Zeitschr. f. Geom. N.F. Suppl.-Bd.* 84: 173—184, 9 Abb., 2 Phot., 1 Tab.; Berlin.
- (1993): The influence of Quaternary tectonics on river capture and drainage patterns in the Huércal-Overa basin, SE-Spain. *Balkema* (im Druck).
- & ROMMERSKIRCHEN, E. (1979): Zur genetischen Differenzierung von Fußflächen im Bereich der Südmeseta. — *Landschaftsgenese u. Landschaftsökologie*, 5: 101—104; Braunschweig.

Stratigraphy, Geochemistry, and Paleomagnetism of Late Quaternary Bedrock and Paleosols, Karisoke Area, Virunga Mountains, Northwestern Rwanda

WILLIAM C. MAHANEY, RONALD G. V. HANCOCK & RENÉ W. BARENDREGT *)

Quaternary, stratigraphy, geochemistry, palaeomagnetic research,
Africa, Northwestern Rwanda, Virunga Mountains

Abstract: A surface soil and two buried paleosols, units II-III-IV (upper) and IV (lower)-V, provide important information on paleoclimate/drainage in the Virunga Mountains from drier to wetter paleoclimatic episodes of the last glaciation and middle postglacial periods. In general, the stratigraphy indicates a period of bedrock weathering, followed by episodic emplacement of tuffaceous sediments accompanied by weathering initially in a drier and perhaps colder paleo-environment. Later, during the last glaciation (interstadial), increased stream activity emplaced alluvium, covered with a thin layer of tuff, all of which is weathered more vigorously than the underlying sediments. The surface soil (ground soil) shows comparatively less weathering and movement of mobile elements indicating the late middle to late Holocene paleo-environment was somewhat drier and perhaps cooler compared with the early Holocene. The geochemistry of these three soils shows considerable depletion of Na, Ca, and K in the middle paleosol relative to the older buried paleosol and to the surface horizons. Iron is an important indicator of paleoclimate, suggesting that the middle II and III units of the upper paleosol formed under a paleoclimate wetter than today. The radiocarbon-dated middle paleosol indicates it could have been exposed to subaerial weathering from the Kalambo Interstadial ($\approx 25,000$ yr BP) to the middle Holocene. The total weathering in the middle unit is too advanced to have occurred during the Holocene. The relatively high concentrations of Th in local bedrock, tuffs, alluvium and slope wash indicate that it is the source of radioactivity reported by other workers in The Virunga Mountains.

[Stratigraphie, Geochemie und Paläomagnetik
spätquartärer Gesteine und Paläoböden
im Karisoke-Gebiet der Virunga-Berge, Nordwest-Rwanda]

Kurzfassung: Ein rezenter Boden und zwei begrabene Paläoböden, Einheiten II-III-IV (oberer) und IV (unterer)-V, liefern wichtige Informationen über Paläoklima und Abflußverhältnisse in den Virunga-Bergen von trockeneren zu feuchteren paläoklimatischen Phasen des Spätglazials bis zu mittleren postglazialen Zeiten. Zusammenfassend betrachtet, weist die stratigraphische Abfolge zunächst auf eine Verwitterungsperiode des Festgesteins hin, der eine Phase folgt, in der tuffige Schichten abgelagert wurden. Die Zeit war von einer Verwitterung unter trockeneren und vielleicht kälteren Bedingungen begleitet. Später, während des letzten Glazials, kam es bei verstärkter Aktivität der Flüsse zur Sedimentation von Schwemmlandablagerungen, die von einer dünnen Tuff-Schicht überdeckt wurden. Diese Sedimente sind intensiver verwittert als die liegenden Schichten. Der rezente Boden zeigt eine vergleichsweise geringe Verwitterung mobiler Elemente, was darauf hindeutet, daß die Klimaverhältnisse im späten Mittel-Holozän und Spät-Holozän etwas trockener und vielleicht kühler waren als im Früh-Holozän. Die Geochemie der drei Böden zeigt eine bedeutende Abnahme von Na, Ca und K im mittleren Paläoboden im Vergleich zum älteren Paläoboden und zu den rezenten Böden. Eisen als ein wichtiger Indikator für das Paläoklima deutet darauf hin, daß die mittleren Einheiten II und III des oberen Paläobodens unter feuchteren Klimabedingungen als heute entstanden sind. Die Radiokarbon-Datierungen des mittleren Paläobodens zeigen, daß dieser Boden einer subaerischen Verwitterung vom Kalambo-Interstadial (≈ 25000 Jahre vor heute) bis zum Mittel-Holozän ausgesetzt war. Die gesamte Verwitterung im mittleren Abschnitt ist zu weit fortgeschritten und während des Holozäns entstanden. Die relativ hohe Konzentration von Th in den anstehenden Festgesteinen, Tuffen, Schwemmlandsedimenten und Hangrutschmassen zeigt, daß Th die Quelle der Radioaktivität ist, von der andere Autoren aus den Virunga-Bergen berichten.

*) Adresses of the authors: Prof. Dr. WILLIAM C. MAHANEY, Geomorphology and Pedology Laboratory, Department of Geography, Atkinson College, York University North York, Ontario, Canada M3J 1P3. Dr. R. G. V. HANCOCK, SLOWPOKE Reactor Facility and Department of Chemical Engineering and Applied Chemistry, University of Toronto, Toronto, Ontario, Canada M5S 1A4. Prof. RENÉ W. BARENDREGT, Department of Geography, Lethbridge University, Lethbridge, Alberta, Canada T1K 3M4.

1 Introduction

The surficial geology and geochemistry of the Virunga Mountains in northwestern Rwanda are very poorly understood (ANTRUN and MAGNEE 1983; HARRIS 1982). Of the five Rwandan volcanoes, Karisimbi (4510 m) is the highest and contains a complex series of lava flows which cover the largest area. Over 150 parasitic cones circle the summit area and presumably are the source of most pyroclastic sediments and rocks found around the mountain. One young lava flow (precise location unrecorded) from Karisimbi has been dated 56,000 yr by K/Ar (HARRIS 1982). The following discussion concerns the stratigraphy, geochemistry and paleomagnetism of a section on the northeastern flank of Karisimbi (Figure 1) at 3100 m (in the valley area between Karisimbi and Visoke).

2 Field Area

The Virunga Volcanoes in northwestern Rwanda (on the Zaire-Rwanda-Uganda border Figure 1), consist mainly of rocks of basaltic composition (MERCIER 1984). In some cases, thick cover over rocks of tuffaceous

origin overlie the basalt; all are usually weathered to depths of 1.0 to 3.0 m depending on age. Surficial deposits of loess, colluvium and alluvium are often weathered into thick (≈ 2.0 m) brown (10 YR 4/4) colored paleosols sometimes forming compound units (e.g. similar to IIA11b and IIA12b horizons in Figure 2) that appear to have formed during the last glaciation when the timberline was depressed several hundred meters.

The site is located in the upper portion of the Hagenia woodland dominated by *Hagenia abyssinica* (COE 1967; HEDBERG 1964). The presence of a dark moorland-like paleosol, at or near the surface, that can be traced to elevations as low as 2750 m indicates a substantial vegetation depression. Because the thick moorland-like paleosol is similar to one observed on Mount Kenya (900 km to the east) (MAHANEY 1990), it is considered an important paleoclimatic indicator. The present-day climate is wet with mean annual precipitation at approximately 2000 mm (FOSSEY 1982). Evapotranspiration is unknown. The temperature in the upper Hagenia forest may approximate the mean annual temperature of $10 \pm 6^\circ\text{C}$ at a similar altitude on Mount Kenya (MAHANEY & BOYER 1986).

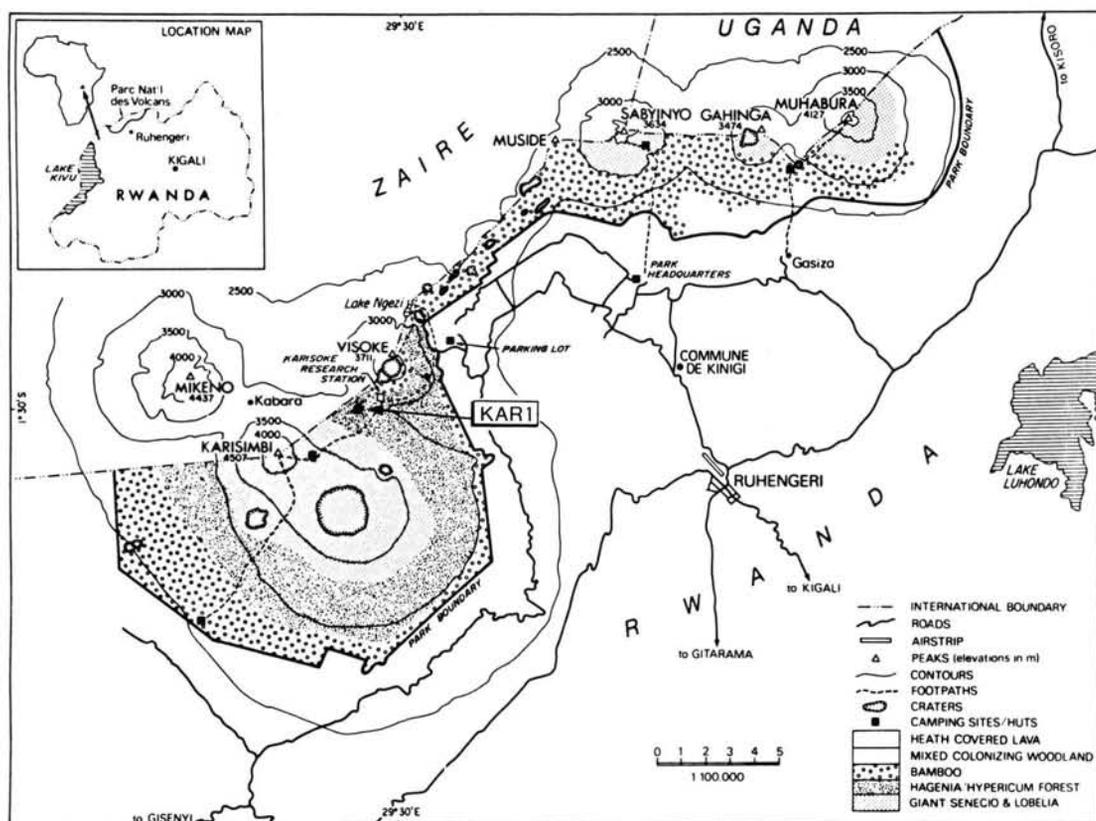


Fig. 1: Location of sampling site in the Virunga Mountains, northwestern Rwanda.

3 Methods

The KAR1 section was described using the nomenclature of the SOIL SURVEY STAFF (1951, 1975) and BIRKELAND (1984). Soil and sediment colors were estimated using the color chips of OYAMA & TAKEHARA (1970). Samples were collected and dried after removing the granule and pebble size material (> 2 mm). Particle size determinations follow the Wentworth scale (FOLK 1968) for coarse material (sand and silt) and the SOIL SURVEY STAFF (1975) for fine particles (clay). Particle sizes were determined by dry sieving for coarse material (2 mm—63 μ m) (DAY 1965) and by sedimentation for fines (< 63 μ m) (BOUYOCOS 1962). Each sample was X-rayed using Ni-filtered Cu K α radiation to determine the mineral content of the < 2 μ m fraction following procedures outlined by WHITTIG (1965) and MAHANEY (1981). Salts were analyzed following procedures of BOWER & WILCOX (1965). The pH was measured by electrode using a soil-water ratio of 1:5. The < 2 mm samples were subsampled and approximately 1 to 2 g was placed in small flip-top polyvials for neutron activation analysis in the SLOWPOKE nuclear reactor at the University of Toronto (HANCOCK 1978, 1984).

To determine the concentrations of U, Dy, Ba, Ti, Mg, Na, V, Al, Mn, Ca and K, which produce short-lived radioisotopes, the samples were irradiated serially for 1 minute at a neutron flux of 1.0×10^{11} n \cdot cm $^{-2}\cdot$ s $^{-1}$ in the SLOWPOKE nuclear reactor at the University of Toronto. After a delay time of 19 minutes (which allows the very short-lived 28 Al to decay to acceptable levels), each sample was assayed using 5 minute counts with on-site gamma-ray spectrometers, as described by HANCOCK (1984). Appropriate gamma-ray peak areas were measured and the chemical concentrations calculated using the comparator method.

The samples were then batch irradiated for 16 hours at a neutron flux of 2.5×10^{10} n \cdot cm $^{-2}\cdot$ s $^{-1}$, and after a waiting time of approximately 7 days the concentrations of Sm, U, Yb, La, As, Sb, Br, Sc, Fe and Na were similarly determined, with the Na giving a cross-check with the first analysis. After a two-week delay, the samples were recounted and the concentrations of Nd, Ce, Lu, Ba, Th, Cr, Hf, Sr, Cs, Ni, Th, Sc, Rb, Fe, Co, Ta and Eu were measured. Once again, the Sc and Fe were used to cross-check the second phase of the analysis.

4 Results and Discussion

4.1 Stratigraphy

A sequence of slope wash and alluvium, interbedded tuffs, and basalt that is presumably younger than

$\approx 50,000$ yr (HARRIS 1982) provided an opportunity to study weathering and paleosol genesis in a humid tropical setting over a short span of time. The weathered basalt and tuff (units V and IV) shown in Figure 2 are exposed in a gully along the lower flanks of Karisimbi Volcano. Because the two lower units were less highly weathered (based mainly on color differences observed in the field), it was inferred that they had formed over a short span of time followed by a longer period of weathering which produced hues as brown as 10YR 6/3. Unit III appeared to be more highly altered with colors of 10YR 4/6 indicating that Fe-hydroxides and oxides might make up the bulk of the weathering products. Because the lower two stratigraphic units consist of pyroclastic/volcanic rock materials that were at least altered to a moderate degree on a flow surface dated at $\approx 50,000$ yr, it is believed they might have weathered during the drier paleoclimate which accompanied the early stadial of the last glaciation $\approx 50,000$ —35,000 yr BP (MAHANEY, 1990).

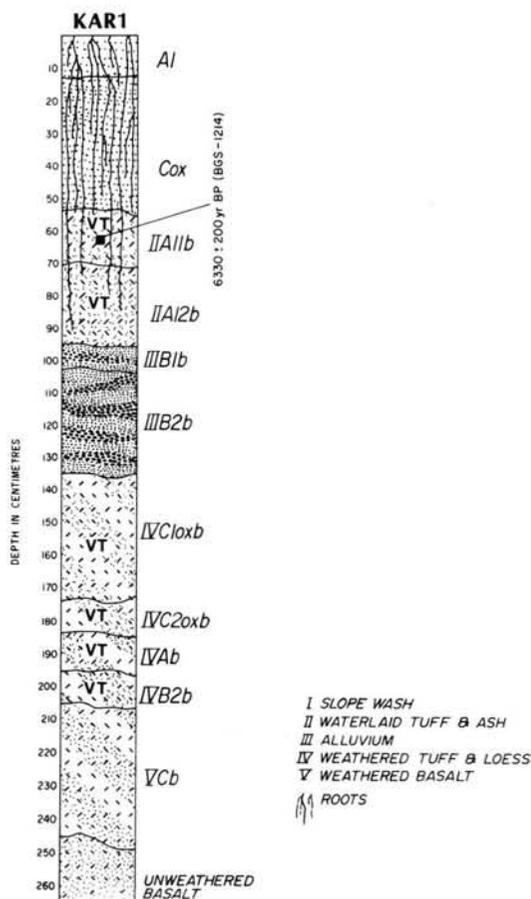


Fig. 2: Stratigraphy of the KAR1 section, Virunga Mountains.

