

Eiszeitalter und Gegenwart

44. Band 1994

Mit 70 Abbildungen und 10 Tabellen



Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung

Schriftleitung: JOSEF KLOSTERMANN



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

ISSN 0424 - 7116

Deutsche Quartärvereinigung

Gegründet 1948

Geschäftsstelle:

30655 Hannover, Stilleweg 2, Postfach 51 01 53

Bankverbindungen:

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

BLZ 250 100 30

oder Bankkonto: Kreissparkasse Hannover,

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

Vorstand

(1991 - 1993)

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

Dem Vorstand gehören weiterhin an:

Univ.-Doz. Dr. D. van HUSEN, Wien

Prof. Dr. L. BENDA, Hannover

Dr. W. v. BÉLOW, Schwerin

Prof. Dr. H. MÜLLER-BECK, Tübingen

Prof. Dr. W. SCHIRMER, Düsseldorf

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

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

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

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

Schriftwechsel, der sich auf das Jahrbuch bezieht, an:

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

Titelbild: Schliff- und Grundmoränenlandschaft nördlich des hohen Himalaya
(Foto: M. KUHLE)

Gedruckt auf alterungsbeständigem Papier

Eiszeitalter und Gegenwart

Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der
Deutschen Quartärvereinigung

44. Band

Mit 70 Abbildungen im Text, 10 Tabellen
und 1 Beilage

Herausgeber und Verlag: Deutsche Quartärvereinigung Hannover

Schriftleitung: JOSEF KLOSTERMANN

Vertrieb:



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

1994

Inhaltsverzeichnis

| A. Aufsätze | Seite | |
|---|-------|--|
| <i>SIEBERTZ, H.:</i> Chronostratigraphische Untersuchungen (^{14}C -Alter) an den Windablagerungen der „Towans“ in der südwestenglischen Grafschaft Cornwall) | 1–6 | <i>STRAHL, J., KEDING, E., STEINICH, G., FRENZEL, P., STRAHL, U.:</i> Eine Neubearbeitung der eem- und frühweichselzeitlichen Abfolge am Klein Klütz Höved, Mecklenburger Bucht. 62–78 |
| <i>ROTH, R.:</i> Deckschichten und Bodenentwicklung in lößbedeckten Kalksenken des Sauerlandes (Rheinisches Schiefergebirge) | 7–15 | <i>FRECHEN, M.:</i> Thermolumineszenz-Datierungen an Lössen des Tönchesberges aus der Osteifel 79–93 |
| <i>KOLSTRUP, E.:</i> Examples of Weichselian environments: local versus regional developments | 16–19 | <i>JUNGE, F. W., BAUDENBACHER, R., EISSMANN, L.:</i> Gravitative Deformationserscheinungen aus dem Älteren Quartär der Leipziger Tieflandsbucht 94–105 |
| <i>SCHMIDT, R. & SKOWRONEK, A.:</i> Weichselzeitlicher Löß als Rohstoff für die landwirtschaftliche Rekultivierung im Rheinischen Braunkohlentagebau | 20–27 | <i>ROHDE, P.:</i> Weser und Leine am Berglandrand zur Ober- und Mittelterrassen-Zeit 106–113 |
| <i>BROSCHIE, K.-U.:</i> Abtragungsmessungen an periglazialen Solifluktionsschuttdecken in vier Hochgebirgen der Iberischen Halbinsel (Picos de Europa, Peña Prieta, Sierra de Urbión und Sierra Nevada) | 28–55 | <i>BLUDAU, W., FELDMANN, L.:</i> Geologische, geomorphologische und pollenanalytische Untersuchungen zum Toteisproblem am Südende des Stamberger Sees 114–128 |
| <i>SCHEIDER, T.:</i> Subnivale Kleinoseerbildung. – Eine Beobachtung zur Schuttumlagerungsdynamik im Wimbachgries (Berchtesgadener Alpen) | 56–61 | B. Berichte 129–133 |
| | | C. Buchbesprechungen 134–148 |

ISSN 0424-7116 ©Deutsche Quartärvereinigung, Hannover

Schriftleitung: J. KLOSTERMANN

Für den Inhalt der Arbeiten sind die Verfasser allein verantwortlich

Herstellung:

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

Chronostratigraphische Untersuchungen (^{14}C -Alter) an den Windablagerungen der "Towans" in der südwestenglischen Grafschaft Cornwall

HELMUT SIEBERTZ*)

Pleistocene, Weichselian, Holocene, Stratigraphy, aeolian deposits, Cornish coast, South-West-England

Kurzfassung: Zahlreiche Buchten an der Nordwest-Küste Cornwalls werden von ausgedehnten Sandstränden aufgebaut, die durch ästuarin-marine sowie fluviatile Vorgänge entstanden sind. Die Sedimente sind Verwitterungsprodukte des umliegenden pelagisch-geosynklinalen devonischen Gesteins (Abb. 1).

Die litoralen Ablagerungen dienen als Liefergebiet für die großen Dünengebiete an der Küste. Zu unterscheiden sind jüngere (rezente) und ältere (fossile) Dünenablagerungen, die teils in stratigraphischer Abfolge übereinander liegen; die fossilen Dünensande lagern deckenförmig, während die jüngeren Walldünen noch wandern. Beide Ablagerungen zeigen die für Dünensande typischen Korngrößenzusammensetzungen (etwa 70 - 95 % Mittelsand: 0,63 - 0,2 mm). Aufgrund der Winddynamik im Küstenbereich sind vereinzelt Fein(st)kiese, die im Grenzbereich der 2-mm-Korngröße liegen, als Gesteinssplitter in den Sedimenten zu finden.

Die älteren Dünensande beinhalten fossile Böden; der älteste Horizont H 2 (Abb. 2) hat ein ^{14}C -Alter von 20.300 ± 900 a B. P.; dies entspricht dem Pleniglazial der Jung-Weichselkaltzeit. Der H 4-Horizont wurde mit 13.000 ± 400 a B. P. datiert und fällt damit zeitlich in die Älteste Dryaszeit. Mit diesen Befunden lassen sich - analog zu den Untersuchungen auf dem Kontinent - ein älterer unterer sowie ein älterer oberer Flugsand sedimentologisch-pedologisch gliedern. Vergleichende Untersuchungen an europäischen Küstendünen lassen den Schluß zu, daß solch alte Windsedimente für Küstenräume die Ausnahme sind.

Der H 6-Horizont (Abb. 2) besitzt ein ^{14}C -Alter von 4.410 ± 70 a B. P. Dies entspricht zeitlich der späten Wärmezeit des frühen Subboreals (Mittelholozän). Dieser Flugsandabschnitt findet bisher wenig parallele Ablagerungen im Küstenraum oder auf dem Festland. Das Profil wird im Hangenden von dem rezenten Boden abgeschlossen.

[Chronostratigraphical explorations of ^{14}C -ages in the fossil soils of the blown sand deposits (Towans) at the Cornish coast (South-West-England)]

Abstract: The cliffs along the north-western coast of Cornwall are interrupted by low-lying stretches of coast line (estuaries, bays), which supply blown sand for the formation of the coastal dunes (Fig. 1).

*) Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geogr. Dr. H. SIEBERTZ, Landwirtschaftskammer Rheinland, Gruppe Landbau, Endenicher Allee 60, 53115 Bonn

The aeolian sand deposits vary considerably in age. The young Holocene dunes are still active, whereas the older (mainly) Pleistocene sediments are located beneath the younger dunes or in horizontal connection to them; they are now fossil.

As these older dune sands are divided up by several fossil soil horizons, a climatic-morphological connection can be made between the aeolian sediments of the Cornish coast and those on the continent. The H 2-horizon (Fig. 2) is radio-carbon dated at 20.300 ± 900 a B.P. (Weichselian glacial period) and indicates a warm interval of the Pleniglacial which was characterised by erosion or solifluction or pedogenesis. The H 4-horizon is dated at 13.000 ± 400 a B.P. (earliest Dryas period). H 2 divides an older lower and an older upper flying sand; the older flying sand is comparable to sands located in the Netherlands, Belgium and northern Germany. H 6 (4.410 ± 70 a B.P.) originated in the late warm period of the early Subboreal (Mid-Holocene), and is thus older than the fossil soils which are generally found in the continental Holocene dunes.

1 Einleitung und Fragestellung

Die Nordwest-Küste Cornwalls ist durch zahlreiche Buchten gegliedert, welche durch die marine Abrasion gebildet wurden. Der litorale Bereich dieser Buchten wird von flächenhaft weitläufigen Stränden eingenommen, die sich vornehmlich aus Sanden (und geringen Geröllanteilen) mit beträchtlicher Mächtigkeit zusammensetzen; sie werden durch ästuarin-marine und fluviatile Prozesse dem Strand zugeführt (Abb. 1).

Die Strandsedimente werden bei Niedrigwasser durch West-Südwest-Winde verfrachtet (Vergangenheit und Gegenwart); die älteren Dünensande liegen in geringer Mächtigkeit auf dem Kliff und sind durch fossile Bodenhorizonte gegliedert, während die jüngeren Wanderdünen häufig an den flachen Küstenhängen lagern und als Walldünen eine beträchtliche Mächtigkeit erreichen können. An der Küste bedecken sie oft größere Areale (Abb. 1).

Ältere und jüngere Dünensande liegen häufig räumlich eng zusammen oder sogar in stratigraphischer Abfolge übereinander. Beide Ablagerungen sind

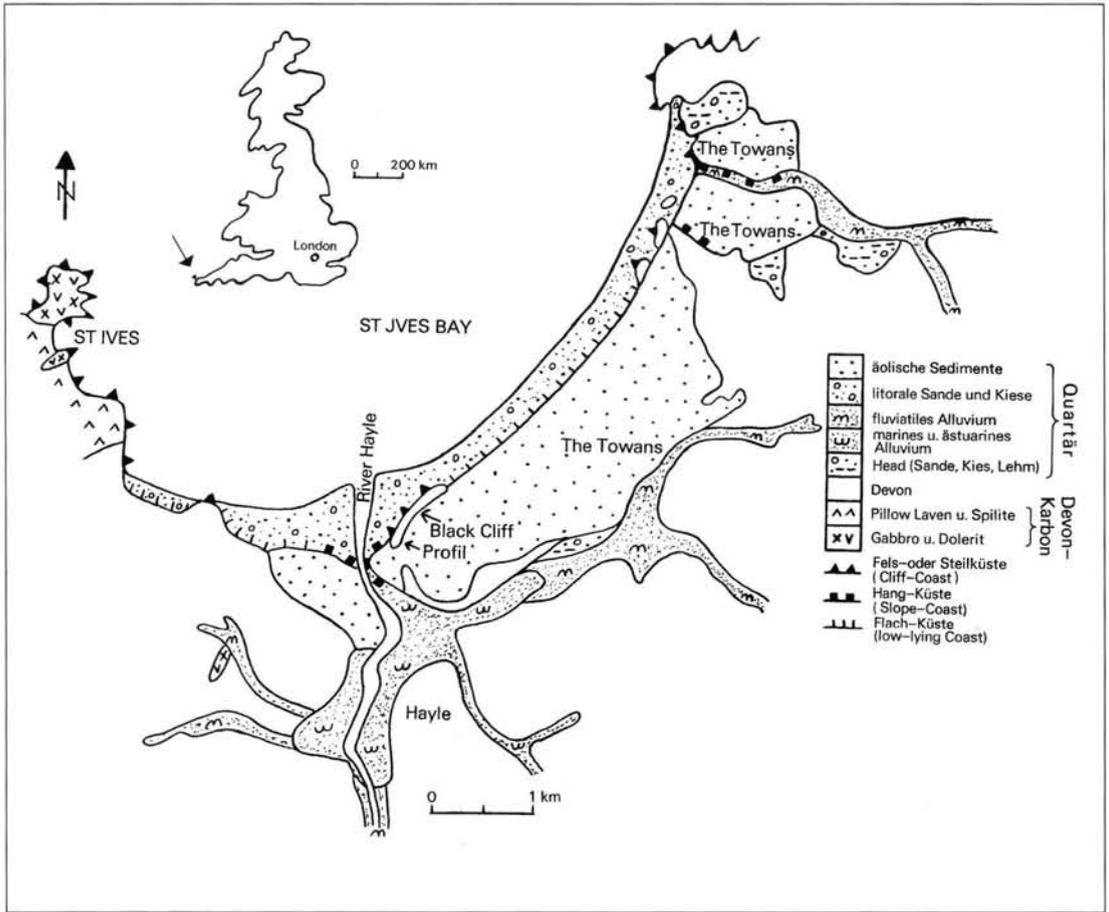


Abb. 1: Geologisch-geomorphologische Skizze des Untersuchungsgebietes (Black Cliff) der "Towans" nördlich von Hayle und Umgebung (vereinfachter geologischer Untergrund nach BROWN 1984).

nicht durch den Materialbestand, sondern nur durch fossile Bodenbildungen zu gliedern, weil das Edukt (im allgemeinen) die gleiche Matrix aufweist. In Cornwall werden die ausgedehnten Dünenandgebiete als "Towans" bezeichnet.

Auf dem Black Cliff (Abb. 1) konnte ein etwa 80 cm mächtiges Decksedimentprofil durch drei fossile Bodenhorizonte gegliedert werden, wobei der älteste Boden mit dem Pleniglazial des jüngeren Weichsel-Hochglazials gleichzusetzen ist und der zweitälteste Boden mit der Ältesten Dryaszeit zusammenfällt. Äolische Decksedimente solch hohen Alters sind für die Küstenräume völlig untypisch. Dies zeigen diverse Untersuchungen, wo pleniglaziale Decksedimentbildungen nur auf die Kontinentalräume beschränkt sind und die Dünenbildung an europäischen Küsten frühestens im Boreal (Alt-Holozän) beginnt (s. Kap. 4).

Die Stellung dieses (bisher) einmaligen Profils an der englischen Südwestküste wird mit diversen Profilen aus unterschiedlichen europäischen Küsten-

regionen sowie kontinentalen Gebieten innerhalb der Chronostratigraphie des mitteleuropäischen Quartärs diskutiert.

2 Physisch-geographische Beschreibung des Untersuchungsgebietes

Die Küste der Saint Ives Bay wird von verschiedenen Hangformen gebildet (Abb. 1). Das die Bay umlagernde Gestein ist vornehmlich aus differenzierten klastischen Gesteinsserien des Unter- und Oberdevons zusammengesetzt (turbiditischer Sandstein, Schiefer, Brekzien, Konglomerate). Der turbidische Sandstein kann als herzynische Flyschfazies gedeutet werden. Lokal befinden sich auf dem Kliff Heads, die als periglazialer Solifluktionsschutt angesprochen werden (Abb. 1).

Die klastischen Ablagerungen bilden die Hauptlieferanten für die litoralen Sedimente der St. Ives Bay und damit auch für die Dünen in dieser Bucht (Abb. 1). Das relativ kurze Einzugsgebiet der Flüsse im

Hinterland, aber auch die teils unregelmäßige Wasserführung der kleinen Flüsse und Bäche läßt erkennen, daß das Liefergebiet für die Dünensande hauptsächlich im neritischen Raum zu suchen ist.

3 Chronostratigraphische Analyse des Decksedimentprofils vom Black Cliff

Die litoralen Sedimente werden vornehmlich von Sand aufgebaut. Es ist auffallend, daß der Kiesanteil an den Strandsedimenten sehr gering ist; dies hängt mit der lokalen Sedimentzusammensetzung im Raum der St. Ives Bay zusammen, die mehr oder weniger von einer pelagisch-geosynklinalen Fazies gekennzeichnet ist.

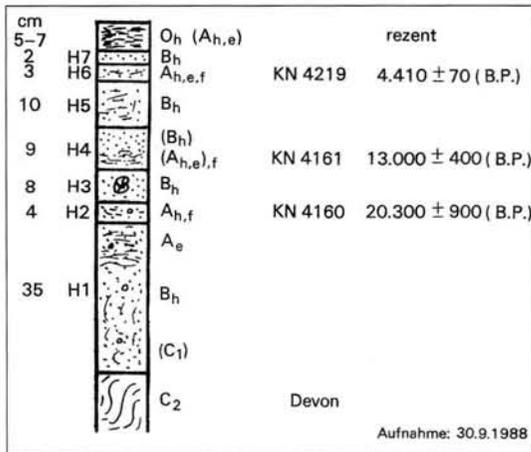


Abb. 2: Chronostratigraphisches Profil vom Black Cliff.

Auf dem Black Cliff liegt eine dünne Decke aus äolischen Sanden (Abb. 2). Das aufgenommene Profil hat eine Mächtigkeit von knapp 80 cm; die Kliffhöhe beträgt hier etwa 15 - 20 m über NN. Die Dünensande liegen räumlich begrenzt verteilt; sie werden meistens im Hangenden von den jüngeren Walldünen abgelöst, so daß ihre basale Lage nicht mehr lokalisiert werden kann. Wo die jüngeren Dünensande fehlen, kommen die deckenförmig abgelagerten älteren äolischen Sande zutage. Dies ist auf dem Black Cliff sowie in den nordöstlichen Towans der Fall, wo die Flachküste von einer Steilküste abgelöst wird (Abb. 1).

Korngrößenanalysen an diversen Strandproben von Hayle (sowie Perranporth nordöstlich von St. Ives) zeigen eine Zusammensetzung, die sich vornehmlich auf die Mittelsandfraktion (0,63 - 0,2 mm) beschränkt (Prozentanteile zwischen 71,8 und 91,4%). Entsprechend sind die Dünensablagerungen zusammengesetzt (Tab. 1). Die Mittelsandfraktion besaß sich dort zwischen 73,2 und 93,5%, so daß diese Sande sogar eine gröbere Zusammensetzung aufweisen, als dies bei kontinentalen Dünen der Fall ist.

Das Profil von Hayle (Abb. 2) zeigt folgende Stratigraphie: der Untergrund des Black Cliffs wird aus unterdevonischen Gramscatho Beds (Konglomerate, Schiefer, turbiditischer Sandstein) aufgebaut; diesen folgen im Hangenden die quartären Ablagerungen. Die Basis H 1 besteht aus einem grauen Sandhorizont, der nach oben eine Braunfärbung aufweist (A_c). Ihm folgt der sandig humose H 2-Horizont mit einem ^{14}C -Alter von 20.300 ± 900 a B.P. Der H 3-Profilabschnitt beinhaltet grauen Sand, der mit Muscheln durchsetzt ist; H 4 besteht aus einer im Han-

Tab. 1: Korngrößenanalysen (DIN 4188) von Strand- und Dünensandproben (Lokalitäten: Saint Ives Bay und Perranporth).

| Kornfraktionen in mm | Proben von Dünensand (Perranporth) | | | | | Proben von Dünensand der Towans (nördlich von Hayle) | | | | | Proben vom Black Cliff bei Hayle | | |
|-------------------------|---------------------------------------|------|------|------|------|--|------|------|------|------|-------------------------------------|------|------|
| | H 1 | H 3 | H 5 | H 7 | H 6 | H 1 | H 3 | H 5 | H 7 | H 6 | H 1 | H 3 | H 5 |
| 2-1 | — | — | — | — | — | 1,0 | 0,5 | 0,1 | 0,6 | — | 5,2 | 0,2 | 0,2 |
| 1-0,63 | — | 0,3 | 0,1 | 0,8 | — | 8,0 | 6,8 | 2,0 | 11,8 | 0,3 | 2,2 | 1,5 | 1,4 |
| 0,63-0,2 | 73,2 | 91,4 | 81,4 | 81,1 | 74,4 | 87,0 | 89,9 | 93,5 | 84,0 | 92,1 | 84,2 | 86,2 | 81,3 |
| 0,2-0,1 | 24,8 | 5,9 | 16,7 | 16,1 | 23,6 | 2,9 | 1,5 | 3,1 | 2,2 | 6,6 | 3,7 | 6,3 | 7,8 |
| 0,1-0,063 | 0,3 | — | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | — | — | — | — | 0,1 | 0,4 | 1,0 |
| 0,060-0,020 | 0,4 | 1,0 | 1,0 | — | — | 0,4 | — | — | — | — | — | 3,0 | 2,0 |
| 0,020-0,006 | 0,2 | — | — | — | — | — | — | 0,3 | — | — | 0,9 | 0,6 | 0,9 |
| 0,006-0,002 | — | — | 0,6 | 0,6 | 0,5 | 0,1 | 0,2 | 0,1 | 0,7 | 0,3 | 0,8 | 1,0 | 1,6 |
| < 0,002 | 1,1 | 1,4 | 1,1 | 1,3 | 1,0 | 0,9 | 1,1 | 0,9 | 0,7 | 0,7 | 2,9 | 0,8 | 3,8 |

genden helleren, im Liegenden dunkleren Sand-schicht, die schwach humos ist und ein ^{14}C -Alter von 13.000 ± 400 a. B. P. aufweist. Der graue Sandhorizont H 5 wird nach oben von einer schwarzen, sandig-humosen Ablagerung H 6 abgelöst; diese hat ein ^{14}C -Alter von 4.410 ± 70 a. B. P. Das Profil wird im Hangenden von einem grauen Sandhorizont H 7 und schließlich vom rezenten Boden abgeschlossen.

Die Bodenhorizonte H 2 und H 4 sind mit kleinen Kiesen durchsetzt, während die Dünen-sande H 1 und H 5 vereinzelt Gesteinsplitter enthalten, welche aufgrund der Scharfkantigkeit die 2 mm Maschenweite des Siebes nicht passieren und deshalb als Fein(st)kiesfraktion in Erscheinung treten. Gleiche Aussage gilt für diverse Strand-sedimente und rezente Dünen-sandproben von Hayle sowie Perranporth (Tab. 1).

4 Diskussion der Befunde

Weichsel-kaltzeitliche äolische Sedimente können eine recht vielfältige Zusammensetzung aufweisen (SIEBERTZ 1990). Aufgrund der Wind-dynamik handelt es sich dabei um Flugsande und ähnliche Sedimente im küstennahen Raum sowie um feinere Ablagerungen (meistens Löss) im Binnenland. Für Cornwall ist der Löß jedoch völlig unbedeutend, wobei die geringmächtigen und vereinzelt auftretenden Funde nicht immer als ein dem kontinentalen Löß ähnliches Sediment aufgefaßt werden können (vgl. CATT & STAINES 1982). In der Weichsel-Kaltzeit sind besonders in den küstennahen Flachlandregionen (Belgien, Niederlande, Norddeutschland) gröbere äolische Sedimente zur Ablagerung gekommen, entweder als feinkörnigere Decksedimente (Flugsande, Treibsande) oder als grobkörnigere Dünen-sandab-lagerungen.

CATT & STAINES (1982) geben für die weichselzeitlichen Löss west- bis nordwestliche Winde an, was auch für die älteren Flugsedimente zutreffen dürfte. Für die rezenten Sandbewegungen wird von BARTON (1964) die vorherrschende Windrichtung mit Südwest angegeben; dies könnte synoptisch gesehen für die Grundsicht zutreffend sein, zumal für die freie Atmosphäre im statistischen Mittel für den Januar Südwest- und für den Juli West-Nordwestwinde gemessen werden, denn die Dünen-sande liegen (vornehmlich) östlich der Ausblasungsgebiete, wie dies für jungdryaszeitliche Sedimente charakteristisch ist (vgl. SIEBERTZ 1992).

Untersuchungen an Dünen-sanden auf dem Kontinent lassen erkennen, daß die Flugsandbewegungen häufig im oberen Pleniglazial der Weichsel-Kaltzeit beginnen und sich oft bis ins Holozän verfolgen lassen. Dabei müssen Dünen-bildungen nicht unbedingt einer einzigen Ablagerungsphase angehören

(vgl. SERAPHIM 1986). Der Küstenraum ist nicht das klassische Ablagerungsgebiet für pleniglaziale äolische Sedimente, sondern in dieser Hinsicht die Ausnahme, wie ^{14}C -Datierungen zeigen. Die meisten Küsten werden durchweg - wie auch hier in Cornwall - von holozänen äolischen Sedimenten geprägt. So konnten von SIEBERTZ & SIEGBURG (1991) am Pas de Calais die äolischen Prozesse anhand fossiler Bodenhorizonte auch nur bis an die Wende von Subboreal-Subatlantikum zurückverfolgt werden. Dies trifft auch für die Untersuchungen in den Niederlanden von JELGERSMA et al. (1970) sowie von KLIJN (1990) zu. Ähnlich junge Dünen-sande werden nach MUNAUT & GILOT (1977) vom Pas de Calais, von TOOLEY (1990) für diverse Küsten Großbritanniens, für die dänischen Küsten von CHRISTIANSEN et al. (1990) sowie für die französische Küstenregion von BRESSOLIER et al. (1990) beschrieben.

Daß pleniglaziale Windsedimente und jungholozäne Dünen nebeneinander oder sogar in stratigraphischer Abfolge an der Küste von Cornwall auftreten, ist deshalb nicht typisch, sondern die Ausnahme. Der relativ gute Erhalt der schwach ausgebildeten fossilen Horizonte und deren ^{14}C -Datierung lassen erkennen, daß Parallelisierungen zu äolischen Vorgängen auf dem Kontinent möglich sind. Da die Klimaentwicklung eines kontinentalen Raumes mit Verzögerungen reagiert, lassen sich die ^{14}C -Alter oft nur mit Einschränkungen untereinander vergleichen.

Für den H 2-Horizont (Abb. 2) lassen sich vergleichbare Befunde im zentralen Polen an Dünen-sanden nachweisen, die ein ^{14}C -Alter von 21.900 ± 220 a. B. P. zeigen (GOŹDZIK 1991). Diese Zeit scheint allgemein mit einer Beruhigung der Sedimentation einherzugehen, so daß je nach Lokalität und Klimaraum entweder Bodenbildung, Solifluktion oder Abtragung stattfand. Untersuchungen in Mitteleuropa zeigen, daß das Pleniglazial um etwa 20 000 a. B. P. allgemein etwas wärmer war (MAARLEVELD 1976), während SEMMEL (1990) von einer bedeutenden Zeit der Lößabtragung spricht, die in diversen Gebieten durch Solifluktion und Abtragung gekennzeichnet ist.

Mit Hilfe dieser Zeitmarken lassen sich stratigraphisch nicht gliederbare äolische Decksedimente sinnvoll der mitteleuropäisch-jungweichselzeitlichen Sediment- und Bodenstratigraphie zuordnen (vgl. SIEBERTZ 1992). Der H 2-Horizont ist mit dem Beuningen-Boden von HAMMEN et al. (1967) vergleichbar, so daß die Basis (H 1-Sedimentabschnitt) mit dem älteren Flugdecksand I im Sinne von ZAGWIJN & PAEPE (1968) in den Niederlanden oder dem älteren unteren Flugsand von SIEBERTZ (1992) auf dem Niederrheinischen Höhenzug gleichgesetzt werden kann.

Die ^{14}C -Datierung des H 4-Horizontes (Abb. 2) findet vergleichbare Parallelen in diversen Untersuchungen Ost- und Nordosteuropas. So werden von SCHLYTER (1991) fossile Bodenbildungen in Windablagerungen Süd-Schwedens nachgewiesen, die ein Alter von 12.900 sowie 12.700 a B.P. aufweisen. In Zentralpolen sind fossile Böden in Dünen mit einem ^{14}C -Alter von 13.670 ± 240 a B. P. von GOŹDZIK (1991), 13.500 ± 290 a B. P. von CICHOSZ-KOSTECKA et al. (1991) sowie diverse Alter in der Warschauer Senke von KONECKA-BETLEY (1991) belegt, die eine Zeitspanne von 13.340 ± 110 a B. P. bis 12.770 ± 130 a B. P. umfassen.

Der H 4-Horizont liegt im Alter an der Grenze von Ältester Dryas und Bölling-Interstadial. Dieses ist nach ZAGWIJN & PAEPE (1968) mit etwa 12.400 a B. P. festgelegt, so daß der basale Sedimentabschnitt H 3 im Sinne der Autoren mit dem älteren Flugdecksand II (Stabroek-Boden: 12.300 ± 100 a B.P.) der Niederlande, bzw. nach SIEBERTZ (1992) mit dem älteren oberen Flugsand vom Niederrhein gleichzusetzen ist. Damit ist die Flugsandstratigraphie des oberen Pleniglazials bis ins frühe Spätglazial lückenlos vorhanden.

Für die Windaktivitäten der älteren und jüngeren Dryaszeit gibt es bisher keine Befunde. Wie weit hier eine stratigraphische Lücke vorliegt, kann aufgrund der fehlenden Einsicht in den Untergrund der Dünen bisher nicht nachgewiesen werden. Neue Untersuchungen an Küstendünen von TOOLEY (1990) in Großbritannien und von WILSON (1990) in Nord-Irland allerdings zeigen, daß gesicherte ^{14}C -Daten frühestens für das Boreal (frühe Wärmezeit) sowie für das Atlantikum II (mittlere Wärmezeit) vorhanden sind. Dabei kann TOOLEY (1990) auf ^{14}C -Alter zurückgreifen, die den Zeitraum vom Boreal bis ins Mittelalter umspannen.

Die Befunde lassen erkennen, daß die Bildung von Dünen in Küstenräumen (scheinbar) verstärkt mit dem Altholozän beginnt und sich bis in die Neuzeit verfolgen läßt. Die ^{14}C -Daten zeigen auch, daß seit dem Pleniglazial in (fast) allen Klimaepochen Dünenbildungen stattgefunden haben. Sie treten allerdings räumlich immer nur sporadisch auf, so daß (bisher) kaum eine einheitliche Stratigraphie für ein Gebiet erarbeitet werden konnte. Für das Profil von Hayle bedeutet dies, daß die Stratigraphie zeitlich Lücken aufweist, die durch weitere Befunde ergänzt werden müssen. So liegt zunächst der Schluß nahe, daß die Ablagerungen der fehlenden Klimaepochen erodiert oder nie dort abgelagert wurden.

Der H 6-Horizont (Abb. 2) weist ein ^{14}C -Alter auf, welches der späten Wärmezeit des frühen Subboreals zugeordnet werden kann. Dünen- und Flugdecksandbildungen sind auch dem Mittelholozän nicht fremd, jedoch fehlt es häufig an absolut auswertbaren Zeitmarken. Bisher ist von Belgien ein "älteres

Dünensystem" von DE CEUNYNCK (1985) beschrieben worden (4.270 ± 65 a B. P.; 4.300 ± 65 a B. P.), welches durch fossile Bodenbildungen eine zeitlich stratigraphische und klimatologische Einbettung in die mittelholozänen Vorgänge der Sedimentablagerung ermöglicht.

Danksagung

Herrn Dr. Jürgen Freundlich vom Institut für Ur- und Frühgeschichte der Universität zu Köln danke ich für die ^{14}C -Altersbestimmungen der fossilen Bodenhorizonte vom Black Cliff in der Saint Ives Bay bei Hayle (südwest-englische Grafschaft Cornwall).

5 Schriftenverzeichnis

- BARTON, R. M. (1964): An Introduction to the Geology of Cornwall, 1 - 168; Truro (Barton).
- BRESSOLIER, C., FROIDEFOND, J.-M. & THOMAS, Y.-F. (1990): Chronology of Coastal Dunes in the South-West of France. - *Catena*, Suppl. **18**: 101-107, 4 Fig.; Cremlingen.
- BROWN, G. M. (Dir.) (1984): British Geological Survey 1:50.000, Penzance, Sheet 351 & 358; Southampton.
- CATT, J. A. & STAINES, S. J. (1982): Loess in Cornwall. - *Proc. of the Ussher Society*, **5**: 368-375, 3 Fig., 2 Tab.; Cambridge.
- CEUNYNCK, R. DE (1985): The Evolution of the Coastal Dunes in the Western Belgian Coastal Plain. - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **35**: 33-41, 3 Fig., 1 Tab.; Stuttgart.
- CHRISTIANSEN, CH., DALSGAARD, K., MÖLLER, J. T. & BOWMAN, D. (1990): Coastal Dunes in Denmark. Chronology in Relation to Sea Level. - *Catena*, Suppl. **18**: 61-70, 6 Fig., 2 Phot.; Cremlingen.
- CICHOSZ-KOSTECKA, A., MYCIELSKA-DOWGIALLO, E. & MANIKOWSKA, B. (1991): Late Glacial aeolian processes in the light of sediment analysis from Kamion profile near Wyszogrod. - *Zeitschrift f. Geomorphologie*, Suppl. **90**: 45-50, 1 Fig.; Berlin.
- GOŹDZIK, J. (1991): Sedimentological record of aeolian processes from the Upper Plenivistulian and the turn of Pleni- and Late Vistulian in Central Poland. - *Zeitschrift f. Geomorphologie*, Suppl. **90**: 51-60, 4 Fig.; Berlin.
- HAMMEN, T. VAN DER, 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.
- JELGERSMA, S., DE JONG, J., ZAGWIJN, W. H. & VAN REGTEREN ALTENA, J. F. (1970): The Coastal Dunes of the Western Netherlands. Geology, Vegetational History and Archeology. - *Meded. Rijks Geolog. Dienst N. S.*, **21**: 93-167; Maastricht.
- KLIJN, J. A. (1990): The younger Dunes in the Netherlands; Chronology and Causation. - *Catena*, Suppl. **18**: 89-100, 3 Tab., 4 Fig.; Cremlingen.
- KONECKA-BETLEY, K. (1991): Late Vistulian and Holocene fossil soils developed from aeolian and alluvial sediments of the Warsaw Basin. - *Zeitschrift f. Geomorphologie*, Suppl. **90**: 99-105, 2 Fig.; Berlin.
- 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.

- MUNAUT, A. V. & GILOT, E. (1977): Recherches palynologiques et datations ^{14}C dans les régions côtières du nord de la France. - Bull. de l'Assoc. Française pour l'Étude du Quaternaire, **52**: 17-25, 4 Fig., 2 Tab.; Paris.
- SCHLYTER, P. (1991): Recent and periglacial Wind action in Scania and adjacent areas of S-Schweden. - Zeitschrift f. Geomorphologie, Suppl. **90**: 143-153, 3 Fig.; Berlin.
- SEMMEI, A. (1990): Periglaziale Formen und Sedimente. - Eiszeitforschung, 250-260, 5 Abb.; Darmstadt (Wiss. Buchges.).
- SERAPHIM, TH. (1986): Spätglazial und Dünenforschung. - Westf. Geogr. Stud., **42**: 119-136, 1 Abb., 1 Phot.; Münster.
- SIEBERTZ, H. (1990): Die Abgrenzung von äolischen Decksedimenten auf dem Niederrheinischen Höhenzug mit Hilfe von Korngruppenkombinationen. - Decheniana, **143**: 476-485, 5 Abb., 5 Tab.; Bonn.
- (1992): Neue Befunde zu den sedimentologisch-stratigraphischen Lagerungsverhältnissen und zur Alterszuordnung der äolischen Decksedimente auf dem Niederrheinischen Höhenzug. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **42**: 72-79, 3 Abb., 2 Tab., 1 Kt.; Stuttgart.
- & SIEGBURG, W. (1991): Sedimentologische und pedologische Untersuchungen zur Landschaftsgenese in der Bucht von Wissant (Pas de Calais). - Erdkunde, **45**: 17-27, 5 Abb., 3 Tab.; Braunschweig.
- TOOLEY, M. J. (1990): The Chronology of Coastal Dune Development in the United Kingdom. - Catena, Suppl. **18**: 81-88, 2 Fig.; Cremlingen.
- WILSON, P. (1990): Coastal Dune Chronology in the North of Ireland. - Catena, Suppl. **18**: 71-79, 4 Fig.; Cremlingen.
- ZAGWIJN, W. H. & PAEPE, R. (1968): Die Stratigraphie der weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgien. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **19**: 129-146, 6 Abb.; Öhringen.

Manuskript eingegangen am 29. 10. 1992

Deckschichten und Bodenentwicklung in lößbedeckten Kalksenken des Sauerlandes (Rheinisches Schiefergebirge)

REINHOLD ROTH*)

Pleistocene, Weichselian, Holocene, Stratigraphy, periglacial sediments, loess, fossil soils, heavy mineral, Hemer, Rhenish massif, Northrhine-Westfalia

Kurzfassung: Unter Lößbedeckung liegen in den Iserlohner und Attendorn-Elsper Kalksenken oft großflächig pleistozäne Fließerden, in denen außer Terrae calcis-Relikten auch Verwitterungsmaterial der umgebenden Gesteinseinheiten eingearbeitet sein kann. Mit Hilfe von Terrassenrelikten lassen sich alt- und jungpleistozäne Terra fusca-Fließerden ausweisen, die sich in charakteristischer Weise unterscheiden. Örtlich begraben sie ältere Lössse mit fossiler Parabraunerdeentwicklung. Innerhalb des Weichsellösses erlauben Schwermineralanalysen stellenweise eine weitere Deckschichtengliederung und die Identifizierung der jungtundrenzeitlichen Hauptlage. Synthetische Eisen-silikate weisen auf holozäne Umlagerungen und Verhütungsstättigkeiten bei Hemer hin.

[Cover Sediments and Soil Development in Loess Covered Limestone Areas of the Sauerland (Rhenish Massif)]

Abstract: Under the loess cover of the limestone areas of Iserlohn and Attendorn-Elspe widespread periglacial cover sediments occur which are mostly including relics of terrae calcis and weathered material from the surrounding rock formations. Terrace sediments are useful to identify early- and latepleistocene periglacial sediment layers, which characteristically differ. Locally they cover older loesses with a fossil Parabraunerde. Within the Weichselian loess cover heavy minerals locally allowed the identification of the main solifluction layer of the Younger Tundra Period. Nearby Hemer the iron smelting since the 10th century led to a considerable enrichment of synthetic iron-silicates in the uppermost layers.

1 Einleitung

Die bodenkundlichen Kartierungen zur landwirtschaftlichen Standorterkundung (1:5000) und für die bodenkundliche Landesaufnahme (1:50 000) des Geologischen Landesamtes NRW erfaßten zwischen 1988 und 1991 u. a. Teilbereiche der Iserlohner Kalksenke und der Attendorn-Elsper Kalksenken im Sauerland. Dabei ergaben sich Hinweise auf mehrere Terra fusca- und Lößgenerationen sowie auf intensive periglaziale Umlagerungen der entsprechenden Substrate.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. R. ROTH, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, De-Greif-Strasse 195, 47803 Krefeld.

2 Morphologischer und geologisch-bodenkundlicher Überblick

Die Attendorn-Elsper und Iserlohner Kalksenken sind mit durchschnittlichen Höhenlagen zwischen +300-340 und +240-300 m NN in die umgebende Landschaft eingemuldet. Ihr Untergrund besteht hauptsächlich aus mitteldevonischen Carbonatgesteinen, die als Zeugen ehemals ausgedehnter Rifffkomplexe in unterschiedlicher Fazies ausgebildet sind. Meist handelt es sich um sehr reine Massenkalksteine, die stellenweise (z. B. Raum Grevenbrück) stark dolomitisiert sind.

Unter meist subtropisch bis tropisch humiden Klimabedingungen kam es seit dem Mesozoikum zu einer tiefreichenden Verkarstung und flächenhaften Einebnung der Kalksenken. Während die Verkarstung im Norden durch die Oberkreide-Transgression vermutlich bis ins Tertiär hinein unterbrochen wurde, konnten Verwitterung und Einebnung im Bereich der Attendorn-Elsper Kalksenken ungehindert fortschreiten. Dabei entstanden großflächig residuale Kalksteinverwitterungslehme, die als Terrae calcis-Reste (Terra fusca, vereinzelt Terra rossa) interpretiert werden (DAHM-ARENS 1978). Daneben kam es ab dem Ende des Tertiärs zur Ausbildung verschiedener Lenneterrassen (CLAUSEN 1978: 283; KAMP VON 1972).

Die Kalksenken wurden in der letzten Kaltzeit mit Löß überweht, dessen Mächtigkeit heute allerdings nur selten über 2 m hinausgeht. Daraus entstanden durch Entkalkung, Verwitterung und z. T. Tonverlagerung tiefgründige Parabraunerden und Braunerden, die z. T. pseudovergleyt und erodiert sind (DAHM-ARENS 1976: 387; WIRTH 1976). In Oberhang- und Kuppenlagen treten Braunerden und Rendzinen mit ihren Subtypen auf.

3 Iserlohner Kalksenke

Einen guten Überblick über Eigenschaften und Typologien der Böden der Iserlohner Kalksenke gibt WIRTH (1976), so daß für nähere Informationen auf diese Arbeiten verwiesen sei.

Zur Verdeutlichung der vielfältigen Beziehungen



Abb. 1: Geologische Übersicht und Lage der Iserlohner und Attendorn-Elser Kalksenke.

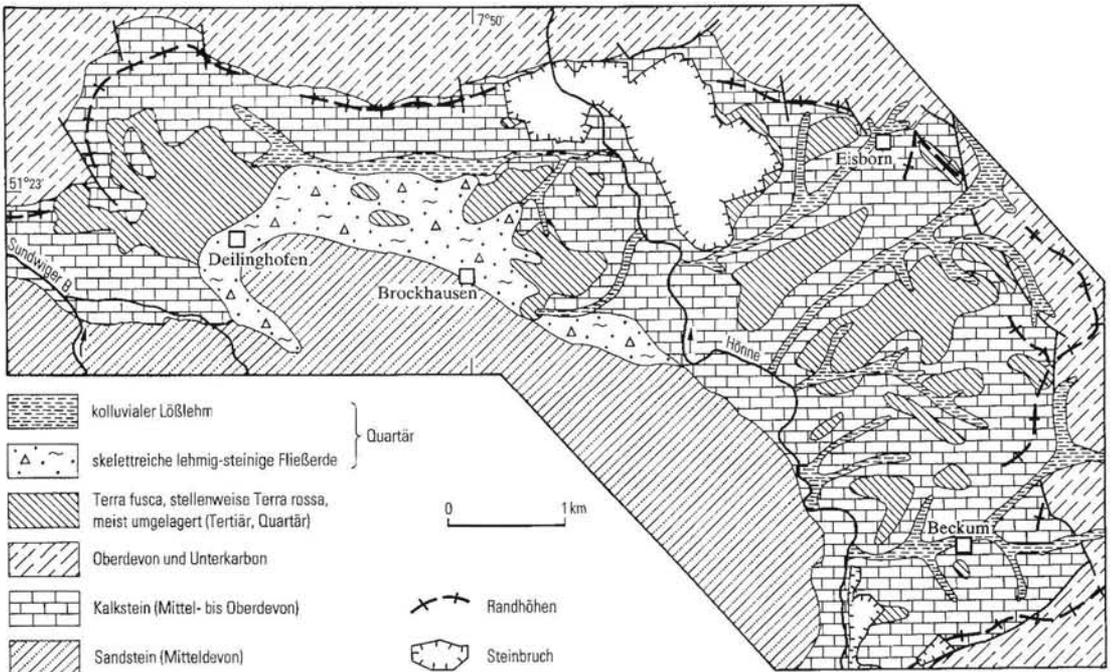


Abb. 2: Geologische Karte der Iserlohner Kalksenke zwischen Hemer und Beckum (Lößlehm entdeckt).

zwischen Morphologie, fossiler Verwitterung, Fließerdebildung, Verkarstung, Wasserhaushalt, Lösssedimentation und -erosion und der Bodenentwicklung bieten sich die östlich von Hemer gelegene Deilinghofener Hochfläche und die Balver Senke

an (vgl. Abb. 1). Dort erreicht der Massenkalk seine größte Ausstrichbreite und ist durch große Steinbrüche gut aufgeschlossen. Morphologisch wird dieser Bereich als Durchflußpolje gedeutet (SCHMIDT 1975: 121), das von der Honne klammartig zer-

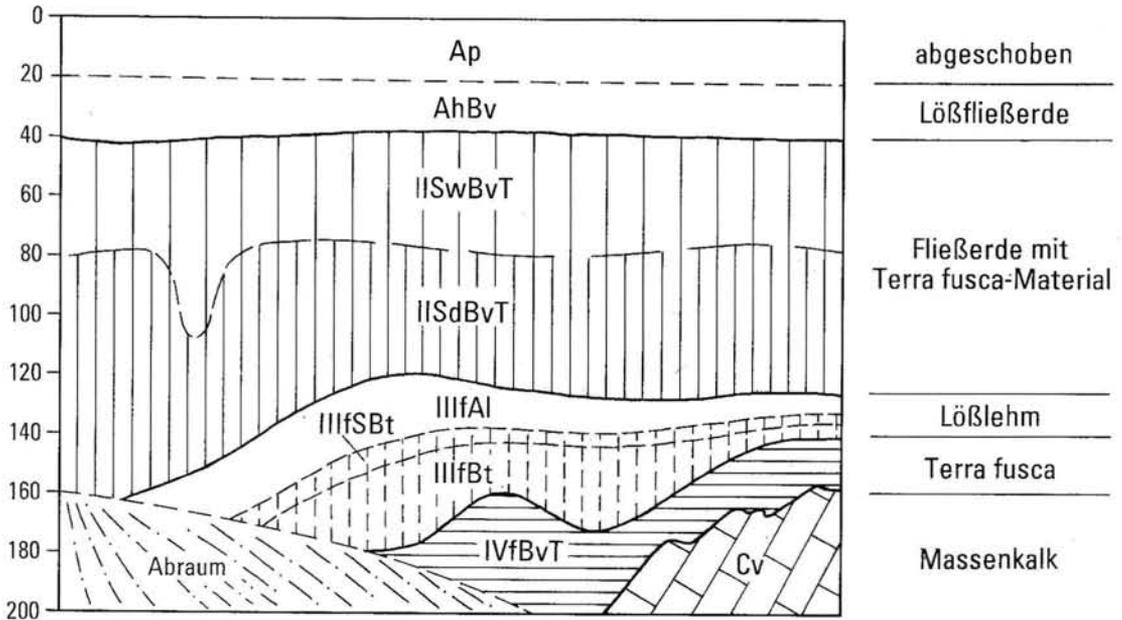


Abb. 3: Fossile Pseudogley-Parabraunerde aus Lößlehm unter Terra fusca-Fließerde (Deilinghofen r^N16095, h^N94230)

schnitten wird. In diesem Bereich werden zwei Verbnungsniveaus beschrieben, deren Verwitterungslehme sich mikromorphologisch in charakteristischer Weise unterscheiden (BURGER 1983).

3.1 Fossile Bodenrelikte, Löß und Fließerden

Zu den ältesten mesozoisch-tertiären Verwitterungsbildungen des Massenkalkes werden reine bunte Tone gezählt, die sich als *Terra rossa*-Relikte deuten lassen (CLAUSEN & ROTH in Vorb.) und sich durch sehr hohe Tongehalte (> 90 %) auszeichnen. Tonärmere Hämatit und Kaolinit führende *Terra rossa*-Relikte werden bei WENZENS (1974:138) aus dem Felsenmeer beschrieben. Die Kartierung zeigte, daß sie nur sporadisch in erosionsgeschützten Hohlformen vorkommen und bodenbildend kaum in Erscheinung treten. Nach BURGER (1983: 74) sind diese Kalkstein-Rotlehme im Bereich der Iserlohner Kalksenke an eine Verbnungsfläche (280 - 300 m Niveau) gebunden, die ins Oligozän gestellt wird. Eine wesentlich weitere Verbreitung nehmen dagegen braune lehmig-tonige Kalksteinverwitterungslehme ein, die im wesentlichen aus *Terra fusca*-Relikten bestehen. Großflächig sind sie im Bereich der Verbnungsflächen erhalten geblieben, im Bereich der Täler und Randhöhen fielen sie dagegen meist der Erosion zum Opfer (vgl. Abb. 2). Die *Terra fusca*-Relikte sind in der Regel solifluktuiv verlagert, wobei *Terra rossa*-Relikte, älterer Lößlehm oder ortsfremdes Sandsteinmaterial beigemischt sein können. Die so entstandenen *Terra fusca*-Fließerden

können mehr als einen Meter mächtig werden, wobei sich stellenweise mehrere Generationen von *Terra fusca*-Fließerden unterscheiden lassen. Vereinzelt zeigen sie eiseilähnliche Froststrukturen und Anzeichen einer Lessivierung (Abb. 3). Nur untergeordnet findet sich reine *Terra fusca* mit Tongehalten bis zu 78 %. Die *Terra fusca*-Relikte können kaolinitfrei sein (WENZENS 1974) oder aber neben Illit auch Kaolinit (möglicherweise z. T. Meta-Halloysit, Bestimmung: H. GRÜNHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) enthalten.

Über den *Terra fusca*-Fließerden liegt auf der Südflanke der Deilinghofener Hochfläche (s. Abb. 2 und 4) eine jüngere, skelettreiche lehmig-steinige Fließerde. Diese enthält weniger *Terra fusca*-Material und besteht meist aus Verwitterungsmaterial der mitteldevonischen sandigen Honsel-Schichten des angrenzenden Balver Waldes. Von dort greift sie bis zu 800 m weit nach Norden auf die Deilinghofener Hochfläche über. Im Osten wurde diese Fließerde von der Hönnne und im Westen von Sundwiger bzw. Nieringser Bach abgeräumt (Abb. 2). Die lehmig-steinige Fließerde ist meist sehr dicht gelagert und stellt im Gegensatz zu den *Terra fusca*-Fließerden häufig einen Staukörper für das anfallende Sickerwasser dar.

Hinsichtlich der Lößablagerungen waren bei den Kartierungen zwei Lößgenerationen erkennbar:

Die ältere Lößgeneration ist stellenweise unter *Terra fusca*-Fließerden erhalten geblieben und zeichnet sich durch hellgelbe Farbtöne aus. Der vermutlich

ehemals kalkhaltige Löß wurde unter warmzeitlichen Bedingungen vollständig entkalkt und verwitterte zu Lößlehm. Relikte einer fossilen Pseudogley-Parabraunerde ließen sich in einer Baugrube bei Deilinghofen beobachten (Abb. 3).

Der jüngere weichselzeitliche Löß ist in der Iserloher Kalksenke heute noch flächenhaft verbreitet, wobei unverwitterter kalkhaltiger Löß mit bis zu 15 % CaCO₃ nur vereinzelt auftritt (ein kleines Vorkommen findet sich bei Riemke, r⁵¹18575, h⁵⁶95360). Meist ist der Löß vollständig entkalkt und zu Lößlehm verwittert. Auffällig ist die deutliche Asymmetrie in der Mächtigkeitsverteilung auf der Deilinghofener Hochfläche (vgl. Abb. 4). Während die Lößlehmmächtigkeiten auf der Südflanke meist unter einem Meter liegen, erreicht der Lößlehm auf der Nordflanke Mächtigkeiten bis zu zwei Metern und mehr. Dort finden sich auch ausschließlich die Vorkommen von kalkhaltigem Löß, was darauf hinweist, daß diese Mächtigkeitsunterschiede primär angelegt worden sein könnten.

Auch der Weichsellöß zeigt durch Grus- oder Steingehalte Anzeichen von Umlagerungen. Vor allem auf der Südflanke der Deilinghofener Hochfläche findet sich wieder reichlich Fremdmaterial des Balver Waldes.

3.2 Bodengesellschaften der Deilinghofener Hochfläche und der Balver Senke

Aus den oben beschriebenen geologischen Substraten entwickelten sich nun je nach Mächtigkeit, Lage,

Exposition und Wasserverhältnissen unterschiedliche Bodengesellschaften, wobei sich auf der Deilinghofener Hochfläche von Süden nach Norden folgende Zonen erkennen lassen (vgl. Abb. 4):

Zone der Stau- und Hangnässe-beeinflußten Böden.

Dieser etwa 100 - 300 m breite Streifen schließt unmittelbar an den südlich bzw. südwestlich aufragenden Balver Wald an. Im tieferen Untergrund tritt zwar bereits Massenkalk auf, dieser ist jedoch durch mächtige Fließerden doppelt abgedichtet und plombiert. Die aus dem Balver Wald zuziehenden Hangwässer und Bäche können zunächst nur sehr langsam im Untergrund versickern. Es bildete sich daher weit verbreitet Pseudogley, der mit zunehmenden Lößlehmmächtigkeiten hangabwärts in Pseudogley-Braunerde übergeht. Bei sehr starker Hangnässe und geringen Lößlehmmächtigkeiten kam es vereinzelt zur Bildung von Stagnogley.

Zone der überwiegenden Braunerden.

Hangabwärts wird die wasserstauende lehmig-steinerne Fließerde geringmächtiger und wasserdurchlässiger. Stellenweise kann sie auch ganz ausfallen. Da die unterlagernden Terra fusca-Fließerden die Versickerung dagegen kaum noch behindern, kommt es zu einer zügigen Abfuhr der Sickerwässer, die durch die Verkarstung des Untergrundes zusätzlich gefördert wird. Eine besondere Rolle spielt dabei die Dolinenkette, die sich von Brockhausen

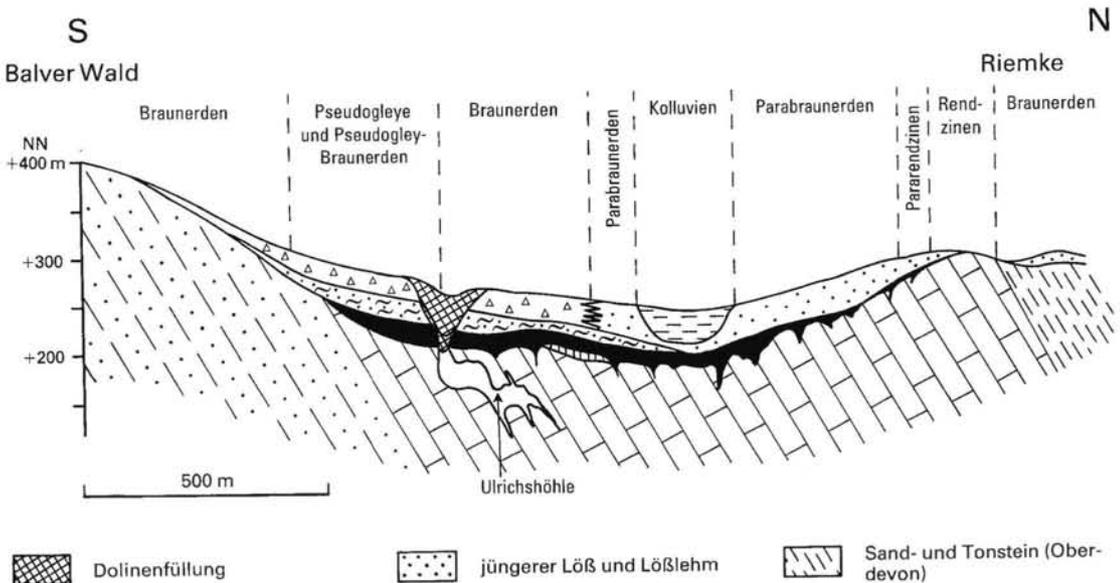


Abb. 4: Teilschematischer geologischer Schnitt und Bodencatena durch die Deilinghofener Hochfläche (Vertikalmaßstab gilt nur für Morphologie, Deckschichtenmächtigkeit überhöht)

nach Deilinghofen erstreckt. Sie wirkt zusammen mit den dazugehörigen Höhlensystemen wie ein großdimensionaler Fangdrän, der die Hangwässer abfängt und in den Untergrund leitet.

Hangabwärts überwiegen Braunerden aus Lößlehm, deren Mächtigkeit jedoch meist unter einem Meter liegt. Anzeichen für eine Parabraunerdeentwicklung mit Tonanreicherungshorizonten sind nur untergeordnet erkennbar. Kennzeichnend für diese Böden sind die Grus- und Steinanteile, die auf Umlagerungen hinweisen. Stellenweise kommen Erosionsprofile und Kolluvien vor.

Zone der überwiegenden Parabraunerden.

Diese Zone nimmt flächenmäßig den größten Anteil ein und erstreckt sich über die Nordflanke der Deilinghofener Hochfläche bis in die Balver Senke und ist durch fruchtbare Ackerböden gekennzeichnet. Der Untergrund ist in der Regel gut durchlässig. Die Lößmächtigkeiten liegen häufig über einem Meter. Anzeichen für Tonverlagerungen und Tonanreicherungshorizonte lassen sich häufig beobachten. Bodentypologisch überwiegen Parabraunerden, die unterschiedlich stark erodiert und gekappt sein können. Abgespültes Bodenmaterial sammelte sich in Senken und Rinnen zu tiefreichend humosen Kolluvien.

Zone der Rendzinen.

Die Kalksenken werden nach Norden von Rand-

höhen umrahmt, die z. T. ebenfalls noch aus Massenkalk bestehen (vgl. Abb. 2). Es herrschen Erosionsprozesse vor, wobei der Massenkalk häufig freigelegt wurde. Bodentypologisch finden sich dort Rendzinen mit allen Übergängen zu Rendzina-Braunerden und Braunerden. Vereinzelt treten Pararendzinen aus kalkhaltigem Löß auf. Diese Böden sind meist ausgesprochene Trockenstandorte, so daß sie überwiegend als Wald genutzt werden.

3.3 Schwermineralogische Untersuchungen

Um Hinweise auf eine mögliche Deckschichtengliederung zu erhalten, wurden zwei Lößböden der Deilinghofener Hochfläche (Pseudogley-Braunerde und Parabraunerde) hinsichtlich der Schwermineralogie (Untersuchung: U. WEFELS, Geol.-L.-Amt Nordrh.-Westf.) untersucht. Dabei stellte sich heraus, daß die vulkanogenen Minerale nur sehr schwach vertreten sind und eine weitere Untergliederung des weichselzeitlichen Lösses nicht ermöglichen.

Allerdings ließ sich in einer Pseudogley-Braunerde nördlich von Brockhausen ($r^{51}18925$, $h^{56}94230$) eine starke anthropogene Beeinflussung in den mittleren Bodenhorizonten nachweisen, die in der Aufgrabung mit bloßem Auge nicht erkennbar war. Dort findet sich ein synthetisches Eisensilikat (Fayalit), das bei der Eisenverhüttung entsteht (vgl. Abb. 5). Zusammen mit der schwachen Oberflächenbestreuung grünlich-glasiger Schlackenreste auf der Süd-

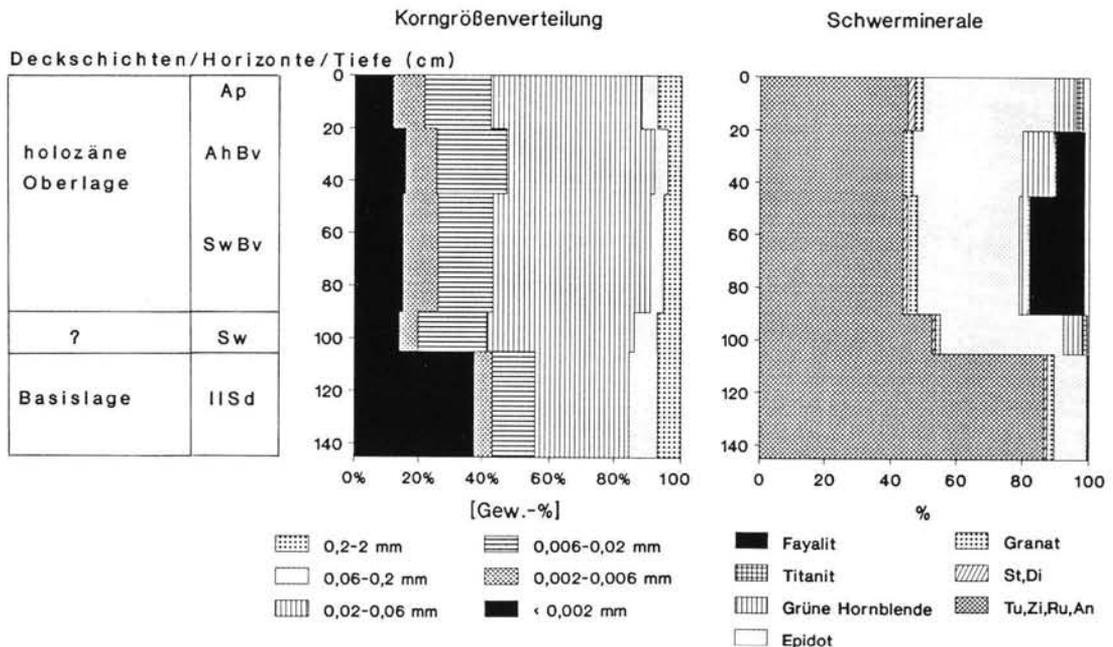


Abb. 5: Korngrößen, Schwerminerale und Deckschichtengliederung einer Pseudogley-Braunerde aus Lößlehm über lehmig-steiniger Fließerde (Brockhausen $r^{51}30900$, $h^{56}94230$)

flanke der Deilinghofener Hochfläche weist dies auf eine intensive Verhüttungstätigkeit hin, deren Mindestalter im Raum Brockhausen nach HERCHENRÖDER (1967) in das 10. Jahrhundert datiert.

4 Attendorf-Elsper Kalksenken

Die Böden der Attendorf-Elsper Kalksenken werden bei CLAUSEN (1978) und DAHM-ARENS (1978, 1986) ausführlich beschrieben. Sie ähneln in vielerlei Hinsicht den Böden der Iserlohner Kalksenke. Ergänzende und z.T. neue Aspekte ergaben sich durch jüngere Aufgrabungen und Aufschlüsse, von denen der Dolomitsteinbruch Grevenbrück eingehender untersucht und beprobt wurde. Im folgenden wird er näher vorgestellt.

4.1 Aufschlußbeschreibung

Tk 25: 4814 Lennestadt; r^{s4}30900-31050, h^{s6}68550-68650

Der aufgeschlossene Profilabschnitt (vgl. Abb. 6) erstreckt sich über einen NW-exponierten, sehr schwach geneigten Mittel- bis Oberhang, der vor der Abgrabung ackerbaulich genutzt wurde.

Den oberen Abschnitt bildet eine 50 bis 180 cm mächtige Decke aus kalkfreiem lehmigem bis stark lehmigem Schluff (Lößlehm). Bodentypologisch liegen im Bereich der Profile 1 und 2 Pseudogley-Parabraunerden vor, bei denen die Stauwirkung meist von den etwas dichter gelagerten Tonanreicherungshorizonten (Sd/Bt-Horizonte) ausgeht. Diese zeigen gegenüber den Ahl- und SwAl-Horizonten

Tongehaltsdifferenzen von 5 bis 10 Gew.-%. Ein (Sw)Bv-Horizont ist bei diesen Böden im allgemeinen nur bei größeren Lößlehmmächtigkeiten entwickelt. Bei geringeren Mächtigkeiten haben die Vorgänge der Tonverlagerung den gesamten Lößlehm erfaßt; eine Beobachtung, die auch DAHM-ARENS (1986: 391) beschrieben hat. Hangaufwärts liegen gekappte Erosionsprofile (Profil 3 in Abb. 6) vor. Schleppungen an aufragenden Felsköpfen und eingelagerte Dolomitschollen weisen auf hangabwärts gerichtete Fließbewegungen hin.

Mit scharfer Grenze liegt unter dem Lößlehm eine 20-40 cm mächtige Fließerde (IIbVt- bzw. IIbIt-Horizont; Bodenfarbe meist 10 YR 3/3) aus lehmig-tonigen Terra fusca-Relikten mit Tongehalten zwischen 46 und 61 Gew.-%. Die höheren Tongehalte werden dort erreicht, wo dem Verwitterungslehm (Sd)Bt-Horizonte unmittelbar aufliegen. Dort wurde ein Teil der durchschlämmten Feinsubstanz aus dem überlagernden Lößlehm bis in den Verwitterungslehm hinein transportiert.

Mit deutlicher Diskordanz folgt darunter eine Wechsellagerung von fluviatilen Sanden und kieshaltigen tonigen Fließerden (IIIbV-Horizont; Bodenfarben von dunkelbraun [7,5 YR 4/4] bis dunkelgelblich-braun [10 YR 4/6]), in denen Terra-Material aufgearbeitet ist. Den Kiesanteil stellen im wesentlichen gut gerundete Gerölle aus Gangquarz. Dieses Material ist z. T. mit den unterlagernden älteren Terra fusca-Relikten kryoturbar verwürgt, wobei sich stark ausgeprägte nordwestvergente Fließfalten ausgebildet haben (s. Abb. 6).

Die älteren Terra fusca-Relikte aus lehmigem Ton (IVbVt-Horizont) sind ebenfalls umgelagert, wie

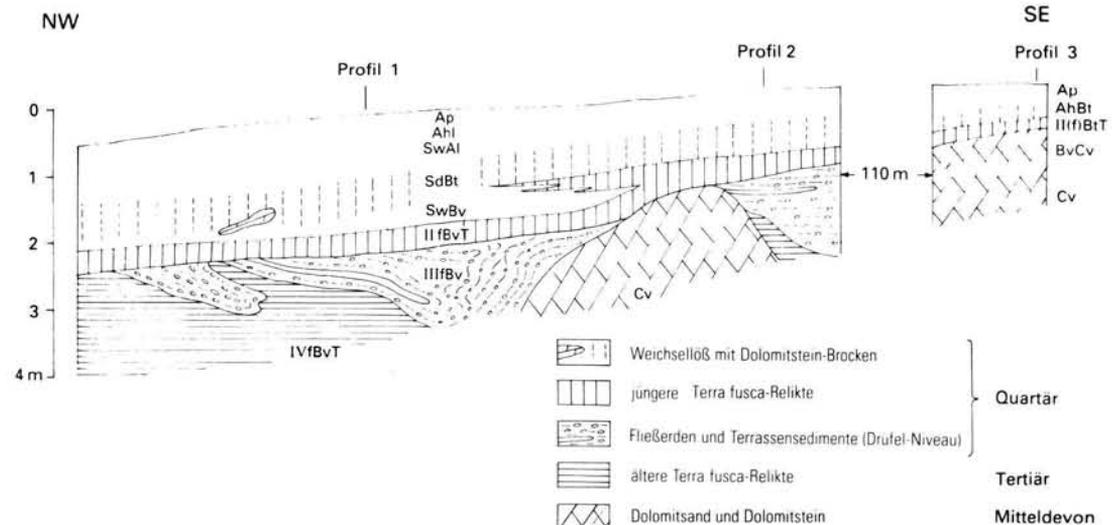


Abb. 6: Decksedimente und Bodenentwicklung im Dolomitsteinbruch bei Grevenbrück (r^{s4}30900-31050, h^{s6}68550-68650)

vereinzelt Quarzgerölle beweisen. Ihre Mächtigkeit kann in Schlotten mehrere Meter erreichen. Die Bodenfarben liegen zwischen dunkelgelblichbraun (10 YR 3/4) und schwerpunktmäßig dunkelbraun (7,5 YR 3/4).

Die Untergrenze zum Dolomitsand und Dolomitstein ist in der Regel scharf und deutlich ausgeprägt. Den tieferen Untergrund bildet ein massiger grauer Dolomitstein mit zuckerkörnigem Gefüge. Im Sinter enthält dieser nach CLAUSEN (1978: 392) 57,5 % CaO und 37,0 % MgO. Im oberen Bereich ist der Dolomitstein häufig zu schwach lehmigem Sand bis Sand ((Bv)Cv-Horizont) verwittert (vgl. HEILMANN 1989: 59).

4.2 Mineralogische und bodenchemische Untersuchungen

Die Schwerminerale (Untersuchung: U. WEFELS, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) erlauben im Profil 1 eine Gliederung in 3 Abschnitte (vgl. Abb. 7):

Der obere Abschnitt reicht bis etwa 100 cm Tiefe und umfaßt die Ap-, Ahl- und SwAl-Horizonte. Neben den löstypischen Mineralen des Rheinspektrums (Epidot, Granat, Zirkon, Rutil u. a.) ist dieser Abschnitt durch das Auftreten der vulkanogenen Braunen Hornblende gekennzeichnet, die dort 1,5 bis 4,5 % erreicht.

Der mittlere Bereich erstreckt sich über die SdBt-, SwBv- und IIBvT-Horizonte und reicht bis 180 cm Tiefe. Dort ähnelt das Schwermineralspektrum dem

des oberen Abschnittes, wobei die Braune Hornblende jedoch stark zurücktritt. Auffällig ist ferner, daß sich die jüngeren Terra fusca-Relikte (IIBvT-Horizont) trotz der petrographisch großen Unterschiede hinsichtlich der Schwermineralführung nicht vom überlagernden Löß abheben.

Im unteren Abschnitt zeigen der fluviatile Feinsand und die älteren Terra fusca-Relikte das gleiche Schwermineralspektrum. Es zeichnet sich durch besonders hohe Anteile der stabilen Schwerminerale Zirkon, Rutil und Turmalin aus. Stellenweise können tonreichere Partien aus dem Terrassenabschnitt trotz des hohen Kiesanteils auch fast schwermineralfrei sein.

Unter den Tonmineralen dominiert bei den Terra fusca- und Terrassen-Relikten der Illit gegenüber Kaolinit. Daneben enthält die jüngere Terra fusca-Fließerde noch Chlorit, der in den älteren Schichten fehlt (Untersuchung: H. GRÜNHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). Weitere Unterscheidungsmöglichkeiten zwischen jüngeren und älteren Terra fusca-Fließerden ergeben sich aus der berechneten potentiellen Austauschkapazität der Tonfraktion (AK-Ton), die bei den jüngeren Terra fusca-Fließerden aufgrund der etwas niedrigeren Kaolinitgehalte erhöht ist. Die jüngere Terra fusca-Fließerde zeichnet sich zudem durch geringere Werte an dithionitlöslichem Eisen (Fe_o/Fe_d) und durch höhere Aktivitätskoeffizienten (Fe_o/Fe_d) aus, die absolut gesehen jedoch immer noch sehr niedrig sind (ca. 0,1). An Eisenmineralen tritt Goethit auf, Hämatit konnte nicht nach-

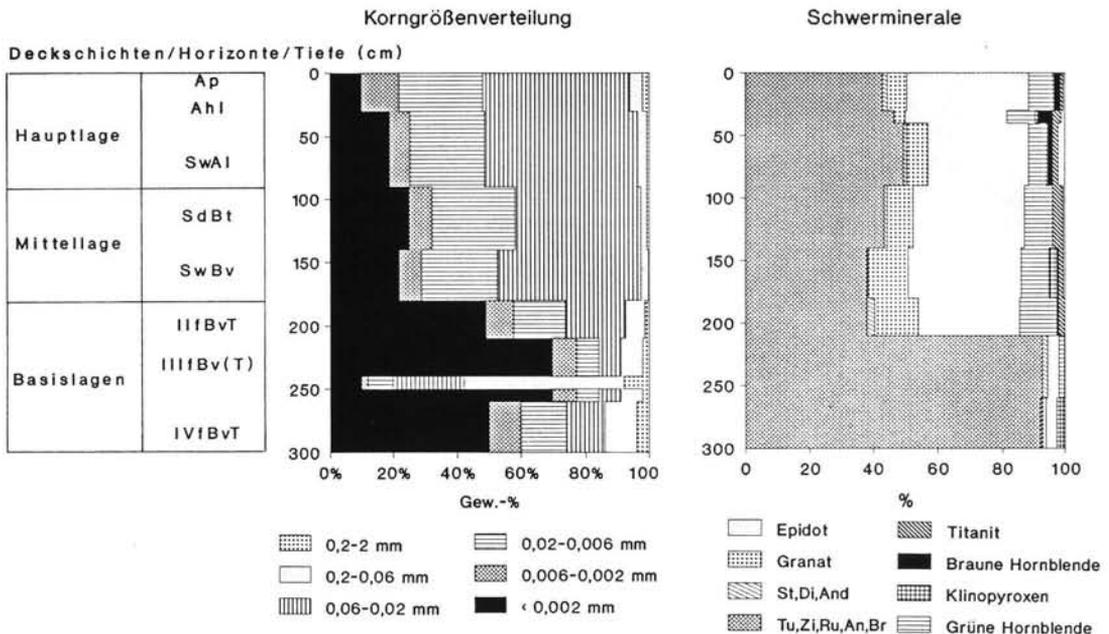


Abb. 7: Korngrößen, Schwerminerale und Deckschichtengliederung zu Profil 1 in Abb. 6

gewiesen werden. Die Fe_2O_3 -Gehalte nehmen von den jüngeren zu den älteren Terra fusca-Fließerden von 16,7 auf 27,3 Gew.-% zu.