The overlying units (I, II and III), consisting of slope wash, alluvium and waterlaid tuff, are considerably younger judging by a ^{14}C date of 6330 ± 200 yr BP (BGS — 1214) on charcoal in the IIA11b horizon. Because the precipitation is so high, the particle size so coarse (Table 1), and roots prevalent in the upper two units (Figure 2), it is highly likely that some downward movement of geobiochemical contaminants might have occurred. Units II and III appear to have formed through the interstadial of the last glaciation (Kalambo), the last glacial maximum and early to middle Holocene.

The particle size data in Table 1 show some important trends with respect to clay and silt that bear on the morphogenesis of the two buried paleosols. The lower paleosol [units IV (lower) and V] is considerably higher in silt compared with the weathered bedrock which might be related either to the airfall influx of tuffs and/or loess (glacially-crushed quartz grains indicate aeolian transport of sediments from the Ruwenzori Mountains or some other glaciated area; MAHANEY 1990) from the nearby Ruwenzori Mountains or to reworking of locally derived silt following a major vegetation belt depression during colder stadial climate at or near the end of the last glaciation. Clay translocation in this lower paleosol is only on the order of 1% indicating a drier paleoclimate that was not conducive to the downward movement of fine-grained particles.

The upper paleosol units [(II, III, and IV (upper))] also contain high silt relative to the surface slope wash unit and the weathered bedrock (V). As in the lower paleosol this increase could be related to the emplacement of pyroclastic material or to sorting and reworking of older sediments by streams. The increase of percent clay in the IIA11b and IIIB2b horizons indicates a

paleosol with considerable power to form clay relative to the underlying paleosol. This increase of clay in the IIIB2b horizon supports the hypothesis of increased downward movement relative to the lower and upper units in the sequence. Because the surface soil is formed in slope wash reworked from nearby slopes covered with pyroclastic sediments it is possible only to point out that higher sand percentages suggest sufficiently high surface run off to move coarse-grained sediments; increasing silt and clay with depth indicate the possibility of some downward movement.

4.2 Mineralogy

In order to test the hypothesis of a young ($< 50,000$ yr) age for the paleosols in the KAR1 sequence we analyzed the mineralogy of the $< 2\mu\text{m}$ fraction in each horizon. In the oldest buried paleosol only a trace amount of illite was detected in the IVB2b. Quartz is present in all horizons with moderate amounts in the VCb and IVB2b horizons diminishing somewhat in the IVA b horizon. Volcanic feldspars (mainly anorthoclase) are present in small amounts throughout with somewhat lower reflections in the IVA b horizon. Small amounts of hematite were also detected.

The mineralogy of the upper paleosol shows a similar absence of clay minerals with hematite appearing in small to trace quantities as the chief weathering product. Quartz is highest in unit II and in the IVC2oxb (moderate amounts) horizons. Volcanic feldspars are highest in the IIA11b, IIA12b, and IIIB1b horizons, declining somewhat in the lower horizons. The ground soil is noticeably different in that quartz (abundant amounts) and volcanic feldspars (small amounts) are higher than in the two buried paleosols.

Table 1: Particle size ratios for horizons in the KAR1 paleosol sequence, Virunga Mountains, Northwestern Rwanda

Horizon	Depth (cm)	Sand (%) (2mm—63 μm)	Silt (%) (63—2 μm)	Clay (%) (< 2 μm)
A1	0—13	82.4	11.1	6.5
Cox	13—54	66.8	25.5	7.7
IIA11b	54—70	43.0	42.3	14.7
IIA12b	70—94	56.4	36.8	6.8
IIIB1b	94—103	75.0	22.4	2.6
IIIB2b	103—135	29.3	59.4	11.3
IVC1oxb	135—173	35.7	57.8	6.5
IVC2oxb	173—182	82.1	15.7	2.2
IVAb	182—195	45.7	48.9	5.4
IVB2b	195—205	42.1	51.6	6.3
VCb	205—245	65.4	32.2	2.4

Table 2: Dry colors, pH and total salts in paleosol sequence KAR1, Virunga Mountains, Northwestern Rwanda

Horizon	Depth (cm)	Dry ^a Color	pH (1:5)	E. C.
A1	0—13	10 YR 2/2 2/3	5.0	.28
Cox	13—54	10 YR 4/3 4/2	5.5	.05
IIA11b	54—70	10 YR 3/3	5.3	.09
IIA12b	70—94	10 YR 3/4	5.4	.05
IIIB1b	94—103	10 YR 5/3	5.4	.05
IIIB2b	103—135	10 YR 4/6	5.5	.04
IVC1oxb	135—173	10 YR 7/3	5.5	.06
IVC2oxb	173—182	10 YR 6/3	5.8	.04
IVA b	182—195	10 YR 3/4	5.8	.08
IVB2b	195—205	10 YR 6/3	5.8	.04
VCb	205—245	10 YR 6/3 5/3	5.8	.07

^a Colors follow Oyama and Takehara (1970)

Also, pyroxene which exists in trace amounts in the buried paleosols is higher in the ground soil. Because quartz is relatively rare in the volcanic rocks of the Virunga Mountains it may signal airflow influx, perhaps, from the nearby Ruwenzori Mountains. The plagioclase feldspars are noticeably higher in the A1 horizon when compared with the lower paleosols and with the Cox horizon indicating they are being contributed from fresh outcrops up slope. Although it may be inappropriate to compare the < 2 μ m fraction mineralogy with the < 2 mm fraction geochemistry, elevated Na and K concentrations are also observed in the A1 and Cox horizons (see Table 3).

4.3 Soil Chemistry

Soil colors, pH and total salts (Table 2) were studied to determine whether they could be used to differentiate the three units. The pH trends in the upper two units show slight increases with depth; the lower unit is uniform. These data indicate slight movement of H⁺ ions in the upper two units and none in the lower unit. The data for total salts reveal only slightly higher concentrations in the A and Ab horizons relative to the other horizons. Based on the geochemical data discussed later the salts present must be NO and SO rather than Cl. The soil colors shown in Table 2 are all in the 10 YR range suggesting younger material that is not highly altered. These yellowish red colors are compatible with the liberation of moderate amounts of goethite and minimal to trace amounts of hematite. The color trends suggest that the IIIB2b horizon might contain the highest concentration of liberated

oxides, hydroxides and clay minerals. Table 3 confirms this prediction with its highly elevated Fe content in the IIIB2b horizon.

4.4 Geochemistry

The chemical analysis data for the KAR1 section, which are listed in Table 3, show considerable variability. Some of the variation may be associated with different lithological materials or with weathering, paleoclimate and/or drainage. Because Na and K are the most mobile of the major elements their depletion in the tuff/ash, alluvium, and lower tuff/loess horizons indicates that weathering effects were especially prominent in forming these Inceptisols. This supposition is born out by a check of the inter-element correlations using Pearson correlation coefficients, which show that Na and K are highly positively correlated. Both are positively correlated with Rb and are negatively correlated with Sc, T, Cr, Ni, Br and Cs.

Four other correlation groups including major elements are also apparent. Magnesium, Ca, Mn, Co, V, Sr, Cl, and Ba are all highly positively correlated and are negatively correlated with As, Sb, Br, the rare earth elements (REEs), Hf, Ta, Th, and U. Aluminium is positively correlated with As, Sb, the REEs, Hf, Ta, Th, and U, and is negatively correlated with Cr, Sc, V, Ti, Mn, and Co. Titanium, Sc, V, Cr, Ni, and Mn are all highly positively correlated and are negatively correlated with As, Sb, REEs, Hf, Th, and U. Iron does not correlate with any of the other major elements, although it is negatively correlated with Sb, the REEs, Hf, Ta, Th, and U.

Table 3: Geochemistry of the < 2 mm fraction of Section KAR 1, Karisoke Area, Virunga Mountains, Northwestern Rwanda

Lithology	Horizon	Depth (cm)	Na (%)	Mg (%)	Al (%)	Cl (ppm)	K (%)	Ca (%)	Sc (ppm)	Ti (ppm)	V (ppm)	Cr (ppm)	Mn (ppm)	Fe (%)	Co (ppm)	Ni (ppm)	As (ppm)	Br (ppm)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Sb (ppm)	Cs (ppm)	Ba (ppm)	La (ppm)	Ce (ppm)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Eu (ppm)	Tb (ppm)	Dy (ppm)	Yb (ppm)	Lu (ppm)	Hf (ppm)	Ta (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)
Slope wash	A1	0– 13	2.00	2.0	7.8	440	4.1	5.0	15.4	18200	270	122	1480	8.14	33.0	<28	<1.9	6.0	122	1040	<.17	1.1	1260	98	171	50	9.6	2.73	1.1	3.4	2.2	0.30	7.14	9.1	21.4	3.8
	Cox	13– 54	2.19	1.3	8.7	510	3.2	3.8	13.2	13000	187	84	1210	6.63	25.7	<27	2.6	11.0	114	910	.19	1.0	1160	126	218	62	11.8	2.89	1.1	4.0	2.5	0.36	8.64	10.1	30.8	5.4
Tuff & ash	IIA11b	54– 70	1.07	1.1	6.6	240	1.7	2.9	14.6	15200	208	167	1020	6.21	26.2	<32	<2.1	10.9	81	490	<.18	2.4	870	99	189	51	8.9	2.41	1.1	3.7	2.0	0.33	7.58	11.4	24.8	4.9
	IIA12b	70– 94	0.80	1.0	7.7	<200	1.5	2.3	14.9	17800	250	154	765	4.77	15.1	<29	3.3	16.3	62	300	<.17	1.9	730	101	173	68	10.8	2.86	1.1	4.3	1.7	0.24	7.90	15.6	30.1	7.1
Alluvium	IIIB1b	94–103	0.82	1.1	8.8	<200	1.5	2.6	19.6	19300	299	195	605	4.76	13.6	38	3.1	15.1	53	340	<.18	1.0	670	123	227	54	13.4	3.75	1.4	5.5	1.8	0.28	9.75	16.0	32.8	7.6
	IIIB2b	103–135	1.42	0.5	8.4	<250	2.7	1.6	9.5	9000	178	47	639	14.9	15.7	<31	4.3	10.2	103	420	<.17	0.7	810	113	199	57	9.7	2.93	1.1	4.2	1.8	0.31	8.99	11.7	35.8	6.7
Tuff & loess	IVC1oxb	135–173	3.09	0.6	10.4	<200	4.5	1.2	6.5	5700	79	29	254	2.77	5.4	<25	5.2	9.1	179	270	.36	1.2	460	90	180	56	10.1	2.51	1.1	4.7	1.7	0.37	15.3	15.6	63.9	10.9
	IVC2oxb	173–182	1.77	0.9	9.6	530	3.5	3.3	10.2	12900	195	53	1130	7.88	22.4	<24	2.1	3.2	96	850	<.15	0.4	1170	111	197	57	10.0	2.75	1.0	3.9	2.1	0.32	8.98	9.7	31.3	4.8
	IVAb	182–195	1.18	0.4	10.3	<200	2.1	1.0	8.9	7700	125	45	354	3.98	16.1	<27	3.6	17.4	73	340	.34	0.5	640	215	330	87	15.8	2.81	1.5	7.3	3.0	0.48	13.3	12.2	59.9	14.5
	IVB2b	195–205	0.85	0.57	9.7	<200	2.1	0.8	11.5	16400	139	89	230	2.36	8.7	<29	3.4	9.5	154	150	.30	3.8	750	178	370	95	14.9	2.43	1.8	7.4	3.0	0.47	12.8	22.0	56.9	13.4
Basalt	VCb	206–245	2.20	0.9	10.9	<350	3.2	3.1	11.4	12600	178	45	733	4.88	16.3	<25	2.2	6.9	95	770	<.16	0.4	1260	94	182	59	10.5	2.90	1.2	3.8	2.3	0.32	11.2	11.9	41.0	6.4

If it is possible to relate these geochemical correlation findings to the specific mineralogy of the section, then there are significant quantities of at least five primary minerals combined to make up the sediments in the KAR1 section.

The Na and K are depleted in the tuff and ash, in the alluvium, in the lower two horizons (IVAb and IVB2b) in the tuff and loess, indicating major leaching of these materials during or after their formation. The Mg, Ca, et al.-rich materials are highest in the slope wash material, in the IVC2oxb horizon in the tuff and loess, and in the weathered basalt horizon (VCb). Aluminium and its associated elements tend to increase in concentration downward through the section, with exceptionally high levels in the IVC1oxb horizon in the tuff and loess. Titanium and the associated transition metals tend to be depleted in the IIIB2b horizon in the alluvium and in the next lower IVC1oxb horizon in the tuff and loess, and in the IVAb horizon in the tuff and loess. They therefore tend to be depleted in the highest silt-containing units of the section, implying that they may be associated with material in either the sand or the clay fractions of the soils.

The distribution of Fe with depth shows trends that are probably related to paleoclimate and time of exposure to subaerial weathering processes. The highest Fe content, by far is found in the IIIB2b horizon in the alluvium. This high Fe content could result from differences in parent materials or from relative movement (depletion/enrichment) caused by different paleoclimates. The Fe levels are next highest in the slope wash material, and in the IVC2oxb horizon in the tuff and loess. If one compares the two buried paleosols [(II, III, and IV (upper)) and (IV (lower) and V)], it appears that the lower one was exposed for either a shorter time or that it formed in a paleoclimate with less available moisture than the upper one. It is likely that some of the Fe is organically complexed into a soluble form (see paleosol colors in Table 2), which allowed it to move downward in the upper buried paleosol, eventually enriching the buried B horizon. If this hypothesis is correct one is dealing with a considerably stronger paleoclimate in units II, III and IV (upper) compared with IV (lower) and V. The Fe data tend to support the notion that the lower paleosol formed during one of the stadial intervals during the last glaciation, while the upper paleosol formed mainly during the Kalambo Interstadial, Last Glacial Maximum, and early postglacial period up to around 6330 ± 200 yr BP (BGS-1214). While paleoecological data are scarce from the East African mountains, the period from 8000—4000 yr BP is considered to have been wetter and warmer than the early and later Holocene (MAHANEY 1988, 1989).