5 Diskussion der Ergebnisse

5.1 Deckschichtengliederung im Lößlehm

Auffällig sind die Hinweise auf Umlagerungen, die sich in allen Lößgebieten des Sauerlandes beobachten lassen. Dabei stellt sich die Frage, ob die von zahlreichen Autoren aus anderen Landschaftsteilen beschriebene Gliederung der pleistozänen und holozänen Deckschichten im Sauerland wiedergefunden werden kann.

In Anlehnung an SEMMEL (1968), KLEBER (1991), WITTMANN (1991) u. v. m. werden die pleistozänen Deckschichten in Hauptlage, Mittellage und Basislage gegliedert. Die Basislage läßt sich auch im Sauerland problemlos identifizieren. Hierbei handelt es sich in den Lößgebieten meist um die unter dem Löß liegenden Fließerden, in denen nur noch geringe Lößlehmkomponenten enthalten sind.

Eine weitere Gliederung in Haupt- und Mittellage war von den untersuchten Profilen mit einiger Sicherheit lediglich bei dem Profil Grevenbrück möglich (s. Abb. 6 und 7). Dort dürfte der im oberen Bodenmeter erhöhte Anteil an Brauner Hornblende auf beigemenge allerödzeitliche Tuffkomponenten hinweisen, so daß die Ap-, Ahl- und SwAl-Horizonte der Hauptlage entsprechen, deren Bildung auf den jungtundrenzeitlichen Kälteeinbruch zurückgeführt wird.

Dies bedeutet, daß die SwAl/SdBl-Grenze in etwa mit der Grenze Hauptlage/Mittellage zusammenfällt; eine Beobachtung, die auch in anderen Lößgebieten an Parabraunerden gemacht wurde (FRIED 1984: 82). Darüber hinaus sind im Lößlehm die Schwermetallassoziationen allerdings relativ ähnlich. Weitere Horizontunterschiede ergeben sich lediglich in dem nach unten zunehmenden Granat/Epidot-Verhältnis, das auf sekundäre Verwitterung zurückgeführt werden kann.

Weiter nördlich im Bereich Hemer konnte eine allerödzeitliche Tuffkomponente des Laacher See-Vulkanismus im Oberboden bisher nicht nachgewiesen werden.

Wie in vielen landwirtschaftlich genutzten Lößgebieten ist auch auf den Hochflächen des Sauerlandes die anthropogene Überprägung der oberen Bodenhorizonte weit intensiver als zunächst im Bohrstock erkennbar. Die Lößböden wurden im Zuge der jahrhundertelangen landwirtschaftlichen Nutzung häufig erodiert, wobei der dichtere Untergrund auf der Südflanke der Deilinghofener Hochfläche Oberflächenabfluß und Erosion erhöht haben dürfte. Ein weiterer bodenbildender Faktor war die intensive Eisenverhüttungstätigkeit südlich von Brockhausen

seit dem 10. Jahrhundert; wahrscheinlich handelt es sich bei den nachgewiesenen Verhüttungsplätzen um die größten der ehemaligen Grafschaft Mark (HERCHENRÖDER 1967). Der enorme Holzbedarf führte schließlich zur Entwaldung von Teilbereichen des Balver Waldes, was auch dort den Abtrag von Bodenmaterial begünstigte, das am Hangfuß auf der Deilinghofener Hochfläche wieder abgelagert wurde. Durch dieses Nebeneinander von Bodenabtrag und Bodenauftrag kam es zur Entstehung der Fayaolith führenden holozänen Oberlage. Die weite Verbreitung von Schlackenresten auf der Südflanke der Deilinghofener Hochfläche läßt zudem vermuten, daß Schlackenreste von hofeigenen Rennöfen über den Stallmist auf die Felder gebracht wurden (HERCHENRÖDER 1967).

5.2 Terra fusca- und Fließerde-Bildung

Terra fusca-Relikte wurden aus den Sauerländer Kalksenken schon öfter beschrieben (MEINECKE 1966, WIRTH 1970, WENZENS 1974, SCHMIDT 1975, CLAUSEN 1978, DAHM-ARENS 1978, WIRTH 1982 in BRUNNACKER et al. 1982, BURGER 1983 u. a.), wobei für diese Bodenrelikte ein tertiäres bis quartäres Bildungsalter angenommen wird. WIRTH (in: von KAMP 1972) beobachtete zudem im Nordsauerland mehrere Terra fusca-Varietäten mit deutlichen farblichen und bodenartigen Unterschieden, die auf unterschiedliche Bildungsbedingungen und Alter schließen lassen.

Einen ersten Hinweis auf deren Alterseinstufung gibt die tonmineralogische Zusammensetzung dieser Bodenrelikte, wobei sich die präpleistozänen Terra-Böden durch hohe Kaolinit-Gehalte und die pleistozänen durch Illit-Dominanz auszeichnen (MÜCKENHAUSEN & SCHALICH in: BRUNNACKER et al. 1982: 179). Ähnliche Beobachtungen macht BURGER (1983), der präoligozäne kaolinhaltige Terrae calcis-Relikte von postoligozänen kaolinitfreien Verwitterungsbildungen unterscheidet. Zeitliche Einstufungen sind jedoch angesichts der häufigen Umlagerungen und der Tatsache, daß reine Terra fusca relativ selten ist, stets mit erheblichen Unsicherheiten behaftet. Eine der wenigen datierbaren Einstufungen im nördlichen Sauerland stammt von WIRTH (1970), der für Terra fusca-Relikte ein post-altpliozänes Alter annimmt.

Im Aufschluß Grevenbrück bieten nun die mehr oder weniger umgelagerten Terrassenablagerungen weitere Datierungshilfen. Hierbei handelt es sich um Bildungen im Talrandbereich, bei denen es zu einer engen Verzahnung zwischen fluvialen Sanden und tonigen Fließerden kam, die im wesentlichen aus aufgearbeitetem Terra-Material und Terrassenresten entstanden. Diese Ablagerungen werden aufgrund ihrer Höhenlage (65 m über Lennenniveau) der alt-

pleistozänen Drüfel-Terrasse zugeordnet (CLAUSEN 1978: 285). Für das Ausgangsmaterial der darunter liegenden altpleistozänen Terra fusca-Fließerde kann also ein tertiäres Alter angenommen werden. Kennzeichnend für die ältere Terra fusca sind neben der Färbung (7,5 YR) die höheren Kaolinit- und Eisengehalte, das Fehlen von Chlorit sowie die überwiegend stabile Schwermineralassoziatio(n)s (s. o.). Die genaue zeitliche Einstufung der jüngeren Terra fusca-Relikte, die deutlich braunere Farbtöne zeigen, läßt sich nur vermuten. Ihr relativ horizontbeständiges und flächenhaftes Auftreten - ein vergleichbares Profil wurde 500 m entfernt aufgegraben - und das Vorkommen an der Basis des Weichsellösses spricht für eine eemzeitliche Bildung als Kalksteinverwitterungslehm, in dem ältere Terra fusca-Relikte wahrscheinlich mit aufgearbeitet wurden (hierauf weisen die Kaolinit-Gehalte hin). Während des frühen Weichselglazials wurde dieses Material solifluktuiv umgelagert, wobei es zur Vermischung mit Lößlehm kam. Dies zeigen das lößtypische Schwermineralspektrum, die günstigeren Kationenaustauschkapazitäten sowie die Chloritgehalte. Auch im Bereich der Iserlohner Kalksenken ist eine mehrphasige Terra fusca-Bildung anzunehmen, die bis in die pleistozänen Warmzeiten hineinreichte. Dabei kam es in exponierten Kuppen und Hanglagen immer wieder zu einem Abtrag des Kalksteinverwitterungslehmes, was dazu führte, daß in Erosionslagen Terra fusca-Relikte kaum noch flächenhaft auftreten (vgl. Abb. 2). Dieser Abtrag erfolgte je nach Klima und Morphologie entweder fluviatil, wobei sich abgespültes Terra-Material in Höhlen und Dellen sammelte (CLAUSEN & ROTH in Vorb.) oder durch periglaziale Fließvorgänge. Datierungen der einzelnen Fließerdegenerationen sind zur Zeit nicht möglich. Ein gewisser Hinweis für die Datierung der lehmig-steinigen Fließerde ist die Tatsache, daß sie im Bereich der linksseitigen Verbnung des Hönnetales sowie im Bereich des Sundwiger und Nieringer Baches weitgehend abgeräumt ist (s. Abb. 2). Wahrscheinlich fand dieser Abtrag statt, bevor sich die Hönne tiefer in die Hochfläche einschnitt, was für ein mindestens saalezeitliches Alter der lehmig-steinigen Fließerde spricht. Die darunter liegenden Terra fusca-Fließerden und Lößrelikte wären dementsprechend älter.

- BURGER, D. (1983): Mikromorphologische Untersuchungen der Verwitterungsresiduen im Bereich der Iserlohner Kalkmulden.- Karst und Höhle **1982/83**: 73-75, 1 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; München.
- CLAUSEN, C.-D. (1978), mit Beitr. von FUCHS, W., GWOSDZ, W., JÄGER, B., von KAMP, H., KREBS, W., WIRTH, W., WOLF, M., Erläuterungen zu Blatt 4814 Lennestadt.- Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25000, 474 S., 29 Abb., 28 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- DAHM-ARENS, H. (1978): Über Reste tertiärzeitlicher Bodenbildungen im Massenkalk des südlichen Sauerlandes.- Fortschr.Geol. Rheinld. u. Westf., **28**: 103-110, 1 Abb.; Krefeld.
- DAHM-ARENS, H. (1986): Die Böden des Massenkalkes von Attendorf.- Decheniana, **139**: 384-394, 3 Abb.; Bonn.
- FRIED, G. (1984): Gestein, Relief und Boden im Buntsandstein-Odenwald.- Frankf.Geow.Arb., **D,4**: 201 S., 57 Abb., 11 Tab.; Frankfurt a. M.
- HEILMANN, H. (1989), mit Beitr. von VOGEL, A., Exkursion A, Teil 1 Sauerland.- Mitt. Deutsche Bodenkundl. Ges., **58**: 43-82, 12 Abb.; Göttingen.
- HERCHENRÖDER, G. (1967): Mittelalterliche Eisenverhüttungsanlagen bei Brockhausen-Bäingsen.- Der Schlüssel, **12/4**: 1-5, 2 Abb.; Hemer.
- KAMP VON, H. (1972), mit Beitr. von KÜHN-VELTEN, H., SCHERP, A., WIRTH, W., WOLF, M., Erläuterungen zu Blatt 4611 Hohenlimburg.- Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25000, 182 S., 18 Abb., 16 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
- KLEBER, A. (1991): Gliederung und Eigenschaften der Hang-Schuttdecken und ihre Bedeutung für die Bodengenese.- Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **66,II**: 807-810; Göttingen.
- MEINECKE, F. (1966): Das Vorkommen von Terra rossa und Gelblehm auf dem Massenkalk im Sauerland.- Z. deutsch. Geol. Ges., **115**: 715-726; Hannover.
- SCHMIDT, K.-H. (1975): Geomorphologische Untersuchungen im Karstgebiet des Bergisch-Sauerländischen Gebirges. Ein Beitrag zur Tertiärmorphologie des Rheinischen Schiefergebirges.- Bochumer Geogr. Arb., **22**: 157 S., 17 Tab., 1 Kt.; Paderborn.
- SEMMELE, A. (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen.- Frankfurter geogr. H., **45**: 133 S., 35 Abb.; Frankfurt a. M.
- WENZENS, G. (1974): Morphogenese der Iserlohner Kalksenke.- Decheniana, **126**, 1/2: 133-150; Bonn.
- WIRTH, W. (1970): Eine tertiärzeitliche Karstfüllung bei Eisborn im Sauerland.- Fortschr.Geol. Rheinld. u. Westf., **17**: 577-588, 6 Taf., 4 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- WIRTH, W. (1976), mit Beitr. von KÜHN-VELTEN, H., STADLER, G., VOGELER, H., VON KAMP, H.: Erläuterungen zur Bodenkarte des Kreises und der Stadt Iserlohn 1:50000, 96 S., 9 Abb., 4 Tab.; Krefeld.
- WITTMANN, O. (1991): Berichte aus dem Arbeitskreis für Bodensystematik der DBG.- Mitt. Dtsch. bodenkdl. Ges., **66**, I: 69-74; Göttingen.

Manuskript eingegangen am 9. 11. 1992

6 Schriftenverzeichnis

- BRUNNACKER, K., BUTZKE, H., DAHM, H.-D., DAHM-ARENS, H., DUBBER, H.-J., ERKWOHL, F.-D., MERTENS, H., MÜCKENHAUSEN, E., PAAS, W., SCHALICH, J., SKUPIN, K., WILL, K.-H., WIRTH, W., von ZEJSCHWITZ, E. (1982): Paläoböden in Nordrhein-Westfalen.- Geol. Jb., **F14**: 165-253, 26 Abb., 5 Tab.; Hannover.

Examples of Weichselian environments: local versus regional developments

ELSE KOLSTRUP*)

Weichselian, climate, palaeoenvironment, frost mounds, fires, local conditions

Abstract: In this paper some factors of uncertainty to the reconstruction of ice age palaeoenvironments are discussed. The discussion uses two examples of development on land, namely the examples of frost mounds and fires, and emphasises the developments with relation to local versus regional environmental changes. It is demonstrated that a change in local, non-climatic factors can result in deposits which can be mistaken as being the result of climatic change. It is proposed that future investigations can provide much additional information on past environmental developments and their complex cause-effect relationships on land, but in order to make holistic reconstructions it is necessary to look out for the possible effects of both climatic and non-climatic developments when environmental changes are reconstructed.

[Beispiele weichselzeitlicher Umweltbedingungen: lokale Entwicklungen im Gegensatz zu regionalen]

Kurzfassung: In der vorliegenden Arbeit werden einige Unsicherheitsfaktoren bei der Rekonstruktion von Paläo-Umweltbedingungen diskutiert. In der Diskussion werden zwei Beispiele aus dem terrestrischen Bereich angeführt, nämlich Frosthügel und Brände; wobei der Schwerpunkt der Untersuchungen auf dem Gegensatz von lokalen zu regionalen Umweltveränderungen liegt. Es wird demonstriert, daß lokale Veränderungen, die keine klimatischen Ursachen haben, Ablagerungen entstehen lassen können, die den Eindruck erwecken, als seien sie das Ergebnis klimatischer Veränderungen. Es wird festgestellt, daß künftige Untersuchungen eine Fülle zusätzlicher Informationen über Paläo-Umweltentwicklungen und ihre komplexen Beziehungen hinsichtlich Ursache und Wirkung liefern können. Um aber schlüssige Rekonstruktionen machen zu können, ist es notwendig, mögliche Effekte sowohl klimatisch als auch nicht klimatisch induzierter Entwicklungen zu untersuchen.

1 Introduction

From various sources, such as for example deep sea cores and ice cores, it is known that temperature changes took place during the ice age, and by now a good temperature framework has been established (e. g. JOHNSON et al., 1992). However, the temperature is only one environmental parameter, and it is becoming increasingly understood that if good palae-

oenvironmental reconstructions are to be made, other environmental parameters will also have to be included with the reconstructions. In particular the developments that took place on land can give information on complex cause-effect interrelationships. In present landscapes there is a great diversity of environments and subenvironments, sometimes within short distance, and there is no reason to presume that there was less complexity in the past. Therefore, by increasing the efforts on palaeoenvironmental reconstruction from land deposits it may, apart from temperatures, also become possible to include and understand hydrology- and wind conditions, as well as various geological processes from different types of areas. In turn such factors can be seen in relation to soil, vegetation and fauna.

One of the problems in the reconstructions is that geological localities can be regarded as points in the landscape and that deposits from different localities can be difficult to correlate in time and with relation to their palaeogeographic development. Yet, it is crucial that deposits and phenomena that are used for reconstruction of a certain time span date from the same period, so that similar environments from different periods are not correlated in time.

In order to make realistic palaeoenvironmental reconstructions it is necessary to know how various phenomena develop under relatively stable climatic conditions today, and further to make qualified estimates of the geological effects of major climatic changes. In other words, if regularities of single environmental factors through time, as deduced from complex palaeosituations, are to be outlined, it is necessary to find out what could have taken place as a result of regional climatic changes on the one hand, and what could have happened owing to local developments that occurred without climatic change on the other.

In the following, two examples are given of developments which might at first sight be taken as indications of climatic, i. e., regional change; but once additional information on underlying factors are included with the interpretation, it appears that their development might equally well be interpreted as the result of local, site specific conditions.

*) Adress of the author: Frau Dr. E. KOLSTRUP, Mosevej 12 Blans, DK - 6400 Sønderborg, Denmark

2 The example of frost mounds

The first example relates to the development and decay of frost mounds. From palaeogeographic investigations it is known that frost mounds existed during the last ice age in NW-Europe (DE GANS, 1981, PISART, 1983, WATSON, 1977). Frost mounds of various kinds, such as pingos and palsas, develop and decay naturally within permafrost environments today without changes of climatic conditions (MACKAY,

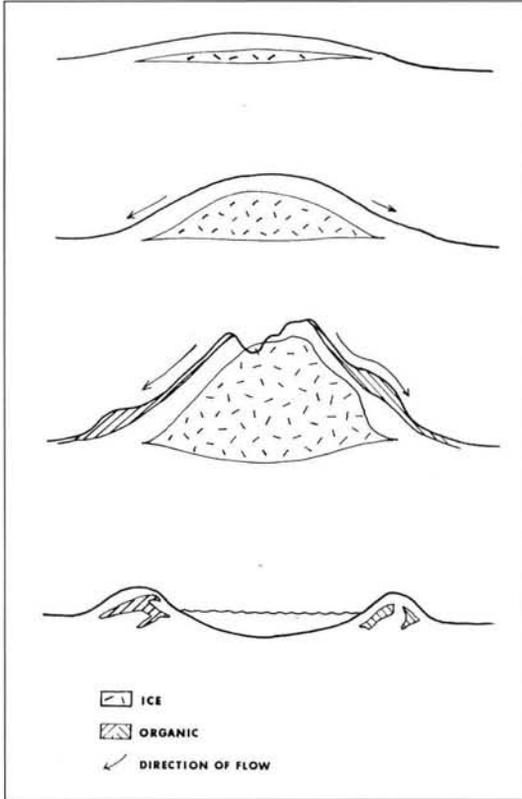


Figure 1: Schematic outline of growth and decay of a frost mound. The youngest part is at the top, and the age of the form increases downward of the figure.

1979). Figure 1 shows the schematic development of a frost mound under present periglacial conditions. Frost mounds have a core of ice, and with time this core grows in height rather than in diameter (MACKAY, 1979). With time the sides become steeper, so that open cracks develop at the summit, and the sediment and vegetation on the sides become unstable and creeps/slumps downward where it accumulates along the perimeter of the form. Once the ice core has become exposed to the air and sun, melting occurs (MACKAY, 1979). When the ice core has melted, a lake remains surrounded by a ring wall, a rampart, of sediments and plant remains that originate from the sides of the pingo (MACKAY, 1986).

A pollen diagram from Stokersdobbe in the Netherlands (Fig. 2) represents a vegetation radiocarbon dated to around 18.000 ± 200 BP with dwarf birch,



Figure 2: Location of Stokersdobbe (S), Froslev (F) and Vittarp (V).

grasses, sedges and herbs (PARIS et al., 1979). A simplified version of this diagram is shown in Fig. 3. If no further information had been available from this locality it might have been suggested that this vege-

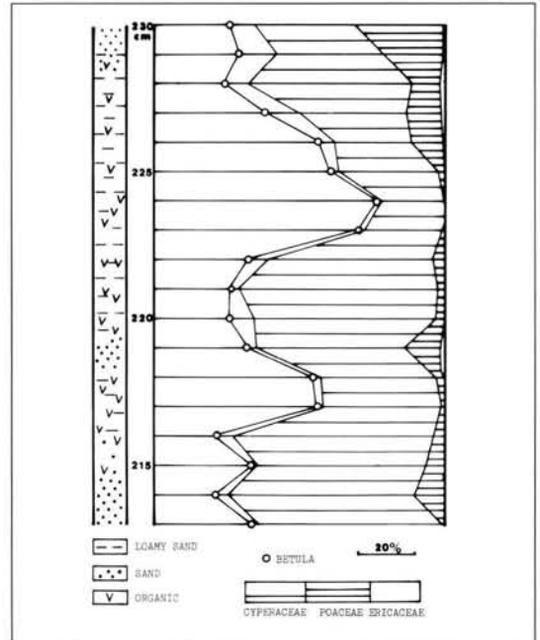


Figure 3: Simplified pollen diagram from Stokersdobbe. The depths are in cm above sea level. After PARIS et al. (1979).

tation could represent a relatively warm phase between two colder periods. However, the geological information provided by PARIS et al. (1979) indicates that the organic material was found in a pingo rampart. Therefore it is probable that the vegetation represented by the pollen diagram should be seen as a slope product, which represents the time of pingo growth. The onset and termination of accumulation of organic material might consequently be interpreted as the result of a local phenomenon without change of climatic conditions.

This conclusion does not exclude the possibility of climatic change as an underlying factor for the development, but once there are natural, non-climatic alternative explanations to the reconstruction of a succession of events, a proposal of climatic change from such data needs additional evidence from contemporaneous comparable developments.

3 The example of fires

In the Taiga of NW-Canada and Alaska natural fires ignited by lightning occur regularly (VIERECK, 1983). This means that in areas with thunderstorms and presence of woody material, there is a possibility of fires and subsequent deposition of burnt organic material.

It is somewhat unusual to find traces of fires in ice age sediment, but during the last years, 3 Weichselian localities with burnt wood or charcoal particles have been found in Denmark.

One locality is located near Frøslev in southern Denmark (Fig. 2). In that area large pieces of burnt wood of juniper (*Juniperus*) was found with regular intervals over some kilometers (KOLSTRUP & HAVEMANN, 1984). In most localities the wood was found within fluvial sediments and therefore redeposited, but in two localities it was found in situ overlain by aeolian sediment. Radiocarbon dates of c. 50.000 BP places the burning of a vegetation with juniper growth within the Weichselian.

In two localities near Varde in western Jutland microscopic charcoal particles were found during pollen countings of a deposit which may be of Odderade or post-Odderade age (KOLSTRUP 1992). A simplified pollen diagram from the locality, Vittarp 1, is shown in Fig. 4. The diagram has some *Pinus* and *Betula* as well as Cyperaceae and Poaceae. Further there is presence of *Calluna* which has a maximum in sample 4 coinciding with a maximum of charcoal particles longer than 10 μm . Above that level the percentage of *Pinus* decreases and that of *Betula* increases. It is thought that a fire damaged the vegetation in the surroundings. *Calluna* which can reestablish itself relatively well after fires benefited from the fire in the competition with other taxa. It is possible that *Pinus* became damaged by the fire, and that the

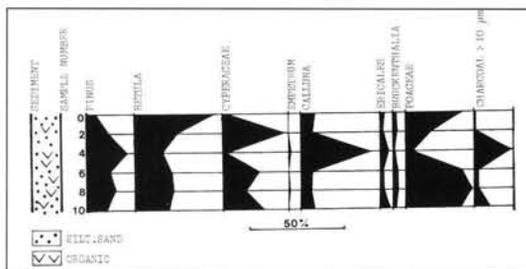


Figure 4: Simplified pollen diagram from Vittarp. After KOLSTRUP (1992).

change in the pollen diagram represents a change in the local vegetation after the fire. If that was the case, it means that changes in local vegetation and environment, could have taken place without change of climatic conditions. It is also possible that the termination of deposition of organic material might merely represent a supply of minerogenic sediment owing to exposed soil surfaces.

Also this kind of situation has consequences for the palaeoclimatic reconstruction; because, if accumulation of organic material was interrupted due to soil surface instability (in this case resulting from fire), it means that the reconstruction of past vegetational developments may turn out to be very complex, and that great care has to be taken when using, for example, the mutual AP and NAP pollen percentage relationship for climatic reconstruction (see also KOLSTRUP, 1990).

It follows that also the example with charcoal points to the necessity to include and integrate a number of contemporaneous developments in order to decide if a recorded change was the result of climatic or local change.

4 The importance of dating

The possibilities of alternative interpretations as to local versus regional palaeoenvironmental changes put a hard pressure on the available dating methods, but some results with relation to the present discussion have already been obtained. From radiocarbon datings it seems as if there is, for example, no longer a clustering of datings within what was previously thought to be Middle Pleniglacial interstadials. Instead the datings are more evenly distributed (RAN, 1990) an argument in favour of the idea of vegetations having been dependant on local conditions in addition to climatic change (see also KOLSTRUP, 1990).

Future investigations might, apart from the ^{14}C method, also make use of the thermoluminescence and the optically stimulated light methods on Weichselian aeolian sediments collected at geologically thoroughly investigated localities.

5 Conclusions

The above examples are only single ones, and many more form other geological situations, such as for example dune slacks and abandoned stream channels, could have been mentioned. Besides, both the example of frost mound and fire are represented by single localities, and therefore they provide insufficient data to make general conclusions from. It follows that the present paper can only be regarded as a basis for discussion with relation to future systematic investigations. If such investigations can take into account the discussion on local versus regional conditions from land data for a number of localities, it may become possible to establish holistic pictures of past environments at a given time, and subsequently to arrange these pictures chronologically so that many-sided, detailed developments can be reconstructed. If such an approach of effect-cause relationship can be successfully made, it will lead to an improved understanding of the complexity that was also present in the nature of the past, and thereby it can serve as a strong tool in the prediction of future climatic and environmental changes.

Acknowledgements

I am very grateful to Dr. J. Klostermann who stimulated me to write this paper based on a lecture given at the DEUQUA meeting in Kiel and for his translation of the Kurzfassung. The field investigations that provided the Danish data were financially supported by the Carlsberg Foundation and the Danish Natural Science Research Council.

6 References

- DE GANS, W. (1981): The Drentsche Aa valley system. A study in quaternary geology. Thesis Vrije Universiteit te Amsterdam. - Rodopi Amsterdam. 132 pp.
- JOHNSEN, S. J., CLAUSEN, H. B., DANSGAARD, W., FUHRER, K., GUNDESTRUP, N., HAMMER, C. U., IVERSEN, P., JOUZEL, J., STAUFFER, B. & STEFFENSEN, J. P. (1992): Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. - *Nature*, **359**, 24th Sept: 311-313; London (Macmillan).
- KOLSTRUP, E. & HAVEMANN, K. (1984): Weichselian *Juniperus* in the Froslev alluvial fan (Denmark). - *Bulletin of the geological Society of Denmark* **32**: 121-131; Odense (AiO).
- KOLSTRUP, E. (1990): The puzzle of Weichselian vegetation types poor in trees. - *Geologie en Mijnbouw* **69**: 253-262. Dordrecht (Kluwer).
- KOLSTRUP, E. (1992): Danish pollen records radiocarbon-dated to between 50 000 and 57 000 yr BP. - *Journal of Quaternary Science* **7** (2): 163-172; Chichester (Wiley).
- MACKAY, J. R. (1979): Pingos of the Tuktoyaktuk Peninsula area, Northwest Territories. - *Géogr. phys. Quat.* **33** (1): 3-61; Montreal (Les presses de l'Université).
- MACKAY, J. R. (1986): Growth of Ibyuk Pingo, Western Arctic Coast, Canada, and some implications for environmental reconstructions. - *Quaternary Research* **26**: 68-80; Washington (Academic Press).
- PARIS, F. P., CLEVERINGA, P. & DE GANS, W. (1979): The Stokersdobbte: Geology and palynology of a deep pingo remnant in Friesland (The Netherlands). - *Geologie en Mijnbouw* **58** (1): 33-38; Dordrecht (Kluwer).
- PISSART, A. (1983): Remnants of periglacial mounds in the Hautes Fagnes (Belgium): Structure and age of the ramparts. - *Geologie en Mijnbouw* **62**: 551-555; Dordrecht (Kluwer).
- RAN, E. T. H. (1990): Dynamics of vegetation and environment during the Middle Pleniglacial in the Dinkel valley (The Netherlands). - *Mededelingen Rijks Geologische Dienst.* **44-3**: 141-205; Roermond (van der Marck).
- VIERECK, L. A. (1983): Vegetation. In: J. Brown & R. A. Kreig (eds) Elliott and Dalton Highways, Fox to Prudhoe Bay, Alaska. - *Guidebook to Permafrost and Related Features*, 4th. International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska: 26-31; Washington (National Academy Press).
- WATSON, E. (1977): The Periglacial Environment. The periglacial environment of Great Britain during the Devensian. - *Phil. Trans. R. Soc. Lond. B.* **280**: 183-198; Great Britain.

Manuscript accepted 19. 11. 1992

Wechselzeitlicher Löß als Rohstoff für die landwirtschaftliche Rekultivierung im Rheinischen Braunkohlentagebau

RAINER SCHMIDT & ARMIN SKOWRONEK*

Weichselian loess, agriculture reclamation, soil physics, soil chemistry, Rhine Browncoal Area

Kurzfassung: Im Rheinischen Braunkohlentagebau werden seit dem 19. Jahrhundert große Flächen der landwirtschaftlichen Nutzung entzogen und nach der Auskohlung einer Wiedernutzbarmachung zugeführt. Aufgrund der reichen Lößvorkommen in der Niederrheinischen Bucht besteht die Möglichkeit, agrarische Nutzflächen mit guten bodenkundlichen Eigenschaften herzustellen. Die Untersuchung eines im Tagebau Garzweiler I anstehenden Lößprofils soll die bodenphysikalisch/-chemischen Verhältnisse aufzeigen und zu einer differenzierten Beurteilung der Rekultivierungseignung der Lössen führen. Anhand der Ergebnisse lassen sich auch Rekultivierungs- und Bearbeitungseffekte in Neulandböden (Kultusolen) besser einschätzen.

[Weichselian loess as natural resource for agriculture reclamation in the Rhine Browncoal Area]

Abstract: Since the 19th century in the Rhine Browncoal Area large lands are eliminated for agricultural treatment and reclaimed after the coal-mining. Because of the abundant loess in the Lower Rhine Basin it is possible to reclaim agricultural lands with good soil qualities. Soil physical/-chemical properties are shown by the investigation of a loess profile in the browncoal mine Garzweiler I. It provides a valuation for the aptitude of the loess. With these results it is even possible to evaluate the effects of the reclamation and lands treatment.

1 Einleitung

Unter den mineralischen Rohstoffen spielt der pleistozäne Löß wertemäßig eine untergeordnete Rolle, da er im wesentlichen nur in der Ziegelherstellung Verwendung findet (EGGERT et al. 1986: 356). Große Bedeutung erlangt er jedoch dort, wo man andere oberflächennahe Lagerstätten im Tagebau ausbeutet und dazu vorher wertvolle Ackerböden aus Löß ab-

getragen werden müssen: hier ist er das am besten geeignete Rekultivierungsmaterial für die Wiedernutzbarmachung der entstandenen Bergbauflächen. Die im Bereich des Rheinischen Braunkohlentagebaus vorkommenden Lössen werden deshalb überwiegend zur Herstellung agrarisch genutzten Neulandes verfügbar gemacht.

Der großtechnische Abbau im Rheinischen Revier hat eine erhebliche Ausdehnung erreicht und schon über 23 000 ha Land beansprucht (s. Abb. 1). Die bis zum Jahr 2020 geplante und genehmigte Förderung wird weitere 10 850 ha Fläche benötigen. Flächenbilanzen lassen erkennen, daß hauptsächlich wieder die Landwirtschaft betroffen sein wird (Tab. 1). Die landwirtschaftliche Rekultivierung und das Rekultivierungsmaterial müssen daher auch in Zukunft beachtet werden.

Nach den "Richtlinien des Landesoberbergamts Nordrhein-Westfalen für das Aufbringen von kulturfähigem Bodenmaterial bei landwirtschaftlicher Rekultivierung für die im Tagebau betriebenen Braunkohlenwerke" sollen nur die zuoberst anstehenden Lößlehme, also die holozänen, nicht-hydromorphen Oberflächenböden, und der darunter folgende kalkhaltige Weichsellöß verwendet werden (LANDESBERGAMT NW 1973). Die Gewinnung erfolgt mit Schaufelradbaggern in einer Mächtigkeit von 4 bis 6 m. Dann wird das Bodenmaterial auf Förderbändern zum Bestimmungsort transportiert und dort verkippt. Unmittelbar nach der Planierung beginnt die landwirtschaftliche Erstbewirtschaftung. Die so hergestellten Kultusole (vgl. AG BODENKUNDE 1982: 262-263) werden durch den Bergbautreibenden für etwa 7 Jahre zwischenbewirtschaftet, bevor sie der Bodenschätzung unterzogen werden.

Da Entwicklung und Bewertung rekultivierter Lößböden in mehrfacher Hinsicht problematisch werden können (SCHRÖDER & STEPHAN & SCHULTZ-KARRING 1985), auf der anderen Seite aber bisher nur sehr wenige Qualitätsuntersuchungen von anstehenden Lössen vorliegen, soll im folgenden der Frage nachgegangen werden, wieweit primäre Lößmerkmale die Eigenschaften und die Entwicklung

*) Anschrift der Verfasser: Dipl.-Ing. Agr. R. SCHMIDT und Prof. Dr. A. SKOWRONEK, Institut für Bodenkunde der Universität, Abt. Experimentelle Bodenkunde, Nußallee 13, 53115 Bonn

*) Erweiterte Fassung eines Vortrags des Erstautors am 16. September 1992 in Kiel anlässlich der 26. Jahrestagung der Deutschen Quartärvereinigung.

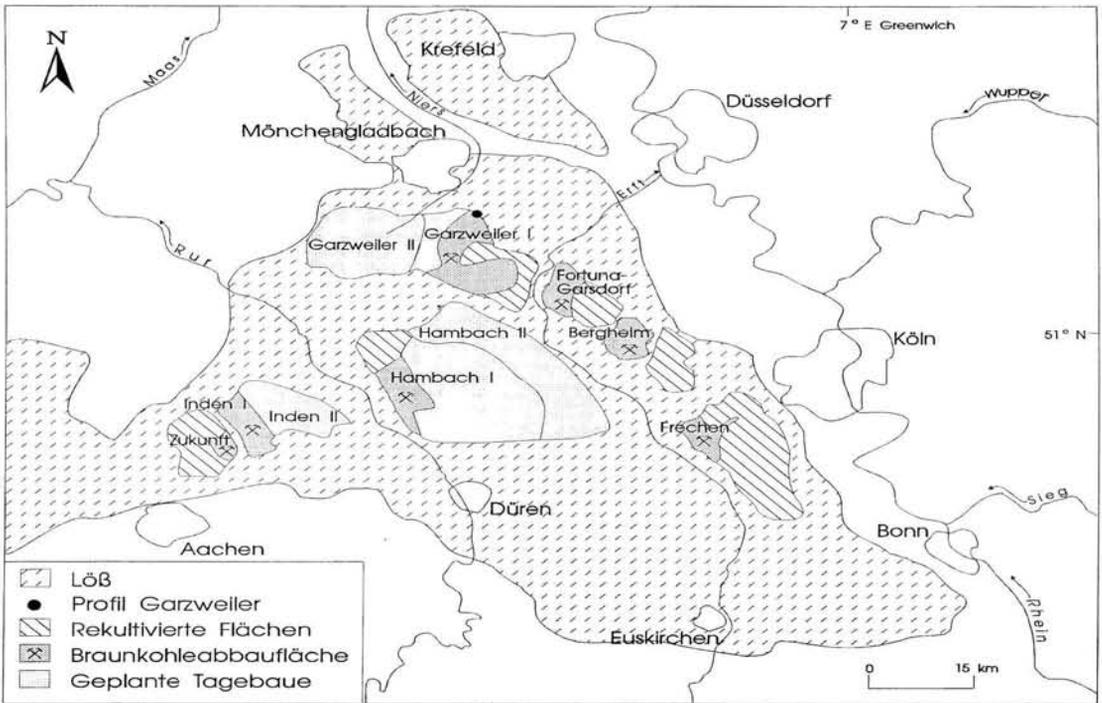


Abb. 1: Ausdehnung des Rheinischen Braunkohlentagebaus und linksrheinische Lößverbreitung.

Tab. 1: Flächenbilanz im Rheinischen Braunkohlenrevier für 1990 und 2020 in ha (aus STARKE 1990:9)

| | Landwirtschaft | Forstwirtschaft | Wasserflächen | sonstige Flächen | Summe |
|------------------------|----------------|-----------------|---------------|------------------|--------|
| Stand: 1.1.1990 | | | | | |
| Landanspruchnahme | 15 320 | 6 350 | 70 | 1 460 | 23 200 |
| Wiedernutzbarmachung | 6 490 | 6 270 | 600 | 1 010 | 14 370 |
| Betriebsfläche | | | | | 8 830 |
| Stand: 1.1.2020 | | | | | |
| Landanspruchnahme | 23 000 | 8 580 | 80 | 2 390 | 34 050 |
| Wiedernutzbarmachung | 15 010 | 8 990 | 740 | 1 260 | 26 000 |
| Betriebsfläche | | | | | 8 050 |

junger Kulturole zu beeinflussen vermögen. Dazu werden bodenphysikalische und bodenchemische Untersuchungsergebnisse vorgestellt, die an einem für die Rekultivierung vorgesehenen Löß gewonnen wurden. Über den Vergleich mit Gemischen aus Lößlehm und carbonathaltigem Löß, mit Kulturosen aus Löß und mit holozänen Lößböden erfolgt dann eine differenzierte Bewertung der Rekultivierungseignung des untersuchten Weichsellösses.

2 Der Löß im Tagebau Garzweiler I

Der Aufschluß von Garzweiler liegt im nördlichen

Teil einer zusammenhängenden Lößdecke, die zwischen Krefeld, Bonn und Aachen dreiecksförmig die südliche Niederrheinische Bucht erfüllt (s. Abb. 1 u. KLOSTERMANN 1992: Abb. 28). Am Nordoststoß erkennt man eine mehr oder weniger gleichbleibende Mächtigkeit des hangenden Lösses von 8 bis 10 m. Die Sedimente liegen hier unmittelbar den groben Quarzscharten einer Hauptterrasse des Rheins auf. Verfärbungshorizonte unter der holozänen Parabraunerde zeigen an, daß die Lößakkumulation mehrfach von einer Bodenbildung unterbrochen wurde. An einigen Stellen wurde eine fossile, wahr-

scheinlich die eemzeitliche Parabraunerde gefunden, welche im Saalelöß, aber auch im liegenden Rheinschotter entwickelt ist. Der Lößvorrat im Tagebau Garzweiler I wird auf 180 Mio. m³ veranschlagt (HOCHT 1990: Tab. 3).

Die Beprobung des Lößpaketes erfolgte an einer Stelle, die wenig später zur Gewinnung von Rekultivierungsmaterial abgebaut wurde und die keinen fossilen Bt-Horizont aufwies, die also im Sinne des LANDESÖBERBERGAMTS NW (1973) nur Lößlehm und kalkhaltigen Löß enthielt. Das Profil, dessen Oberfläche bei 94 m ü. NN lag und ackerbaulich genutzt wurde, war wie folgt aufgebaut.

| Tiefe cm | Horizont | Kurzbeschreibung | | | |
|-------------|----------|---|-------|--------|--|
| | | | - 640 | C | hell gelblich brauner (10 YR 6/6), carbonatreicher, mittel lehmiger Schluff; Kohärentgefüge |
| | | | - 700 | 2.fGoC | hell gelblich brauner (10 YR 6/8), carbonatreicher, stark lehmiger Schluff, oben stark kryoturbat verwürgt; z. T. schwach plattiges Gefüge |
| | | | - 745 | GoCv | gelblich brauner (10 YR 5/6), carbonatreicher, stark lehmiger Schluff, stellenweise Mn-Konkretionen; Kohärentgefüge |
| 0 - 33 | Ap | dunkelbrauner (10 YR 3/4), carbonatfreier, stark lehmiger Schluff; Krümelgefüge | - 780 | GroCv | gelblich brauner (10 YR 5/6), carbonathaltiger, stark lehmiger Schluff, Fe- und Mn-Konkretionen; Kohärentgefüge |
| - 60 | Bt | mattbrauner (7.5 YR 5/4), carbonatfreier, stark lehmiger Schluff, deutliche Tonanreicherung; Polyedergefüge | - 860 | 3.fBv | hellbrauner (7.5 YR 5/8), stark lehmiger Schluff; durch Umlagerung beeinflusstes Kohärentgefüge |
| - 115 | Bvt | hellbrauner (7.5 YR 4/6), carbonatfreier, stark lehmiger Schluff; sehr schwach ausgeprägtes Polyedergefüge | > 860 | IIC | Schotter der Rheinaupterrasse |
| - 178 | Bbt | brauner (7.5 YR 4/6), carbonatfreier, stark lehmiger Schluff, mit Tonbändern; Subpolyedergefüge | | | |
| - 190 | Bv | gelblich brauner (10 YR 5/6), carbonatfreier, stark lehmiger Schluff; Subpolyedergefüge | | | |
| - 280 | C | gelblich brauner (10 YR 5/6), carbonatreicher, mittel lehmiger Schluff, an Basis kryoturbat verwürgt; Kohärentgefüge | | | |
| - 375 | 1.fGcoCv | hell gelblich brauner (10 YR 6/6), carbonatreicher, mittel lehmiger Schluff, mit Sekundärkalk angereichert; an der Grenzfläche zum Hangenden mit schwach plattigem Gefüge | | | |
| - 400 | GcoC | hell gelblicher brauner (10 YR 6/6), carbonatreicher, mittel lehmiger Schluff, z. T. deutliche Fe-Konkretionen; Kohärentgefüge | | | |

Der unterste fossile Horizont (3.fBv) würde in der stratigraphischen Gliederung von PAAS (1968: Tab. 2) einer "braunerdeartigen Bodenbildung" der älteren Weichselzeit entsprechen, die darunter auch noch Humuszonen aufweisen kann. Die hangenden fossilen Bodenhorizonte sind danach genetisch als Tundragleye anzusprechen und gehören sowohl zum älteren als auch zum jüngeren Weichsellöß. Daß an der Probenentnahmestelle in Garzweiler I nicht die maximal mögliche Anzahl fossiler Weichselböden erhalten ist, zeigen Sammelprofile aus dem Rheinland von BRUNNACKER & HAHN (1978: Abb. 1) mit 3 Humuszonen an der Basis, gefolgt von 2 bis 3 Verbraunungszonen und 3 Naßböden. In der überregionalen stratigraphischen Korrelation von RICKEN (1983: Abb. 11) könnte der 3.fBv-Horizont identisch sein mit dem Niedervellmarer Bodenkomplex (Mittelweichsel) Nordhessens bzw. Südniedersachsens, der 2. fossile Gley mit dem Kirchberger Boden (ebenfalls Mittelweichsel) oder bereits mit einem der Jungweichsel-Naßböden, denen zumindest der 1. fossile G-Horizont angehören dürfte. Mangels geeigneter Zeitmarken (Eltviller Tuff) kann das aber nicht sicher entschieden werden.

3 Laboranalytische Kennzeichnung

Da rekultivierte Böden in ihrer Leistungs- und Ertragsfähigkeit gewachsenen Böden entsprechen sol-

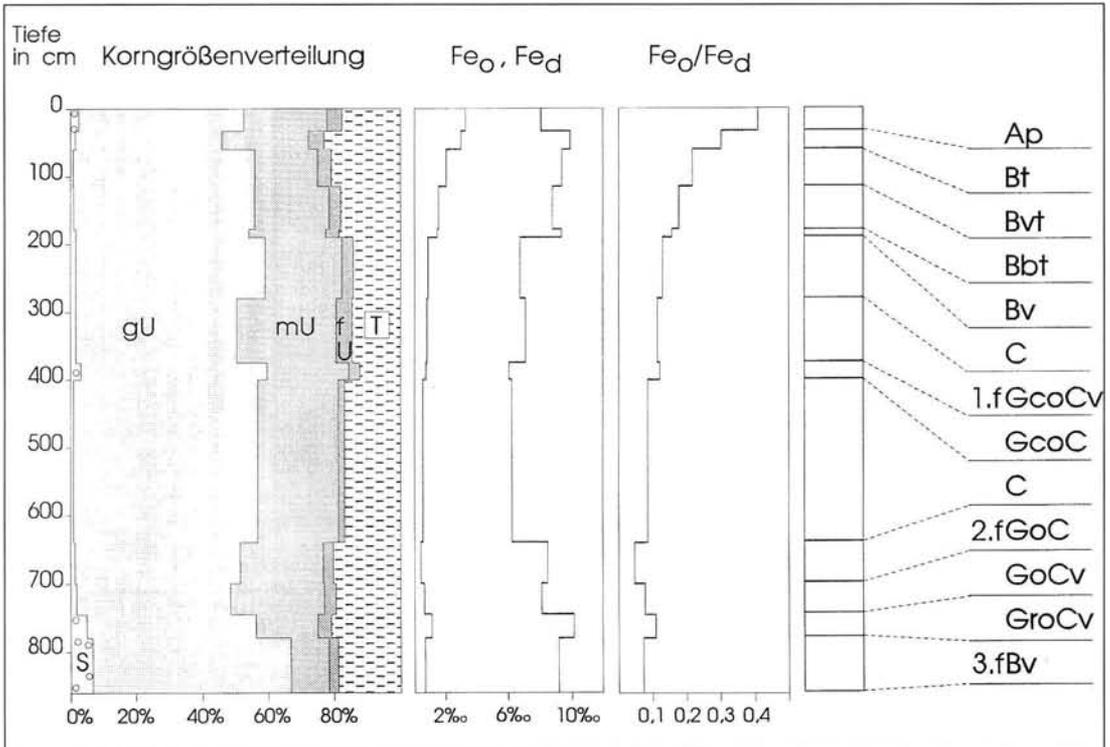


Abb. 2: Tiefenfunktionen der Korngrößen, des röntgenamorphen (Fe_0) und gesamten freien Eisens (Fe_d) sowie Aktivitätsgrad (Fe_0/Fe_d) des Profils Garzweiler

len (LANDESÖBERBERGAMT NW 1973), wird das Rekultivierungsmaterial, hier Weichsellöse, mit den gleichen Methoden untersucht wie Naturböden. Im folgenden werden daher die Ergebnisse einiger bodenphysikalischer und -chemischer Standardanalysen des Lößprofils Garzweiler mitgeteilt.

3.1 Bodenphysikalische Eigenschaften

Der Aufnahme bodenphysikalischer Parameter kommt erhöhte Bedeutung zu, weil diese die bodenchemischen und -biologischen Eigenschaften beeinflussen können, und weil im Rheinischen Braunkohlenrevier außer Korngrößenanalysen u. W. bisher keine weiterführenden bodenphysikalischen Untersuchungen an Lößprofilen durchgeführt wurden (vgl. HEIDE 1954: 93-94 od. HOCHT 1990: Tab.2).

Körn ung

Die Korngrößenverteilung im Profil Garzweiler spiegelt sowohl die geologische Entwicklung der Lösses als auch deren pedogenetische Überprägung wider (Abb. 2). Periglaziale und kolluviale Umlagerungen werden durch wechselnde Sandgehalte (S), aber

auch durch unterschiedliche Grobschluffanteile (gU) angezeigt. Die Bodenart bleibt aber immer ein lehmiger Schluff (Ul). Der Grobschluff dominiert absolut, seine mengenmäßige Verringerung geht zumindest in der holozänen Parabraunerde ("Lößlehm") und im 2. fossilen Boden (Tundragley) auf pedogene Tonbildung zurück. Dafür spricht auch der Verlauf des dithionitlöslichen Eisens (Fe_d), während die oxalatlösliche Fraktion (Fe_0) die pedochemische Tonbildung nicht mehr so stark nachzeichnet, vermutlich weil das röntgenamorphe Fe_0 postpedogen gealtert ist (vgl. dazu BRONGER 1974). Der sog. Aktivitätsgrad des Bodeneisens, ausgedrückt durch das Verhältnis von Fe_0 zu Fe_d , ist deshalb im holozänen Lössivä am höchsten.

Die von den Sedimentationsbedingungen, von sekundären Umlagerungen und von Bodenbildungen verursachten Inhomogenitäten der Textur hat auch HEIDE (1954: 39-55) an zwei Aufschlüssen und an vier Trockenbohrungen im benachbarten Tagebau Fortuna beschrieben. Trotzdem erweist sich die Korngrößenzusammensetzung wegen der hohen Schluffgehalte (> 60 %) hier als sehr günstig für die Rekultivierung. Im Tagebau Inden werden von HOCHT (1990: Tab. 2) im Weichsellöß (Schicht 3 u. 4) und in den aufliegenden Kolluvien vergleichbare Bodenarten festgestellt.

Tab. 2: Bodenphysikalische Parameter

| Horizont | Tiefe | Lagerungs- dichte | Gesamtporen- volumen | Poren > 50µm | Poren 50-10µm | Poren <10-0,2µm | Poren <0,2µm | Ges. Wasserleit- fähigkeit |
|----------|--------|----------------------|-------------------------|-----------------|------------------|--------------------|-----------------|-------------------------------|
| | cm | g/cm ³ | Vol.-% | | | | | cm/d |
| Ap | 0 - 33 | 1,44 | 49,7 | 13,6 | 5,5 | 18,7 | 11,9 | 76,9 |
| Bt | - 60 | 1,55 | 44,2 | 6,8 | 4,3 | 18,4 | 14,7 | 55,3 |
| Bvt | - 115 | 1,50 | 46,7 | 6,0 | 5,6 | 22,5 | 12,6 | 32,8 |
| Bbt | - 178 | 1,41 | 51,4 | 8,0 | 9,3 | 23,3 | 10,8 | 77,8 |
| Bv | - 190 | 1,34 | 55,9 | 11,1 | 13,9 | 20,9 | 10,0 | 267,8 |
| C | - 280 | 1,41 | 52,7 | 7,9 | 13,0 | 22,2 | 9,6 | 22,6 |
| 1.fGcoCv | - 375 | 1,46 | 52,2 | 5,7 | 8,6 | 28,0 | 9,9 | 25,1 |
| fGcoC | - 400 | 1,40 | 54,3 | 7,1 | 14,4 | 25,0 | 7,8 | 24,2 |
| C | - 640 | 1,44 | 54,6 | 7,2 | 11,9 | 29,0 | 6,5 | 17,3 |
| 2.fGoC | - 700 | 1,51 | 53,8 | 3,9 | 6,6 | 34,2 | 9,1 | 14,7 |
| fGoCv | - 745 | 1,48 | 49,2 | 3,0 | 3,2 | 31,9 | 11,1 | 18,1 |
| fGroCv | - 780 | 1,56 | 45,6 | 4,1 | 4,4 | 25,3 | 11,8 | 19,9 |
| 3.fBv | - 860 | 1,55 | 46,0 | 3,8 | 8,9 | 23,1 | 10,2 | 57,0 |

Lagerungsdichte

Sie reicht von 1,34 bis 1,56 g/cm³ (Tab. 2) und liegt damit in einem Bereich, der für Löss mit einem Kornverteilungsmaximum bei 30 µm Durchmesser typisch ist (vgl. ROHDENBURG & MEYER 1966: Tab. 8). Die Hohlräumveränderungen gegenüber der lockersten Schüttung (1,34 g/cm³) gehen auf Sackungs- und Einlagerungsverdichtung zurück, sicher werden aber auch Kompaktierungen infolge Kryoturbation zu berücksichtigen sein. Zumindest für den 1.fGcoCv- und den 2.fGoC-Horizont ist diese auch makroskopisch im Aufschluß nachzuweisen (s. o.). Ebenso erzeugte der Wechsel von Gefrieren und Auftauen über Preß- und Knetvorgänge Verdichtungen, welche die unterschiedlichen Raumgewichte unterhalb der holozänen Parabraunerde bedingen. In letzterer haben Tondurchschlämmung und Bodenbearbeitung zu einer Erhöhung der Lagerungsdichten beigetragen. Ähnliche Lagerungsdichten sind aus der Normandie bekannt, wo die Dichte trockener Löss zwischen 1,38 und 1,69 g/cm³, die nasser Löss zwischen 1,60 und 2,04 g/cm³ schwankt (LAUTRIDOU & MASSON & VOIMENT 1987: 18).

Unter Berücksichtigung des Tongehaltes kann die effektive Lagerungsdichte rechnerisch ermittelt werden aus: $L_{d,eff} = L_d + 0,009 T$ (L_d = Lagerungsdichte; T = Tongehalt) (AG BODENKUNDE 1982: 128). Für das Profil Garzweiler ergeben sich daraus Werte von 1,50 (Bv u. fGcoC) bis 1,75 (Bt).

Porung

Sie läßt sowohl in allen Wasserspannungsbereichen

als auch im Gesamtporenvolumen z. T. erhebliche vertikale Unterschiede erkennen. Die sekundär entstandenen Grobporen (Durchmesser > 10 µm, $pF < 2,5$) besitzen im Bv-Horizont des Holozänbodens ein Maximum, mit 6,2 % im GoCv-Horizont (2.f) ein Minimum. Generell nimmt dieser für die Wasserleitfähigkeit wichtige Porenanteil mit zunehmendem Alter der Löss ab. Die geringeren Gehalte im Bt- und Bvt-Horizont der Parabraunerde sind dagegen durch Einlagerung von Ton in die Grobporen zu erklären.

Eine gegenläufige Tendenz ist bei den Mittelporen (Durchmesser 10 - 0,2 µm, $pF 2,5 - 4,2$) festzustellen, während die Gehaltsunterschiede der Feinporen (Durchmesser < 0,2 µm, $pF > 4,2$) offensichtlich wieder mit den jeweiligen Tonanteilen korrespondieren (vgl. Abb. 2). Der für die Wasserversorgung von Kulturpflanzen entscheidende mittlere Porenbereich scheint dagegen mehr vom pedogenetischen Zustand bzw. vom Kalkgehalt abzuhängen: das lockere Schüttungsgrundgefüge von Lössen erzeugt wegen der hohen (Grob-)Schluffmengen auch einen verhältnismäßig großen Mittelporenraum, der durch primäres und/oder sekundäres Carbonat sowie durch Ton stabilisiert wird. Nur mechanische Durchknetung bei höherer Feuchte führt zur Reduktion dieses Hohlraumanteils. Damit können Löss stärker komprimiert werden als andere Lockersedimente (ROHDENBURG & MEYER 196: 98).

Gesättigte Wasserleitfähigkeit

Als Materialeigenschaft hängt die Wasserleitfähigkeit des Bodens sehr stark von Porenform und -kon-

tinuität ab, so daß vor allem die Bodenstruktur bzw. die Ausprägung der Sekundärporen über die Höhe der Permeabilität entscheiden. Die Unterschiede der vertikalen gesättigten Wasserleitfähigkeit im Profil Garzweiler stehen in deutlicher Beziehung zu den jeweiligen Summenanteilen der schnell (Durchmesser $> 50 \mu\text{m}$) und der langsam (Durchmesser $50 - 10 \mu\text{m}$) dränenden Grobporen, doch nicht gleichmäßig, weil auch deren Kontinuität verschieden ist. Das erkennt man u. a. an der sehr hohen, mehrfach gemessenen Permeabilität des holozänen Parabraunerde-Bv-Horizontes ($267,8 \text{ cm/d}$), welche um den Faktor 3,4 bzw. 18,2 größer als die zweithöchste ($77,8 \text{ cm/d}$) bzw. die niedrigste ($14,7 \text{ cm/d}$) Wasserleitfähigkeit ist. Auch eine Gegenüberstellung von Permeabilität und Porendurchmesser $> 50 \mu\text{m}$ belegt die vertikalen Porendiskontinuitäten. Insgesamt gesehen scheinen die bodenphysikalischen Eigenschaften von Profil Garzweiler überwiegend pedogen oder postgenetisch erworben zu sein, da die Akkumulationen carbonathaltigen Lösses mengenmäßig so viel Grobschluffkomponenten enthielten, daß von einer weitgehend homogenen Primärdisposition der Sedimente ausgegangen werden kann. Die Erkenntnis, daß mächtige Lössdecken dennoch bodenphysikalisch differenziert sind, erweist sich auch in der Praxis als sehr nützlich (vgl. z. B. HASE & MEYER 1969, LUFT 1980 od. LAUTRIDOU & MASSON & VOIMENT 1987).

3.2 Bodenchemische Eigenschaften

Die mengenmäßig von den Liefergebieten abhängigen und während der äolischen Ablagerung homogenisierten Lösskomponenten (TILLMANN & BRUNNACKER 1987: 53) alterieren in Bodenbildungsphasen, welche vor allem durch Carbonatmetabolik ausgezeichnet sind. Tieferreichende Silikatverwitterung ist jedoch an das Absinken der Kalkgrenze gebunden (ROHDENBURG & MEYER 1966: 72).

Im Profil Garzweiler lassen sich daher verschieden starke Intensitäten der Pedogenese am CaCO_3 -Gehalt ablesen (Tab. 3). Dabei muß aber auch die Möglichkeit einer Bildung von Sekundärcarbonat in Betracht gezogen werden, was auch schon bei der feldbodenkundlichen Untersuchung geschah. Demzufolge sind die pH-Werte (CaCl_2) in der entkalkten, aber ackerbaulich genutzten (!) Oberflächenparabraunerde niedriger als in den primär kalkhaltigen bzw. sekundär mit CaCO_3 angereicherten Fossilböden. Die kleineren Gehalte im 2. fossilen Tundragley sprechen zusammen mit einer höheren effektiven Kationenaustauschkapazität für eine intensivere Mineralverwitterung und Verlehmung, was auch durch die verstärkte Tonbildung und Eisenfreisetzung unterstrichen wird (s. Abb. 2). Das läßt möglicherweise eine stratigraphische Zuordnung in das Mittelwurm

(Kirchberger Boden ?) zu, weil in diesem Abschnitt die pedogene Überprägung mit der Lössakkumulation Schritt halten konnte (vgl. ROHDENBURG & MEYER 1966: 31).

Die KAK_{eff} ist nicht besonders hoch. Bei einer hohen Basensättigung von weit über 90 % bleibt sie in allen Horizonten der holozänen Parabraunerde relativ gering. Immerhin werden in "Braunerden hoher Basensättigung aus Würmlöss" und in fossilen Lössböden S-Werte bis zu $27 \text{ mval}/100 \text{ g}$ erreicht (vgl. HEIDE 1954: 84-100). Doch zeigt die HEIDESCHE Bodentypenkarte des Abbaugbietes Fortuna-Nord auch, daß trotz gleichbleibender Bodenart (feinsandiger Lehm) erhebliche Standortunterschiede bestehen, die sich typologisch und bodenchemisch auswirken, und die die Rekultivierungseignung begrenzen können.

Was die Gehalte an organischer Substanz im Profil Garzweiler betrifft, so zeigt sich die zu erwartende Abnahme mit zunehmender Entfernung von der heutigen Oberfläche. In den Fossilböden dürfte der nicht mineralisierte Humus fest an die Tonfraktion gebunden sein.

4 Beurteilung der Rekultivierungseignung

Im Rheinischen Braunkohlentagebau werden große Flächen der landwirtschaftlichen Nutzung entzogen und nach Auskohlung eines Tagebaus rekultiviert (s. Tab. 1). Für eine ordnungsgemäße Rekultivierung ist sowohl eine ausgereifte Technik als auch die genaue Beurteilung der zur Verfügung stehenden Bodenmaterialien notwendig. Ersteres besteht in einer getrennten Ab- und Auftragung verschiedenartiger Rekultivierungsmaterialien sowie in einer schonenden Umlagerung. Die Beurteilung der Boden- bzw. Sedimenteigenschaften muß sich zunächst am Verwendungszweck der Neulandflächen orientieren. Für eine landwirtschaftliche Nutzung müssen daher die Anforderungen von Kulturpflanzen herangezogen werden. Neben quantitativen kommt auch den qualitativen Parametern besondere Bedeutung zu, die durch die Rekultivierungstechnik in hohem Maße negativ beeinflusst werden können. Da Lösses im allgemeinen gut komprimierbar sind und zudem der Rekultivierungserfolg und damit auch der Wert dieser Kulturosole in erster Linie an den bodenphysikalischen Eigenschaften bemessen wird (vgl. SCHRÖDER 1988), sind diese Parameter im Gegensatz zu den bodenchemischen und -biologischen von besonderer Relevanz.

Für das Lössprofil Garzweiler schwankt die rechnerisch ermittelte effektive Lagerungsdichte (AG BODENKUNDE 1982: 125-128) zwischen $1,50 \text{ g/cm}^3$ und $1,75 \text{ g/cm}^3$ und ist damit ausschließlich in die Klasse Ld3 (mittel) einzuordnen. Die Werte der ge-

Tab. 3: Bodenchemische Parameter

| Horizont | Tiefe cm | pH (CaCl ₂) | CaCO ₃ % | C _{org} % | KAK _{eff} | Kationen-Belegung | | | |
|----------|-------------|----------------------------|------------------------|-----------------------|--------------------|-------------------|------------------|----------------|-----------------|
| | | | | | | Ca ⁺⁺ | Mg ⁺⁺ | K ⁺ | Na ⁺ |
| | | | | | | mval/100g | | | |
| Ap | 0 - 33 | 6,32 | - | 0,9 | 10,1 | 8,2 | 0,4 | 0,6 | 0,1 |
| Bt | - 60 | 6,63 | - | 0,3 | 11,7 | 10,0 | 0,6 | 0,4 | 0,1 |
| Bvt | - 115 | 6,80 | - | 0,1 | 11,0 | 9,3 | 0,7 | 0,2 | 0,1 |
| Bbt | - 178 | 6,92 | - | 0,1 | 9,7 | 8,2 | 0,8 | 0,2 | 0,1 |
| Bv | - 190 | 7,02 | - | 0,1 | 10,8 | 9,0 | 1,1 | 0,2 | 0,1 |
| C | - 280 | 7,80 | 14,5 | 0,1 | 10,4 | 10,8 | 0,8 | 0,2 | 0,1 |
| 1.fGcoCv | - 375 | 7,84 | 16,9 | 0,1 | 10,7 | 11,9 | 0,9 | 0,2 | 0,1 |
| fGcoC | - 400 | 7,85 | 19,2 | 0,1 | 9,1 | 10,4 | 0,9 | 0,1 | 0,1 |
| C | - 640 | 7,85 | 16,7 | 0,1 | 8,8 | 10,2 | 0,9 | 0,2 | 0,1 |
| 2.fGoC | - 700 | 7,87 | 13,6 | 0,1 | 11,8 | 11,9 | 1,4 | 0,2 | 0,2 |
| fGoCv | - 745 | 7,80 | 10,4 | 0,1 | 13,0 | 12,5 | 1,7 | 0,2 | 0,2 |
| fGroCv | - 780 | 7,80 | 4,9 | 0,1 | 13,6 | 12,8 | 2,0 | 0,2 | 0,2 |
| 3.fBv | - 860 | 7,57 | - | - | 11,4 | 9,3 | 2,0 | 0,2 | 0,1 |

sättigten Wasserleitfähigkeit sind nach AG BODENKUNDE (1982: 153) für den carbonathaltigen Weichsellöß als mittel, für den carbonatfreien Löß (mit Ausnahme des Bvt-Horizontes) als hoch bis sehr hoch zu klassifizieren. Als weiteres Merkmal zur Charakterisierung des Bodengefüges ist die nutzbare Feldkapazität anzuführen (Porendurchmesser 50 - 0,2 µm). Dieser Porenanteil variiert zwischen 22,7 % (Bt-Horizont) und 40,9 % (liegender C-Löß des 1. Tundragleys). Für eine effektive Durchwurzelungstiefe von 10 dm resultieren daraus nutzbare Feldkapazitäten von 227 bis 409 mm, welche nach der fünfstufigen Skala (AB BODENKUNDE 1982: 150) als sehr hoch eingeordnet werden.

Obwohl bodenphysikalische und auch bodenchemische Unterschiede im Lößprofil Garzweiler festzustellen sind, diese aber nur z. T. in der Klassifizierung zum Ausdruck kommen (s. o.), erweisen sich alle untersuchten Horizonte als gut bis sehr gut geeignetes Rekultivierungsmaterial. Da der im Rheinischen Braunkohlentagebau anstehende Weichsellöß in einer Mächtigkeit von jeweils 4 bis 6 m abgetragen wird, entsteht ein Gemisch, dessen Primäreigenschaften von den ungestörten holozänen Böden und carbonathaltigen Lössen sowie sekundär durch die Mischung und Umlagerung bestimmt werden. Unterstellt man aus qualitativer und quantitativer (!) Sicht eine homogene Mischung, so ist dieses Löß-Boden-Gemisch ebenso wie die einzelnen Horizonte des Profils Garzweiler für einen Kulturpflanzenstandort als gut geeignet zu beurteilen.

Durch den Vergleich der vorliegenden Ergebnisse mit Kultusolen unterschiedlicher Bewertung (SCHRÖDER 1988: Tab. 2 u. 3; SCHRÖDER & STEPHAN & SCHUL-

TE-KARRING 1985: Tab. 2) ist festzustellen, daß die Bodenstruktur durch das Umlagerungsverfahren intensiv gestört werden kann. Die mechanische Belastung und vor allem die durch hohe Bodenfeuchtigkeit verminderte Stabilität der Löß-Boden-Gemische führt zu einer Reduzierung des Gesamtporenvolumens bis auf 35,1 % (SCHRÖDER 1988: Tab. 2). Mit der vorliegenden differenzierten Untersuchung des ungestörten Weichsellösses wird erkennbar, daß ungünstige Bodeneigenschaften von Kultusolen nicht ausschließlich auf eine unsachgemäße Rekultivierungstechnik oder fehlerhafte Bodenbearbeitung zurückzuführen sind, sondern durchaus mit den Primäreigenschaften der Lössen erklärt werden können. So weisen SCHRÖDER & STEPHAN & SCHULTE-KARRING (1985: Tab. 2: Profil 2) ein schlecht rekultiviertes Profil mit einem Grobporenvolumen von 6,2 % aus, das genau dem Wert des fGoCv-Horizontes im Profil Garzweiler entspricht.

Tendenziell ist ersichtlich, daß die Lagerungsdichten der Kultusole stets höher (1,47 bis 1,85 g/cm³) sowie die gesättigten Wasserleitfähigkeiten vielfach geringer sind (0,8 bis 38,9 cm/d im Unterboden) als beim ungestörten Weichsellöß (SCHRÖDER & STEPHAN & SCHULTE-KARRING 1985: Tab. 2). Dies unterstützt die Annahme, daß rekultivierte Böden z. T. erhebliche Porendiskontinuitäten aufweisen. Dennoch können mit den guten Primäreigenschaften der zur Verfügung stehenden Lössen und der mittlerweile ausgereifen Rekultivierungstechnik (SCHRÖDER 1988: 2) im Rheinischen Braunkohlentagebau Neulandböden erstellt werden, die durch eine die Rekultivierung abschließende Bodenschätzung mit Bodenzahlen zwischen 50 und 70 Punkten bewertet werden.

5 Ausblick

Löss bedeckt als periglaziales Staubsediment etwa 20 % der heutigen Landoberfläche (CATT 1992: 52). Aus ihm haben sich die ertragreichsten Böden der Erde entwickelt.

Im Rheinischen Braunkohlentagebau werden daher kalkhaltige Weichsellöss im Gemisch mit den holozänen Böden zur Herstellung von Kultosolen verwendet. Da die hier anstehenden holozänen, nicht hydromorphen Böden und der weichselzeitliche Löss fast ausnahmslos günstige bis sehr günstige Eigenschaften aufweisen, ist der Umlagerung und Auftragung, aber auch der Bodenbearbeitung besondere Bedeutung beizumessen.