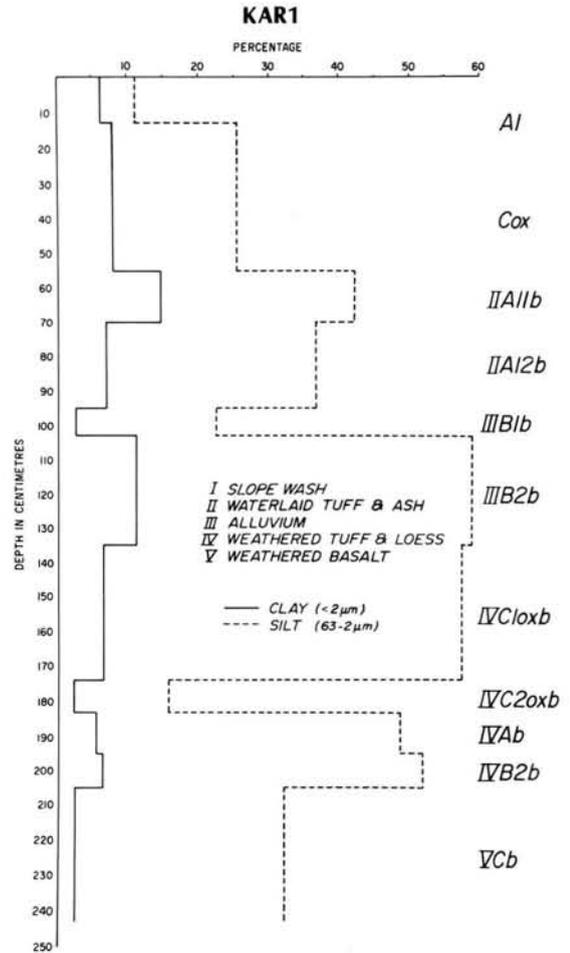


Fig. 3: Clay and silt distributions with depth in the KAR1 section.

The high concentrations of U and Th through the surface soil and buried paleosols support the scanty information on radioactive basalts discovered during a geophysical survey in the Virunga Mountains during the early 1980's (ANTUN & MAGNEE 1983). Levels of U and Th are highest in the tuff and loess.

A chondrite normalized plot of the rare earth elements for the sample suite shows relative uniformity both in curve shape and in magnitude (see Figure 4). In this figure, the outermost data points are shown with solid black lines and the profiles for representative samples A1, Cox, and IVAb are included for detail.

The relative uniformity of the pattern indicates that the < 2 mm soil (paleosol) fraction samples were formed from material of similar magmatic composition, probably over a short geological time span.

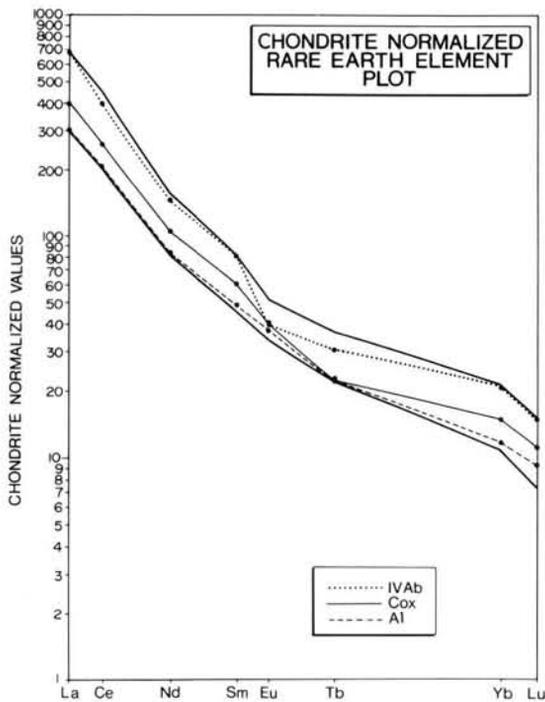


Fig. 4: Chondrite-normalized values for rare-earth elements in selected paleosol samples from the KAR1 section, Virunga Mountains.

4.5 Paleomagnetism

In July, 1987, samples for paleomagnetic analysis were collected between Visoke and Karisimbi volcanoes (Figure 1). In total, 73 polycarbonate cubes ($2\text{ cm} \times 2\text{ cm} \times 2\text{ cm}$) were inserted into the sediments using hand pressure, and where necessary through gentle tapping with a rubber mallet. In addition, several blocks of unweathered vesicular basalt were marked and collected in the field, and cored in the laboratory using a bench drill. Analysis was carried out using a DSM-1 spinner magnetometer in the paleomagnetic laboratory at the Pacific Geoscience Center.

Magnetization data for the Karisoke sediments fall into three types: (a) single component magnetization (specimen b, Figure 5); (b) multicomponent magnetization (specimen c, Figure 5); and (c) incoherent magnetization (specimens a and d, Figure 5).

Approximately one third of the pilot specimens (Figure 5) collected from the Karisoke sediments can be characterized as a Type A magnetization, that is, they are single component (except for a small present earth's field component) and their magnetization values after stepwise demagnetization plot as a straight line that reaches nearly to the origin of an

orthogonal projection. Another third of the pilot specimens can be characterized as a type B magnetization, that is, they are multicomponent, and after stepwise demagnetization, one of these components shows

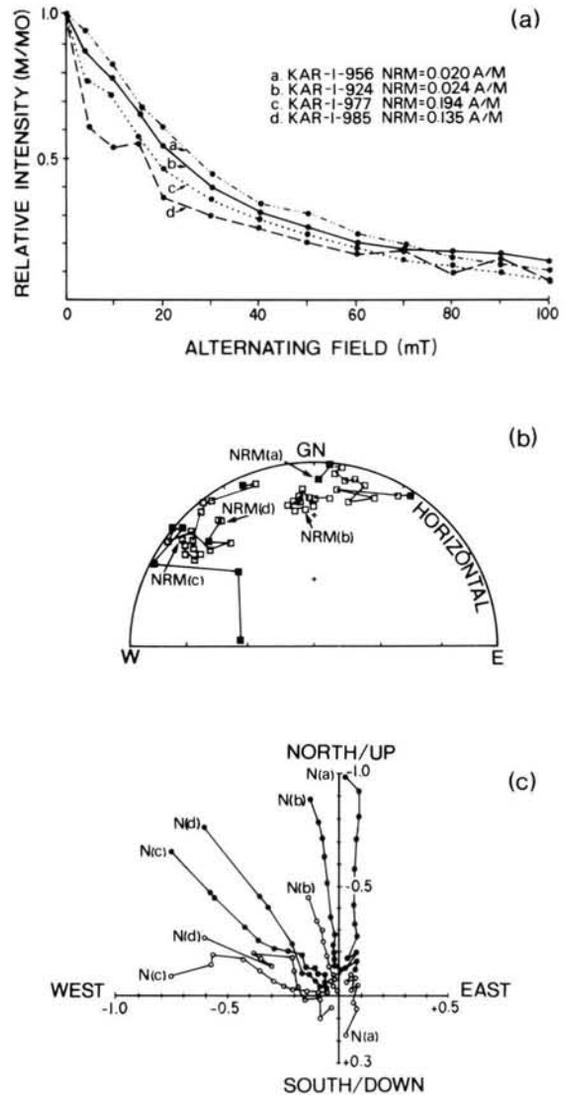


Fig. 5: Magnetization behavior of pilot specimens from normally magnetized unconsolidated sediments following stepwise alternating field (af) demagnetization. Natural remanent magnetization is indicated by letters NRM. Normalized magnetization (M/M_0) versus af demagnetization (a), and direction changes during a demagnetization projected on a lower hemisphere area stereographic projection (b) where open squares [\square] and solid squares [\blacksquare] represent negative and positive inclination respectively, and orthogonal vector projections (c), with respect to present horizontal, where solid circles [] refer to N/S axis (horizontal plane) and open circles [O] to Up/Down axis (vertical plane).

magnetization values which plot as a straight line that reaches nearly to the origin of an orthogonal projection. The remainder of the pilot specimens can be characterized as a type C magnetization, that is, they show incoherent magnetization values with stepwise demagnetization. The basalts beneath the Quaternary sediments show a single component (Type A) magnetization (Figure 6).

Type C magnetizations are recorded in sediments at 0—50 and 140—180 cm below the surface (Figure 7). These are zones containing abundant grit and pebble size tuff particles. The coarser fraction of these sedi-

ments is either too large for alignment in an ambient magnetic field and hence will show random magnetization directions, or was only partially aligned. In either case, the coarser fraction of the sediments may entirely or partially mask the dipole magnetization of the finer matrix fraction. In these sediments, stepwise demagnetization did not produce a clear direction with an end point near the origin of the orthogonal plot.

As can be seen from Figure 7, the inclination and declination profiles reveal a suite of normally magnetized sediments. The inclination profile shows a somewhat noisy record with values which in places are considerably steeper than would be expected for an equatorial sampling latitude. Inclination values at the equator should essentially be zero. Some of the large swings in declination and inclination are associated with low K^* values (Table 4), where K^* is a measure of the degree of internal consistency within a sample, and are thus suspect. K^* values greater than 10 are considered acceptable. The magnetization profile shows a rather consistent pattern of progressive waxing and waning of the sample intensity which in all likelihood is a true depiction of field behavior. This record would seem to indicate that the 2.4 meters of unconsolidated sediments at Karisoke were deposited over a period of several thousand years.

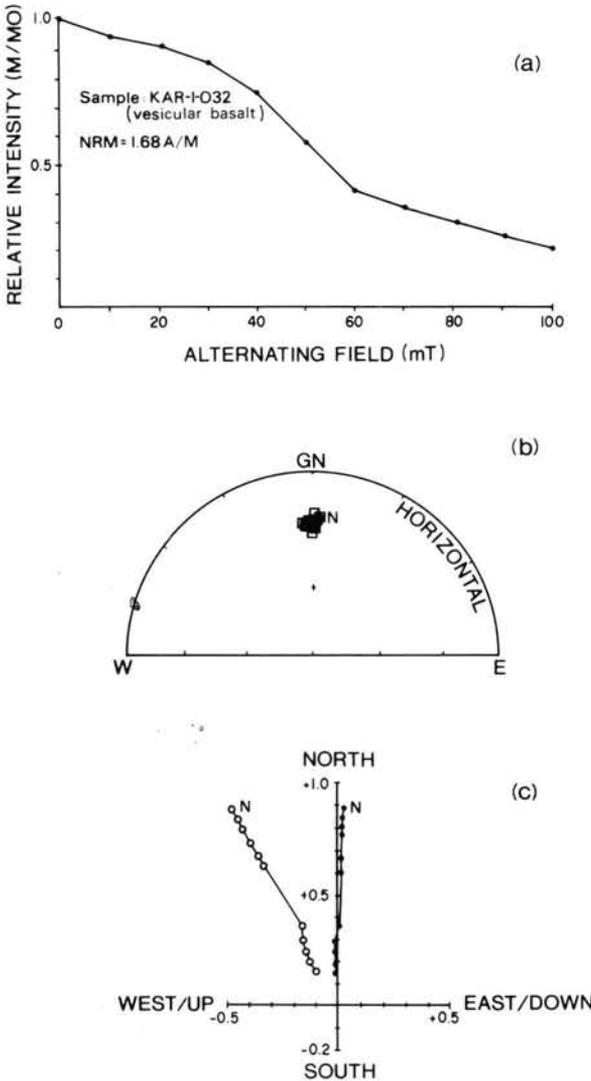


Fig. 6: Magnetization behavior of a pilot specimen from the normally magnetized vesicular basalt found directly beneath the unconsolidated sediments. Symbols as in Figure 1.

5 Conclusions

Two buried paleosols and one surface soil display different degrees of development compatible with genesis in: a) a drier stadial paleoclimate, b) wetter interstadial and early to middle postglacial paleoclimate, and c) drier later Holocene climate. The lithologic sequence of sediments supports the paleoclimatic interpretation in that alluvium (unit III) was emplaced between short-lived episodes of pyroclastic activity that emplaced tuffs (units IV and II). If the ^{14}C date of 6300 ± 200 yr BP is correct, it would appear the surface slope wash sediments buried the II A 11b horizon during the middle Holocene when the paleoclimate is known to have been wetter. However, in all likelihood the upper paleosol dates from the Kalambo Interstadial of the last glaciation.

The geochemistry of this sequence supports the notion of more intense weathering and translocation in the middle paleosol. In particular lower Na and Ca concentrations indicate more intense drainage and the data for Fe suggest displacement from the Ab complex into the B2b horizon in the middle paleosol. The data for U-Th indicate that radioactivity in the local bedrock is caused by both elements.

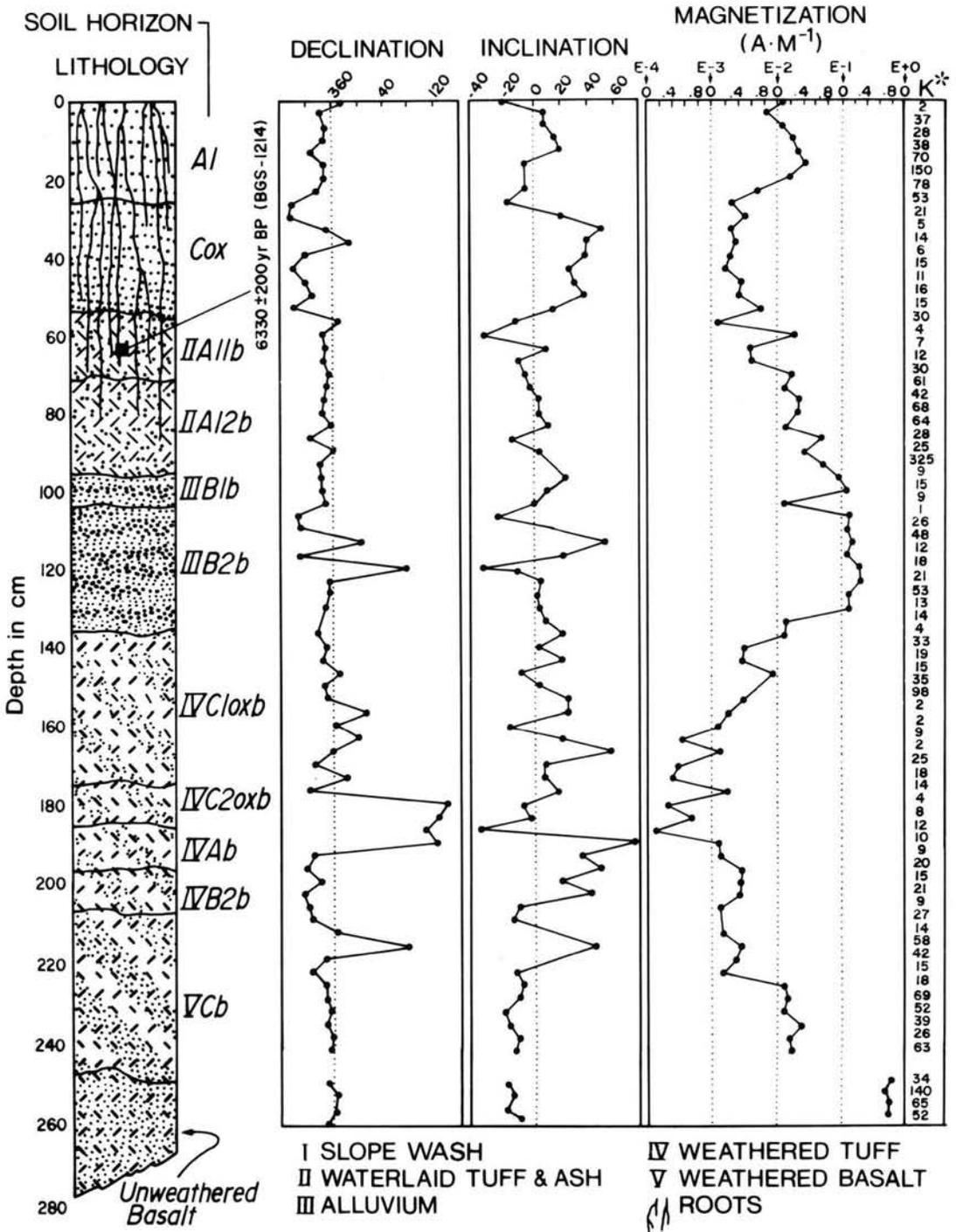


Fig. 7: Stratigraphic and paleomagnetic profiles for Site KAR1, Virunga Mountains, Rwanda.