6 Schriftenverzeichnis

- AG BODENKUNDE (1982): Bodenkundliche Kartieranleitung. - 331 S., 19 Abb., 98 Tab.; Hannover (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- BRONGER, A. (1974): Zur postpedogenen Veränderung bodenchemischer Kenndaten insbesondere von pedogenen Eisenoxiden in fossilen Lössböden. - *Transact. 10th Internat. Congr. Soil Sci.*, **V**: 429-441, 1 Abb., 2 Tab.; Moskau.
- BRUNNACKER, K. & HAHN, J. (1978): Der jungpleistozäne Löss samt paläolithischen Kulturen in den Rheinlanden als Glied einer zeitlichen und räumlichen Faziesänderung. - In: NAGL, H. (Hrsg.): Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung. Festschrift zum 60. Geburtstag von Julius Fink, XVI + 687 S.; Wien (Hirt).
- CATT, J. A. (1992): Angewandte Quartärgeologie. - 358 S., 129 Abb., 14 Tafeln, 31 Tab.; Stuttgart (Enke).
- EGGERT, P., HÜBENER, J. A., PRIEM, J., STEIN, V., VOSSEN, K. & WETTIG, E. (1986): Steine und Erden in der Bundesrepublik Deutschland - Lagerstätten, Produktion und Verbrauch. - *Geol. Jb.*, **D 82**: 879 S., 17 Abb., 156 Tab.; Hannover (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- HASE, D. & MEYER, B. (1969): Feuchte-Jahresgang, Wasser-Bewegungen und -Bilanzen in dicken Würmlöss-Decken und ihren holozänen Böden (Parabraunerde, Griserde, Feuchtschwarzerde) bei unterschiedlichem Grundwasserstand im Raum Niedersachsen. - *Göttinger Bodenkundl. Ber.*, **11**: 85-183, 7 Abb., 7 Tab.; Göttingen.
- HEIDE, G. (1954): Die bodenkundlichen Voraussetzungen für die landwirtschaftliche Rekultivierung der Braunkohlentagebaue in der Ville. - *Diss. Univ. Bonn*, 105 S., 13 Abb.
- HOCHT, F. VON DER (1990): Im Rheinischen Braunkohlenrevier anstehendes, für die Rekultivierung nutzbares Bodenmaterial. - *Braunkohle*, **42**: 11-15, 4 Abb., 3 Tab.; Düsseldorf (Zeitschriftenverlag RBDV).
- KLOSTERMANN, J. (1992): Das Quartär der Niederrheinischen Bucht. - 200 S., 30 Abb., 8 Tab., 2 Tafeln; Krefeld (Geol. Landesamt).
- LANDESOBERBERGAMT NW (1973): Richtlinien des Landesoberbergamts Nordrhein-Westfalen für das Aufbringen von kulturfähigem Bodenmaterial bei landwirtschaftlicher Rekultivierung für die im Tagebau betriebenen Braunkohlenwerke vom 21. 1. 1973 in der Fassung vom 2. 3. 1984. - 4 S.; Dortmund.
- LAUTRIDOU, J. P., MASSON, M. & VOIMENT, R. (1987): Loess et geotechnique: l'exemple des limons de Normandie. - *Catena Supplement*, **9**: 11-25, 9 Fig.; Cremlingen-Destedt (Catena).
- LUFT, G. (1980): Abfluß und Retention im Löss, dargestellt am Beispiel des hydrologischen Versuchsgebietes Rip-pach, Ostkaiserstuhl. - Beiträge zur Hydrologie, Sonderheft 1, 241 S., 51 Abb., 25 Tab., 65 Anlagen; Kirch-zarten (Nippes).
- PAAS, W. (1968): Stratigraphische Gliederung des Nieder-rheinischen Lösses und seiner fossilen Böden. - *Decheniana*, **121**: 9-18, 10 Abb., 2 Tab.; Bonn (Selbstver-lag des Naturhistorischen Vereins).
- RICKEN, W. (1983): Mittel- und jungpleistozäne Lössdecken im südwestlichen Harzvorland. Stratigraphie, Paläope-dologie, fazielle Differenzierung und Konnektierung in Flußterrassen. - *Catena Supplement*, **3**: 95-138, 12 Abb., 2 Tab.; Cremlingen-Destedt (Catena).
- ROHDENBURG, H. & MEYER, B. (1966): Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Unter-suchungen an südniedersächsischen und nordhessi-schen Lössprofilen. - *Mitteilg. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch.*, **5**: 1-135, 25 Abb., 12 Tab.; Göttingen.
- SCHRÖDER, D. (1988): Bodenschonende Rekultivierung von Lössböden in Braunkohlentagebauen. - In: ROSENKRANZ, D., EINSELE, G. & HARRESS, H.-M. (Hrsg.): Bodenschutz. Ergänzbare Handbuch der Maßnahmen und Empfeh-lungen für Schutz, Pflege und Sanierung von Böden, Landschaft und Grundwasser, 2. Band, 7230, 1. Lfg. XI/88, 22 S., 3 Abb., 5 Tab.; Berlin (Erich Schmidt Verlag).
- SCHRÖDER, D., STEPHAN, S. & SCHULTE-KARRING, H. (1985): Eigenschaften, Entwicklung und Wert rekultivierter Böden aus Löss im Gebiet des Rheinischen Braunkoh-len-Tagebaues. - *Z. Pflanzenernaehr. Bodenk.*, **148**: 131-146, 1 Abb., 5 Tab.; Weinheim (VCH Verlagsge-sellschaft).
- STARKE, R. (1990): Wiedernutzbarmachung im Rheinischen Braunkohlenrevier. - *Braunkohle*, **42**: 4-10, 4 Abb., 1 Tab.; Düsseldorf (Zeitschriftenverlag RBDV).
- TILLMANN, W. & BRUNNACKER, K. (1987): The Lithology and Origin of Loess in Western Central Europe. - *Catena Supplement*, **9**: 47-54, 7 Fig., 1 Tab.; Cremlingen-De-stedt (Catena).

Manuskript eingegangen am 18. 1. 1993

Ergebnisse von Abtragungsmessungen an periglazialen Solifluktionsschuttdecken in vier Hochgebirgen der Iberischen Halbinsel (Picos de Europa, Peña Prieta, Sierra de Urbión und Sierra Nevada)

KARL-ÜLRICH BROSCHE*)

Meinen Eltern gewidmet

Actual movement of solifluction covers, quantification, experimental sites, influence of rock material, vegetation, height, slope inclination, humidity of experimental sites, snow cover, four high mountain regions, Spain

Kurzfassung: In vier spanischen Hochgebirgen (Picos de Europa, Peña Prieta - Kantabrisches Gebirge, Sierra de Urbión - Nördliches Iberisches Randgebirge, Hauptmassiv der Sierra Nevada - Betische Kordillere) wurden insgesamt 33 Meßfelder zur Ermittlung der Bewegungsgeschwindigkeit von Solifluktionsschuttdecken angelegt und über einen Zeitraum von 3 bis 4 Jahren meistens einmal jährlich vermessen (Tab. 1). Vermessene Steinmarkierungen und Holzpflocke lieferten z. T. aussagekräftige Ergebnisse, die durchaus im Rahmen der Ergebnisse anderer Autoren liegen (Tab. 2). Der Einfluß der absoluten Höhe, der Vegetationsbedeckung, der Hangneigung, der Exposition, der Durchfeuchtung des Materials und der Dauer der Schneedecke wurden berücksichtigt.

[Results of measurements of solifluidal denudation processes in four recent periglacial high mountain areas of Spain (Picos de Europa, Peña Prieta, Sierra de Urbión and Sierra Nevada)]

Abstract: In four Spanish high mountain areas (Picos de Europa, Peña Prieta - Cantabrian mountains, Sierra de Urbión - Northern Iberic border mountains, main massif of the Sierra Nevada) there were made investigations about the velocity of movement of solifluidal deposits. 33 experimental sites which were measured once every year or (in some cases) every two years over a period of three or four years brought about a lot of results (table 1) which are comparable with the results of other authors in other parts of the world (table 2). Methodically speaking, there were used both stakes of wood (with a length of 20 cm) and painted rocks. The significance of height above sea level, vegetation cover, slope inclination, exposition, humidity, rock material, and duration of snow cover were considered.

1 Einleitung

Im Rahmen mehrjähriger periglazialmorphologischer Untersuchungen auf der Iberischen Halbinsel (BROSCHÉ 1971 a. u. b., 1972, 1974, 1978 a. u. b., 1983, 1986),

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. K.-U. BROSCHE, Institut f. Geographische Wissenschaften der FU Berlin, Fachrichtung Physische Geographie, Grunewaldstraße 35, 12165 Berlin

die auf 53 Gebirge mit Höhen von mehr als 2000 m ausgedehnt worden sind, trat zwangsläufig die Frage nach einer quantitativen Erfassung der Abtragungsprozesse, besonders der Solifluktionsprozesse, in das Forschungsinteresse. Dieser Frage wurde systematisch seit 1971 nachgegangen, als mehr und mehr auch der vorzeitliche periglaziale Formenschatz, küstenmorphologische und bodengeographische Studien in das Forschungsprogramm aufgenommen wurden. Als besonders geeignet für quantitative Untersuchungen zu langsamen solifluidalen Massenbewegungen erwiesen sich die Picos de Europa (2648 m) im Kantabrischen Gebirge Nordspaniens, das Gebiet nördlich der Peña Prieta (2531 m) südlich der Picos de Europa, die Sierra de Urbión (2255 m) im nördlichen Iberischen Randgebirge und die Nord- und Südseite der Sierra Nevada (3467 m) im Süden Spaniens. Alle Gebirge sind nämlich entweder zu Fuß oder mit dem Auto gut zugänglich und ließen sich zu Nachmessungen relativ leicht erreichen, wobei allerdings z. T. auch weite Fußmärsche nötig waren.

In den Picos de Europa steht devonischer Massenkalk ("caliza de montaña") an, der ein lehmig-toniges Verwitterungssubstrat bis in Höhen von über 2400 m liefert, im nördlichen Vorland der Peña Prieta tritt überwiegend Tonschiefer und Phyllit an die Oberfläche, in der Sierra de Urbión steht als Schichtstufen-Sockelgestein Mergel, als Schichtstufenbildner kreidezeitlicher Sandstein an. In der Sierra Nevada dominieren Glimmerschiefer und Granatglimmerschiefer.

Es wurden in drei von vier Gebirgen (nicht in der Sierra de Urbión) Meßfelder bereits in der potentiellen bzw. realen Waldstufe angelegt. In den Picos de Europa installierten wir zwischen 1700 und 2400 m insgesamt 7 Meßfelder; in der Sierra Nevada wurden auf der N-Seite zwischen ca. 2300 und 3150 m fünf Meßfelder, auf der Südseite zwischen 1750 und ca. 3100 m 13 Meßfelder eingerichtet.

Bis zum Beginn der 50er Jahre gab es neben einigen eher zufälligen Meßergebnissen noch keine genauen

Vorstellungen über die Intensität periglazialer Massenverlagerungen. Forscher wie HÖGBOM (1914), POSER (1932), TROLL (1944), PELTIER (1950), JAHN (1951) und DYLIK (1953) hoben die besondere Intensität der periglazialen Prozesse hervor, wobei POSER (1932) schon früh auf die besondere Bedeutung der fluvialen Prozesse in rezenten Periglazialgebieten hinwies. HÖGBOM (1914, S. 369) schreibt z. B. zur Intensität der Solifluktion wörtlich: "Ich glaube ..., daß eine jährliche Verschiebung, die einige Zentimeter oder Dezimeter beträgt, als ziemlich mäßig betrachtet werden kann, aber wo sie einen oder einige Meter erreicht, daß die Geschwindigkeit groß ist." BÜDEL (1948) formulierte, ohne besonders auf die Bedeutung der Solifluktion einzugehen, in seinem Aufsatz über die klimamorphologischen Zonen der Polarländer: "Die Frostschuttzone zeigt daher unter allen klimamorphologischen Zonen der Erde die größte Abtragungintensität." BÜDEL (1948) äußerte diese Ansicht, wie oben angedeutet, zu einer Zeit, als noch keine systematischen Untersuchungen vorlagen. Vorher hatte DEGE (1941) in seiner Arbeit über "Landformende Vorgänge im eisfreien Gebiet Spitzbergens" berichtet, daß im August nach Regenfällen ein Schuttstrom an einem Hang in Bewegung gesetzt wurde und innerhalb von knapp drei Tagen maximal 9 - 19 cm verfrachtet wurde. Bei dieser Art der Verlagerung handelte es sich offenbar nicht um Gelifluktion im Sinne WASHBURNs (1979), sondern um ein Durchtränkungsfließen i. S. SØRENSENs (1935), das nicht klimagebunden ist.

Intensive Bemühungen um die quantitative Erfassung von Verwitterungs- und Abtragungsvorgängen in den rezenten Periglazialgebieten sind erst seit 1952 zu verzeichnen. Es seien hier vor allem Arbeiten von SIGAFOOS & HOPKINS (1952 - Alaska), von WILLIAMS (1957 - Norwegen, 1966 - Kanada), RUDBERG (1958 - 1964 - Skandinavien), JAHN (1961) und BÜDEL (1961 - beide Spitzbergen), RAPP (1961 bis 1970 - Skandinavien), WASHBURN (1960, 1967, 1973, 1979 - Grönland) und HARRIS (1973, 1981) genannt. Ähnlich intensive Untersuchungen aus den Alpen liegen trotz einiger Vorarbeiten von MICHAUD (1950) und MICHAUD & CAILLEUX (1950) erst seit 1972 mit FURRERS (1972) Arbeit über "Bewegungsmessungen auf Solifluktionsschuttdecken" und mit STOCKERS (1973) Arbeit über Bewegungen auf Schrägterrassen in der Kreuzeckgruppe vor. Speziellen Problemen, nämlich der Kombination der Messung rezenter Bewegungen auf Solifluktionsloben mit Daten, die aus fossilen, ¹⁴C-datierten Böden unter großen Solifluktionsloben gewonnen wurden, woraus auch ihre Bewegung im Laufe des Holozäns erschlossen wurde, gingen seit 1966 BENEDICT (1966, 1976), WORSLEY & HARRIS (1976), ALEXANDER & PRICE (1980), GAMPER (1981, 1982, 1983, 1985) und VEIT (1987) nach.

Den meines Wissens letzten zusammenfassenden

Überblick über laufende Feldmessungen zur Natur und zur Geschwindigkeit periglazialer Prozesse gibt FRENCH (1976), wobei alle Prozesse der studierten Objekte und alle benutzten Methoden tabellarisch aufgelistet (1976: Tab. 1) und die Projekte in Kurzform vorgestellt werden (Tab. 2).

Zur Iberischen Halbinsel liegen m. W. noch keine Ergebnisse zur Messung der Abtragungsgeschwindigkeit in Solifluktionsschuttdecken vor, sieht man einmal von einigen kurzen Bemerkungen bei BROSCHE (1978 a und b, 1983) und bisher unveröffentlichten Ergebnissen von BROSCHE (1974) ab.

Es ist zu bemerken, daß fast alle hier zitierten Autoren ihre Untersuchungen in Permafrostgebieten durchgeführt haben, während die Meißfelder auf der Iberischen Halbinsel wahrscheinlich alle in Nichtpermafrostgebieten liegen.

Im Rahmen meiner Untersuchungen wurde folgenden, z. T. ineinander übergehenden Fragestellungen nachgegangen:

- a) Gibt es bereits in der Waldstufe oder in Aufforstungsgebieten nahe der natürlichen Waldgrenze meßbare solifluidale Bodenverlagerungen?
- b) Welche Bewegungsbeträge ergeben sich in für die jeweiligen Gebirge typischen Solifluktionsreliefs?
- c) Läßt sich mit zunehmender Höhe und abnehmender Vegetation eine Zunahme der solifluidalen Massenverlagerungen feststellen?
- d) Welche Feinbeobachtungen zu anderen Verlagerungsvorgängen und zu anderen als solifluidalen Prozessen lassen sich machen?
- e) Sind die jährlichen Bewegungsbeträge etwa gleich, oder ergeben sich von Jahr zu Jahr deutliche Unterschiede?
- f) Lassen sich Aussagen über die Rolle der Vegetation und die Bedeutung des Feuchtigkeitsangebots machen?
- g) Werden oberflächennahe Steine schneller bewegt als bis in 20 cm Tiefe eingeschlagene Holzpflocke?
- h) Lassen sich Aussagen über die Rolle der Schneebedeckung und ihrer Dauer bei der Messung der Bewegungsgeschwindigkeit machen?

2 Methodisches Vorgehen

Die zwischen 1971 und 1975 durchgeführten Untersuchungen beinhalten die Messung der jährlich, z. T. jedoch in zwei Jahren erfolgten Bewegung von 20 cm langen Holzpflocken ("stakes", "dowels"), die nach der Installation 1 - 2 cm aus dem Boden schauten, und die Bewegungsmessung von mit Farbe markierten Steinen. In manchen dafür geeigneten Meißfeldern wurden Pflöcke und Steine vermessen, in schuttigsteinigem Material nur Steine, in Rasengelände nur Pflöcke, zusätzlich in einem Falle auch noch Wanderblöcke.

Die Meißfelder wurden hangabwärts mit dem stärk-

sten Gefälle etwa in einer Fluchtlinie angelegt und mit einem 30 bzw. 50 m langen Nirosa-Stahlmeßband vermessen. Der Ausdehnungskoeffizient für Nirosa-Stahlmeßbänder beträgt $10,2 \times 10^{-6}$ bei Temperaturen zwischen 20° und 50° . Da alle Messungen am Sommerbeginn bzw. im Hochsommer vorgenommen wurden, dürften keine Meßfehler gemacht worden sein, die mit dem Ausdehnungskoeffizienten zusammenhängen. Ausgewertet wurden nur die Messungen, die bei stramm angezogenem Meßband ermittelt wurden, ohne daß ein Stein oder ein Vegetationsbüschel das Meßband auf der Meßstrecke berührte. Windstille wurde bei der Messung immer abgewartet.

Auf Strukturbodenfeldern mit Miniaturstreifenböden wurden 10 cm lange Rundpflocke installiert, deren Gebrauch sich im Gegensatz zu den 20 cm langen quadratischen Pflocken als ungünstig erwies. Sie froren meistens nach einem Jahr so weit heraus, daß sie im folgenden Jahr bei der beabsichtigten Nachmessung umgekippt waren.

Als Markierungspunkte dienten in allen Fällen feste Felsausbisse. Quermeßfelder, wie sie z. B. WASHBURN (1967, 1979) in Grönland anlegte und von festen Punkten von der Seite her mit dem Theodolithen vermaß, wurden infolge einer meistens ungenügenden Geländesituation nicht angelegt.

Die Messungen wurden in der Regel im Abstand von ca. einem Jahr (11,5 bzw. 12,5 Monaten) durchgeführt,

nie mehrmals in einem Jahr. Somit konnte nur der jährliche Bewegungsbetrag ermittelt werden; es konnten dagegen keine genaueren Detailstudien zu den einzelnen Prozessen wie "jump" ("frost caused creep" i. S. JAHNS 1961), "gelifluction" ("viscous flowage" i. S. JAHNS 1961) und "september movement" sowie "retrograde movement" (alles i. S. WASHBURNs 1967, 1979) durchgeführt werden. - Vor einer Nachmessung wurden die Holzpflocke, die fast alle jährlich jeweils um ca. 2 cm aufgefroren waren, in ihr Loch zurückgedrückt.

Die 20 cm langen quadratischen Holzpflocke erwiesen sich als gutes Instrument zur Messung der Bewegungsgeschwindigkeit. Allerdings wurden sie in einigen Meßfeldern (z. B. in der Sierra de Urbión) während meiner Abwesenheit - wahrscheinlich von Hirten - entfernt und vermutlich für Feuerungszwecke verwendet. Das hatte zur Folge, daß manche Meßfelder nach einem Jahr ganz "ausfielen" oder daß in mehreren Meßfeldern einige Pflock-Jahresmessungen "ausfielen" und häufig neue Pflocke installiert werden mußten. So versteht sich die unterschiedliche Anzahl der Meßwerte in verschiedenen Jahren (Tab. 1).

Der Meßfehler läßt sich für die angewendete Methode nicht exakt ermitteln. Er wird aufgrund der unten aufgeführten Erfahrungen auf $\pm 0,5$ cm geschätzt. Es fiel auf, daß in vielen Meßfeldern, in denen allgemein nur minimale Bewegungsbeträge vermutet und auch

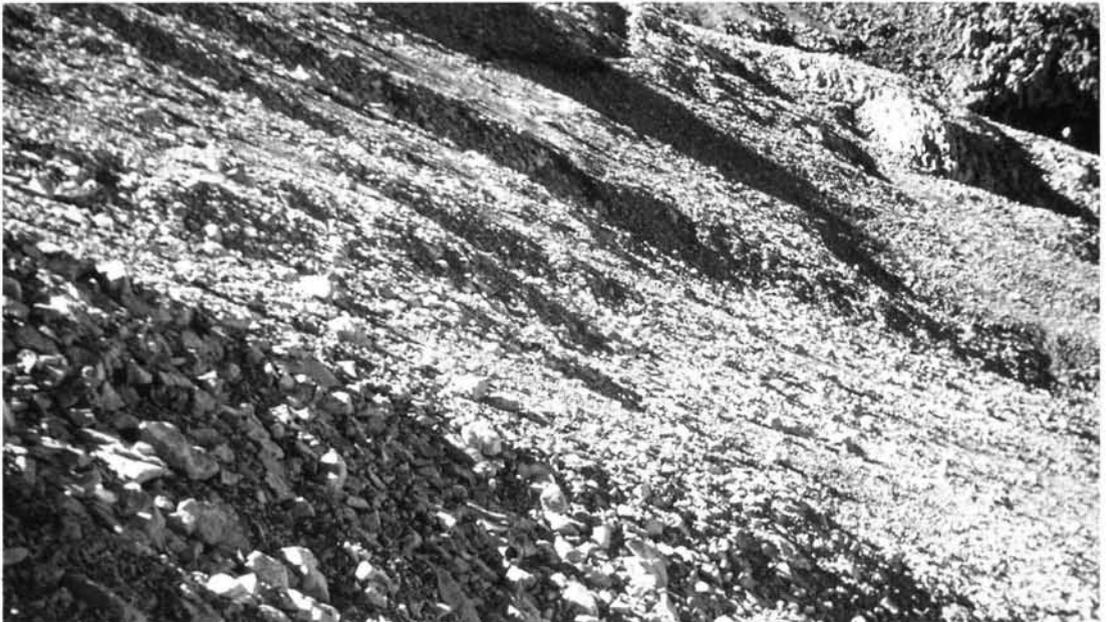


Abb. 1: Meßfeld 3 in den Picos de Europa. Südfuß der Peña Vieja (südl. des Weges Refugio de Aliva zum Teleferico Fuente Dé). 1920 - 1930 m. Wanderblock mit Wulst und Negativform oberhalb des Blockes im geschlossenen Rasen. Tonschiefer unter Kalkwand. NNW-Exposition, 31° .

Fig. 1: Experimental site 3 in the Picos de Europa. Southern foot of the Peña Vieja, south of the path from Refugio de Aliva to the Teleferico Fuente Dé. Height 1920 to 1930 m. "Wanderblock" with "Wulst" and niche upwards the bloc. Closed turf-vegetation, schists of marl under a chalk-wall. Exposition NNW, 31° .

ermittelt wurden, viele Jahr für Jahr durchgeführte Messungen exakt den gleichen oder nur einen um wenige Millimeter differierenden Betrag ergaben. Es dürften also alle erzielten Werte nicht absolut exakte Werte sein - wie übrigens bei den Untersuchungen der Forscher vor WASHBURN (1967) ebenfalls nicht - vgl. Tabelle 2 -, sondern wohl fundierte Tendenzen der Bewegungsgeschwindigkeit anzeigen. An ausgewählten Beispielen wurden unter Annahme der Exaktheit der Meßergebnisse statistische Erhe-

möglich war, ist die Anzahl der für den Gesamtdurchschnitt der gesamten Meßreihe verwendeten Daten geringer als die Anzahl der Daten, die z. B. für eine einjährige Meßreihe (1971/72) gewonnen wurden. Zusätzlich wurden die Minimal- und Maximalwerte vermerkt. Ebenso wurde in Tabelle 2 verfahren, sofern die einzelnen mit den gleichen Untersuchungen befaßten Autoren überhaupt neben Jahresmittelwerten Minimal- und Maximalwerte angeben. Problematisch bleibt in jedem Fall die Einbe-



Abb. 2: Meßfeld 7 in den Picos de Europa. Südfuß der Bergkette Pico Tesorero (2570 m) - Torre Blanco (2551 m). Amorpher, ungebundener Wanderschutt aus "caliza de montaña" bei 2400 m, 25 - 28°, S-Exposition. Der Wanderschutt, in eine lehmige braune Matrix eingebettet, fließt in Richtung auf eine Riesendoline.

Fig. 2: Experimental site 7 in the Picos de Europa. Southern foot of the mountain chaîne Pico Tesorero (2570 m) - Torre Blanco (2551 m). Amorph solifluction layer without vegetation, formed by "caliza de montaña", height 2400 m, inclination 25 - 28°, S-exposition. The solifluction layer, bedded into a loamy brown matrix, moves downslope to a big doline.

bungen nach dem T-Test unter Benutzung der 3-Sigma-Regel beim Mittelwertvergleich zur Anwendung gebracht, um z. B. zu testen, ob sich in einem Meßfeld 18 cm tief eingeschlagene Holzpflocke und oberflächlich "schwimmende" Steine, statistisch abgesichert, unterschiedlich oder gleich schnell bewegen. Ebenso wurde in ausgewählten Vergleichen ermittelt, ob zwischen den einzelnen Mittelwertsergebnissen der Meßreihen signifikante Unterschiede im Sinne der Anwendung der 3-Sigma-Regel vorliegen. In Tabelle 1 wurden die Mittelwerte für ein oder/und zwei Jahre und die jährlichen Mittelwerte für die ganze drei- oder vierjährige Meßreihe eingetragen; hierfür wurden nur die Meßergebnisse verwendet, die bei der jährlichen oder zweijährigen Nachmessung ermittelt wurden und durchgehend Werte ergaben. Da dies bei etlichen Pflocken, weil sie verschwunden waren, nicht

ziehung von sogenannten "Ausreißern". Das sind beispielsweise in einem Meßfeld mit einem Jahresdurchschnittswert von 1,46 cm/Jahr Einzelwerte von 0,5 bis 0,6 m. Diese wurden nicht für die Errechnung der Mittelwerte verwendet, da von ihnen angenommen werden muß, daß sie durch den Einfluß von Gensentritt, durch Abspülung oder durch menschlichen Fußtritt, durch den ein Gleiten ausgelöst wurde, verursacht wurden. Einige problematische Fälle von "Ausreißern" wurden in Tabelle 1 vermerkt. Zum Schluß muß noch bemerkt werden, daß die eigenen Meßfelder sehr wahrscheinlich alle in permafrostlosen Gebieten liegen; für die höchsten Meßfelder in Höhen um 2900 - 3100 m über NN in der Sierra Nevada ist dies allerdings noch nicht ganz sicher. Beim Vergleich von Meßergebnissen im Kapitel 4 wird das jeweils zu berücksichtigen sein.

3 Ergebnisse von drei- bzw. vierjährigen Meßreihen in den Picos de Europa, in der Peña Prieta, in der Sierra de Urbión und in der Sierra Nevada

3.1 Picos de Europa (Nördliches Kantabrisches Gebirge)

Hier wurden im Zentralmassiv Meßfelder zwischen 1700 m Höhe (100 m südlich des Paradors "Refugio de Aliva") und 2400 m Höhe (Südfuß des Tesorero 2570 m, Top. Karte v. Spanien 1:50 000, Bl. 80 Buronju, Spezialkarte Picos de Europa, Macizo Central) angelegt. Die Hangwinkel differieren auf den einzelnen Feldern nur zwischen 25° und 32°. Die Meßfelder 1 - 4 befinden sich, zwischen 1700 m und 1940 m Höhe über NN, im Bereich geschlossenen oder fast geschlossenen Rasens und sind gut mit einem geländegängigen Fahrzeug erreichbar. Kalk, Tonschiefer und Kalk oder Tonschiefer allein bilden in diesen Meßfeldern ein tonig-lehmiges Verwitterungssubstrat, in das häufig Kalkblöcke eingebettet sind. Ein deutlicher Formenschatz der gebundenen Solifluktion tritt hier aber nicht auf, sieht man einmal von einigen Wanderblöcken (Abb. 1) in den beiden oberen Feldern (Meßfeld 3 und 4) dieser vegetationsbestandenen Stufe ab. Die Messungen in diesen vier Feldern mit Rasenbedeckung ergaben, daß hier durchaus schon mit flächenhaften Massenverlagerungen zu rechnen ist - einige Holzpflocke zeigten jährliche Bewegungen von 2,5 bis 3,6 cm. Da diese Gebiete beweidet werden, ist es nicht ausgeschlossen, daß Viehtritt (Pferde, Rinder, Ziegen, Schafe) diese recht großen jährlichen Wanderungsbeträge hervorgerufen hat. Die jährlichen Durchschnittswerte in den vier Meßfeldern sind jedoch, wenn die ganze dreijährige Meßperiode betrachtet wird, noch relativ gering (0,34 cm; 0,32 cm; 0,21 cm; 0,85 cm). Der höchste Wert von 0,85 cm/Jahr wurde im offenbar recht fließfähigen Tonschiefer ermittelt (Meßfeld 4). Ein Vergleich der Meßfelder 3 und 4 ergibt, daß bei sonst nahezu gleichen sonstigen Faktoren offenbar der Gesteinfluß (Tonschiefer und Kalk zu Tonschiefer) durchschlägt.

Wie schon in Kapitel 2 in allgemeiner Form angedeutet, kam es in den Meßfeldern 3 und 4 zu größeren Ausfällen von Holzpflocken.

Die Meßfelder 5 bis 7 liegen am S-Fuß des Tesorero (2570 m) im "caliza de montaña" (devonischer Massenkalk) bei ca. 2400 m Höhe im Höhenstockwerk der ungebundenen Solifluktion (Scherbenkarst); sie können erst nach einem längeren Fußmarsch erreicht werden. Die Hänge sind ungegliederte Solifluktionshänge (Abb. 2), in denen an Kleinformen höchstens Wanderungstaubblöcke (i. S. HÖLLERMANNs 1964) vorkommen. Der "caliza de montaña" liefert einen quell- und rutschfähigen rotbraunen Verwitterungslehm, auf dem die Steine geradezu "schwimmen". In den Meß-

feldern 5 und 7 wurden markierte Steine und Holzpflocke vermessen, im Meßfeld 6 nur Steine. Bei Südexposition variieren die Hangneigungen zwischen 25° und 28°. Der Schutt fließt in allen drei Fällen in Richtung auf große Dolinen ("hoyos") zu, die auf einem recht breiten Sattelgelände zwischen zwei Talssystemen liegen. Vom Meßfeld 6 abgesehen, ergeben sich in der Frostschuttzone des Scherbenkarstes deutlich höhere jährliche Bewegungsbeträge als im Rasengelände 700 bis 350 m tiefer (Meßfelder 1 - 4). Ein Vergleich der Ergebnisse von Meßfeld 4 (Meßreihe 1972 - 1975 - Pflöcke) mit denen von Meßfeld 7 (Meßreihe 1971 - 1975 - Pflöcke) ergibt einen signifikanten Unterschied. Allerdings sind diese beiden Meßreihen streng genommen nicht vergleichbar, da sie nicht über den gleichen Zeitraum hin Ergebnisse lieferten.

Das Meßfeld 7 konnte im Jahre 1972 nicht nachgemessen werden, da es am 25. 7. 1972 noch unter Schnee lag. Vergleicht man die Ergebnisse für Steinbewegungen der Meßfelder 5 (1,88 cm/Jahr) und 7 (1,60 cm/Jahr) mit den Ergebnissen der Pflöckebewegungen in den Meßfeldern 1 - 4, so ergeben sich eindeutige signifikante Unterschiede. Die ungebundene Solifluktion, von BÜDEL (1948) auch freie Solifluktion genannt - wobei beide Bezeichnungen m. E. in gleicher Weise unglücklich bzw. irreführend sind -, geht offenbar schneller vonstatten als die gebundene Solifluktion. Nach den neuen Ergebnissen von GAMPER (1983, 1985) kann dies jedoch nur mit Vorbehalt gesagt werden, denn in meinen Untersuchungen konnte die Rolle, die die Schneedeckendauer spielt, nicht untersucht werden. Sehr wahrscheinlich ist jedoch, daß die niedrigen durchschnittlichen Bewegungsbeträge in Meßfeld 6 auf die hier vorliegende Tendenz zu einer langanhaltenden Schneedecke im Vergleich zu den Meßfeldern 5 und 7 zurückzuführen ist. So konnten im Jahre 1972 bei der ersten Nachmessung nur die Pflöcke 1 - 7 nachgemessen werden, die in der Nähe der Wärme schnell aufnehmenden und reflektierenden hellen Felsen gelegen waren, während ab Pflöck 8 das ganze Meßfeld noch unter einer Schneedecke lag. Das bestätigt die generellen Ergebnisse von GAMPER (1983, 1985).

Die Frage, ob sich 18 cm tief eingeschlagene Holzpflocke schneller bewegen als oberflächlich "schwimmende" (also in das lehmige Verwitterungssubstrat schwach eingelagerte) Steine und kleine Blöcke läßt sich folgendermaßen beantworten: Der T-Test für das Meßfeld 6 hat ergeben, daß sich die Holzpflocke (0,25 cm/Jahr) gegenüber den markierten Steinen (0,62 cm/Jahr) in signifikanter Weise weniger schnell bewegen und somit die Massenverlagerung in ca. 20 cm Tiefe bereits auf dem offenbar schneereichen Meßfeld weniger intensiv ist. Der Vergleich der Bewegungsgeschwindigkeit der Holzpflocke (1,33 cm/Jahr) und Steine (1,60 cm/Jahr) im Meßfeld 7 ergab dage-

gen, daß kein signifikanter Bewegungsunterschied in diesem offenbar lange Zeit schneefreien, insgesamt gesehen mobileren Meißfeld vorliegt.

3.2 Gebiet nördlich der Peña Prieta (Faro Robadorio und Alto de Cubil de Can) im Kantabrischen Gebirge

Das Gebiet liegt auf Blatt 81 Potes der spanischen topographischen Karte 1:50 000 und ist über einen längeren Fußmarsch vom Dorfe Llanaves de la Reina aus, das an der Straße Riaño - Panes liegt, erreichbar. Das Meißfeld 8 liegt westlich des Passes zwischen Faro Robadorio (2192 m) und dem Berg Alto de Cubil de Can (2407 m) in 1800 - 1830 m Höhe (Abb. 3). Wie Abb. 3 erahnen läßt, läge hier ohne Beweidung durch

tentiellen montanen Stufe bereits flächenhafter Bodenversatz auf 12 - 15° geneigten Tonschieferhängen nachgewiesen werden kann. Das scheint mit den Durchschnittswerten von 0,85 cm (für 1972 - 1973) bzw. mit dem Durchschnittswert von 0,14 cm für die Periode 1973 - 1975 zumindest zeitweilig der Fall zu sein. Bei diesem Formenschatz in NW-Exposition und der völlig geschlossenen Rasendecke in der Umgebung wird allerdings noch keine untere Solifluktionsgrenze angesetzt, sondern erst bei einem flächenhaft entwickelten, viel deutlicheren Formenschatz, wie er in Abb. 5 und bei BROSCHE (1978 a, 32 ff. u. Abb. 8 - 17) dokumentiert ist.

Das in Abb. 4 sichtbare Rasengirlandenfeld am Rande eines Tälchens entspricht dem Meißfeld 9 und liegt zwischen 2050 und 2080 m. ü. M., also ca. 250 m höher



Abb. 3: Von Viehtritt in Stufen aufgelöste Rasendecke in einem Tälchen westlich des Passes zwischen Faro Robadorio (2192 m) und Alto de Cubil de Can (2407 m) im Peña Prieta-Gebiet (südl. der Picos de Europa). Stufen z. T. zu Rasengirlanden weiterentwickelt. 1800 - 1830 m, Tonschiefer, 12 - 15°, NW-Exposition (Meißfeld 8).

Fig. 3: Turf cover put into steps by the influence of cattle in a little valley west of the pass between Faro Robadorio (2192 m) and Alto de Cubil de Can (2407 m) in the Peña Prieta region (south of the Picos de Europa, Northern Spain, Cantabrian Mountains). Steps partly formed by guirlands of turf ("Rasengirlanden"), height 1800 - 1830 m, schists of marl, inclination 12 - 15°, NW-exposition, experimental site 8.

Kühe und Kleinvieh wahrscheinlich eine geschlossene Rasendecke vor, zu deren Auflösung in Stufen wahrscheinlich der Viehtritt beigetragen hat. Das läßt sich u. a. auch aus dem Minimalwert von -1,0 cm für den Zeitraum von 1973 bis 1975 und dem Maximalwert von +3,5 cm für den gleichen Zeitraum wahrscheinlich machen. Bei beiden Werten dürfte Viehtritteinfluß mitgewirkt haben. Bei diesem Meißfeld sollte lediglich getestet werden, ob 150 - 200 m unterhalb der rezenten Solifluktionsgrenze in der oberen po-

als das zuvor behandelte Meißfeld. Meißfeld 9 weist auch im Tonschiefergestein, allerdings in SW-Exposition entwickelt, bei deutlich größerer Hangneigung (25° gegenüber 12 - 15° bei Meißfeld 8) deutlich ausgedehntere Rasengirlandenvorkommen auf. Der Paß zwischen Faro Robadorio (links oben außerhalb der Abb. 4 gelegen) und Alto de Cubil de Can, 2407 m (rechts oben außerhalb der Abb. 4 gelegen), liegt in Fortsetzung des Tälchens in hangaufwärtiger Richtung. Die Hypothese lautete, daß das höhere Meiß-



Abb. 4: Rasengirlanden der gehemmten Solifluktion bei 2050 - 2080 m am Rande eines Tälchens. Gleiche Lokalität wie Abb. 3. Tonschiefer, 25°, SW-Exposition (Meißfeld 9).

Fig. 4: Turf gairlands ("Rasengirlanden") of the "gehemmte" solifluktion in a height of 2050 - 2080 m at the ridge of a little valley. Same locality as in Fig. 3. Schists of marl, inclination 25°, SW-exposition (experimental site 9).

feld 9 mit seiner viel flächenhafteren Entwicklung von Rasengirlanden der gehemmten Solifluktion deutlichere Bewegungsbeträge als das Meißfeld 8 aufweisen müsse, zumal es ca. 250 m höher liegt als Meißfeld 8. Diese Hypothese wird durch die Meßergebnisse bestätigt. Im Zeitraum 1972/73 wurde hier bei 11 Messungen an Holzpflocken ein Durchschnittsbewegungswert von 1,48 cm/Jahr ermittelt, für den Zeitraum von 1973 bis 1975 (2 Pflöcke waren zwischen 1973 und 1975 verschwunden) wurde ein Durchschnittsbewegungswert von 0,52 cm ermittelt. Auch hier also wieder ein relativ hoher Wert im Zeitraum 1972/73 (1,48 cm/Jahr) wie bei Meißfeld 8 (0,85 cm) und ein relativ niedriger jährlicher Wert für 1973 - 1975 (0,52 cm/Jahr) wie im Meißfeld 8 (0,14 cm). Falls man dies nicht auf Intensitätsunterschiede in der Beweidung oder qualitative Unterschiede (mehr Schaf- und Ziegenbeweidung gegenüber 1972/73 mehr Rinderbeweidung) zurückführen muß, wozu keine Erhebungen angestellt wurden, müßte der Schluß gezogen werden, daß Intensitätsunterschiede in der Bewegungsgeschwindigkeit in verschiedenen Zeiträumen - 1972/73 einerseits, 1973-75 andererseits - vorliegen.

Die übrigen 4 Meißfelder (Meißfeld 10 - 13) dieses Gebietes wurden auf einem flach geneigten Rückengelände zwischen dem niedrigen nördlich gelegenen Berg Faro Robadorio (2192 m) und dem stattlich hohen Berg Alto de Cubil de Can (2407 m - vgl. Abb. 7 -

14 bei BROSCHE 1978 a, 32 ff.) angelegt.

Das im Glimmerschiefer entwickelte Paßgelände liegt fast gleich hoch (zwischen 2130 und 2150 m) und ist überwiegend flach geneigt (3 - 6°). Nur das Meißfeld 13 weist 12 - 15° Hangneigung auf. Aufgrund der Beweidung, der windausgesetzten Rückenlage und der bereits beträchtlichen Höhe ist das Gebiet nur noch sporadisch von Vegetation bestanden, so daß sich ein Formenschatz der gehemmten Solifluktion mit Rasengirlanden vom Miniaturtyp und von geraden Rasenstufen und girlandenförmig durchgebogenen Rasenstufen vom Mesotyp oder Makrotyp ergibt (vgl. BROSCHE 1978 a, Abb. 8, 9, 10, 11).

Zwischen der paramoartigen Polstervegetation, die aus festuca-Gräsern, Zwergwacholder und Zwergkieferrelikten besteht, treten große Flächen ohne Vegetation auf (Abb. 5), auf denen der Fein- und Grobschutt fast "frei" wandert (Abb. 13 und 14 bei BROSCHE 1978 a). Hier waren einmal heute kaum erkennbare Grobschutt-Feinschuttstreifen entwickelt, die durch Viehtritt zerstört sind. Bei Entfernung des oberflächlich auflagernden Schuttes kommt jedoch in der Feinerde ein Waschbrettmuster zum Vorschein (vgl. BROSCHE 1978 a, Abb. 15, Fig. 2 und 3). Die Grobschutt-Feinschuttstreifen lassen eine Feinerde- und Schuttwanderung vermuten. Diese läßt sich auch bereits daraus ablesen, daß sich der Grobschutt vor den hangabwärts gelegenen Vegetationsbändern an Schuttstufen (Abb. 5 rechte Seite) ansammelt, was sich



Abb. 5: Paßgelände zwischen Faro Robadorio (2192 m) und Alto de Cubil de Can (2407 m). Schuttfelder zwischen Mesostufen der gehemmten Solifluktion. 2130 m, Glimmerschiefer, 5°, N-Exposition (Meßfeld 10). Bewegung erfolgt von links oben nach rechts unten.

Fig. 5: Pass region between Faro Robadorio (2192 m) and Alto de Cubil de Can (2407 m). Waste fields between "Mesostufen" of the "gehemmte" solifluction. 2130 m, schists of glimmer, inclination 5°, N-exposition (experimental site 10). The movement of waste and loam takes place from the upper left part to the lower right part.

nur durch ein relativ schnelleres Wandern des Grobschutts auf dem tonig-erdigen Basismaterial (vgl. auch Abb. 10 u. 11 bei BROSCHE 1978 a) erklären läßt.

In fast allen Meßfeldern und in allen zeitlichen Perioden wurden auf diesen Schuttfeldern zwischen den Vegetationsbändern deutlich meßbare Bodenbewegungsbeträge gemessen. Es zeigt sich - wie in den Picos de Europa in Lagen von über 2400 m im Bereich der ungebundenen Solifluktion (Meßfelder 5 - 7) - die Tendenz, daß sich auf dem Feinmaterial "schwimmende" Steine im Meßfeld 11 offenbar schneller bewegen als bis in Tiefen von ca. 18 cm hineingetriebene Holzpflocke.

Als Problem tauchten mehrere sogenannte "Ausreißer" auf (Meßfeld 11 und 13), die einen deutlichen Einfluß auf den Mittelwert ausüben können. Wegen dieser "Ausreißer" wurde auf statistische Berechnungen verzichtet, die bestimmte Mittelwerte als signifikant unterschiedlich zu anderen ausweisen würden (vgl. Tabelle 1, Fußnoten 1 bis 3).

Allgemein läßt sich am Beispiel des Meßfeldes 11 zeigen, daß die Bewegungsbeträge nicht in jedem Jahr gleich hoch sind. Diese Aussage ist jedoch dahingehend einzuschränken, daß die alljährlich erfolgten Nachmessungen nicht in jedem Jahr exakt zur glei-

chen Zeit erfolgt sind (vgl. Kapitel 2). So kann in einem Jahr die Nachmessung recht früh erfolgt sein, nachdem die Schneedecke gerade abgetaut war, der Boden noch gefroren war und somit kaum Massenbewegungen bis in 15 - 20 cm Tiefe erfolgen konnten.

Im Meßfeld 13 scheint der geringe Bewegungsbetrag (0,27 cm bzw. 0,08) im Zeitraum zwischen 1973 bis 1975 erfolgt zu sein gegenüber höheren Bewegungsbeträgen im Jahresrhythmus 1972/73 (0,6 bzw. 0,85 cm) - hier vermessene Holzpflocke.

Die Hangneigungsunterschiede (Vergleich der Meßfelder 10 bis 12 - 3 bis 6° - mit Meßfeld 13 - 12 bis 15°) scheinen sich nicht auf die Intensität der durchschnittlichen Bewegungsbeträge auszuwirken. Angesichts der Gleichförmigkeit der Meßfelder - gemessen wurden im wesentlichen die Bewegungen in den Schuttfeldern zwischen den schmalen und breiteren Vegetationsbändern - überrascht es nicht, daß sich trotz der Expositionsunterschiede keine wesentlichen allgemeingültigen Aussagen machen lassen. Es erscheint allerdings voll berechtigt, diese Rückenflächen zwischen Faro Robadorio und Alto de Cubil de Can zur Solifluktionszone zu rechnen (BROSCHE 1978 a, S. 32 - 43).

Tabelle 1: Ergebnisse der Bewegungsmessungen in Feinmaterial- und Schuttdecken in der montanen und periglazialen Stufe ausgewählter Gebirge der Iberischen Halbinsel

| Meßfeld Nr. | Lokalität | Höhe ü.N.N. | Gestein | Neigung | Exposition | Solifluktionstyp | Art d. Meßpunkte Holz- pflöcke Steine | Zeitraum der Messungen | Zahl der Messungen n | Durchschnittswert \bar{x} cm / Jahr | Bemerkungen | Minimalwert | Maximalwert |
|---------------------------|-------------------------------|-------------|---------------------|---------|------------|------------------------|--|------------------------|----------------------|--|---|--------------|-------------|
| I. Picos de Europa | | | | | | | | | | | | | |
| 1. | Refugio de Aliva | 1700-1710 | Kalk | 32° | SE | gebunden | x | 1972-1975 | 17 | 0,34 | ohne Solifluktionsformen | 0,2 | 2,5 |
| | | | | | | | x | 1972-1973 | 21 | 0,70 | | - 0,3 | 2,5 |
| | | | | | | | x | 1973-1975 | 17 | 0,21 | | - 0,4 | 2,3 |
| 2. | Ost-Fuß der Peña Vieja | 1790-1800 | Kalk u. Tonschiefer | 25-28° | ENE | gebunden | x | 1972-1973 | 32 | 0,56 | wie 1 | - 0,3 | 2,0 |
| | | | | | | | x | 1972-1975 | 27 | 0,32 | | - 0,1 | 3,0 |
| | | | | | | | x | 1973-1975 | 28 | 0,35 | | - 0,5 | 5,0 |
| 3. | Süd-Fuß der Peña Vieja | 1920-1930 | Kalk u. Tonschiefer | 31° | NNW | gebunden/ gehemmt | x | 1972-1973 | 18 | 0,31 | wie 1 | - 0,8 | 3,2 |
| | | | | | | | x | 1973-1975 | 7 | 0,23 | | - 0,9 | 1,5 |
| | | | | | | | x | 1972-1975 | 7 | 0,21 | | 0,0 | 1,4 |
| 4. | Süd-Fuß der Peña Vieja | 1930-1940 | Tonschiefer | 29-30° | NNW | gebunden | x | 1972-1973 | 33 | 1,40 | wie 1 | - 0,3 | 3,6 |
| | | | | | | | x | 1972-1975 | 19 | 0,85 | | 0,1 | 4,1 |
| 5. | Fuß Tesorero/ Torre Blanco | 2380 | Kalk | 25° | S | ungebunden | x | 1972-1975 | 47 | 1,88 | ungegliedert | 0,7 | 24,0 |
| | | | | | | | x | 1972-1973 | 44 | 1,41 | | - 0,3 | 6,7 |
| 6. | Fuß Tesorero/ Torre Blanco | 2380 | Kalk | 25-28° | S | ungebunden | x | 1971-1975 | 11 | 0,25 | ungegliedert wie 5 | - 0,2 | 2,5 |
| | | | | | | | x | 1971-1975 | 29 | 0,62 | | 0,1 | 12,2 |
| | | | | | | | x | 1973-1975 | 33 | 1,15 | | ungegliedert | - 0,6 |
| 7. | Fuß Tesorero/ Torre Blanco | 2400 | Kalk | 25-28° | S | ungebunden | x | 1971-1975 | 33 | 1,60 | wie 5 | 3,5 | 29,1 |
| | | | | | | | x | 1971-1975 | 6 | 1,33 | | 4,5 | 6,5 |
| II. Peña Prieta | | | | | | | | | | | | | |
| 8. | Westl. Paß am Faro Robadorio | 1800-1830 | Tonschiefer | 12-15° | NW | gebunden | x | 1972-1973 | 8 | 0,85 | geschlossener Rasen, von Rindem aufgelöst | 0,5 | 1,1 |
| | | | | | | | x | 1973-1975 | 10 | 0,14 | | - 1,0 | 3,5 |
| 9. | Westl. Paß am Faro Robadorio | 2050-2080 | Tonschiefer | 25° | SW | gehemmt | x | 1972-1973 | 11 | 1,48 | Rasengirlanden d. gehemmten Solifluktion | - 0,2 | 5,4 |
| | | | | | | | x | 1973-1975 | 9 | 0,52 | | 0,0 | 2,5 |
| 10. | Südl. Faro Robadorio | 2130 | Glimmerschiefer | 5° | N | gehemmt/ ungebunden | x | 1972-1973 | 11 | 0,29 | Mesostufen d. gehemmten Solifluktion | - 0,3 | 1,3 |
| | | | | | | | x | 1973-1975 | 11 | 0,62 | | - 0,2 | 5,5 |
| 11. | Südl. Faro Robadorio | 2150 | Glimmerschiefer | 5,5-6° | S | ungebunden | x | 1971-1972 | 9 | 0,36 | Feinschutt-Grobschuttstreifen | - 1,1 | 1,8 |
| | | | | | | | x | 1971-1972 | 26 | 0,70 ¹⁾ | | - 0,1 | (6,3) 1,0 |
| | | | | | | | x | 1972-1973 | 26 | 1,69 ²⁾ | | - 0,2 | 5,2 |
| | | | | | | | x | 1971-1975 | 26 | 1,74 | | 0,5 | 13,5 |
| 12. | Südl. Faro Robadorio | 2150 | Glimmerschiefer | 3° | WNW | ungebunden | x | 1971-1972 | 20 | 0,20 | wie 11 | - 0,7 | 2,9 |
| 13. | Südl. Faro Robadorio | 2150 | Glimmerschiefer | 12-15° | N | gehemmt | x | 1972-1973 | 21 | 0,6 ³⁾ | Girlanden der gehemmten Solifluktion | 0,0 | 2,2 |
| | | | | | | | x | 1972-1975 | 17 | 0,27 | | 0,0 | 6,0 |
| | | | | | | | x | 1972-1973 | 22 | 0,85 ²⁾ | | - 0,5 | 1,3 |
| | | | | | | | x | 1973-1975 | 18 | 0,08 | | | |

¹⁾ Mit einem "Ausreißer", ohne diesen "Ausreißer": 0,48 cm; ²⁾ Mit einem "Ausreißer"; ³⁾ ohne "Ausreißer", der 6,0 cm ergab.

| Messfeld Nr. | Lokalität | Höhe ü.N.N. | Gestein | Neigung | Exposition | Solifluktionstyp | Art d. Messpunkte Holzpflocke | Steine | Zeitraum der Messungen | Zahl der Messungen | Durchschnittswert x cm / Jahr | Bemerkungen | Minimalwert | Maximalwert |
|------------------------------------|-------------------------|-------------|---------------------|---------|------------|------------------|-------------------------------|--------|-------------------------------------|--------------------|---------------------------------------|--|--|---------------------|
| III. Sierra de Urbión | | | | | | | | | | | | | | |
| 14. | Llanos de la Sierra | 2110-2130 | Mergel u. Sandstein | 25-31° | NE | gebunden | x | x | 1971-1973 1971-1973 | 8 5 | 2,53 6,54 | | 0,3 (2 Jahre) 3,2 (2 Jahre) | 10,0 10,7 |
| 15. | Llanos de la Sierra | 2100 | Mergel u. Sandstein | 20-25° | NE | gebunden | x | | 1970-1971 | 9 | 1,22 | Wanderblockfeld | -0,5 | 3,5 |
| IV. Sierra Nevada Nordseite | | | | | | | | | | | | | | |
| 16. | Nördl. Parador | 2300 | Glimmer-Schiefer | 16° | SW | gehemit | x | x | 1972-1975 1973-1975 1972-1973 | 12 17 14 | 0,17 0,09 0,36 | Ansätze v. Gärten d. gemitt. So- fluktion, Rasen gestuft | -0,3 (3 Jahre) -0,3 (2 Jahre) -0,2 | 1,1 0,7 2,0 |
| 17. | Nördl. Parador | 2425 | Glimmer-Schiefer | 28-30° | SW | gehemit | x | x | 1973-1975 1972-1973 1972-1975 | 13 7 5 | 0,28 0,13 0,37 | stufiger Rasen mit Rasengirlanden | 0,1 -0,5 0,2 | 1,7 0,8 2,1 |
| 18. | Unterhalb Velela | 2950 | Glimmer-Schiefer | 22-25° | S | gebunden | x | x | 1972-1973 1972-1975 | 10 10 | 0,74 0,78 | feuchtes Meisfeld nahe Schneefleck | 0,0 0,2 | 2,0 3,5 |
| 19. | Unterhalb Velela | 3000 | Glimmer-Schiefer | 30° | SSW | ungebunden | x | x | 1972-1973 1973-1975 1972-1975 | 16 16 16 | 0,49 0,98 0,82 | arm an Feinmaterial, fast Schutthalde | -0,2 -0,2 0,1 | 1,1 9,6 10,2 |
| 20. | Unterhalb Velela-Gipfel | 3165 | Glimmer-Schiefer | 19° | NNW | ungebunden | x | x | 1971-1972 1972-1973 1971-1975 | 22 25 21 | 1,05 1,19 1,42 | reich an Feinmaterial | 0,3 0,5 1,2 | 2,5 11,0 19,0 |
| V. Sierra Nevada Südseite | | | | | | | | | | | | | | |
| 21. | Oberhalb Capileira | 1750 | Glimmer-Schiefer | 20° | W | | x | x | 1972-1973 1973-1975 1972-1975 | 12 16 12 | 3 km oberhalb 0,02 0,23 0,02 | Capileira Kiefernauflistungsbereich mit verküppelten Eichen | -0,6 -0,4 -0,6 | 0,5 3,2 2,3 |
| 22. | Oberhalb Capileira | 1820 | Glimmer-Schiefer | 22,5° | W | | x | x | 1972-1973 1973-1975 1972-1975 | 14 15 14 | 0,69 1,41 1,11 | Kiefernauflistungsbereich, einige Eichen | -0,8 -0,1 0,3 | 1,4 9,3 10,2 |
| 23. | Nördl. Capileira | 2040-2050 | Glimmer-Schiefer | 18° | W | | x | x | 1971-1972 1972-1973 1971-1975 | 28 26 13 | 0,06 0,85 1,04 | Aufforstungsgebiet (5-10 J. alte Kiefern; künstlich terrassiert) | -1,1 -0,7 1,8 | 3,0 2,4 8,0 |
| 24. | Nördl. Capileira | 2290-2300 | Glimmer-Schiefer | 19-20° | S | gehemit | x | x | 1971-1972 1973-1975 | 30 13 | 0,85 -0,06 | Festuca-Terras- setten und -Gärten zwischen Zwergkiefern | -1,0 -1,0 | 3,0 0,9 |

| Meßfeld Nr. | Lokalität | Höhe ü.N.N. | Gestein | Neigung | Exposition | Solifluk- tionstyp | Art d. Meß- punkte | | Zeitraum der Messungen | Zahl der Messungen n | Durch- schnitts- wert \bar{x} cm / Jahr | Bemerkungen | Minimal- wert | Maximal- wert |
|----------------|--|----------------|---------------------------------|-----------------|------------|----------------------------|-----------------------|--------|---------------------------|----------------------------|--|---|------------------|------------------|
| | | | | | | | Holz- pflocke | Steine | | | | | | |
| 25. | Nördl. Capileira | 2400-2410 | Glimmer- Schiefer | 16° | WNW | gehemmt | x | | 1972-1973 | 14 | 0,67 | in oberstem Vor- kommen von Zwergkiefern, an natürlicher Waldgrenze | -0,3 | 1,2 |
| | | | | | | | x | | 1972-1975 | 14 | 0,71 | | 0,3 | 5,4 |
| 26. | Nördl. Capileira | 2460 | Glimmer- Schiefer | 15° z.T. 12° | SSW | gehemmt | x | | 1972-1973 | 27 | 0,09 | Miniaturterras- setten u. Ginster 55 %, trocken | -0,7 | 1,0 |
| | | | | | | | x | | 1972-1975 | 27 | 0,25 | | -0,8 | 2,7 |
| 27. | Nördl. Capileira | 2465 | Glimmer- Schiefer | 16-17° | S | gehemmt z.T. ungebunden | x | | 1971-1972 | 30 | 0,61 | Ginster u. - festuca in Stufen, Girlanden u. Schuttfelder aufgelöst, trocken | -0,2 | 1,9 |
| | | | | | | | x | | 1972-1973 | 27 | 0,33 | | -0,5 | 1,4 |
| | | | | | | | x | | 1971-1975 | 21 | 0,3 | | -1,2 | 3,2 |
| 28. | Nördl. Capileira westl. El Chorillo | 2720-2730 | Glimmer- Schiefer | 6° | E | ungebunden (vorwiegend) | | x | 1972-1975 | 26 | 0,62 | weitgehend ungebundene amorphe Soli- fluktion, wenig Ginster | 0,2 (3 Jahre) | 6,8 |
| | | | | | | | x | | 1972-1975 | 9 | 0,51 | | 0,9 (3 Jahre) | 2,5 |
| 29. | El Chorillo | 2765-2775 | Glimmer- Schiefer | 18-19° | S | gehemmt z.T. ungebunden | | x | 1971-1972 | 14 | 0,74 | trockenes Meß- feld, 20% Vege- tation (Ginster u. festuca- Raseninseln) | -0,3 | 1,5 |
| | | | | | | | | x | 1971-1975 | 13 | 0,31 | | -0,2 | 2,7 |
| | | | | | | | | x | 1971-1972 | 30 | 0,99 | | -0,2 | 3,5 |
| | | | | | | | | x | 1971-1975 | 25 | 0,34 | | -0,5 | 4,3 |
| 30. | S-Seite des Mulhacen | 2950 | Glimmer- Schiefer | 18° | S | ungebunden | | x | 1971-1972 | 28 | 0,49 | | -0,3 | 1,2 |
| | | | | | | | | x | 1971-1975 | 33 | 0,76 | | -0,5 | 13,3 |
| | | | | | | | | x | 1971-1972 | 11 | 0,34 | | -1,0 | 1,4 |
| | | | | | | | | x | 1971-1975 | 12 | 0,67 | | -0,2 | 4,5 |
| 31. | W-Seite des Mulhacen | 3055 | Granat- Glimmer- Schiefer | 30,5° | WSW | ungebunden | | x | 1972-1975 | 25 | 3,76 | | 2,7 | 27,8 |
| | | | | | | | | x | 1972-1973 | 26 | 3,63 | | 0,6 | 8,8 |
| 32. | W-Seite des Mulhacen | 3060 | Granat- Glimmer- Schiefer | 23-25° | WSW | ungebunden | | x | 1972-1975 | 38 | 2,62 | Lage 50 m ober- halb d. Straße Capileira-Veleta, oberh. km-Stein 28 | 0,8 | 26,3 |
| | | | | | | | | x | 1972-1973 | 38 | 2,54 | | -0,2 | 10,3 |
| 33. | Westl. Laguna de Caldera | 3085-3105 | Glimmer- Schiefer | 27° | SSE | ungebunden | | x | 1971-1975 | 53 | 1,69 | | 1,6 | 26,0 |
| | | | | | | | | x | 1971-1972 | 55 | 0,91 | | 0,0 | 10,8 |

3.3 Sierra de Urbión

Die Bergwelt der Sierra de Urbión ist von Covaleda (nordwestl. der Provinzhauptstadt Soria gelegen) über Forstwege gut mit dem Auto zu erreichen (Top. Karte v. Spanien 1:50 000, Blatt 316 Quintanar de la Sierra). Die Sierra de Urbión gehört zum nördlichen Iberischen Randgebirge und wurde bei BROSCHE (1978 a, 60 - 62, Abb. 25, 26) ausführlich behandelt und abgebildet. Eine an der Vorder- und Rückseite glazial überprägte mächtige Sandsteinschichtstufe bzw. ein Sandsteinschichtkamm, bestehend aus Mergeln im Sockelbildner und mächtigen, z. B. bankigen Sandsteinen im Stufenbildner - oberhalb der Waldgrenze gelegen - weist einen lebhaften Formenschatz der gebundenen Solifluktion auf. Dies gilt besonders für die steile Vorderseite, weniger für die flach (8 - 15°) abfallende Rückseite. An den windausgesetzten Rückenlagen dagegen ist die Vegetation aufgelockert, und ein Formenschatz der gehemmten Solifluktion stellt sich hier häufig ein. Abb. 6 gibt einen guten Eindruck von der rasenbewachsenen Vorderseite der Schichtstufe, an der neben Solifluktionsszungen, -halbzungen, Loben und Schrägterrassen der gebundenen So-

lifluktion auch riesige Wanderblöcke vorkommen, die vermessen wurden. Wenn in der Einleitung (Kap. 2) von Holzpflocken die Rede war, die vermutlich von Hirten entfernt worden sind, so bezogen sich die Bemerkungen vor allem auf dieses Gebiet. Nicht auszuschließen ist allerdings auch, daß die Holzpflocke von Rasenstraten innerhalb eines Jahres "überflossen" und damit verdeckt worden sind (s. u.). Obwohl hier ursprünglich in mehreren Meßfeldern mehrere hundert Holzpflocke installiert und vermessen worden waren, konnten nur ganz wenige (5 Exemplare - Meßfeld 14) über einen Zeitraum von 2 Jahren 1971 bis 73 nachgemessen werden. Die Ergebnisse mit einem Durchschnittswert von 6,54 cm/Jahr entsprechen der Vermutung, daß an diesem Hang bei 25 bis 31° Neigung ein intensives Fließen vorliegt. Dabei kann es sich allerdings um eine Kombination von Gelisolifluktion und Durchtränkungsfließen handeln, denn bei NE-Exposition hält sich hier der Schnee bis lange in den Sommer und liefert reichlich Schneeschmelzwasser. Eindeutige Wanderungsbeträge wiesen hier auch die Wanderblöcke von einer Größe auf, wie sie in Abb. 1 zu sehen ist. Da sie viel tiefer in den lehmig-tonigen Untergrund hineinreichen als die instal-



Abb. 6: NE-Seite der Llanos de la Sierra (2183 m) in der Sierra de Urbión (westl. Soria, nördliches Iberisches Randgebirge). Ab ca. 2030 m im Sandsteinschutt und roten Mergel (Mergel stellt Sockelbildner einer Sandstein-Schichtstufe) ein lebhafter Formenschatz der gebundenen Solifluktion mit Solifluktionsszungen, -halbzungen und Schrägstufen. Im oberen Teil 25 - 31°, NE-Exposition (Meßfelder 14 und 15).

Fig. 6: NE side of the Llanos de la Sierra (2183 m) in the Sierra de Urbión (west of Soria, northern Iberic ridge mountains - Nördliches Iberisches Randgebirge). Above 2030 m in sandstone waste and red marl vivid forms of the "gebundene Solifluktion" with solifluction lobes, "Halbzungen" (half-tongues) and "Schrägstufen" (oblique steps). In the upper part 25 - 31°, NE-exposition (experimental sites 14 and 15).

lierten Holzpflocke, erfahren sie offenbar eine nicht so schnelle Bewegung wie die sich an der Hangoberfläche recht schnell bewegendenden Straten aus rasenbestandenem lehmigem Material. An steileren Hängen von 25 bis 31° bewegen sich die dicken Wanderblöcke, was nicht verwunderlich ist, offenbar schneller (2,53 cm/Jahr) als an nur 20 - 25° geneigten Hangpartien (1,22 cm/Jahr). Alle hier genannten Daten wiesen signifikante Unterschiede auf.

Insgesamt läßt sich sagen, daß sich die Vermutungen bezüglich einer intensiven Massenverlagerung an diesem Stufenhang voll durch die Messungen bestätigen ließen. Neben dem Formenschatz der gebundenen Solifluktion, wie er auch in Abb. 6 zum Ausdruck kommt, wurde zusätzlich die Feinbeobachtung gemacht, daß sich selbst bei flacheren Neigungen von 10 bis 15° am Übergang des Hanges zum schwach geneigten Hangfuß Rasendecken regelrecht in dünnen Straten von einigen Zentimetern Dicke überfließen. Dabei ist stellenweise und temporär eine starke Durchtränkung des Geländes festzustellen.

Alle oben mitgeteilten und in Tab. 1 aufgeführten Daten stammen allerdings von dem oberen Abschnitt

des Stufenhanges, der nur ca. 8 - 15 m von der anstehenden Felswand (Meßpunkt) entfernt liegt. Am mittleren und unteren Hang wären vermutlich unter dem starken Wirken des Durchtränkungsfließens ganz ähnliche Beträge zu ermitteln, wie sie z. B. DEGE (1941) mitgeteilt hat (vgl. Kap. 1).

3.4 Sierra Nevada (Nordseite)

Auf der N-Seite der Sierra Nevada Spaniens (Bl. 1:50 000: 1027 Guejar Sierra) wurden fünf Meßfelder in Höhen zwischen 2300 und 3165 m ü. M. angelegt. Die unteren Meßfelder 16 und 17 liegen bei 2300 und 2425 m ü. M. im Bereich des schwach aufgelösten Rasens. Die Abb. 7 (Meßfeld 16) steht stellvertretend für das Meßfeld 17 und läßt Kleinstufen und schwach entwickelte Girlanden der gehemmten Solifluktion erkennen (links unten) bzw. vermuten. Aufgrund dieses Formenschatzes der gehemmten Solifluktion an mittelsteilen Glimmerschieferhängen von 16 bis 20° bei einer Vegetationsbedeckung von ca. 50 % wurde von BROSCHE (1978 a: 74 ff., S. 110) die untere Solifluktionsgrenze bei 2300 m angesetzt. Der Hang ober



Abb. 7: Unterstes Meßfeld auf N-Seite der Sierra Nevada nördl. des Parador (Straße Granada - Veletagipfel) bei 2280 - 2300 m. Stufiger Hang mit festuca-Rasen und Zwergginster, Vegetation ca. 50 %. Glimmerschiefer, 16°, SW-Exposition; schwach entwickelte Girlanden der gehemmten Solifluktion kaum erkennbar. Meßfeld etwa parallel zum unteren Bildrand verlaufend. Im Hintergrund Skistadt der Sierra Nevada im Entstehen begriffen bei ca. 2200 m.

Fig. 7.: Lowest experimental site on the northern side of the Sierra Nevada, north of the parador (road Granada - Veleta summit) at 2280 - 2300 m. Stepped slope with festuca-turf and broom, vegetation covers 50 % of the soil. Schists of glimmer, 16°, SW-exposition; weak developed guirlands of the "gehemmte Solifluktion" can hardly be noticed. Experimental site ± parallel to the lower ridge of the picture. In the background "skicity" of the Sierra Nevada at 2200 m just being built.

halb der Straße wird von Skifahrern nicht benutzt, dient jedoch als Weidegebiet. Wie die variierende Zahl der Messungen in Meßfeld 16 für die verschiedenen Meßzeiträume zeigt, gab es mehrfach Verluste der Holzpflocke. Für den dreijährigen Meßzeitraum von 1972 bis 1975 konnte bei 12 ständig vermessenen Holzpflocken ein Mittelwert von 0,17 cm/Jahr ermittelt werden. Im Zeitraum 1972 - 73 lag der Jahresdurchschnittsbetrag bei 14 Holzpflocken aber bei 0,36 cm. Die Minimal- und Maximalwerte zeigen keine Besonderheiten, d. h. keine bemerkenswerten "Ausreißer". Das verwundert bei 18 cm tief eingeschlagenen Holzpflocken auch nicht. Das Hauptergebnis zu diesem Meßfeld lautet, daß hier bereits meßbare, wenn auch noch geringe Bodenbewegungsbeträge vorliegen, die vermutlich auch ein wenig durch Viehtritt mitverursacht werden.

Das ca. 125 m höher gelegene Meßfeld 17 weist bei gleicher SW-Exposition 28 - 30° Neigung auf. Auch hier liegt stufiger Rasen mit festuca-Girlanden der gehemmten Solifluktion vor. Die Vermutung, daß in diesem Meßfeld, ebenfalls aus Holzpflocken aufgebaut, höhere durchschnittliche Jahresbewegungsbeträge vorliegen würden als im Meßfeld 16, bestätigte sich für den ersten Meßzeitraum 1972/73 mit Bewe-

gungsbeträgen von nur 0,13 cm/Jahr bei 7 Messungen nicht. Bei nur 5 kontinuierlich vermessenen Holzpflocken bestätigt sich allerdings diese Vermutung für den 3-Jahreszeitraum von 1972 bis 1975. Da die Durchschnittswerte/Jahr in beiden Meßfeldern sehr stark von einzelnen Maximalwerten beeinflusst werden können und die Zahl der Messungen in beiden Meßfeldern sehr gering ist, wird diesen Aussagen wenig Bedeutung beigemessen. Auch auf eine statistische Überprüfung dieser Werte wird verzichtet. So bleibt lediglich die Feststellung zu treffen, daß auch im Meßfeld 17 bei 2425 m nachweisbar mit flächenhaften Bodenbewegungen zu rechnen ist, die bis in ± 18 cm Tiefe hinabgehen. Dabei sind die Bodenbewegungen eigentlich nur für die Schuttfelder zwischen den Rasenstufen und -girlanden der gehemmten Solifluktion nachweisbar.

Die Meßfelder 18 - 20 liegen wenigstens 500 m höher als das Meßfeld 17. In diesen Höhen herrscht bereits weitflächig unbewachsener Glimmerschieferschutt vor, der zur Höhenstufe der ungebundenen Solifluktion zu zählen ist (BROSCHKE 1978 a: 110 f.). Das rasenbewachsene muldenförmige Gelände der Abb. 8 (Meßfeld 18) stellt in dieser Höhe von 2950 m ü. M. eine Ausnahme dar, da hier lange Zeit im Jahr Schnee-



Abb. 8: Meßfeld 18 bei 2950 m an der Nordseite des Veletagipfels. Glimmerschiefer, 22 - 25°, S-Exposition, gebundene Solifluktion mit einigen schwach entwickelten Rasenzungen, die kuppiges Mikrorelief enthalten; feuchtes Meßfeld unterhalb eines lange anhaltenden Schneeflecks. Lokalität liegt nahe den obersten minas, westl. der Hauptstraße zum Veletagipfel nahe einem Weg, der bei 3000 m nach W zu den minas führt, wenig nördl. eines kleinen Stausees, der in Karbecken angelegt wurde.