Magnetization values for all samples are at 10 militesla (mT) demagnetization.

Units of inclination and declination are in degrees; units of magnetization are in amperes per meter A · M⁻¹.

Table 4: Mean Remanent Magnetization Directions

Site	Thickness	Lithology	Age	Polarity	N	M	D	I	K	α_{95}	Pole	
											Lat.	Long.
Karisoke 1	250 cm	volcanic tuff & ash	Brunhes	N	73	.03	35	-0.5	11	7	81°N	303°
Karisoke 1	250 cm ⁺	vesicular	Brunhes	N	4	1.0	360	-23	298	5	80°N	206°

N = number of specimens

M = average intensity of magnetization (AM^{-1})

D = average declination (degrees)

I = average inclination (degrees)

K = precision parameter (FISHER, 1953)

α_{95} = radius of the cone of 95 % confidence about the resultant vector

The Karisoke sediments are for the most part stably magnetized and record a normal dipole field. The zones of coarse sediment generally reveal incoherent magnetization directions which are nevertheless all normal. Mean remanent magnetization directions indicate a local field with an inclination of -0.5 degrees and a declination of 35 degrees indicating that a normal dipole field existed at the time of deposition of these sediments. The underlying vesicular basalt is likewise normally magnetized.

6 Acknowledgements

The authors thank the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada for financial support to the SLOWPOKE Reactor Facility and to WCM (grant A9021) and RWB (Grant A0581). They also thank the Digit Fund and D. P. Watts, former Director of the Karisoke Research Center for use of facilities, accommodation, and for assistance in working around mountain gorilla groups in the Karisoke Research Area. Field work was authorized by l'office Rwandaise du Tourisme et des Parcs Nationaux. Laboratory analyses were completed at the SLOWPOKE Reactor Facility, University of Toronto, at the Geomorphology and Pedology Laboratory, Geography Department, Atkinson College, York University, and at the Pacific Geoscience Centre, Energy Mines and Resources, Vancouver, B. C.

7 References

- ANTRUM, P. & MAGNEE, L. (1983): Champ Volcanique des Birunga (map of bedrock in the Virunga Mountains). — Museum of Middle Africa, Tervuren, Belgium.
- BIRKELAND, P. W. (1984): Soils and Geomorphology: N. Y., 372 p.; Oxford.
- BOUYOUCOS, G. J. (1962): Hydrometer method improved for making particle size analyses of soils. — *Agron. Jour.* IV, 54, p. 464—465.
- BOWER, C. A. & WILCOX, L. V. (1965): Soluble salts. — in BLACK, C. A., ed., *Methods of Soil Analysis*. — Madison, Wisc., Amer. Soc. Agron.: p. 933—951.
- COE, M. J. (1967): The ecology of the Alpine zone of Mount Kenya. — The Hague, Junk, 136 p.
- DAY, P. (1965): Particle fractionation and particle size analysis. — in BLACK, C. A. ed., *Methods of Soil Analysis*. — Madison, Wisc., Amer. Soc. Agron., p. 545—567.
- FISHER, R. A. (1953): Dispersion on sphere. — *Proc. of the Royal Soc.*, A 217, 295—305, London.
- FOLK, R. L. (1968): *Petrology of Sedimentary Rocks*. — Austin, Texas, Hemphill Press, 170 p.
- FOSSEY, D. (1982): *Gorillas in the Mist*. — 326 p., Houghton Mifflin Co., Boston Mass. Houghton Mifflin.
- HANCOCK, R. G. V. (1978): Some aspects of the analyses of ancient artifacts by neutron activation analysis. — *Jour. of Internatl. Inst. of Conservation — Candadian Group*, 3 p.; Ottawa, Ont., 21—27.
- (1984): On the source of clay used for Cologne Roman pottery. — *Archaeometry* 26, p. 210—217; Oxford UK.
- HARRIS, N. (1982): *The Virunga Volcanoes*. — unpublished notes on file at the Karisoke Research Centre, Virunga Mountains.
- HEDBERG, O. (1964): Features of Afroalpine Plant Ecology. — *Almquist and Wiksells*, 144 p.; Uppsala.
- MAHANEY, W. C. (1981): Paleoclimate reconstructed from paleosols: evidence from East Africa and the Rocky Mountains. — in MAHANEY, W. C. ed., *Quaternary Paleoclimate*. — Geobooks, p. 227—247; Norwich.
- (1988): Holocene glaciations and paleoclimate on Mount Kenya, East Africa: *Quaternary Science Reviews*, 7, 211—225.

- MAHANEY, W. C. (1989b): Quaternary geology of Mount Kenya. — in MAHANEY, W. C., ed., Quaternary and environmental research on East African mountains. — 121—140; Balkema, Rotterdam.
- (1990): Glacially-crushed quartz grains in late Quaternary deposits in the Virunga Mountains, Rwanda — indicators of wind transport from the north. — *Boreas*, in press.
- (1990): Cadre stratigraphique géochronologique de la fin du Pleistocène et de l'Holocène dans les régions montagneuses de l'Est Africain. — *L'Anthropologie*, 2, 211—228; Paris.
- & BOYER, M. G. (1986): Microflora distributions in paleosols: a method for calculating the validity of radiocarbon-dated surfaces. — *Soil Science*, 142(2), p. 100—107.
- MERCIER, A. (1984): *Visité de la vallée à fond plateau entre le Bisoke et le Karisimbi*. — Unpublished field notes.
- OYAMA, M. & TAKEHARA, H. (1970): Revised Standard Soil Color Charts. — Japan Research Council for Agriculture, Forestry and Fisheries.
- SOIL SURVEY STAFF (1951): *Soil Survey Manual*. — Washington, D. C., U. S. Department of Agriculture Handbook 18, U. S. Government Printing Office, 503 p.
- (1975): *Soil Taxonomy*: Washington, U. S. Government Printing Office, 754 p.
- WHITTIG, L. D. (1965): X-ray diffraction techniques for mineral identification and mineralogical composition. — in BLACK, C. A., ed., *Methods of Soil Analysis*. — Amer. Soc. Agron., p. 671—696; Madison, Wis.

Manuscript accepted 11. November 1990

Bericht über den XII. INQUA Kongreß in Peking vom 30. 7. — 12. 8. 1991

HORST HAGEDORN & MARGOT BÖSE *)

Der XII. INQUA Kongreß in Beijing war zu Gast im fast neuen Kongreßzentrum der chinesischen Hauptstadt. Diesem Umstand war es mit zu verdanken, daß die große Zahl der Vorträge auf 53 Symposia bzw. Vortragssitzungen ohne große organisatorische Probleme gehalten werden konnte. Der im wesentlichen von der Academia Sinica getragene Kongreß stand unter dem Motto "Humans and Global Changes During the Quaternary". Die Vorträge dazu waren in 7 Gruppen aufgeteilt, die unter folgenden Themen standen:

1. Global Environmental Changes
2. Comparison of Quaternary in the Two Hemispheres
3. Correlation between the Continents and the Oceans
4. Quaternary Geology of Asia
5. Applied Quaternary Research
6. Abrupt Events
7. Multi-disciplinary Research in Quaternary.

Durch das große Angebot an Vorträgen in vielen Parallelsitzungen war es schwierig für den Teilnehmer, die für ihn interessanten Vorträge besuchen zu können. Bei den Vorträgen fiel auf, daß manche Vortragende mehrfach vortrugen; wobei sich ihre Vorträge oft nur in Nuancen unterschieden. Für die nächsten Kongresse sollte man diese Unsitte vermeiden!

Abgesehen von diesem Schönheitsfehler muß man den Organisatoren der Sitzungstage ein Lob für ihre Leistung aussprechen.

Vor und nach den Sitzungen fand ein umfangreiches Exkursionsprogramm statt, welches nach Aussagen von Beteiligten offensichtlich Höhen und Tiefen in organisatorischer Hinsicht hatte. Hierauf kann aber an dieser Stelle nicht weiter eingegangen werden.

Die Bundesrepublik Deutschland war mit ca. 30 Teilnehmern vertreten, die sich während des Kongresses zweimal getroffen haben. Bei diesen Treffen berichtete der Vorsitzende des Nationalkomitees über den Verlauf der Beratungen im "International Council", was besonders im Hinblick auf die Ausrichtung des nächsten INQUA Kongresses, um den sich die Bundesrepublik beworben hatte, von Bedeutung war.

Um die Bewerbung der Bundesrepublik Deutschland für die Ausrichtung des XIV. Kongresses 1995 in Berlin zu unterstützen, wurde eine Ausstellung im Kongreßgebäude aufgebaut, in der ein Überblick über die Quartärforschung in der Bundesrepublik gegeben wurde. Das Auswärtige Amt und die Stiftung „Internationales“ hatten freundlicherweise bei der Anschaffung von Überdrucken des Bandes 19, Heft 3, 1991 der Zeitschrift für Geologische Wissenschaften, der von den Kollegen aus den neuen Bundesländern schon langfristig für den INQUA Kongreß vorbereitet worden war, geholfen und der als offizieller Länderbeitrag in Peking an Interessenten verteilt werden konnte. Auf der Ausstellung wurden Bücher und Karten vorgestellt, die von Geologischen Landesämtern, Universitäten, Verlagen und Privatpersonen kostenlos zur Verfügung gestellt worden waren. Für den Transport hatte ebenfalls „Internationales“ gesorgt. Die Ausstellungsstücke wurden am Ende des Kongresses dem Institut für Geologie der Academia Sinica als Geschenk überreicht.

*) Anschriften der Verfasser: Prof. Dr. H. HAGEDORN, Geographisches Institut der Universität Würzburg, Am Hubland, 8700 Würzburg.

Während des Kongresses fanden mehrere Sitzungen des „International Councils“ der INQUA statt, auf denen eine umfangreiche Tagesordnung abgearbeitet werden mußte. Bei den Sitzungen standen Fragen der INQUA-Kommissionen, die Finanzsituation und das Verhältnis der INQUA zu anderen Internationalen Wissenschaftsorganisationen im Mittelpunkt der Debatten. Die angespannte Finanzlage der INQUA und die Zahlungsprobleme der Organisationen aus den Entwicklungsländern wurden ausgiebig erörtert. Bemerkenswert ist der von den USA eingebrachte Vorschlag, eine neue Beitragskategorie VI einzuführen mit einem Beitrag von Sfr. 12.500,—, den die USA sofort bereit waren zu zahlen. Da die USA bei Internationalen Organisationen sonst sehr restriktiv mit ihrem finanziellen Engagement sind, ist dieser Schritt ungewöhnlich. Er ist jedoch auch realer Ausdruck des hohen Stellenwertes, den die Amerikaner der INQUA besonders im Hinblick auf die Umweltforschung inzwischen beimessen. Es wird den Ländern der Kategorie V — also der bis dahin höchsten Beitragskategorie, in der auch die Bundesrepublik angesiedelt ist — sicherlich bald nichts anderes übrig bleiben, als den Amerikanern zu folgen. Besonders der Bundesrepublik wurde dieser Schritt nahegelegt, da mit der Wiedervereinigung, die allgemein begrüßt wurde, ein Land und damit ein Beitragszahler für die INQUA ausgefallen ist.

Ein Dauerthema bei der INQUA sind — wie bei anderen Wissenschaftsorganisationen auch — die wissenschaftlichen Kommissionen. Diese wurden und werden besonders von den Ländern des ehemaligen Ostblocks favorisiert, da sich durch sie den dortigen Wissenschaftlern zusätzliche Forschungs- und Reisemöglichkeiten eröffnen. Die Bestrebungen des „International Councils“ zur Verringerung der Zahl der Kommissionen, die eigentlich auf Grund des Wandels im ehemaligen Ostblock als möglich erachtet wurde, haben sich nicht erfüllt; die alten Strukturen bzw. das Denken in ihnen hat sich noch nicht gewandelt.

Ein schwieriges Problem für die INQUA ist ihre Einbindung in das IGBP Programm. Hier agierten nebeneinander ein Ausschuß auf mehr europäischer Ebene mit H. FAURE, Frankreich und M. MÖRNER, Schweden als treibende Kräfte und ein anderer mit dem letzten Präsidenten N. RUTTER, Kanada, der wohl vom „International Council“ ebenfalls mit der Wahrnehmung der Interessen der INQUA auf diesem Sektor betraut worden war. Leider wurde diese Frage auch in Peking nicht eindeutig gelöst, so daß darüber noch weiter verhandelt werden muß. Auch die Einrichtung einer Kommission, die alle für das IGBP wichtigen Aktivitäten der INQUA Kommissionen bündeln und entsprechend in die IGBP Programme

einbringen sollte, fand keine Mehrheit bei den Delegierten.

Auf der letzten Sitzung des „International Councils“ wurde dann einstimmig die Ausrichtung des XIV. INQUA Kongresses nach Deutschland vergeben. Der schriftliche Vorschlag mit dem Tagungsort Berlin, vorläufige Schwerpunkten im wissenschaftlichen Teil und Vorschlägen zu Exkursionen wurde sehr begrüßt. Auch die Aussage, daß der Kongreß ein europäischer werden soll und alle Nachbarstaaten zur Mitarbeit aufgerufen wurden, fand den Beifall der Delegierten. Die europäischen Nachbarn haben alle spontan ihre Unterstützung zugesagt.

Auf der gleichen Sitzung wurden auch die Neuwahlen des Präsidenten, der Vizepräsidenten, des Generalsekretärs und des Schatzmeisters durchgeführt. In einer Kampfabstimmung zwischen CH. SCHLÜCHTER, Schweiz und LIU TUNGSHENG, China erhielt letzterer die meisten Stimmen. Zu Vizepräsidenten wurden gewählt: J. BOWLER, Australien, H. HAGEDORN, Deutschland, S. PORTER, USA und A. VELICHKO UdSSR, zum Schatzmeister F. DE MULDER, Niederlande und als Generalsekretär E. DERBYSHIRE, Großbritannien. Zu bemerken ist dabei noch, daß der niederländische Kollege eine Zusage mitbrachte, in welcher der Niederländische Geologische Dienst für diese Aufgabe jede personelle und finanzielle Unterstützung anbot; diese gelte auch für Reisemittel zu Vorstandssitzungen. An diesem Beispiel wird deutlich, warum manche Länder in internationalen Organisationen gut vertreten sind und diese zum Vorteil für ihre Staaten nutzen können, während andere überwiegend nur Zahlmeister sind, weil sie in den Entscheidungsorganen nicht vertreten sind bzw. aus Mangel an Reisemitteln an entscheidenden Sitzungen nicht teilnehmen können. Alle Vorschläge des „International Councils“ wurden von der Generalversammlung der INQUA am Ende des Kongresses angenommen, wobei jedoch Unmut laut wurde wegen der fehlenden Möglichkeit zur Diskussion der Vorschläge bzw. der Einreichung von eigenen. Die Vorstellung der Bewerbung der Bundesrepublik in der Generalversammlung durch Herrn B. FRENZEL als designiertem Kongreß-Präsidenten mit kurzer Erläuterung der vorgesehenen wissenschaftlichen Schwerpunkte wurde mit lebhaften Beifall aufgenommen.

Bei der Wahl von Ehrenmitgliedern der INQUA wurde auf Initiative des ungarischen Nationalkomitees mit deutscher Unterstützung Prof. Dr. BRUNNACKER gewählt. Damit wurde Herrn BRUNNACKERS großer Einsatz und hervorragender wissenschaftlicher Beitrag zur Quartärforschung auch international an herausragender Stelle gewürdigt.

Wenn der Kongreß auch manche Wünsche offen gelassen hat, wie es bei internationalen Kongressen ja

meist der Fall ist, so ist eines der wesentlichen Ziele, nämlich das Gespräch zwischen Wissenschaftlern aus vielen Ländern zu fördern, sicherlich erreicht worden.

Das Exkursionsprogramm des Kongresses war vielversprechend und führte teilweise in Gebiete, die für

lange Zeit Wissenschaftlern außerhalb Chinas verschlossen waren. Über den Verlauf und Organisation der Exkursionen gab es sehr unterschiedliche Berichte.

Einen Eindruck über die Exkursionen vermitteln die nachfolgenden Darstellungen.

Bericht über die Tibet-Exkursion 14 A vom 10. 8. — 22. 8. 1991

DIRK VAN HUSEN *)

Im Rahmen des 13. INQUA Kongresses in Peking, 1991 wurde unter anderem auch eine Exkursion nach Tibet angeboten. Die Exkursion nach dem Kongreß war mit 44 Personen sehr gut besucht.

Nach dem Flug Peking-Lanzhou wurde die Exkursion mit Bussen fortgesetzt. Die Route ging in drei Tagen von Lanzhou erst nach Westen nach Xining, am Qinghai See entlang über Dulan ins Quaidam Becken nach Golmud. Nach einem Ruhetag wurde die Fahrt nach Süden über das eigentliche tibetische Hochplateau über Tuotuohe, Naggi nach Lhasa fortgesetzt, das nach 3 Tagen erreicht wurde. Dabei überquerten wir den Kunlun und Tanggula Paß. Wieder nach einem Ruhetag, der der Besichtigung des Potala sowie des Klosters Sera und der Stadt diente, ging die Fahrt dann durch die nördlichen Teile des Himalaya nach Xigaze und Tingri bis Zham, wo wir die Grenze nach Nepal überschritten, um nach Kathmandu, dem Endpunkt der Exkursion, zu fahren.

Zu Beginn der Exkursion stand die Entwicklung des Lößplateaus um Lanzhou im Brennpunkt des Interesses. Am Jiuzhoutai, in der Umgebung der Stadt, wurden uns zum Teil die bis zu 340 m mächtigen, paläomagnetisch datierten Lößablagerungen mit ihren Paläoböden vorgeführt. Diese beeindruckenden Profile, die einen Zeitraum von ca. $1,5 \cdot 10^6$ Jahren umfassen, sind ja eine Schlüsselstelle der Lößstratigraphie in China.

Westlich Xining, mit dem Erreichen des ersten Passes (3450 m), stand die Frage der Vergletscherung des Tibetischen Plateaus sowie der umgebenden Gebirge während der letzten Eiszeit im Mittelpunkt des Interesses.

Hier war es hauptsächlich die Frage der Stärke der klimabedingten Absenkung der Schneegrenze und die dadurch bedingte Ausbreitung des Eises, die dann an vielen Stellen bis zum Südbau des Himalaya diskutiert wurde. Zwischen der Auffassung der Chinesischen Bearbeiter (Gebirgsvergletscherung, in den einzelnen Gebirgszügen, (z. B. Kunlun, Tanggula Shan, Nyainqentanglha, Himalaya) und der Maximallösung von M. KUHLE (Eisschild von $2,4 \cdot 10^6$ km² mit Auslaßgletschern nach Nord sowie Süd) bestehende Unterschiede wurden besonders am Weg bis Lhasa sehr intensiv diskutiert, da M. KUHLE bis dahin an der Exkursion teilnahm. Leider war wegen der großen Fahrtstrecke und der Straßenverhältnisse wenig Zeit Aufschlüsse zu besuchen, geschweige denn auch detaillierter anzusehen. Dadurch war es nur schwer möglich, ein fundiertes Urteil über die Altersstellung der morphologisch deutlich erkennbaren Moränen um die einzelnen Gebirgszüge zu gewinnen. Ebenso war es nicht möglich, die so schwer erkennbaren Belege und Spuren der Inlandvereisung in den Weiten des Plateaus genauer zu studieren, geschweige denn ausdiskutieren.

Der gleiche morphologische Gegensatz ergab sich dann auch auf der Fahrt von Lhasa nach Westen, wo er sich in den glazial geformten Paßregionen mit den deutlichen Moränen und den tiefer liegenden, fluvial geformten Tälern dokumentierte.

So sind viele Fragen offen geblieben, die sicher die Teilnehmer noch weiter zum Nachdenken über das Gebotene und zum Studium der neuen Literatur anregt haben.

Auf alle Fälle wird jeder der Teilnehmer als bleibende Erinnerung die Überquerung des großartigen Tibetischen Hochplateaus und die Querung des Himalaya, vorbei an den Achtausendern Mt. Everest, Cho Oyu

*) Anschrift des Verfassers: Univ.-Doz. Dr. D. VAN HUSEN, Ass. Prof. am Institut für Geologie der Technischen Universität Wien, Wlassakstr. 76, 1, A-1130 Wien.

und Xixabangma bleiben, sowie der Abstieg aus der Region in 5000 m Höhe (Yagru-xongia Paß) durch das tief eingeschnittene Tal bis in die subtropischen Bereiche beim Zham in wenigen Stunden, mitgenommen haben.

Neben diesen landschaftlichen wie fachlichen Eindrücken waren auch die Begegnungen mit den freundlichen und kommunikativen Tibetern sowie die Besichtigung des Potala und des Klosters Sera ein sehr starkes Erlebnis.

**Exkursion No. 8: 1.—15. August 1991:
Paleontological and Paleolithic sites, and Quaternary
stratigraphy in the middle reaches of the Yellow River,
unter Leitung von Prof. ZHANG SENSUI und Prof. YOU YUZHU
vom Institute of Vertebrate Paleontology and Paleoanthropology
der Academia Sinica, Beijing**

HANSJÜRGEN MÜLLER-BECK *)

Die Anreise zum eigentlichen Exkursionsgebiet erfolgte über Nacht per Schlafwagen von Beijing nach Linfen in Shanxi im geschichtsträchtigen westlichen Hochland Nordchinas am Mittellauf des Gelben Flusses mit seinen oft über 100 m mächtigen Lößablagerungen. Aus der Provinz (196 000 km²) sind mehr als 200 paläolithische Stationen bekannt, die im südlichen Bergland dem Altpaläolithikum angehören und im oberen Teil der 4. und im unteren der 3. Terrasse liegen. Das gut bekannte Mittelpaläolithikum liegt im oberen Teil der 3. Terrasse und das variantenreiche Jungpaläolithikum folgt in den jungpleistozänen Schottern unter dem Malan Loess.

Am 11. August wurde das Gebiet der Dingcun-Aufschlüsse am Fenho in Kreis Xiangfen besucht, in denen vor allem 1954 systematisch gegraben wurde. Die Spuren menschlicher Tätigkeit konzentrieren sich in Ufersedimenten an der Basis des Jungpleistozäns über einer Diskordanz und werden von Lössen mit zwei Paläoböden überlagert. Einige menschliche Zähne zeigen Merkmale, die zwischen *H. e. pekinensis* und *H. s. neanderthalensis* stehen. Sie dürfen sicher als Beleg für eine eigenständige Übergangsform zum frühen *H. sapiens* gesehen werden. Auch die zugehörigen Artefakte zeigen eine klare eigenständige Stellung, die zwar auf den Vorgaben der Geröllgeräte von Zhoukoudian aufbaut, aber neben einer gut kontrollierten Grundproduktion auch gut dreidimensional

ausgeformte Geräte aufweist, die zwar einfach, aber sehr zielsicher geschlagen sind. Eine Herstellungstechnik, die in der westlichen Alten Welt nicht vorkommt und die damit schon früh die Eigenständigkeit der Entwicklungen im ostasiatischen Raum dokumentiert. In der zugehörigen Fauna verbinden sich Steppen- mit Waldelementen, was sowohl der Situation wie dem beginnenden Klimawechsel entspricht. Die Elefantenzähne etwa zeigen Merkmale, die von *Palaeoloxodon* bis *Elephas namadicus/indicus* reichen. Einige Funde befinden sich im neu ausgebauten Kreismuseum von Dingcun, der weit größere Teil im IVPP in Beijing.

Weiterfahrt per Bus nach Dali entlang des Gelben Flusses bis zum Beginn der bekannten, bald wohl aufgestauten Schlucht. Am 13. Besuch der Station Dali im Kreis (county) Dali. Hier wurden 1978 ein ziemlich vollständiger Schädel, Artefakte und Faunenreste in einem fast 30 m hohen, reich gegliederten Profil gefunden, die den unteren Schottern der lokalen 3. Terrasse zugeordnet werden. Der Schädel ist männlich und stammt wahrscheinlich von einem jüngeren Erwachsenen. Morphologisch liegt eher ein zwar grober, aber doch ansprechbarer früher *H. sapiens* vor. Die Artefakte sind wenig spezifische Abschläge und Kerne und einfache Schaber (alles Schicht 3). Ein TL-Datum aus Layer 8 zwischen 41000 und 71000 etwa 10 m höher kann wohl als Mindestdatum angesehen werden. Dazu gehört eine Waldsteppenfauna mit *E. namadicus*, *Bubalus* und *E. hemionus*. Eine Zuordnung in das späte Mittelpleistozän ist denkbar, aber das ältere Jungpleistozän ist nicht auszuschließen.

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. H. MÜLLER-BECK, Universität Tübingen, Institut für Urgeschichte, Schloß, 7400 Tübingen.

Mit dem gut klimatisierten Bus weiter nach der alten Kaiserstadt Xi'an, dort Unterkunft im einfachen, aber praktischen Hotel der Northwest University. Am nächsten Morgen Besuch der Gongwangling Station, der Fundstelle des Lantian-Schädels in der Shaanxi-Provinz, Lantian County. Er wurde 1964 in den für das Frühpleistozän typischen rötlichen Tonen in rund 20 m Tiefe gefunden und ist eindeutig *H. erectus* zuzuordnen. Der Aufschluß am Fuß der Qinling-Berge, die zugleich die Wasserscheide zum Yangtze bilden, mit einer Gesamthöhe von 63,0 m (nachdem in der Nähe 1963 bei Chenjiawo ein Unterkiefer von *H. erectus* gefunden worden war) wurde durch das IVPP untersucht. Der Schädel stammt von einer Frau von mehr als 30 Jahren, auch der Unterkiefer wird einer älteren Frau zugeordnet. Neben einigen wenigen Abschlagartefakten und Kernen eine Fauna mit 42 Taxa, die statistisch zwischen der frühpleistozänen Nihewan Fauna und der Fauna aus der Lokalität 1 von Zhoukoudian stehen. *Stegodon*, *Ailuropoda*, *Leptobos* und *Tapirus* kommen neben einem etruskoiden Bär und *Hyaena brevirostris sinensis* vor. Der Altersansatz von etwa 1,1 Millionen Jahre beruht auf Extrapolation, stellt aber keine direkte Datierung dar. In Gongwangling ist ein Teil des Aufschlusses selbst in eine Museumsanlage einbezogen, in der auch vor allem zahlreiche Elemente der gefundenen Fauna im Original gezeigt werden, aber auch Artefaktkomplexe aus jüngeren Fundstellen der Provinz.

Der 15. August war als letzter Exkursionstag dem Besuch der Museumshalle über dem 50 000 m² großen neolithischen Dorf Banpo am Ostrand von Xi'an (7.000—6.000 B.P.) und des gewaltigen Museumskomplexes der Terracotta-Krieger des Kaisers Qin Shi Huang Di gewidmet. Er hatte ab 246 v. Chr. als erster Kaiser für ein Jahrzehnt die eroberten Han-Reiche beherrscht. Sein riesiger Grabhügel (40 km NW von Xi'an) ist noch nicht untersucht. Letzter Höhepunkt der außerordentlich gut organisierten Exkursion war ein zusätzlicher Besuch des erst im Juli 1991 eröffneten hochmodernen, vollklimatisierten Provinzmuseums von Shaanxi. Die rund 30 Teilnehmer der Exkursion aus 6 Nationen werden die großzügige Gastfreundschaft der lokalen Institutionen und der Fachkollegen nie vergessen. Besonders eindrücklich war aber auch der reibungslose Ablauf dank der Arbeit der beteiligten Doktoranden des Instituts, wie auch der schon genannten Führer, denen allen hier noch einmal gedankt sei. Eindrücklich war auch die Offenheit der Diskussion und der gleichzeitige Einblick in die alte Kultur eines großen, seinen Weg noch immer suchenden Landes, das weit vielgliedriger ist, als uns das vom fernen Europa her ohne eigene Anschauung scheinen mag und das ganz sicher schon vor Jahrhunderttausenden auch kulturell ganz eigene Wege gegangen ist, wie während dieser wenigen Tage klar erkennbar war.

On the Results of the Subcommittee on European Stratigraphy: "Cromer Symposium" (Report SEQS 9)

CHARLES TURNER & HERMANN JERZ *)

Abstract: This paper reports on the Symposium "Cromer" in England, 3.—7. September 1990. The proceedings of the meeting in Norwich, 3.—4. 09. 1990, are being prepared for publication (Balkema). Finally, informations on further plans of the SEQS are given.