Fig. 8: Experimental site 18 at 2950 m on the northern side of the Veleta summit. Schists of glimmer, 22 - 25°, S-exposition, "Gebundene" solifluction with some weakly developed turf tongues, which contain "kuppiges Mikrorelief"; moist experimental site below a long lasting snow spot. Locality is situated near to the upper "minas", west of the mainroad to Veleta summit, in the neighbourhood to a dirt road, which leads to the "minas" at 3000 m in a westerly direction.

deckeneinfluß besteht (vgl. auch SOUTADÉ und BAUDIÉRE 1970, deren Ergebnisse bei BROSCHE 1978 a: 75 f. ausführlich zusammengefaßt werden). Das Hauptergebnis zu den dreijährigen Messungen in diesem Meßfeld lautet: bei 22 - 25° geneigtem zusammenhängendem Rasen mit schwach entwickelten Rasenloben herrscht in S-Exposition bereits eine deutliche

cm. Wie sich bei der Betrachtung der Meßfelder der Südseite der Sierra Nevada noch zeigen wird, sind die eben mitgeteilten jährlichen Bewegungsbeträge recht niedrig; sie würden sogar noch deutlich geringer sein, wenn nicht zwei "Ausreißer" (9,6 cm - 1973 - 1975 bzw. 10,2 cm - 1972 bis 75) auftreten würden. Der Schlüssel zur Deutung dieser geringen jährlichen Durch-



Abb. 9: Meßfeld 19. Amorpher Wanderschutt der ungebundenen Solifluktion. 3000 m, Glimmerschiefer, oberer Teil 30°, unterer Teil 34 - 35°. Blick schräg hangabwärts auf das Meßfeld, SSW-Exposition, kaum Feinmaterial; Meßfeld, dessen oberer Punkt bei 3000 m liegt, ist fast eine Schutthalde.

Fig. 9: Experimental site 19. Amorph solifluction waste of the free solifluction, 3000 m, schists of glimmer, upper part 30°, lower part 34 - 35°. View oblique downwards at the experimental site, SSW-exposition, little fine material; this experimental site is nearly a "Schutthalde".

flächenhafte Bodenbewegung von 0,74 cm/Jahr (1972/73) bzw. 0,78 cm/Jahr (1972/75). Dabei blieb die Pflanzzahl von 10 konstant. Die aus der Makrobetrachtung (schwach entwickelte Loben der gebundenen Solifluktion) heraus gewonnene Vermutung zur Bodenbewegung wird durch die Messungen eindrucksvoll bestätigt und in etwa quantifiziert.

Das um 50 m höher, bei 3000 m liegende Meßfeld 19 (Abb. 9) liegt unterhalb großer glatter Felsflächen mit einem klar entwickelten Wassereinzugsgebiet und wird durch die ausführliche Bildcharakterisierung ausreichend vorgestellt. Es liegt bereits in der Frostschuttzone, also im Bereich der ungebundenen Solifluktion. Hier wurden 16 Steine auf einem 30 bis 35° steilen Hang markiert, die von wenig oder von keinem Feinmaterial ummantelt waren. Der durchschnittliche Bewegungsbetrag für den Zeitraum von 1972 bis 1975 betrug 0,82 cm, für den Zeitraum 1972 bis 73 0,49 cm, für den Zeitraum 1973 bis 1975 0,98

schnittswerte liegt in der bereits erwähnten Feinmaterialarmut, d. h. in der Tatsache, daß hier bei 30 - 35° Neigung bereits fast Schutthaldenverhältnisse vorliegen. Somit handelt es sich nicht um ein typisches Meßfeld der ungebundenen Solifluktion.

Das Meßfeld 20 dagegen liegt bei 3165 m direkt unterhalb einer Wand des Veletagipfels in NNW-Exposition (ein Bild liegt nicht vor.) Bei nur 19° Hangneigung und reichlich Feinmaterialanteil wurden 22 (Zeitraum 1971/72), 25 (Zeitraum 1972/73) bzw. 21 Steine (Zeitraum 1971 - 1975) vermessen. Über das Meßfeld lief 1971 und 1972 noch keine Skipiste; das Veletagebiet wurde erst, wie Abb. 7 zeigt, ab 1971/72 zu einem Skipisten-Zentrum ausgebaut. Wie oben bereits angedeutet, konnten im Bereich der ungebundenen Solifluktion selbst bei nur 19° Hangneigung bereits ganz deutliche jährliche durchschnittliche Bewegungsbeträge (1971 - 1972: 1,05 cm/Jahr; 1972 - 1973: 1,19 cm/Jahr; 1971 - 1975: 1,42 cm/Jahr) regi-

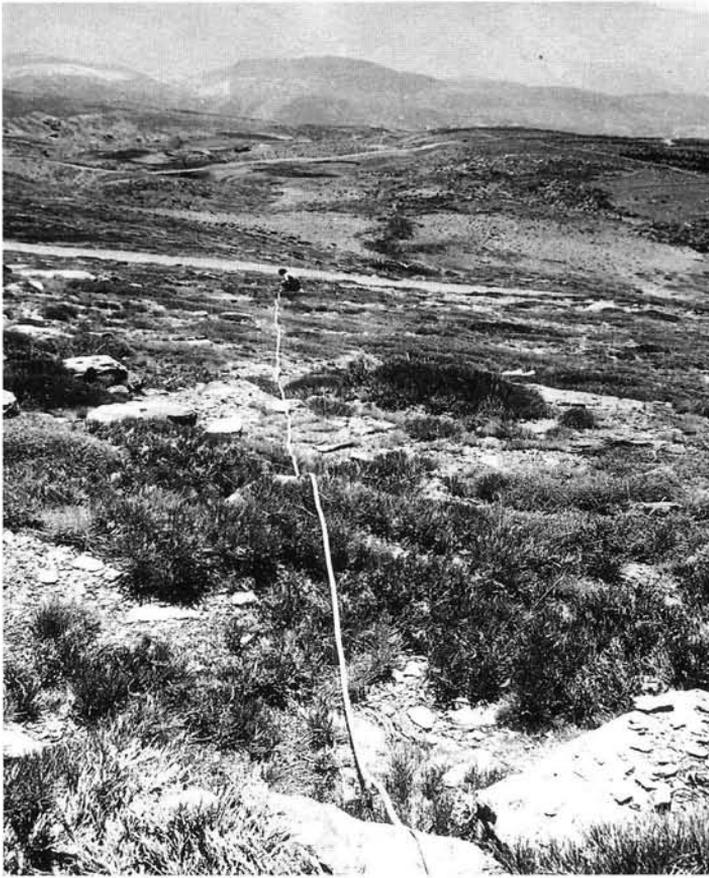


Abb. 10: Meßfeld 21 auf der Südseite der Sierra Nevada bei 1750 m. Glimmerschiefer, 20°, W-Exposition. Kiefernauflastungsgebiet mit verkrüppelten Eichenresten, Ericaarten und festuca-Rasen. Oberhalb der angegebenen höchsten Gehöfte gelegen. Schuttdecke 20 - 30 cm mächtig. Noch kein solifluidaler Formenschatz erkennbar. 3 km oberhalb Capileira an Piste Capileira - Veletagipfel.

Fig. 10: Experimental site 21 on the southern side of the Sierra Nevada at 1750 m. Schists of glimmer, 20°, W-exposition. Afforested pine trees with crippled oaks, ericaceen plants and festuca turf. Situated above the highest former little farms. Waste 20 - 30 cm thick. Solifluidal forms not yet visible. 3 km upward of Capileira on the road Capileira-Veleta.

striert werden. Sie bleiben auch bemerkenswert, wenn man die "Ausreißer" (11,0 cm: 1972 - 1973 bzw. 19,0 cm: 1971 - 1975) berücksichtigt. Aber die Minimalwerte (1971 - 72: 0,3 cm/Jahr; 1972 - 73: 0,5 cm/Jahr und 1971 - 1975: 1,2 cm/Jahr) zeigen an, daß alle Steine in diesem Meßfeld in deutlicher Hangabbewegung sind. Die hier ermittelten jährlichen Bewegungsbeiträge werden bei der Betrachtung des Abtragungsgeschehens auf der S-Seite der Sierra Nevada, wo 13 Meßfelder vermessen wurden, zum Vergleich heranzuziehen sein.

3.5 Sierra Nevada (Südseite)

Die Meßfelder 21 - 33 konnten von der Piste Capileira-Veleta-Gipfel aus relativ gut erreicht werden. Bei den Meßfeldern 21 - 24 handelt es sich vermutlich insofern um einzigartige Untersuchungsobjekte, als es in der Literatur etliche Vermutungen und Äußerungen zu flächenhaften Bewegungsvorgängen in der oberen montanen Stufe gibt, jedoch m. W. bisher keinerlei Quantifizierungen oder exakte Meßergebnisse vorliegen. Die Meßfelder 21 - 24 (siehe Abb. 10 - 12) werden hier gemeinsam betrachtet. Die Meßfelder wurden, wie Tab. 1 zeigt, zwischen 1750 m (oberhalb

der höchsten, 1971 bereits aufgegebenen Gehöfte mit ehemaligem Getreideanbau) und 2300 m ü. M. angelegt. Bei gleichem Gestein (Glimmerschiefer), etwa gleicher Hangneigung (18 - 22,5°), ähnlicher Exposition (dreimal W-, einmal S-Exposition) liegt ein Kiefernauflastungsgebiet vor, das schwach terrassiert ist (künstliche Auflastung) und z. T. noch Eichen in Krüppelwuchsform enthält. Die Oberfläche ist durch ein Abwechseln von Schuttfeldern (z. T. von niedrigen Rasenterrassen begrenzt) und Vegetationsinseln gekennzeichnet. Lediglich bei Untersuchungsfeld 24 (2290 - 2300 m) kann man bereits vom Beginn des Auftretens von Formen der gehemmten Solifluktion sprechen. Aus Beobachtungen in der weiteren Umgebung geht hervor, daß die obere natürliche Waldgrenze mit Kiefern etwa bei 2400 m ü. M. liegt (BROSCHKE 1978 a: 74). Bis etwa zu dieser Höhe betreibt der Mensch auch die künstliche Auflastung - jedoch anscheinend nicht mit durchgreifendem Erfolg. Die Einzelcharakterisierung der Meßfelder sei den Beschreibungen der Abbildungen 10 - 13 entnommen. Als Hauptergebnis sei herausgestellt, daß wie bei den untersten Meßfeldern auf der Nordseite der Sierra Nevada (Meßfelder 16 und 17 oberhalb der Skistation - Höhensiedlung) auf den Schuttfeldern zwischen den



Abb. 11: MeiBfeld 22 bei 1820 m, StraÙe Capileira - Veletagipfel (Südseite der Sierra Nevada), 150 m oberhalb km-Stein 10, 22,5°, W-Exposition, trockenes MeiBfeld, 35 - 40 % von Vegetation bedeckt, Kiefernauforstungsgebiet, z. T. noch alte Zwergeichen.

Fig. 11: Experimental site 22 on 1820 m, road from Capileira to Veleta (southern side of Sierra Nevada), 150 m above km rock 10, 22,5°, W-exposition, dry experimental site, 35 - 40 % covered by vegetation, pines afforested, interspersed with some old, crippled oaks.



Abb. 12: MeiBfeld 23 auf S-Seite der Sierra Nevada zwischen 2040 und 2050 m, 18°, Glimmerschiefer, W-Exposition, Kiefernauforstungsgebiet mit 5 - 10 Jahre alten Kiefern, künstlich terrassierter Hang. Oberhalb km-Stein 13 der StraÙe Capileira - Veletagipfel. Holzpflocke auf flächenhaften Teilen der Terrassen versenkt. Schutt 20 - 30 cm mächtig, Pflöcke in einem Jahr um 4 - 6 cm gehoben.

Fig. 12: Experimental site 23 at the southern part of the Sierra Nevada between 2040 and 2050 m. 18°, schists of glimmer, W-exposition, pines planted 5 to 10 years ago, artificially terraced slope. Above km stone 13 of the road Capileira - Veleta. Wooden stakes put into soil on the plain parts of the terraces. Waste 20 - 30 cm thick, stakes elevated 4 - 6 cm in one year.

Vegetationsinseln entweder faktisch keine oder nur geringfügige jährliche Bewegungsbeträge (- 0,06 cm/Jahr bis maximal 1,41 cm/Jahr) zu registrieren sind. Die relativ hohen Beträge dürften allerdings durch die "Ausreißer" (Maximalwerte in Tab. 1) verursacht sein. Die "Ausreißerbeträge" liegen zwar "nur" bei 8,0 bzw. 10,2 cm. Sie dürften jedoch die relativ hohen Jahresdurchschnittswerte zu einem erheblichen Teil verursachen. Für ihr Zustandekommen dürfte am ehesten Gemen-, Vieh- oder Hirtentritt in Frage kommen. Von einer weitflächigen Hangabwärtsverlagerung der gesamten 18 - 20 cm mächtigen Schuttschicht (incl. des vegetationsbestandenen Teils) kann man noch nicht sprechen.

Damit kann man die oberste montane Stufe wohl noch nicht - allenfalls bedingt - zur Solifluktionszone (rezente Periglazialzone) rechnen. Die Festsetzung der unteren Solifluktionsgrenze auf der S-Seite der Sierra Nevada bei 2450 - 2500 m ü. M. durch BROSCHE (1978 a: 76) scheint also, wie die Ergebnisse der Meßfelder 25 - 27 zeigen werden, voll berechtigt gewesen zu sein. Allgemein läßt sich feststellen, daß im untersten Meßfeld 21 bei 1750 m noch kaum - in keinem Zeitabschnitt - von flächenhaften Bewegungen gesprochen werden kann, in den Meßfeldern 22 - 24 jedoch zumindest in manchen Meßperioden schon deutlich meßbare Werte festgestellt werden können.

Ab 2460 m (Meßfeld 26) treten vermehrt Miniaturterrassetten mit festuca-Umrandung auf, die z. T. girland-

denförmig durchgebogen sind; von diesem Solifluktionstyp der gehemmten Solifluktion, der auf seinen Schuttfeldern Erdknospen und kurze Erdstreifen aufweist, manchmal sogar kleine Steinnetzwerke, findet man z. T. kleine zusammenhängende Vorkommen, was das Ansetzen der unteren Solifluktionsgrenze rechtfertigt. In einem abrupten Ansteigen der Bewegungsbeträge äußert sich dies allerdings nicht, wie die Betrachtung der jährlichen Durchschnittswerte der Meßfelder 25 - 27 zeigt. Diese liegen zwischen 0,09 cm/Jahr (Meßfeld 26 - 1972 bis 73 und 0,71 cm (Meßfeld 25: 1972 - 1975). Die für die "Ausreißer" registrierten Maximalwerte verlieren bei diesen drei Meßfeldern deutlich an Gewicht, was ihre Einflußnahme auf den jährlichen Mittelwert betrifft. Zusammenfassend läßt sich jedoch hervorheben, daß die makroskopisch feststellbare flächenhafte Bodenverlagerung der gehemmten Solifluktion (Miniaturterrassetten und -girlanden) und die auf Schuttfeldern sichtbare frostdynamische Aktivität (Erdknospen und kurze Erdstreifen) in dieser Höhenzone (ab ca. 2450 - 2500 m ü. M.) sehr auffallend sind.

Im Bereich der überwiegend ungebundenen Solifluktion befindet man sich bereits bei 2720 - 2730 m im Meßfeld 28 westlich der Lokalität "El Chorillo" (dieser Name taucht u. a. an Straßenschildern an der Piste zweimal auf). Abb. 13 und die Bilderläuterung charakterisieren dieses Meßfeld auf nur 6° geneigtem Gelände ausreichend. Unterhalb dieses Meßfeldes be-



Abb. 13: Meßfeld 28, nördl. Capileira an der Straße Capileira - Veletagipfel bei 2720 - 2730 m, westl. d. nördl. Schildes mit der Aufschrift "El Chorillo" auf der Südseite der Sierra Nevada. Glimmerschiefer, 6°, E-Exposition. Trockenes Meßfeld mit amorpher ungebundener Solifluktion.

Fig. 13: Experimental site 28, north of Capileira on the road Capileira - Veleta at 2720 - 2730 m, west of the northern shield with the inscription "El Chorillo". Southern side of Sierra Nevada. Schists of glimmer, 6°, E-exposition. Dry experimental site with amorph free solifluction.

finden sich weit ausgedehnte Miniaturstreifenfelder, wie sie sonst nirgends mehr in dieser Ausdehnung auf der Iberischen Halbinsel gefunden worden sind (BROSCHÉ 1978 a: Abb. 36, S. 78). Hier wurden sowohl Steine als auch Holzpflocke vermessen. Gemessen wurde in den Jahren 1972 (Erstmessung), 1973 und 1975. Die Ergebnisse lauten: Für 26 markierte Steine wurde als Jahresdurchschnittswert dreier Jahre (1972 - 1975) ein Wert von 0,62 cm/Jahr, für 9 Holzpflocke

Jahr herausgefroren und umgekippt waren. Das Meißfeld 29 (Abb. 14 charakterisiert es) liegt östlich des oberen Schildes "El Chorillo" auf der Piste Capileira-Veletagipfel. Die ungebundene Solifluktion wird durch eine paramoartige Vegetation (aus Zwergginster und einer festuca-Art bestehend) ein wenig gehemmt. Bisweilen treten einige Schuttstufen auf, meistens liegt amorpher Schutt vor, in dem einige Erdknospen sichtbar sind. Obwohl es Anzeichen von Spü-

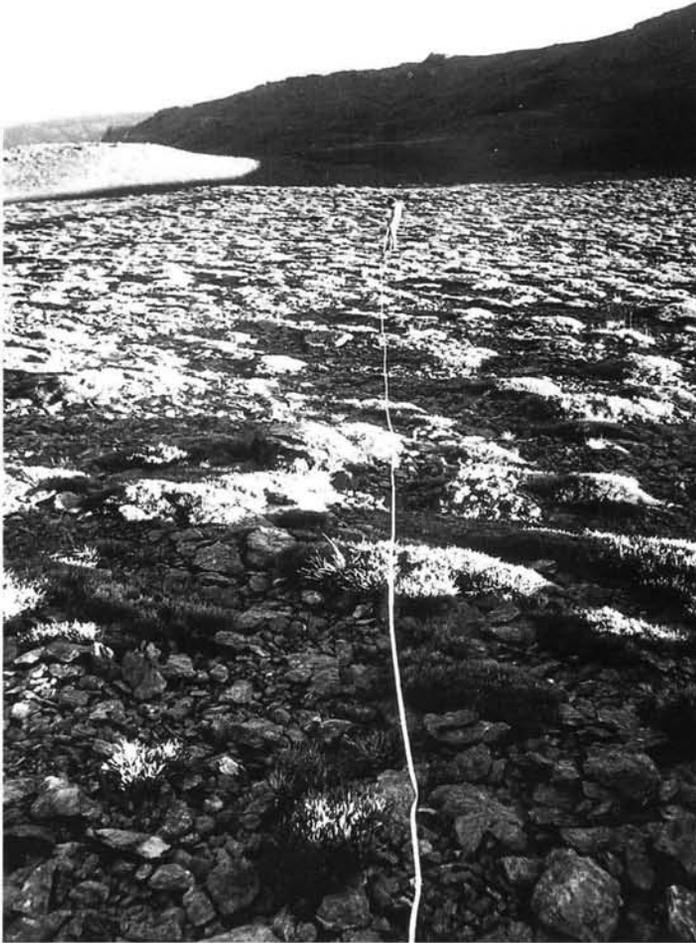


Abb. 14: Meißfeld 29. Lokalität "El Chorillo" östl. der Piste Capileira - Veletagipfel, S-Seite der Sierra Nevada, 2765 - 2775 m, 18 - 19°, Glimmerschiefer, S-Exposition. Teils ungebundene Solifluktion, teils Paramo-artige Polstervegetation. Steine und Pflöcke im trockenen Meißfeld vermessen.

Fig. 14: Experimental site 29. Locality "El Chorillo" east of the road Capileira - Veleta, southern side of Sierra Nevada, 2765 - 2775 m, 18 - 19°, schists of glimmer, south-exposition. Partly free solifluction, partly paramo-like bolster vegetation. Stones and stakes measured in the dry experimental site.

für den gleichen Zeitraum ein Jahresdurchschnittswert von 0,51 cm ermittelt. Die Maximalwerte (Stein: 6,8 cm für 3 Jahre bzw. Pflöck: 2,5 cm für 3 Jahre) fallen kaum ins Gewicht. Die Bewegungsbeträge sind bei der doch nur geringen Hangneigung von 6° als recht bedeutend anzusehen. In dieses Bild einer lebhaften frostdynamischen Aktivität passen auch die über Hunderte von Quadratmetern ausgedehnten, selbst im Hochsommer noch sehr frisch wirkenden Miniatur-Strukturböden vom Erdstreifentyp (s. o.). In diesen Erdstreifen 8 - 9 cm tief eingeschlagene, 10 cm lange runde Holzpflocke (vgl. Kap. 2) erbrachten leider keine Meißergebnisse, da sie sämtlich nach einem

lung gibt (etliche locker liegende Steine weisen darauf hin), liegt hier offenbar doch eine weitgehend undifferenzierte Wanderschuttdecke vor, in der auch einige "Bremsblöcke" i. S. HÖLLERMANNS (1964) vorkommen, die vom Schutt umflossen werden. Auch Vegetationsinseln werden vom Schutt umflossen, wie sich an der Stauchung und Kantenstellung des Schuttes erkennen läßt. Sowohl Holzpflocke als auch markierte Steine wurden vermessen. Die Minimalwerte zeigen, daß hier die Steine und Holzpflocke z. T. über den Zeitraum von 4 Jahren unbeweglich blieben bzw. daß vielleicht sogar Tiertritt (Gemsen) am Werk war. In der Periode 1971 - 72 wurden sowohl bei den Holz-



Abb. 15: Meßfeld 30. S-Seite des Mulhacén in 2950 m Höhe, S-Exposition, 18° Neigung. Glimmerschiefer, ungebundene Solifluktion, 220 m oberhalb Meßfeld 29; Holzpflocke und Steine wurden vermessen. Meßfeld offenbar gut durchfeuchtet infolge langer Schneeschmelzwasserzufuhr.

Fig. 15: Experimental site 30. Southern side of Mulhacén in a height of 2950 m, S-exposition, 18°, schists of glimmer, free solifluction, 220 m above experimental site 29; stakes and stones were measured. Experimental site apparently well moistured because of long-lasting input of melting water.



Abb. 16: Meßfeld 32 an der W-Seite des Mulhacén, 3060 m, Granatglimmerschiefer, 23 - 25°, WSW-Exposition, 50 m oberhalb km-Stein 28 der Piste Capileira - Veletagipfel, amorpher Wandschutt der ungebundenen Solifluktion.

Fig. 16: Experimental site 32 on the W-side of Mulhacén, 3060 m, "Granatglimmerschiefer", 23 - 25°, WSW-exposition, 50 m above km-stone 28 of the road Capileira - Veleta. Amorph solifluction waste of free solifluction.

pflöcken (0,74 cm/Jahr) als auch bei den Steinen (0,99 cm/Jahr) höhere durchschnittliche Bewegungsbeträge registriert als im Jahresdurchschnitt der vierjährigen Meißperiode von 1971 bis 1975 (0,31 cm/Jahr - Pflöcke, 0,34 cm/Jahr - Steine). Die Maximalwerte sind nicht als "Ausreißer" einzustufen, d. h. sie nehmen keinen bemerkenswerten Einfluß auf die Mittelwertbildung. Bis in knapp 20 cm Tiefe ist hier der Boden schwach beweglich, wie sich aus den kaum differierenden Durchschnittswerten für Pflöcke und Steine ergibt. Die Messungen wurden ganz überwiegend auf den Schuttfeldern zwischen der Vegetation vorgenommen. Die recht mäßigen Bewegungsbeträge entsprechen den Erwartungen, die man an ein trockenes S-exponiertes Meißfeld mit mittlerer Hangneigung stellt.

Die Meißfelder 30 - 33 (Abb. 15 - 18) liegen allesamt im Bereich der ungebundenen Solifluktion, in der nur vereinzelt auftretende Vegetationsflecken die Schuttbewegung nicht mehr zu behindern scheinen. Das u. a. durch die Bildbeschreibung (Abb. 15) charakterisierte Meißfeld 30 ist durch eine geringe Vegetationsbedeckung und dadurch gekennzeichnet, daß hier im Höhenstockwerk der fast schon durchgängig wirkenden ungebundenen Solifluktion größere Bremsblöcke neben feinem und mittelgrobem Schutt vorkommen. Bis 3050 m ü. M. sind hier noch Zwergginsterflecken möglich. Im Gegensatz zum Meißfeld 29 zeigen hier die Messungen für 1971 bis 1972

sowohl bei den Holzpflöcken als auch bei den Steinen deutlich geringere Werte (0,34 cm/Jahr - Pflöcke, 0,49 cm/Jahr - Steine), als sie für die vierjährige Periode 1971 - 1975 als Jahresdurchschnittswert ermittelt werden konnten (Pflöcke: 0,67 cm/Jahr; Steine 0,76 cm/Jahr). Wie im Meißfeld 29 geht hier die flächenhafte Schuttverlagerung bis mindestens 20 cm tief hinunter, wie sich aus den kaum variierenden Werten für Pflöcke und Steine ablesen läßt. Der etwas höhere Jahresdurchschnittswert für den Zeitraum 1971 - 1975 für Steine erklärt sich möglicherweise durch den Maximalwert von 13,3 cm eines Steines in vier Jahren. Die gegenüber den Meißfeldern 31 - 33 (wo die Hänge 23 - 30,5° abfallen) geringere Hangneigung ist vermutlich der Grund für die insgesamt gesehen noch recht mäßigen jährlichen Schuttbewegungsbeträge. Die drei letzten Meißfelder (31 - 33 - vgl. Abb. 16 - 18) wurden in der eindeutig zur Frostschuttzone gehörenden höchsten periglazialen Stufe der Sierra Nevada angelegt. Sie liegen alle in etwa in der gleichen Höhe zwischen 3055 m und 3105 m ü. M. Bei gleichem Ausgangsgestein (Granatglimmerschiefer) liegt zweimal (Meißfeld 31 und 32) WSW-Exposition, einmal (westl. d. Laguna de Caldera) SSE-Exposition vor.

In allen Meißfeldern wurden Steine markiert, die in der Regel im Feinmaterial "schwammen". Es ist damit zu rechnen, daß das Feinmaterial im Laufe der Jahre der Messungen in verschiedenen Fällen durch Abspülung verlagert wurde und Steine ihre erdige Un-



Abb. 17: Meißfeld 31, W-Seite des Mulhacén, 3055 m, Granatglimmerschiefer, 30,5° (im oberen Bildteil unterhalb der Felsen), WSW-Exposition, 50 m östlich des km-Steins 28, auf Glatthang unterhalb des Mulhacén (3478 m) gelegen. Amorphe ungebundene Solifluktion.

Fig. 17: Experimental site 31, W-side of Mulhacén, 3055 m, "Granatglimmerschiefer", 30,5° (in the upper part of the picture below the rocks), WSW-exposition, 50 m east of the km-stone 28, situated on a "Glatthang" below Mulhacén (3478 m). Amorph free solifluction.



Abb. 18: Meißfeld 33. Sierra Nevada-Südseite zwischen Mulhacén (3478 m) und Veleta (3392 m), westl. der Laguna de Caldera oberhalb der Piste Capileira-Veleta, 3085 - 3105 m, Glimmerschiefer, 27°, SSE-Exposition, 26,1 km oberhalb Capileira. Ungebundene Solifluktion. Im Feinmaterial "Kräuselboden" i. S. TROLLS (1944) und Kammeisenstreifenboden entwickelt, daneben Feinerdenknospen.

Fig. 18: Experimental site 33. Southern side of Sierra Nevada between Mulhacén (3478 m) and Veleta (3392 m), west of Laguna de Caldera above the road Capileira - Veleta, 3085 - 3105 m, schists of glimmer, 27°, SSE-exposition, 26,1 km above Capileira. Free solifluktion. In the finer material "Kräuselboden" in the sense of TROLL (1944) and "Kammeisenstreifenboden" with "Erdknospen".

terlage verloren haben. Die Annahme vor Anlage der Meißfelder lautete, daß hier recht deutliche Schuttdeckenbewegungsbeträge zu ermitteln seien, die denen in der Frostschuttzone der Picos de Europa (Meißfelder 5 und 6) nahekommen würden. Die ermittelten jährlichen Bewegungsbeträge:

- Meißfeld 31: 30,5° Neigung
1972 - 1975: 3,67 cm/Jahr
1972 - 1973: 3,63 cm/Jahr
- Meißfeld 32: 23 - 25° Neigung
1972 - 1975: 2,62 cm/Jahr
1972 - 1973: 2,54 cm/Jahr
- Meißfeld 33: 27° Neigung
1971 - 1975: 1,69 cm/Jahr
1971 - 1972: 0,91 cm/Jahr

bestätigen diese Annahme in eindringlicher Weise. Außerdem ist zweifelsfrei abzuleiten, daß die Hänge mit der größten Hangneigung (30,5°) bei sonst gleichen Bedingungen auch die höchsten jährlichen durchschnittlichen Bewegungsbeträge erbrachten

(3,76 cm/Jahr bzw. 3,63 cm/Jahr). In allen Fällen handelte es sich um amorphe Solifluktionshänge, die durch Wanderungstaubblöcke und beim Übergang vom steileren zum etwas flacheren Hang durch Schuttungen gekennzeichnet waren. Bis in die höchsten Höhen der Meißfelder (und auch der höchsten Berge Veleta 3392 m und Mulhacén 3478 m) stellt der Granatglimmerschiefer - ähnlich wie der devonische Kalk der Picos de Europa - ein feinkörniges, lehmig-toniges Verwitterungssubstrat zur Verfügung, das auf Frostwechsel entsprechend reagiert. In allen drei Meißfeldern wurden sowohl für die drei - bzw. vierjährige Meißperiode ähnlich hohe Maximalwerte ermittelt (27,8 cm; 26,3 cm; 26,0 cm) wie auch für eine einjährige Meißperiode (8,8 cm; 10,3 cm; 10,8 cm).

Nähme man nur einen "Tiefgang" der Schuttbewegung von 0,2 m an, wie er (vgl. Holzpflockmeißergebnisse der Meißfelder 29 und 30) auch für den Höhenbereich von 3050 bis 3105 m Höhe als Mindestwert zu erschließen ist, so könnte man den jährlichen Massentransport für 23 - 30,5° geneigte Granatglimmerschieferhänge quantitativ bilanzieren. Auf

allen in Abb. 16 - 18 dargestellten Hängen wurde mehrfach bis aufs Anstehende, das in 0,5 - 0,8 m Tiefe lag, oder auf ähnliche Tiefen gegraben, ohne das Anstehende zu erreichen. Ein Permafrostboden konnte jedoch nicht festgestellt werden.

4 Ergebnisse

1. Der Frage, ob bereits in der montanen Zone oder in Aufforstungsgebieten nahe der natürlichen Waldgrenze meßbare solifluidale Massenbewegungen vorliegen, wurde in den Picos de Europa, in der Peña Prieta und auf der Südseite der Sierra Nevada nachgegangen. Die Frage konnte positiv beantwortet werden. Jedoch ist die Einschränkung zu machen, daß im feuchten Norden die montane Stufe mit flächenhaft entwickeltem Rasen bestanden ist und damit der Beweidung durch Großvieh unterliegt. Der Viehtritt dürfte damit einen gewissen Einfluß auf die Hangabbebewegungen haben. In der Sierra Nevada (S-Seite) dagegen liegt wegen der spärlichen Vegetation kein Großviehauftrieb vor. Hier sind frostdynamische Prozesse (Gesteinsaufrieren, Erdknospenbildung, Bildung kurzer Erdstreifen) bereits makroskopisch erkennbar. Im unteren Meßfeld bei 1750 m (die natürliche Waldgrenze liegt bei ca. 2400 m) sind noch fast keine bzw. sehr geringe jährliche Verlagerungsbeträge erkennbar (0,02 bzw. 0,23 cm/Jahr). Im oberen Teil der montanen Stufe, einem Kiefernauaufforstungsgebiet, sind die Hangabwärtsbewegungen schon deutlicher (Meßfelder 22 bis 24 : 0,67 bis maximal 1,41 cm, aber auch keine Bewegung kommt vor - Meßfeld 24, Zeitraum 1973 - 75).

2. Die höchsten Bewegungsbeträge wurden im gut wasserdurchtränkten Rasengelände der Sierra de Urbión mit Werten von 6,5 cm/Jahr ermittelt. Allerdings dürfte hier ein Durchtränkungsfließen i. S. SORENSENS (1935) nach der Schneeschmelze einen großen Einfluß ausüben. In den Picos de Europa wurden im Höhenstockwerk der ungebundenen Solifluktion bei 25 - 28° geneigten amorphen Solifluktionshängen bei S-Exposition maximale jährliche Bewegungsbeträge von 1,66 cm/Jahr bzw. 1,8 cm/Jahr ermittelt. Hier liegt noch kein Dauerfrostboden vor. Auf vergleichbaren Solifluktionshängen in der Sierra Nevada Südspaniens liegen die Werte deutlich höher (die fünf höchsten jährlichen Bewegungsbeträge lauten 1,69 cm/Jahr; 2,54 cm/Jahr; 2,62 cm/Jahr; 3,63 cm/Jahr; 3,76 cm/Jahr). Hier lag WSW- bzw. SSE-Exposition vor.

3. Aus dem Rahmen fallende geringere jährliche Bewegungsbeträge im Höhenstockwerk der ungebundenen Solifluktion ließen sich in Einzelfällen durch eine längere Schneedeckendauer erklären, womit die Ergebnisse GAMPERS (1983, 1985) erhärtet werden.

4. Es scheint mir erwiesen zu sein, daß im Höhenstockwerk der ungebundenen Solifluktion eine größere Hangneigung auch höhere Bewegungsbeträge her-

vorrufft (vgl. die Meßfelder 31 und 32 - Abb. 16 und 17).

5. Mit zunehmender Höhe und abnehmender Vegetation nimmt die Intensität der solifluidalen Massenverlagerungen eindeutig zu. Lediglich durch Schmelzwässer gut versorgte geschlossene Rasenflächen über einem tonigen Verwitterungssubstrat (Sierra de Urbión) bewegen sich durch Durchtränkungsfließen (s. o.) schneller als amorphe Wanderschuttdecken im Höhenstockwerk der ungebundenen Solifluktion.

6. Neben den flächenhaften solifluidalen Bodenverlagerungsprozessen führen weitere Prozesse zur Verlagerung von Feinmaterial oder Steinen. Viehtritt, Durchtränkungsfließen (s. o.), Abspülung von Feinmaterial, Unterspülung von Steinen und daraus resultierendes Rutschen. Vermutlich spielt auch Schneedruck und Abgleiten von Schnee (beides konnte auf den Meßfeldern nicht nachgewiesen werden) zum Herabgleiten von Schutt eine Rolle. Auch Schuttrutschen auf Schneefeldern ist zu berücksichtigen, konnte jedoch bei den vermessenen Steinen und Pflöcken nicht nachgewiesen werden. Im Rahmen der Beobachtung des Durchtränkungsfließens in der Sierra de Urbión wurde bewiesen, wie mehrere Rasenhorizonte übereinander geflossen waren, die durch dünne Tonschichten voneinander getrennt waren, ohne daß die klassischen Rasenüberwältigungen der Stirn von Loben entstanden wären.

7. Die Bewegungsbeträge waren in jedem Jahr nicht immer gleich oder annähernd gleich. Das kann seinen Grund darin haben, daß die Messungen zu verschiedenen Zeiten des Sommers vorgenommen worden sind, als das Abtauen der Schneedecke unterschiedlich weit vorangeschritten war. Der Vorgang der "gelifluction" i. S. WASHBURNS (1969) bzw. das "viscous flowing" i. S. JAHNS (1961) konnte also bei manchen Messungen noch nicht ins Gewicht fallen. Eng mit einer lange anhaltenden Schneedeckendauer hängen das von oben eindringende Tauen des Bodens und seine Beweglichkeit zusammen.