[Arbeitsergebnisse der Subkommission
für Europäische Quartärstratigraphie: "Cromer-Symposium"
(Berichte der SEQS 9)]

Kurzfassung: Es wird über das Cromer-Symposium der SEQS vom 3. bis 7. September 1990 in England berichtet. Die Vorträge der Arbeitssitzung am 3. und 4. 09. 1990 in Norwich sind in Druck (Balkema). Abschließend wird über die weiteren Pläne der SEQS informiert.

A conference to consider stratigraphic problems of the Lower Middle Pleistocene, the "Cromer Symposium", took place at the University of East Anglia, Norwich, England. The meeting was organised by Charles Turner, President of the SEQS, and Philip Gibbard, with much assistance from the Subdepartment of Quaternary Research, the University of Cambridge and the Department of Earth Sciences, the Open University, Milton Keynes.

The conference was attended by sixty-five scientists from fifteen countries, among them fifteen full members and corresponding members of the SEQS.

The first part of the Symposium consisted of two days of formal presentations (3—4/09/90) during which twenty eight lectures were given. The topics ranged from detailed accounts of the stratigraphy, palaeo-

botany and palaeontology of the Cromer Forest Bed Formation of the Norfolk coast, the type area for the Cromerian Interglacial, to other new Early Middle Pleistocene sites in Britain (including archaeological sites) and across to Continental Europe, where the latest correlation hypotheses between north and south and east and west Europe were set out and a number of new sites were reported publicly for the first time. Further new information was given at an evening poster session.

This part of the programme ended with two informal discussion groups chaired by W. H. ZAGWIJN and A. AZZAROLI. It is clear that there are still difficulties in the correlation of the type Cromerian with any of the interglacials of the "Cromer Complex" of the Netherlands, despite their relative geographical proximity. The possible correlation of the Cromerian with 'Cromer IV' of the Netherlands on palaeobotanical grounds appears to be firmly negated by the faunal evidence. Ironically the better palaeobotanical and palaeontological correlation seems to be between Voigtstedt (Germany) and the type locality at West Runton. The underlying Pastonian interglacial, however now appears to be of Early Pleistocene age. It also emerged that there is a problem with the correlation of vertebrate faunas between northern and southern Europe. Now that this problem is clearly defined, it can be investigated more closely.

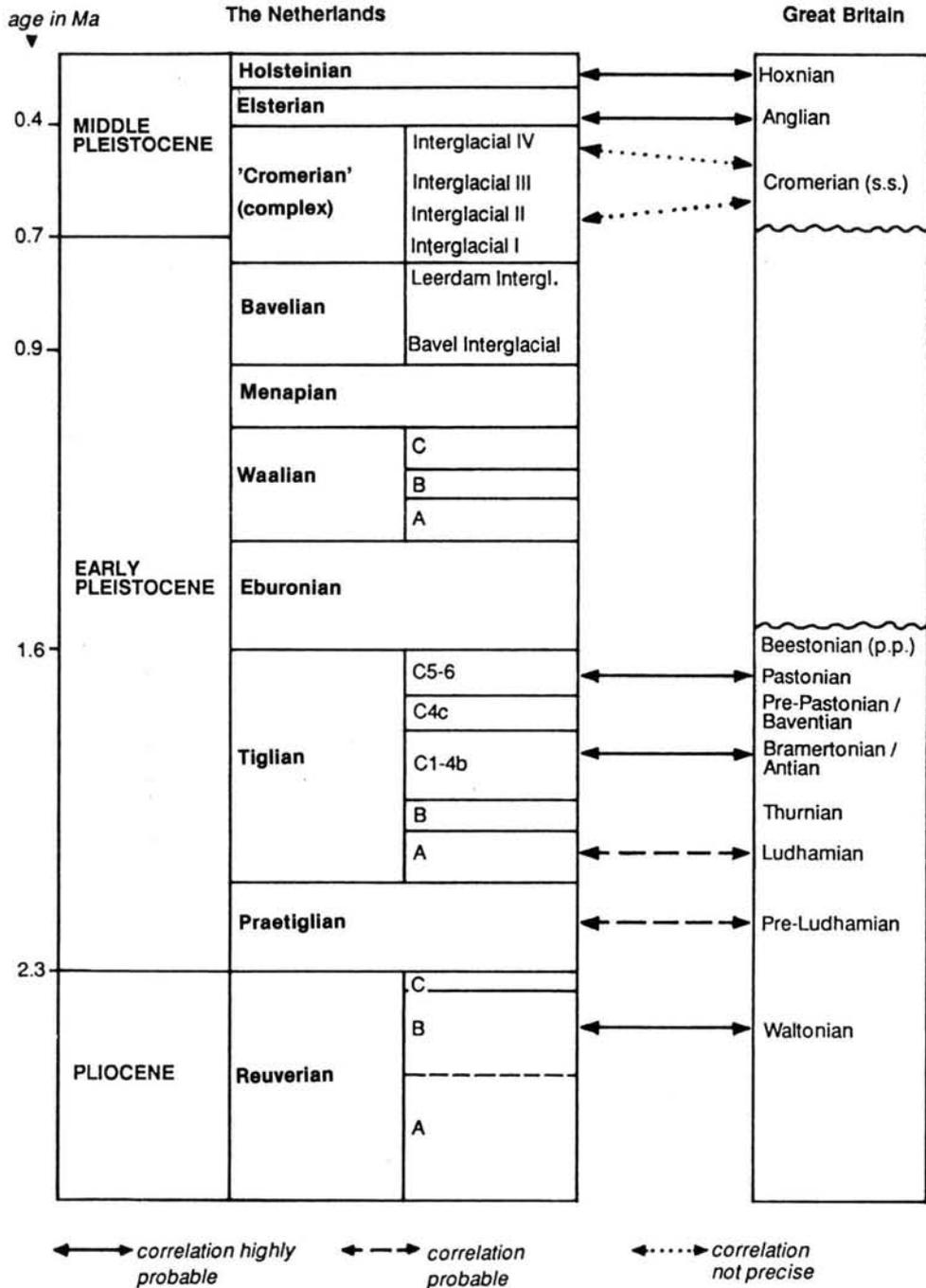
The second part of the programme consisted of three days of field excursions (5-7/09/90):

On the first day the group visited the North Norfolk coast at Sidestrand and West Runton to inspect the Cromer Forest Bed Formation, including the Cromerian stratotype, and the impressive cliffs of Anglian glacial deposits. The guides were R. G. WEST (Cambridge), C. TURNER (The Open University & Cambridge), P. L. GIBBARD (Cambridge), B. M. FUNNELL (University of East Anglia), A. LISTER (Cambridge), R. C. PREECE (Cambridge) and J. P. LUNKA (Cambridge).

*) Adresses of authors: Dr. CHARLES TURNER, Subdepartment of Quaternary Research, University of Cambridge, Botany School, Downing Street, Cambridge CB2 3EA, England.

Dr. HERMANN JERZ, Bayerisches Geologisches Landesamt, Hefstraße 128, D-8000 München 40.

Tab. 1: Correlation of Early and Middle Pleistocene beds in East Anglia and the Netherlands
(from GIBBARD, P. L. et al. (1991))



The second day was devoted to the study of the Kesgrave Formation of Suffolk and Essex, fluvial deposits of the Early Middle Pleistocene River Thames and its tributaries P. ALLEN (City of London Polytechnic) and R. A. KEMP (Royal Holloway & Bedford New College, University of London) demonstrated Early Pleistocene/Pliocene Crag sand deposits and younger Kesgrave Formation sands, gravels and palaeosols at Great Blakenham, Suffolk.

R. C. PREECE, P. L. GIBBARD, D. R. BRIDGLAND (City of London Polytechnic) and A. LISTER described the re-investigation of the interglacial deposits within the Kesgrave Formation at Little Oakley, Essex, and specially dug pits exposed these rarely seen but very fossiliferous sediments, which are tentatively correlated with the Cromerian.

Finally D. R. BRIDGLAND and C. TURNER demonstrated fossiliferous, organic interglacial and cold climate horizons within the Kesgrave Formation at Ardleigh, Essex, and also impressive ice-wedge casts.

About thirty participants travelled on to spend the night at Royal Holloway and Bedford New College and proceed the next day to the archaeological excavation site at Boxgrove, near Chichester Sussex, on the southern coast of Britain. The Director of the excavation M. B. ROBERTS demonstrated the extensive Early Middle Pleistocene raised beach and coastal deposits which are yielding both a rich collection of vertebrate

and other fossils, but also an *in situ* Lower Palaeolithic industry with well defined occupation horizons and flint-knapping scatters.

Possible venues for meetings of SEQS during the next Inter-Congress period (1991—1995) include eastern Germany (stratigraphy and typification of Elsterian and Saalian deposits), Poland (Warthe stratigraphy) and Italy (correlation of Quaternary stratigraphy in northern and southern Europe).

References

- GIBBARD, P. L., WEST, R. G., ZAGWIJN, W. H., BALSON, P. S., BURGER, A. W., FUNNELL, B. M., JEFFERY, D. H., DE JONG, J., VAN KOLFSCHOTEN, T., LISTER, A. M., MEIJER, T., NORTON, P. E. P., PREECE, R. C., ROSE, J., STUART, A. J., WHITEMAN, C. A. & ZALASIEWICZ, J. A. (1991): Early and Early Middle Pleistocene correlations in the Southern North Sea Basin. — *Quaternary Science Reviews*, **10**: 23—57, Oxford, (Pergamon Press).
- TURNER, C. (1990, ed.): SEQS Cromer Symposium Norwich 1990. — Abstracts.
- (1990, ed.): SEQS Cromer Symposium Norwich 1990. — *Field Excursion Guidebook*, Sept. 5th—7th, Cambridge (Subdepartment Quaternary Research).
- ZAGWIJN, W. H. (1989): The Netherlands during the Tertiary and the Quaternary: A case history of Coastal Lowland evolution. — *Geologie en Mijnbouw*, **68**: 107—120; Dordrecht.

Buchbesprechungen

ZHANG ZONGHU, SHAO SHIXIONG, TONG GUOBANG & CAO JIADONG (Hrsg.) (1991):
The Quaternary of China. — 575 S., 155 Fig. bzw. Tab., 356 Zit., China Ocean Press, Beijing.
ISBN: 7-5027-1318-2/P-124

Nachdem während der achtziger Jahre die von LIU T.-S. (1982) herausgegebene Übersicht "Quaternary Geology and Environment of China" als nahezu einziges englischsprachiges Kompendium zum Stand der traditionsreichen Quartärforschung in China zu nutzen war, nahm das Pekinger Verlagshaus China Ocean Press den XIII. INQUA-Kongreß zum Anlaß, um nun mit einem neuen Sammelwerk aufzuwarten. Die Herausgabe einer solchen Gesamtdarstellung der komplexen und zweifellos überregional interessierenden Thematik ist vor allem angesichts der Tatsache zu begrüßen, daß die aktuelle Primärliteratur auch im Lande selbst vielfach nur schwer zu beschaffen ist.

Nach einleitenden Worten von G. KUKLA und ZHANG Z. werden in 16 Kapiteln die wesentlichen Gebiete der heutigen Quartärforschung Chinas behandelt. Kurzen Bemerkungen zum geologischen Entwicklungsgeschehen des Landes (ZHANG Z.) folgt ein nach Regionen gegliederter Abschnitt zur Neotektonik (CAO J. & SHAO S.). Besonderes Interesse beansprucht darin die intensive Hebung des Qinghai-Tibet-Plateaus während des Oberpleistozäns. TONG G. & SHAO S. geben einen hauptsächlich auf pedologischen, vegetationsgeschichtlichen und paläozoologischen Daten basierenden Überblick zur Klimageschichte. Dem Leser dieses Kapitels werden recht detaillierte Klimakarten für die Zeitintervalle Pliozän, mittleres Frühpleistozän (2,0—1,4 Ma B. P.), spätes Frühpleistozän (1,1—0,8 Ma B. P.), mittleres bis spätes Mittelpleistozän (0,4—0,2 Ma B. P.), spätes Spätpleistozän (25—13 Ka B. P.) und mittleres Holozän (7,5—5 Ka B. P.) willkommen sein.

Als Herzstück des Bandes muß das von ZHANG Z., SHAO S. und LIU H. gestaltete Kapitel 4 zur Quartärstratigraphie gelten. Basierend auf der in China gültigen Großgliederung des Pleistozäns werden die zahlreichen Lokalstratigraphien des Landes korreliert und somit für großräumigere Betrachtungen verfügbar gemacht. Korrelationsversuche mit außerchinesischen Gliederungen unterblieben allerdings.

Es schließt sich ein Kapitel zu Lithofaziestypen der Quartärsedimente und zu Leitlinien des paläogeographischen Entwicklungsgeschehens (GUO S. & SHAO S.) an. In engem inhaltlichen Zusammenhang werden sodann die Quartärgeologie der Offshore-Gebiete (LIU X.) sowie pleistozäne und holozäne Meeresspiegelschwankungen (WANG Q.) besprochen. Auch diese Abschnitte legen besonderen Wert auf die Charakterisierung entsprechender Sedimente und Sedimentationsräume. Den geologischen Phänomenen Vergletscherung und Vulkanismus sind die Kapitel 8 und 9 (PU Q. bzw. ZHANG Y.) gewidmet.

Mit knapp 70 Seiten wurde einer Erläuterung der reichen pleistozänen Säugetierwelt Chinas einschließlich seiner Hominidenfunde (XUE X. & ZHANG Y.) angemessener Umfang eingeräumt. Die straffe und allgemein verständliche Darstellung der vertretenen Säugetierordnungen bleibt von taxonomischen Diskussionen weitgehend frei. Schwerpunkt des Kapitels ist die Entwicklungsgeschichte der nördlichen und südlichen Faunenprovinzen sowie ihrer Übergangszone. Für biogeographische Studien sehr brauchbar wird sich ein umfangreiches Tabellenwerk zur räumlich-zeitlichen Reichweite von mehr als 600 Taxa erweisen, wenngleich allzuviele Druckfehler das Bild etwas stören. Paläontologischer Wissensfortschritt dokumentiert sich in den folgenden Kapiteln zur Palynologie (TONG G. & ZHANG J.) bzw. zu den Ostracoden- und Foraminiferenfaunen (WANG Q.).

Der Quartärgeologie des Qinghai-Tibet-Plateaus als dem ausgedehntesten Hochland der Erde wurde ein eigenes Kapitel zugestanden (HAN T.). Auch die hauptsächlich im Süden Chinas verbreiteten Laterite (CHEN Y. & ZHANG Z.) und die Lösses des Nordens (ZHANG Z., ZHANG ZH. & WANG W.) erfahren als landschaftsprägende Oberflächensedimente erwartungsgemäß eine gesonderte Abhandlung. Im abschließenden Kapitel demonstrieren die Autoren SHAO S. & HAN S. den Stand der Quartärgeologie in dem von Gebirgsketten und der Küste umrahmten

"Great Eastern China Plain", der am intensivsten untersuchten Region des Landes.

Das Schriftenverzeichnis muß sich dem Übersichtscharakter des Buches entsprechend auf wesentliche Zitate beschränken. Die quartärgeologische Karte Chinas im Vorsatz gestattet einen raschen Blick während der Lektüre.

Der vorliegende Band wird ohne Zweifel seiner Bestimmung als Schlüssel zum chinesischen Quartär gerecht. Die breit gefächerte Themenwahl wird Interessen unterschiedlichster Spezialisten befriedigen können, so daß von einem neuen Standardwerk gesprochen werden darf.

R.-D. KAHLKE jr.

J. EHLERS, PH. L. GIBBARD & J. ROSE (Hrsg.) (1991): *Glacial deposits in Great Britain and Ireland*, 589 S., 368 Fig., 41 Tab., 48 Taf., Rotterdam (Balkema).

Knapp eineinhalb Jahrzehnte nach dem INQUA-Kongreß Birmingham 1977 erscheint eine Darstellung der Glazialablagerungen der britischen Inseln. Ist seit dem Kongreß soviel Neues erarbeitet, daß sich ein solches Buch „lohnt“? Insgesamt 44 Einzelbeiträge daraufhin zu beurteilen, ist schwerlich möglich; so seien einige für Norddeutschland interessante Aspekte herausgegriffen.

Um Betrüblinges gleich hinter sich zu bringen: wer gehofft hat, die europäische Quartärstratigraphie sei hinsichtlich ihrer „Einigung“ weiter gekommen (habe sozusagen mit der politischen Schritt gehalten), der wird enttäuscht. Man wird (S. 5 und 494) mit stratigraphischen Tabellen konfrontiert, die nicht nur stark divergieren (das wäre noch kein Drama), sondern die wenig Rücksicht auf kontinentale Verhältnisse nehmen. Wenn wieder einmal dem Drenthe/Warthe-„Interstadial“ (obwohl selbst gesagt wird, daß dasselbe nicht nachgewiesen sei und ein entsprechender Meereshochstand fehlt) eine eigene Tiefsee-Stage zugewilligt wird, muß man fragen, warum nicht auch anderen Abschnitten innerhalb des Saale- oder Elster-Komplexes. Und wo sind dann die Tiefsee-Äquivalente der wohl 5 (oder 6) Warmzeiten innerhalb des Cromer-Komplexes unterzubringen?

Aber das sind Kleinigkeiten gegenüber den ansonsten hervorragend gestalteten und sachlichen Einzelarbeiten. Ferner ist die (ohnehin z. Zt. unbeweisbare) Zuordnung zu Tiefsee-Etagen wohl auch weniger wichtig als die Korrelation der Festlands-Stratigraphie, und da bleibt als Fixpunkt die Gleichsetzung des Hoxnian mit dem Holstein und damit diejenige zwischen Anglian und Elster. Die Grundmoränen des Anglian sind an den Küsten gut aufgeschlossen und bestens bekannt; ganz im Gegensatz ist der Nachweis der Ablagerungen des Wolstonian (= Saale) — „the missing glaciation“ — eher noch problematischer geworden. Dies ist umso erstaunlicher, als in Nordwesteuropa umgekehrt die Saale-Vereisung viel weiträumiger belegt ist als die Elster. Angesichts dieser Tatsache aufgrund von Aminosäuren-Datierungen zwischen Holstein und Elster eine weitere Warm- und Kaltzeit einschließen zu wollen, ist bei der Fragwürdigkeit der Methode und des Überganges elsterzeitlicher glazialkustriener Sedimente in holsteinzeitliche Schichten abwegig.

Aber weniger die Stratigraphie, sondern die Sedimente sind das zentrale Thema des Buches, das 3 Hauptabschnitte umfaßt: Glacial events, critical regions and critical topics. Unter den „Glacial events“ finden sich Übersichtsbeiträge aus klassischen Gebieten SE-Englands, die sich mit den Glazialablagerungen des prä-Anglian (= Elster), Wolstonian (= Saale) und Devensian (= Weichsel) befassen sowie mit dem Midlandian bzw. „Fenitian“ Irlands — der Leser wird wieder einmal mit einem neuen Terminus für die letzte Kaltzeit konfrontiert. Ein Beitrag über das Loch Lomond-Stadial (= Jüngere Dryas) schließt den ersten Teil ab.

Im zweiten, umfangreichsten Hauptabschnitt finden sich Arbeiten über einzelne Regionen, auch die Inseln: Hebriden, Shetlands und Orkneys, dann Buchan (NE-Schottland), die Cumbrian Lowlands, die Grampians (W-Schottland), Nordhumbrien, der Lake Distrikt, E-Yorkshire, der Peak-District (SW Sheffield), die Lowlands zwischen Mersey und Severn, Lincolnshire, Norfolk, die glaziale Sequenz der südlichen Nordsee, East Anglia und South Wales. Selbst die Scilly-Inseln sind nicht vergessen, die den südwestlichsten Punkt einer prä-Devensian-Vereisung in der Irischen See markieren. Je 3 Arbeiten aus dem Gebiet der Irischen See und Irland schließen den zweiten Teil ab.

Der dritte Hauptabschnitt wird mit einer Übersicht über die mehr als 150 Jahre alte Kartier-Tradition quartärer Sedimente eingeleitet. Neben grundsätzlicher Übereinstimmung gibt es doch manche Traditions- und Regional-bedingte Abweichungen. Gemeinsam mit dem Kontinent ist auf den Inseln festzustellen, daß die Kartierung der quartären Ablagerungen, die dort ebenfalls die größte oberflächennahe Verbreitung haben, angesichts der Anforderungen nicht die nötige Priorität besitzen.

In den folgenden Artikeln werden geotechnische, geochemische, sedimentologische und quartärmorphologische Aspekte behandelt. Ein Buch, das neben bekannten Tatsachen eine Fülle von Informationen bringt. Es wird für lange Zeit neben den „Glacial deposits in North-West Europe“ einen hervorragenden Platz in der europäischen Quartär-Literatur einnehmen.

KLAUS DIETER MEYER

R. BUSCH und H. SCHWABEDISSEN (Hrsg.) (1991): Der Altsteinzeitliche Fundplatz Salzgitter-Lebenstedt. Teil II: Naturwissenschaftliche Untersuchungen, 260 S., zahlr. Abb. u. Tab., 26 Taf.; Köln (Böhlau).

Fast 40 Jahre nach Abschluß der ersten Geländearbeiten in Salzgitter-Lebenstedt liegen jetzt die zugehörigen naturwissenschaftlichen Untersuchungen endlich ausführlich im Druck vor.

Der erste Beitrag von F. PREUL ist den Fundschichten und ihrer Einordnung in die Schichtfolge des Quartär gewidmet (99 S., 26 Abb., 3 Tab., 19 Taf.). In ihm sind Untersuchungen von an die 30 weiteren Autoren enthalten, die klar den Tundracharakter der Ablagerungen dokumentieren. Die Großfauna gehört nach A. KLEINSCHMIDT ökologisch in die Niederarktische Tundra bis allenfalls zur Waldgrenze, mit denkbaren kurzen Taigaphasen. Weiträumige geologische Aufnahmen sprechen recht überzeugend für eine Abriegelung des Talsystems der Fundstelle erst in der Weichseleiszeit, sodaß die die Funde enthaltenden Sedimentkörper erst danach abgelagert worden sein können. Palynologische und mikropaläontologische Befunde unterstützen eine solche Interpretation. Die bekannten 14-C-Datierungen: GrN 1219 (1958): 48 300 +/- 2000 B.P.; GrN 2083 (1967): 55 600 +/- 900 B.P. und GrN 1453 (1967) 50 000 B.P. sind problematischer, könnten aber auch „richtig“ sein. Die Argumentation von G. BOSINSKI (1963) über den Artefaktvergleich mit Markkleeberg hat wegen der starken Variabilität der Herstellung und Ausformung von alt-/mittelpaläolithischen Steingeräten in Abhängigkeit von Nutzungsdifferenzierungen wenig chronologische Tragfähigkeit.

Ökohistorisch weit wichtiger ist die Rekonstruktion der Talsituation während der Nutzung durch die aller Wahrscheinlichkeit nach weichselzeitlichen Tundrenjäger, die also noch der Form *Homo sapiens neanderthalensis* angehörten. Der steile Hang war doppelt so hoch wie heute und bot guten Windschutz am Ausgang eines engen Tales. Er war der Sonneneinstrahlung ausgesetzt. Die Offenheit nach West und Südwest ist von geringem Belang, da bei Regenwetter sowieso die Jagd wenig interessant, dafür der topographisch vorgegebene Schutz bei kontinentaler und trockener Ostwetterluft umso besser war. Dazu kommt die Möglichkeit erhöhter Salzgehalte in den Altwässern des Haupttales durch Anlösen der liegenden Salzablagerungen als Attraktion für das Jagdwild und in nur 225 m Entfernung ein leicht zugänglicher steil angeschnittener Geschiebemergel mit frischen Kreidefeuersteinen als Artefaktrohmaterial.

Der zweite Beitrag von E. W. GUENTHER (101—147, 11 Abb., 4 Tab. u. Taf. 20—21) über die aufgefundenen Backenzähne von *Mammuthus primigenius* und *M. pr.-trogontherii* weist insgesamt 23 Individuen aus der Grabung nach, von denen 60 % jünger als 18 Jahre sind, also bei der Bejagung noch relativ unerfahren waren. Nur zwei Tiere sind 50 Jahre oder älter. Ein Teil der Zähne hat noch trogontheroide Merkmale, die nicht unbedingt als diachron anzusehen sind, sondern einfach südlichere Steppenmerkmale im Frühwechel belegen könnten. Die progressiveren Zahnmerkmale passen durchaus in weichselzeitliche Zusammenhänge, erreichen aber noch nicht die Differenzierung wie in Prédmostí, das erst an das Ende der Denekamp-Phase um 30 000 gehört. Interessant ist aber, daß die Zähne diminutiv sind und Größenrücknahmen unter extremeren Lebensbedingungen anzeigen.

Wichtig sind die posthum publizierten Ergebnisse von W. SELLE (149—161, Taf. 22) und R. SCHÜTRUMPF (162—182, 13 Abb., 2 Tab.) zur Pollenanalyse. Die Baumpollendichte ist extrem gering, dafür steigen die Nichtbaumpollen stark an, so daß praktisch von einer baumfreien Tundra zu sprechen ist, soweit es sich um höher wachsende Gehölze handelt. Trotzdem liegt aber mit *Artemisia*, Gräsern und Zwergbirken eine auch für Mammute noch ausreichende Talflora vor.

Diese Ergebnisse werden durch die Großresteanalyse von dem ebenfalls verstorbenen K. PFAFFENBERG sehr überzeugend bestätigt (183—209, 5 Abb., Taf. 23). Nennenswerte Gehölze fehlen tatsächlich, dagegen sind Seggen und Gräser reichlich vorhanden. Der Grassanteil ist nur wegen der starken sommerlichen Sonneneinstrahlung verständlich und unterscheidet diese oft diskutierte Steppentundra von den heutigen Tundren höherer Breiten mit geringerer sommerlicher Einstrahlung, die für Mammute auch wegen ihrer dunklen und kalten Winter ungeeignet wäre. Interessant ist ein Vergleich mit dem erst in das Alleröd zu stellende Mammut von Taimyr, das in einer nahezu identischen Vegetation mit zahlreichen Pflanzen feuchter Standorte lebte. Es spricht einiges dafür, daß die Mammute vor allem im Sommer die Niederungen des Tieflandes durchzogen, während sie im Winter wahrscheinlich in den Mittelgebirgstälern im Süden noch Reliktwälder aufsuchten, die immerhin durch

die fern verwehten Baumpollen angedeutet werden (bis hin zu *Picea*, *Corylus* und *Alnus* neben *Pinus* und *Betula*). Auch die aufgefundenen Pilze, darunter eine eher gemäßigttes Klima anzeigende *Bovistart* (H. JOHANNES u. J. SCHUH-JOHANNES (211—216, 1 Abb., Taf. 24—26), bestätigen die damalige noch relativ starke sommerliche Erwärmung trockener Standorte.

Den Abschluß bildet eine Zusammenstellung von Kommentaren verschiedener Autoren zur Fundstelle, die R. BUSCH (217—231) erarbeitete. Der Rezensent (MÜLLER-BECK 1966) wird auch wegen seiner Ansprache der in ihrer Ausformung hoch interessanten

Knochenspitze erwähnt, die bekanntlich nicht im Kontext beobachtet und nachträglich angeblich als aus Elchgeweih gefertigt bestimmt wurde. Elch kann in einer derartigen Tundra-Sommerfauna durchaus vorkommen. Die Spitzenform ist postglazial absolut unbekannt, ergibt aber formal in ihrer Asymmetrie als Bewehrung einer alt-/mittelpaläolithischen Stoßlanze durchaus Sinn. Eine Beschleunigerdatierung wäre dringend wünschenswert, auch wenn dabei einiges Material mit großer Vorsicht aus dem Kern des Geschosßkörpers zu entnehmen wäre.

HANSJÜRGEN MÜLLER-BECK

D. MANIA, M. THOMAE, T. LITT, T. WEBER u. Beiträge 10 weiterer Autoren (1990): Neumark-Gröbern. Beiträge zur Jagd des mittelpaläolithischen Menschen. (Veröff. Landesmus. Halle: 43), 319 S. zahlr. Abb. und Tab., 59 Taf.; Berlin (Deutscher Verlag der Wissenschaften).

Die Publikation dieser wichtigen Interglazial-Fundstellen ist dem Andenken des Anfang 1989 verstorbenen VOLKER TOEPFER gewidmet.

Der Fundkomplex von Neumark-Nord liegt in den Braunkohletagebauten im Geiseltal. Er ist nicht nur von erheblicher archäologischer Bedeutung, sondern dokumentiert darüber hinaus in vielen Details das ehemalige Leben an einem wahrscheinlich noch mitteleistozänen Seeufer. Ein allzu seltener Befund, den wir vor allem D. MANIA und dem Verständnis der Abbauleitung durch Bergungen seit 1985 verdanken.

Im Vordergrund stehen Reste zahlreicher Großtiere, die zum Teil von „mittelpaläolithischen“ Artefakte begleitet werden. In diesen Kombinationen können sie als Reste aufgebrochener Beutetiere gedeutet werden. Zu dieser Deutung passen die einfachen Abschlaginventare mit geringerer nachträglicher Modifikation, wie sie auch am eemzeitlichen Elefantenschlachtplatz in Lehringen beobachtet worden sind. Wobei derartige Zerlegungsplätze keineswegs immer mit den ursprünglichen Sterbeplätzen zusammenfallen müssen, wie dies in Lehringen der Fall war. Die Schlachtplätze eines Ures und eines Nashornes konnten im Detail dokumentiert werden. Beobachtet wurden außerdem Reste weiterer Rinder und Nashörner, aber auch von Hirschen, Pferden, Elefanten und einzeln von Löwe, Fuchs und Bär. Ungewöhnlich ist das sehr häufige Auftreten vollständiger Damhirscheskelette, die primär Opfer von Treibjagden gewesen sein können, die auf der Flucht im Röhricht unentdeckt verendeten, wo die Jäger sie nicht mehr erreichten und sie wegen der starken Versalzung für Aasfresser uninteressant wurden. Sie könnten aber auch Opfer von sommerlichen Gasbildungen sein, die dann freilich ebenfalls für Aasfresser nicht mehr attraktiv waren.

Die Uferzonen von über 100 m Breite werden von MANIA und den übrigen Autoren einem Eichenmischwald mit starkem Haselanteil und recht zahlreichen Steppenelementen zugeordnet, gefolgt von zunehmenden Hainbuchenbeständen. Ihr warmzeitlicher Charakter wird durch das Vorkommen von *Palaeoloxodon* und *Dama* unterstrichen. Die Vegetationsabfolge entspricht aber nicht den regionalen Eemsequenzen, sondern wird von M. SEIFERT als eigenständige Abfolge betrachtet, die eventuell noch

in den Saalekomplex gehört, dessen Gliederung ja bekanntlich noch keineswegs gesichert ist. Auch andere Beiträge im vorliegenden Band bringen weitere Argumente bei, die eine derartige Einstufung wahrscheinlich machen können. Auch die Kleinsäugerreste schließen eine derart frühe und gesamtstratigraphisch folgereiche Einstufung in das Ende des Mittelpleistozäns nicht aus. Die Fortsetzung der Arbeiten in Forschungsflächen ist möglich und dürfte daher in der Lage sein, diese Frage endgültig zu klären. Dabei ist es unwichtig, ob man die zugehörigen Artefaktfunde als alt- oder mittelpaläolithisch bezeichnet, deren Datierung keinesfalls allein archäologisch erfolgen kann, da ihre Differenzierung zu stark von den Herstellungs- und Nutzungszufälligkeiten abhängt, die die Zusammensetzung der Inventare und den Grad der Ausformung der zugehörigen Werkzeugformen bestimmen.

Der zweite Fundkomplex ist ein 1987 in Gröbern bei Bitterfeld gefundenes eemzeitliches auf 20 Quadratmeter konzentriertes, gut dokumentiertes Altelefantenskelett, das von THOMAS LITT der etwa 4000 Jahre dauernden Hainbuchenzeit dieser Waldphase zugeordnet werden kann. Es ist ein Parallelfund zu Lehringen und stimmt auch sehr weitgehend wieder im zugehörigen Steinartefaktbestand überein. THOMAS WEBER kann auf der Basis überzeugender multivariater statistischer Vergleiche diese starke Übereinstimmung systematisch absichern. Der Elefant war durch weit streuende Entzündungsprozesse geschwächt und war entweder leicht erlegbar oder starb eines natürlichen Todes. Die Nutzung des Kadavers erfolgte wohl sukzessive. Nach Ausweis der Artefakte wurden zumindest Rohmaterialien, wie etwa Sehnen und Knochen, gewonnen. Aber auch die Nutzung von Fleisch bleibt durchaus über eine Zeit hinweg wahrscheinlich, wenn das Tier einigermaßen rechtzeitig gefunden wurde. Denn sicher haben auch frühe Jäger schwach werdende kranke oder alte Tiere sehr genau beobachtet, so wie dies heute noch alle Raubtiere („Beutegreifer“) tun, um leichter an ihre Beute zu kommen. Ein direkter Tötungsnachweis wie im Falle der Lanze im Lehringer Elefanten fehlt. So oder so belegen aber die Artefakte die zerlegende und nutzende Tätigkeit der eemzeitlichen Jäger.

B. FRENZEL [Hrsg.] (1991): Klimageschichtliche Probleme der letzten 130 000 Jahre, 451 S., 159 Abb., 2 Tab.; Stuttgart-New York (Gustav Fischer Verlag).

Das vorliegende Buch ist in zwei große Abschnitte untergliedert. Im Teil A wird die Klimageschichte der letzten beiden Warmzeiten behandelt, im Teil B werden der Beginn der Inlandvergletscherungen sowie Tatsachen und Probleme der Klimadynamik beschrieben.

Der Teil A des Buches enthält außerordentlich heterogene Beiträge. Die Themen reichen vom Einfluß der Sonnenaktivität und des Vulkanismus auf das Klima bis hin zu pollenanalytischen Untersuchungen, ^{18}O -, ^2H - und ^{13}C -Bestimmungen. Auch die Auswertung historischer Aufzeichnungen hinsichtlich klimarelevanter Daten kommt nicht zu kurz. Besonders hervorzuheben ist der Beitrag FENZELS, der sich mit den Klimaveränderungen während der Eem-Warmzeit befaßt. Damals war das Klima deutlich wärmer als heute. Es dürfte etwa jenen Szenarien entsprochen haben, die heutige Computermodelle für das Jahr 2100 prognostizieren. Interessanterweise nahmen im Zuge der ansteigenden Temperaturen im Laufe des Eems auch die Niederschläge deutlich zu. Infolgedessen entwickelten sich während des Eems in Mitteleuropa keine Trockengürtel. Dieser Beitrag sollte für jeden, der sich mit Klimaprognosen befaßt, zur Standard-Literatur zählen. Die Beiträge im ersten Teil des Buches zeigen mit erfreulicher Deutlichkeit auf, wo noch Lücken in der Forschung vorhanden sind. So ist beispielsweise noch immer umstritten, wie schnell das Klima von einer Warm- zur Kaltzeit umkippen kann. Der erste Teil des Buches weist jedoch einen deutlichen Mangel auf; stammen doch viele Beiträge aus den frühen 80er Jahren.

Im zweiten Teil des Buches wurde dieser Mangel nach besten Kräften beseitigt. Der Beitrag FLOHNS über rezente Klimaveränderungen mit 3 Nachträgen legt ein beredtes Zeugnis davon ab. Der Teil B des Buches befaßt sich ganz überwiegend mit Rekonstruktionen der Klimaverhältnisse während der letzten Kaltzeit und mit Modellen über den Aufbau großer Inlandeis-massen.

Immer wieder wird eine Korrelation der Berechnungen MILANKOVITCH's mit den neuesten Forschungs-

ergebnissen, insbesondere an Tiefseebohrkernen, deutlich. Als ein wichtiges künftiges Forschungsziel zeichnet sich unter anderem die Geschwindigkeit klimatischer Änderungen ab. Viele der Beiträge zeigen die Bedeutung des CO_2 -Gehaltes der Atmosphäre auf und zeigen, daß u. a. den ozeanischen Zirkulationsvorgängen eine Schlüsselstellung bei der Steuerung des Klimas zukommt.

Einige der Beiträge zeichnen sich durch eine ausgezeichnete Bebilderung aus, als Beispiel sei die Arbeit KUHLES über Tibet erwähnt. Andere Beiträge zeichnen sich durch die gute Dokumentation der Daten, wie Pollenanalysen und Schichtenverzeichnisse, aus.

Der zweite Teil des Buches beginnt mit Arbeiten über grundsätzliche Problemstellungen und Untersuchungsmethoden. Weitere Abhandlungen beschreiben die Vereisungen des Laurentischen Schildes und Tibets. Es schließen sich Beiträge über die Vereisungen Skandinaviens, Dänemarks, Schleswig-Holsteins und Polens an. Die letzten Arbeiten beschreiben die Alpenvereisung. Etwas außerhalb dieses Rahmens sind die Beiträge von STREIF und GEYH zu sehen. Der Beitrag STREIF's ist von außerordentlicher Bedeutung für die Vorgänge während des Eems und Holozäns, hätte aber besser in den ersten Teil des Buches gepaßt. GEYH greift in seinem Beitrag in bewährter Manier ein heißes Eisen an. Nach einer fundierten Darstellung der am häufigsten angewandten Datierungsmethoden weist er deutlich auf Mängel und Fehler hin, die oft bei der Probennahme gemacht werden. GEYH hält auch nicht mit einer deutlichen Kritik an bestimmten Labors und der Qualifikation von deren Mitarbeitern hinter dem Berg. Ein Thema, über das sachlich diskutiert werden sollte.

Insgesamt stellt das Buch eine außerordentlich interessante und vielfältige Zusammenstellung von Beiträgen dar, die sich mit dem Klima der letzten 130 000 Jahre befassen. Für jeden Quartärforscher und jeden, der sich mit dem Klima der Vergangenheit und der Zukunft befaßt, gehört dieses Buch zur Pflichtlektüre.

JOSEF KLOSTERMANN

Hinweise für die Verfasser wissenschaftlicher Beiträge

Aufbau des satzfertigen Manuskripts

Titel kurz, ggf. Untertitel und Ergänzung, z. B. Name des Landes. Klare Gliederung, nur bei längeren Arbeiten ist ein „Inhaltsverzeichnis“ notwendig. Am Anfang der Arbeit steht eine Kurzfassung (Abstract) in Deutsch und Englisch. Der Titel ist zu übersetzen und in eckigen Klammern dem Abstract voranzustellen. Weitere Übersetzungen der Kurzfassung sind möglich. Die Kurzfassung soll für den Leser einen hohen Informationswert haben. Bei größeren Arbeiten müssen die Untersuchungsergebnisse in einer Zusammenfassung am Ende des Textes mitgeteilt werden, auch in einer fremden Sprache (z. B. Summary).

Am Rande des Manuskriptes sind die Stellen mit Bleistift zu kennzeichnen, an denen Abbildungen und Tabellen montiert werden sollen.

Sämtliche Abbildungsunterschriften müssen auch in englischer Sprache verfaßt werden.

Auf Fußnoten bzw. Anmerkungen (ohne Literaturangaben!) ist wegen höherer Druckkosten möglichst zu verzichten; wenn nicht zu vermeiden, dann durchlaufend numerieren. Statt Seitenhinweise Angabe des Kapitels.

Das Manuskript ist der Redaktion in zweifacher Ausfertigung zuzusenden.

Den Manuskripten ist nach Möglichkeit eine entsprechende Diskette beizufügen, die mit dem Betriebssystem MS-DOS und dem ASC II-Code verarbeitet wurde.

Äußere Form des Manuskripts

Format DIN A4 (210 × 297 mm), nur auf einer Seite beschreiben, 1¹/2zeilig, mit Seitenzahlen versehen und nicht heften. Unter dem Titel der Arbeit folgt der ausgeschriebene Name des Autors und die Anzahl der Abbildungen, Tabellen und Tafeln. Die Anschrift des Verfassers ist auf der Titelseite unten anzugeben.

Literaturzitate im Text sind Kurzzitate. Beispiel: (BÜTTNER, 1938). Dieses Zitat bezieht sich auf die gesamte Arbeit. Sind bestimmte Seiten, Abbildungen, Tafeln usw. gemeint, dann müssen diese genau angegeben werden (nicht BÜTTNER 1938: 34ff.). Beispiele für richtige und falsche Textzitate. Richtig: „... MÜLLER (1943: 76) ...“ oder „... (MÜLLER 1943: 76) ...“ oder „... (KELLER 1956: Taf. 12 Fig. 3a–b) ...“ Falsch: „... MÜLLER schreibt (MÜLLER 1943: 76) ...“ oder „... MÜLLER (MÜLLER 1943: 76) schreibt ...“ Werden im Schriftenverzeichnis von einem Autor aus demselben Jahr mehrere Arbeiten aufgeführt, so sind diese durch Ordnungsbuchstaben zu kennzeichnen. Beispiele: (MÜLLER 1954a), (MÜLLER 1954b), (MÜLLER 1954a, b), (MÜLLER 1954a: 147, 1954b: 224). Gemeinschaftsarbeiten werden folgendermaßen zitiert: (BECKER & FUCHS 1963); (BECKER & FUCHS & RECKE 1967). Bei einer größeren Autorengruppe kann das Zitat auf „... et al.“ gekürzt werden (MESSMER et al. 1969).

Schriftauszeichnung: Autorennamen unterstricheln Müller wird MÜLLER; wichtig wird wichtig (gesperrt); 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 geschwängelter Linie zu kennzeichnen. — Die Unterschriften der Abbildungen, Tabellen und Tafeln sind auf einem besonderen Blatt beizufügen.

Vorlagen von Abbildungen

Sie sollen eine Verkleinerung auf den Satzspiegel zulassen; es sind daher entsprechende Formate zu wählen und die Zeichnung ist in 2–4facher Größe anzufertigen. Die Schrift darf nach der Verkleinerung nicht niedriger als 1 mm sein. Keine zu dichten Flächensignaturen verwenden und Beschriftung aussparen (freistellen). Photos für Autotypen nur auf glänzendem oder hochglänzendem weißem Papier, nicht chromis o. dgl. Photos nur verwenden, wenn unbedingt notwendig (Autotypen sind wesentlich teurer als Strichätzungen). Alle Vorlagen sind mit dem Namen des Autoren und der Abbildungs-Nummer zu versehen.

Schriftenverzeichnis

Es steht am Schluß der Arbeit und gibt Auskunft über die im Text zitierten Veröffentlichungen. Es wird nach Verfassern alphabetisch geordnet. Zitate aus Zeitschriften: Autor, Erscheinungsjahr in runden Klammern, Titel. — Zeitschrift (abgekürzt), Bandzahl bzw. Jahrgang (doppelt unterstreichen = Fettdruck), Seitenzahl (: 6–24), Zahl der Abbildungen, Tabellen und Tafeln, Erscheinungsort. — Zitate von Werken: Autor, Erscheinungsjahr in runden Klammern, Titel. — Zahl der Seiten, Abbildungen, Tabellen und Tafeln, Verlagsort (Verlag).

Beispiele

SCHWARZBACH, M. (1968): Neuere Eiszeithypothesen. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 19: 250–261, 7 Abb.; Öhringen (Rau).

WOLDSTEDT, P. (1969): Quartär. — In: LOTZE, Fr. [Hrsg.]: Handbuch der Stratigraphischen Geologie, 2, VIII + 263 S., 77 Abb., 16 Tab.; Stuttgart (Enke).

Sonderdrucke: 20 kostenlos, weitere auf Kosten des Verfassers.

Folgende Unterlagen zu Tagungen der DEUQUA sind noch erhältlich:

Tagung in Celle im September 1986:

1. Kurzfassungen der Vorträge. Thematischer Schwerpunkt „Die Quartärforschung, ihre Bedeutung für den Umweltschutz, die Landesplanung und die Rohstoff-sicherung“. — 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,—**

Tagung in Düsseldorf im September 1990:

Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. — Hrsg. SCHIRMER, W., 295 S. **DM 40,—**

Bestellungen an:

Deutsche Quartärvereinigung, Postfach 51 01 53, Stilleweg 2, 3000 Hannover 51