8. Zur Rolle der Vegetation läßt sich sagen, daß bei normalen "trockenen" Meßfeldern eine geschlossene Vegetationsdecke offenbar hemmend auf die solifluidalen Massenverlagerungen wirkt. Die höchsten Bewegungsbeträge auf trockenen S-, SW- und SSW-exponierten Hängen wurden, wie schon erwähnt, im Bereich der ungebundenen Solifluktion (Sierra Nevada) registriert (s. o.). Andererseits hindert eine geschlossene Rasendecke bei sehr feuchten Meßfeldern in NE-Exposition nicht das Herabgleiten geschlossener dünner Rasendecken (Durchtränkungsfließen), zumal bei tonigem Ausgangssubstrat (s. o.).

9. In einem Meßfeld (Meßfeld 6 in den Picos de Europa) bewegten sich die oberflächlich im Feinmaterial "schwimmenden" Steine in signifikant schnellerer Weise (0,62 cm/Jahr) als die knapp 20 cm einge-

Tabelle 2: Meßergebnisse zur Solifluktionsgeschwindigkeit in verschiedenen Gebieten außerhalb der Iberischen Halbinsel

| Autor | Lokalität | Höhe ü. NN in m | Gestein | Neigung | Solifluktionstyp | Zahl und Art d. Meßpunkte Holz-Steine | Zeitraum der Messungen | Durchschnittswert cm/Jahr | Max. | Min. | Bemerkungen |
|-----------------|---------------------------------|-----------------|--------------------------------------|-------------------------|---|---|--|--|-----------------|-----------------|--|
| WILLIAMS (1957) | Norwegen (Trollheimen) | | Moräne | | gebunden (Lobus) | | seit Postglazial | 0,3 | | | aus Überwälzung eines Bodens erschlossen |
| RAPP (1964) | N-Schwedisch-Lappland (Tarfala) | | | 15° 15° 25-30-33° | | x x x | 1962/63 1962/63 1962/63 | fast keine Bewegungen schwache Bewegungen | | | auf talus slopes fast Schutthalderhänge |
| RAPP (1962) | Kärkevage-Tal (Skandinavien) | 850-900 | Glimmerschiefer | 15-18° | gebunden, z.T. Loben | x x | 1956-59 | 4-7 | 25-30 | | |
| | Kärkevage | 850-900 | Glimmerschiefer | 15-18° | gebunden | x | 1956-59 | 1-10 | | | |
| JAIN (1960) | Süd-Spitzbergen (Bogstranda) | 0-50 | Tonschiefer | 5-7° | ungebunden, Lobus bzw. Solifluktionsgirlanden | x | 1957-59 | 4,46 | 12,0 | 1,0 | 10 cm u. 30 cm lange Pflöcke im Wechsel, Material sehr tonhaltig |
| | Süd-Spitzbergen (Bogstranda) | 0-50 | Tonschiefer | 5-7° | " | x | 1957-59 | 2,9 | 5-6 | 0,5 | " |
| | Revdalen (Süd-Spitzbergen) | | Ton | 3-4° | Steinstreifen-gelände | x | 1957-59 | kaum bedeutende Bewegungen | 3,0 | | 4 Profile Holzpflocke 3 Profile Holz, Teller |
| BÜDEL (1961) | Spitzbergen (Barentinsel) | 380-400 | Mergelschiefer u. Plattensandstein | 6° 11° | ungebunden | 100 Nägel 22,5 cm lang 50 Nägel 22,5 cm lang | 1959-60 1959-60 1959-60 1959-60 | 0,6 1,5 1,8 0,9 | | | im Grobschutt in Fernerdestreifen überwiegend Feinmaterial schluffarme Schuttstreifen |
| | " | " | Schlackenbasalt | 6° | " | " | | 2,5 | | | |
| | " | " | Mergel, Schiefer u. Plattensandstein | 12° | " | " | | | | | |
| | " | " | " | 12° | " | " | 1959-60 | 2,9 | 4,2 | | schluffreiche Fernerdestreifen |
| SMITH (1960) | Süd-Georgien | 120 | Gratwacke | 21° | ungebunden | x x x | 1957/58 1957/58 1957/58 | 0 3,0 5,0 | 0 5,0 5,0 | 0 2,5 2,5 | ohne Dauerfrost 50 cm lange Pflöcke 10 cm lange Pflöcke Steine an Oberfläche |
| | | | | | | x | 1957/58 | 47,0 | 71,0 | 25,0 | |

| Autor | Lokalität | Höhe ü. NN in m | Gestein | Neigung | Solifluktionstyp | Zahl und Art d. Meßpunkte Holz- Steine pflocke | Zeitraum der Messungen | Durchschnittswert cm/Jahr | Max. | Min. | Bemerkungen | |
|--------------------|---|-----------------|---------------------------------------|---------|---|--|------------------------|---------------------------|------------------------|-----------------------------|---|-------------------------------|
| WASHBURN (1960) | Mesters Vig District (Nordost-Grönland) | | Grundmoräne (feinsandiger Lehm) | 21° | | x | | 2,5-5 | | | Dauerfrost oberste 25 cm abwechselnd 10 cm. 20 cm im Boden | |
| | | | | | | x | | 25-71 | | | | |
| WASHBURN (1960) | Mesters Vig District (Nordost-Grönland) | 53 | Grundmoräne (feinsandiger Lehm) | 2,5° | gebunden/ ungebunden | x (Kegel auf Holzpflocken) | 1956-61 | 1,0 (Querlinie) | Theodolith auf Fels | | Dauerfrost Meßfeld 6 (feucht) | |
| | | | | 12,5° | " | " | 1956-61 | 0,9 (Querlinie) | | | | Meßfeld 7 (trocken) |
| | | | | 10,5° | " | " | 1956-61 | 3,4 (Querlinie) | | | | Meßfeld 7 (feucht) |
| | | | | 12,5° | gebunden | " | 1956-61 | 2,9 (Querlinie) | | | | Meßfeld 8 (trocken) |
| | | | | 11,5° | gebunden | " | 1956-61 | 3,7 (Querlinie) | | | | Meßfeld 8 (feucht) |
| | | | | 3,5° | gebunden/ ungebunden | x | 1957-60 | 1,1 (Querlinie) | | | | Meßfeld 15 (Lobus, feucht) |
| | | | | 3,0° | " | " | 1957-60 | 3,1 (Längslinie) | | | | Meßfeld 15 (Lobus, feucht) |
| | | | | 12,0° | ungebunden | x (Kegel auf Holzpflocken) | 1957-59 | 7,6 (Querlinie) | | | | Meßfeld 17 (Lobus, feucht) |
| | | | | 12,0° | ungebunden | " | 1957-59 | 12,4 (Längslinie) | | | | Meßfeld 17 (Lobus, feucht) |
| | | | | 25,0° | ungebunden | x | 1957-60 | 1,1 (Querlinie) | | | | Meßfeld 16 (trocken) |
| FURRER (1972) | Munt Chavagl (Schweiz. Nat. Park) | 2400 | Dolomit | 3° | gebunden/un- gebunden (Erd- ströme mit Rasenstim) | Nägel (5 cm und 10 cm lang) | 1 Jahr | 2,9 | | | Westteil des Lobus | |
| | | | | 9° | " | " | " | 6,9 | | mittlerer Teil des Lobus | | |
| | | | | 10° | " | " | " | 4,2 | | Ostteil des Lobus | | |
| ELSASSER (1968) | Fuorcla de Faller | 2830 | Bündner- schiefer | 12° | ungebunden | Holzplättchen auf Oberfläche | 77 Tage | 18,0 | 55,0 | | Strukturboden - Zwischenstreifen über Permafrost | |
| | | | | 8° | " | " | " | 9,0 | | | | |

| Autor | Lokalität | Höhe ü. NN in m | Gestein | Neigung | Solifluktionstyp | Zahl und Art d. Meßpunkte Holz- Steine pflöcke | Zeitraum der Messungen | Durchschnittswert cm/Jahr | Max. | Min. | Bemerkungen |
|---------------------------------|---|-----------------|----------------------------------|---------|------------------------|--|------------------------|---------------------------|------|------|--|
| GRAF (nach FURRER (1972)) | Cordillera Real (Bolivien) | 5000 | Tonschiefer | 24° | gehemmt- ungebunden | x | 34 Tage | 20-45 | | | Steinzungen |
| | Cerro Thacaltaya | 4900 | " | 20° | " | x | 34 Tage | 20-28 | | | Steinzungen (Zentraler Bereich) |
| | " | 4800 | " | 23° | " | x | 34 Tage | 60-70 | | | " |
| | " | 5000 | " | 24° | " | 5 cm lange Nägel | 5 Wochen | | | 6 | Bewegung erst nach Herausfrieren der Nägel (nur Kammeis- solifluktion) |
| | " | 4800 | " | 23° | " | " | " | | | 24 | Bewegung gemessen in Steinstreifen |
| RUDBERG (1964) | Südl. Schwed. Lappland (Nora Störfjell) | 1355 | Glimmer- schiefer u. Gneis | 15° | ungebunden | x (58) | 1962-63 | 0,1 | 1,0 | 0,0 | nur Oberflächen- bewegung gemessen in Steinstreifen |
| | Nora Störfjell | 1320 | " | 9° | " | x (53) | 1957-63 | 0,1 | 0,5 | 0,0 | " |
| | " | 1285 | " | 10° | " | x (62) | 1957-63 | 0,1 | 0,5 | 0,0 | " |
| | " | 1260 | " | 14° | " | x (74) | 1957-63 | 0,2 | 0,7 | 0,0 | " |
| | " | 1300 | " | 25° | " | x (52) | 1955-63 | 0,5 | 1,1 | 0 | " |
| | " | 805 | " | 5° | gebunden | x (18) | 1955-63 | 2,1 | 2,8 | 1,4 | feuchter Rasenhang, Werte sind Minimum- werte |
| | " | 805 | " | 5° | " | x (22) | 1955-56 | 3,8 | 6,5 | 2,0 | " |
| | " | 805 | " | 5° | " | x (17) | 1956-57 | 0,9 | 3,5 | 0 | " |
| | " | 930 | " | 20° | " | x (24) | 1955-62 | 3,5 | 4,3 | 0 | Lobus am Fuß eines hohen Hanges |
| | " | 905 | " | 15° | " | x (48) | 1957-63 | 0,8 | 2,6 | 0 | dünne Solifluktions- decke, teils schwache Loben, teils Mikro- solifluktion |
| | " | 900 | " | 10° | " | x (63) | 1957-63 | 1,3 | 2,6 | 0 | Mikrosolifluktion der- selbe Hang wie oben |
| " | 895 | " | 15° | " | x (38) | 1957-63 | 1,7 | 3,7 | 0,5 | | |

schlagenen Holzpflocke (Kalk Picos de Europa). Eventuell taut hier infolge einer recht langen Schneedeckendauer, die zuweilen das Nachmessen des unteren Meißfeldteiles unmöglich machte, der Boden recht spät erst bis in 20 cm Tiefe auf, so daß die obersten Bodenschichten bis ca. 10 cm Tiefe beweglicher sind. Dieses Ergebnis kann jedoch nicht verallgemeinert werden, wie die Ergebnisse der Meißfelder 29 und 30 (Südseite der Sierra Nevada) zeigen. Hier ergaben sich keine signifikanten Unterschiede der Bewegungsgeschwindigkeit der Steine und Pflöcke.

5 Danksagung

Bei der Installation, Erstvermessung und mehrfachen Nachmessung von mehr als 34 Meißfeldern waren mir behilflich: Herr Studienrat G. Baldschun, Berlin, Herr Realschullehrer G. Schlichtholz †, Berlin, Herr Priv.-Doz. Dr. M. Walther, Berlin, meine Ehefrau und meine Eltern. Allen gilt mein besonderer Dank. Dem Fachbereich Geowissenschaften der FU Berlin danke ich für mehrere Reisezuschüsse zur Durchführung geomorphologischer, bodengeographischer und küstenmorphologischer Untersuchungen auf der Iberischen Halbinsel, in deren Verlauf auch die Messungen zum vorliegenden Beitrag gemacht werden konnten.

6 Schriftenverzeichnis

- ALEXANDER, C. S. & PRICE, L. W. (1980): Radiocarbon dating of the rate of movement of two solifluction lobes in the Ruby Range, Yukon Territory. - *Quaternary Research*, V. **13**: 365 - 379; Seattle.
- BENEDICT, J. B. (1966): Radiocarbon dates from a stone banked terrace in the Colorado Rocky Mountains, USA. - *Geografiska Annaler*, V. **48** A: 24 - 31.
- (1976): Frost creep and gelifluction features: A review. - *Quaternary Research*, v. 6: 55-76; Seattle.
- BROSCHE, K.-U. (1971 a): Beobachtungen an rezenten Periglazialerscheinungen in einigen Hochgebirgen der Iberischen Halbinsel (Sierra Segura, Sierra de Gredos, Serra da Estrêla, Sierra del Moncayo). - *Die Erde* 102: 34-52; Berlin.
- (1971 b): Neue Beobachtungen zu vorzeitlichen Periglazialerscheinungen im Ebrobecken. - *Zeitschrift f. Geomorphologie*, N. F. **15**: 107 - 114; Berlin.
- (1972): Vorzeitliche Periglazialerscheinungen im Ebrobecken in der Umgebung von Zaragoza sowie ein Beitrag zur Ausdehnung von Schutt- und Blockdecken im Zentral- und Westteil der Iberischen Halbinsel. - *Hans-Poser-Festschrift*. Göttinger Geogr. Abh. **60**: 34-52; Göttingen.
- (1974): Ergebnisse von Messungen von Abtragungsvorgängen in rezenten Periglazialgebieten. Manuskript Habil.-Vortrag vom 23.10.1974.
- (1978 a): Beiträge zum rezenten und vorzeitlichen periglazialen Formenschatz auf der Iberischen Halbinsel. - *Abhandlungen des Geographischen Instituts, Sonderhefte*, Bd. **1**: 287 S.; Berlin.
- (1978 b): Ergebnisse einer vergleichenden Studie zum rezenten und vorzeitlichen periglazialen Formenschatz auf der Iberischen Halbinsel. - *Biuletyn Peryglacialny*, **27**: 53-103, 16 Abb., 4 Fig., 2 Tab.; Łódź.
- (1983): Das Glatthangrelief auf der Iberischen Halbinsel - Verbreitung, Aufbau und Genese. - *Mesoformen des Reliefs im heutigen Periglazialraum*. Bericht über ein Symposium. *Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften in Göttingen, Mathematisch-Physikalische Klasse - Herausgegeben von Hans Poser und Ekkehard Schunke*, 3. Folge Nr. **35**: 214-240; Göttingen.
- (1986): Pleistozäne Periglazialstrukturen in den Ebroterrassen bei Zaragoza. *Biuletyn Peryglacialny*, **30**: 45-56; Łódź.
- BÜDEL, J. (1948): Die klimamorphologischen Zonen der Polarländer. - *Erdkunde* **2**: 22-53; Bonn.
- (1953): Die "periglazial"-morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas auf der ganzen Erde. - *Erdkunde* **7**: 249-266; Bonn.
- (1960): Die Frostschuttlzone Südostspitzbergens. - *Colloquium Geographicum* **6**: 105 S.; Bonn.
- (1961): Die Abtragungsvorgänge auf Spitzbergen im Umkreis der Barentsinsel. - *Deutscher Geographentag Köln, Tagungsberichte und Wissenschaftliche Abhandlungen*: 337 - 375; Wiesbaden.
- DEGE, W. (1941): Landformende Vorgänge im eisnahen Gebiet Spitzbergens. - *Petermanns Geogr. Mitteilungen*, **87**: 81-97 und 113-122; Gotha.
- DYLIK, J. (1953): Periglacial investigations in Poland. - *Bull. Soc. Sci. Lettr.* IV, 2. Łódź.
- ELSASSER, H. (1968): Untersuchungen an Strukturböden im Kanton Graubünden. - *Dissertation Phil. Fak. II der Universität Zürich*. Zürich.
- FITZE, P. (1971): Messungen von Bodenbewegungen auf West-Spitzbergen. - *Geographica Helvetica*, **26**: 148-152; Bern.
- FRENCH, H. M. (1974): Mass wasting at Sachs Harbour, Banks Island, NWT, Canada. - *Arctic and Alpine Research*, **6**: 71-78; Boulder.
- (1976): *The Periglacial Environment*. - 309 S.; Longman London and New York.
- FURRER, G. (1972): Bewegungsmessungen auf Solifluktionsdecken. - *Zeitschr. f. Geomorphologie*, N.F., Suppl. Bd. **13**: 87-101; Berlin, Stuttgart.
- (1977): Klimaschwankungen im Postglazial im Spiegel fossiler Böden: Ein Versuch im Schweizerischen Nationalpark. In: FRENZEL, B. (ed.) *Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa*. *Erdwissenschaftliche Forschung*, v. **13**: 267-270.
- BACHMANN, F. & FITZE, P. (1971): Erdströme als Formelemente von Solifluktionsdecken im Raum Munt Chavagl/Munt Buffalova (Schweizerischer Nationalpark): Ergebnisse der wissenschaftlichen Untersuchungen im Schweizerischen Nationalpark. V. **11**: 189 - 269; Bern.
- LENZINGER, H. & AMMANN, K. (1975): Klimaschwankungen während des alpinen Postglazials im Spiegel fossiler Böden. *Vierteljahresschrift d. Naturforschenden Gesellschaft in Zürich*, V. **120**, 15-31; Zürich.
- GAMPER, M. (1981): Heutige Solifluktionsbeiträge von Erdströmen und klimamorphologische Interpretation fossiler Böden: Ergebnisse der wissenschaftlichen Untersuchungen im Schweizerischen Nationalpark. V. **15**, 355-443; Bern.

- (1982): Postglaziale Solifluktionsphasen am Albulapaß (östliche Schweizer Alpen): *Physische Geographie*, V. **1**, 171-186, Geogr. Inst. Univ. Zürich.
- (1983): Controls and rates of movement of solifluction lobes in the Eastern Swiss Alps. In: *Permafrost: Fourth International Conference, Proceedings*, 328 - 333; Washington D.C.
- (1985): Morphochronologische Untersuchungen an Solifluktionsschutdecken, Moränen und Schwemmkegeln in den Schweizer Alpen. - Eine Gliederung mit Hilfe der ¹⁴C-Altersbestimmung fossiler Böden. - *Physische Geographie*. Geographisches Institut der Universität Zürich, **17**; Zürich.
- GAMPER, M. & SUTER, J. (1982): Postglaziale Klimageschichte der Schweizer Alpen. *Geografica Helvetica*, **37**: 105-114; Bern.
- HARRIS, C. (1973): Some factors effecting the rates and processes of periglacial mass movements. - *Geografiska Annaler*, **55** A: 24-28; Stockholm.
- (1981): Periglacial mass-wasting. A review of research. British Geomorphological Research Group. Research Monograph Series, **4**;
- HÖGBOM, B. (1914): Über die geologische Bedeutung des Frostes. - *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, **11**: 242-251.
- HÖLLERMANN, P. (1964): Rezente Verwitterung, Abtragung und Formenschatz in den Zentralalpen am Beispiel des oberen Suldentales (Ortlergruppe). - *Zeitschr. f. Geomorph.* Neue Folge, Supplementband **4**: 253 S.; Berlin, Stuttgart.
- JAHN, A. (1951): Zjawiska krioturbacyjne współczesnej i plejstocenskiej strefy peryglacialnej (summary: Cryoturbate phenomena of the contemporary and of the Pleistocene periglacial zone). *Acta Geol. Polonica*, **2**.
- (1960): Some remarks on evolution of slopes on Spitzbergen. - *Zeitschr. f. Geomorph.*, Suppl. Bd. **1**: 49-58; Berlin, Stuttgart.
- (1961): Quantitative analysis of some periglacial processes in Spitzbergen. - *Unwersytet Wroclawski im Boleslawa Bieruta, zeszyty naukowe, nauki przyrodnicze, ser. B 5 (Nauka o Ziemi II): 1 - 34; Warschau.*
- JAECKLI, H. (1957): Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes. Beiträge zur Geologie der Schweiz. Geotechnische Serie, Lieferung **36**: 136 S.
- MICHAUD, J. (1950): Emploi des marques dans l'étude des mouvements du sol. - *Revue de Géomorphologie dynamique*, **1**: 180-189.
- & CAILLEUX, A. (1950): Vitesse du mouvement du sol au Chambeyron. - *Compt. Rend. des séances de l'Acad. des Sciences*, **230**: 314-315; Paris.
- PELTIER, L. C. (1950): The geographic cycle in periglacial regions as it is related to climatic geomorphology. - *Assoc. Am. Geogr. Annals*, **40**: 214 - 236.
- POSER, H. (1932): Einige Untersuchungen zur Morphologie Ostgrönlands. - *Medd. om Grönland*, **94** (5), 55 pp.; Kopenhagen.
- RAPP, A. (1960): Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, Northern Scandinavia. - *Geografiska Annaler*, **42**, 70-200; Stockholm.
- (1961): Studies of the postglacial development of mountain slopes. - *Meddelanden fran Uppsala Universitets Geografiska Institution, Ser. A, Nr. 159*, 11 p.; Uppsala.
- (1964): Recordings of mass wastings in the Scandinavian Mountains. - *Zeitschr. f. Geomorph. Suppl. Bd. 5*: 204-205; Berlin, Stuttgart.
- RUDBERG, S. (1958): Some observations concerning mass movement on slopes in Sweden. - *Geol. Fören. Stockholm, Förh.* **80**, 114 - 125; Stockholm.
- (1964): A report on some field observations concerning periglacial morphology and mass movement on slopes in Sweden. - *Zeitschr. f. Geomorph. Suppl. Bd. 5*, 192-203; Berlin, Stuttgart.
- (1962): A report on some field observations concerning periglacial morphology and mass movement on slopes in Sweden. - *Biuletyn Peryglacialny*, **11**: 311-323; Łódź.
- (1964): Slow mass movement processes and slope development in the Norra Storfjäll area, Southern Swedish Lapland. - *Zeitschr. f. Geomorph.*, Suppl. Bd. **5**: 192-203; Berlin, Stuttgart.
- SIGAFOOS, R. S. & HOPKINS, D. M. (1952): Soil instability on slopes in regions of perennially frozen ground. In: *Frost action in soils: a symposium*. - *Natl. Acad. Sci., Natl. Research Council, Highway Research Board Spec. Rept.* **2**: 385 p.
- SMITH, J. (1960): Cryoturbation data from South Georgia. - *Biuletyn Peryglacialny* **8**: 73 - 79; Łódź.
- SØRENSEN, T. (1935): Bodenformen und Pflanzendecke in Nordostgrönland. - *Medd. om Grönland* **93**, 4: 69 S.; Kopenhagen.
- SOUTADÉ, G. & A. BAUDIÈRE (1970): Végétation et modèles des hauts versants septentrionaux de la Sierra Nevada. - *Ann. de Géograph.* **79**: 709-736.
- STOCKER, E. (1973): Bewegungsmessungen und Studien an Schrägterrassen an einem Hangausschnitt in der Kreuzeckgruppe (Kärnten). In: *Beiträge zur Klimatologie, Meteorologie und Klimamorphologie. Festschrift für Hans Tollner zum 70. Geburtstag*. - *Arbeiten aus dem Geographischen Institut der Universität Salzburg*, v. **3**: 193-203; Salzburg.
- TROLL, C. (1944): Strukturböden, Solifluktion und Frostklima der Erde. - *Klimaheft Geol. Rundschau* **34**: 545-694; Stuttgart.
- VEIT, H. (1988): Postglaziale Schwankungen der periglazialen Morphodynamik in den südlichen Hohen Tauern. - *Tagungsbericht und Wissenschaftliche Abhandlungen des 46. Deutschen Geographentages München 12. bis 16. Okt. 1987*: 408-413; Wiesbaden.
- WASHBURN, A. L. (1960): Instrumentation for mass wasting and patterned ground studies in Northeast Greenland. - *Biuletyn Peryglacialny* **8**: 59-64; Łódź.
- (1967): Instrumental observations of mass-wasting in the Mesters Vig district, Northeast Greenland. *Medd. om Grönland*, **166**: 4 - 296; Kopenhagen.
- (1973): Periglacial processes and environments. - *320 S.*; Edward Arnold Ltd. Norwich.
- (1979): *Geocryology*. - London Edward Arnold.
- WILLIAMS, P. J. (1957): Some investigations into solifluction features in Norway. - *The Geographical Journal*, **123**: 42-58; London.
- (1962): Quantitative investigations of soil movements in frozen ground phenomena. - *Biuletyn Peryglacialny*, **11**: 353-360; Łódź.
- (1966): Downslope soil movement at a subarctic location with regard to variations with depth. - *Canadian Geotech. Journal* **3**: 191 - 203.
- WORSLEY, P. & HARRIS, C. (1974): Evidence for neoglacial solifluction at Okstindan, North Norway. - *Arctic*, v. **27**: 128-144; Montreal.
- YOUNG, A. (1960): Soil movement by denudational processes on slopes. - *Nature*, **188**, 4785: 120-122.

Subnivale Kleinoserbildung - Eine Beobachtung zur Schuttumlagerungsdynamik im Wimbachgries (Berchtesgadener Alpen)

THOMAS SCHNEIDER*)

Mass transport, dolomite debris, rock flow processes, intraniveal debris transport, subnival micro-eskers, Berchtesgaden Alps, Germany

Kurzfassung: Die Umlagerungsdynamik auf den großen Dolomit-Schuttflächen des Wimbachgries (Berchtesgadener Alpen) ist in erster Linie an starke sommerliche Gewitterregen gebunden, durch welche die Aufnahmefähigkeit des mächtigen Schuttkörpers überschritten und somit oberflächlicher Abgang von Wasser und Lockermaterial, meist in Form von Muren, bewirkt wird.

Durch Ausaperung werden jedoch regelmäßig gegen Ende des Winterhalbjahres Formen freigelegt, welche auch auf Schuttumlagerungsvorgänge in bzw. unter der Schneedecke hinweisen. Aufgrund deutlicher Parallelen zu den entsprechenden Großformen werden diese als subnivale Kleinoser angesprochen. Sie scheinen bevorzugt dort vorzukommen, wo aufgrund der topographischen Situation größere Schmelzwassermengen bei noch gefrorenem Untergrund anfallen; für ihre Bildung ist offensichtlich die relativ homogene und feinkörnige Natur des "Gries"-Materials förderlich.

[Subnival Micro-Eskers - A Contribution to the Dynamics of Debris Transport in the Wimbachgries Valley, Berchtesgaden Alps]

Abstract: Mass transport on the vast dolomite debris surface of the "Wimbachgries" has vastly been attributed to summer thunder showers, with amounts of precipitation which cannot immediately be swallowed by the large detrital valley filling, thus leading to torrential rock flow processes.

However, spring snowmelt regularly exposes accumulative forms which indicate that subnival or intraniveal debris transport must have taken place. Due to a striking resemblance to their macro equivalents, these forms are called subnival micro-eskers. They appear in places which receive high amounts of meltwater while the underground is still frozen; the grain size of the "Gries" material seems to be favourable for this type of process.

1 Einführung

Das Wimbachgries in den Berchtesgadener Alpen zählt zu den bekanntesten Schuttumlagerungsland-

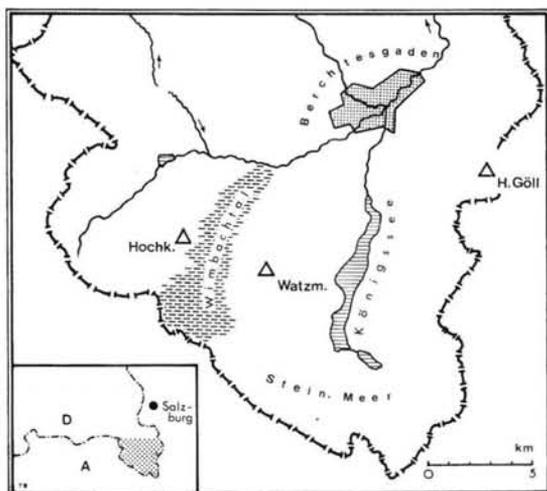


Abb. 1: Topographische Übersicht
Fig. 1: Topographic sketch

schaften der Nordalpen. Durch einen Tributäram des pleistozänen Saalachgletschers überformt und in Stufen übertieft (BADER 1981), weist das der Königssee furche westlich parallel verlaufende Wimbachtal im kompakten Dachsteinkalk oberhalb seiner Mündungsklamm zunächst eindrucksvolle Trogform auf, um sich im Talinneren schließlich im Bereich des Ramsaudolomit zirkusartig zu weiten (s. Abb. 2). Der Name "Gries" (= kantiger Dolomitschutt) weist auf die reiche Schuttanlieferung von den das innere Wimbachgebiet umrahmenden Ramsaudolomitwänden hin, unter welcher dieses förmlich "ertrinkt".

2 Die Hauptschuttumlagerungsvorgänge im Wimbachgries

Der anfallende Dolomit"gies" wird über Steinschlagrinnen mächtigen Schutthaldeu zugeführt, welche, die gesamte Wimbachumrahmung bekränzend, sich verzahnen und zu einem mächtigen, über viele Kilometer talauswärts reichenden Schuttkörper

*) Anschrift des Verfassers: Dr. T. SCHNEIDER, Lehrstuhl für Didaktik der Geographie, Universität Augsburg, Universitätsstr. 10, 86135 Augsburg.

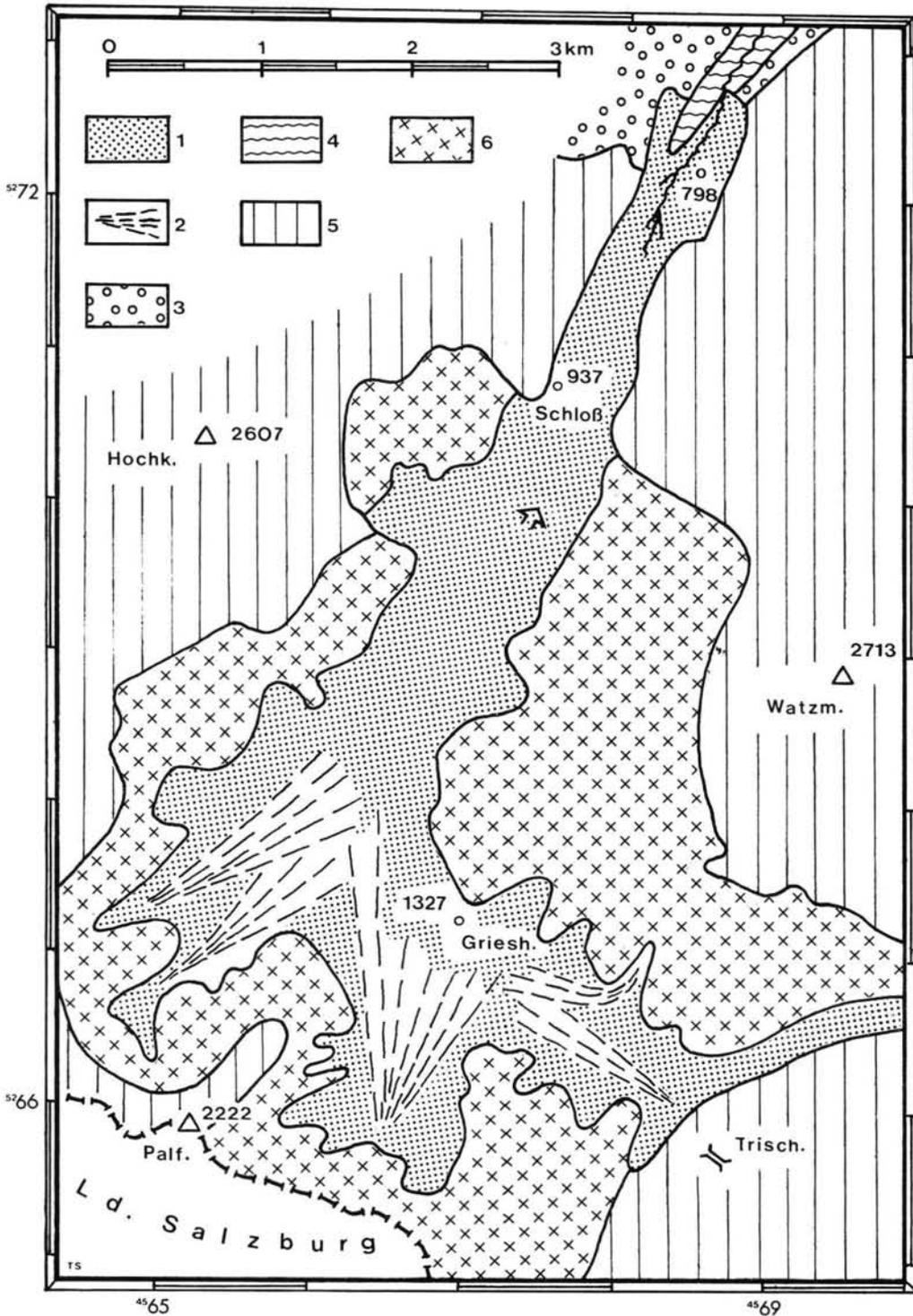


Abb. 2: Geologische Übersicht über das Wimbachtal (vereinfacht nach GANSS & GRÜNFELDER, 1974)

1= Schutt ("Gries"); 2= Schuttkegel; 3= Moräne; 4= Wimbach-"Seekreide", Schotter; 5= Dachsteinkalk; 6= Ramsaudolomit m. Raibler Schichten, z.T. Muschelkalk. - Der Pfeil gibt die Lage der "Engstelle" (cf. Abb. 4 und 7) wieder.

Fig. 2: Geologic sketch of the Wimbachtal valley (after GANSS & GRÜNFELDER, 1974). 1= debris ("Gries"); 2= debris cones; 3= moraine; 4= Wimbach "chalk", gravel; 5= "Dachstein" limestone; 6= "Ramsau" dolomite incl. "Raibl" stratum, partly Muschelkalk. - The arrow indicates the site of the constriction (ravine) - cf. fig. 4 and 7.

verbinden. Während an den Ausgängen der Stein-schlagrinnen die Halden mit deutlich über 30° noch maximale Neigungswerte gravitativ erfolgter Schuttanhäufung aufweisen, geht der Wert im langen unteren Bereich der Schuttlunge (unterhalb des "Schlosses") auf wenige Grad zurück und beweist somit die Beteiligung fluvialer Prozesse.

In der Regel ist jedoch Wasser erst am untersten Ende des Schuttkörpers bei rund 800 m NN zu sehen; oberhalb verläuft der den Wimbach (und die Quellauffassung des Marktes Berchtesgaden) speisende Wasserstrom innerhalb der "Gries"massen, und nur bei äußerst ergiebigen Starkregenfällen, wie sie im Verlauf kräftiger sommerlicher Gewitter auftreten können, wird der Schuttkörper bzw. Teile desselben in kürzester Zeit derart mit Wasser durchtränkt, daß dieses auch an seiner Oberfläche morphologisch wirksam werden kann und die das obere Gries durchziehenden Schuttrinnen weitergebildet werden. Dazu nötige innerhalb kurzer Zeit fallende Regenmengen sind jedoch nur an wenigen Tagen im Jahr gegeben; extreme derartige Ereignisse, bei denen auch der untere Schuttlungenteil schichtflutartig "aufschwimmt" (FISCHER 1984: 48), treten gar nur nach jahrelangen Ruheperioden auf. Eng gebunden an solche Starkregen ist auch die Geröllbelastung des Wimbachs unterhalb seiner "Quellen"; außerhalb dieser episodisch auftretenden Ereignisse wird offensichtlich kaum Material aus dem Schuttkörper durch den aus diesem entspringenden Bach weitertransportiert (s. Abb. 3).

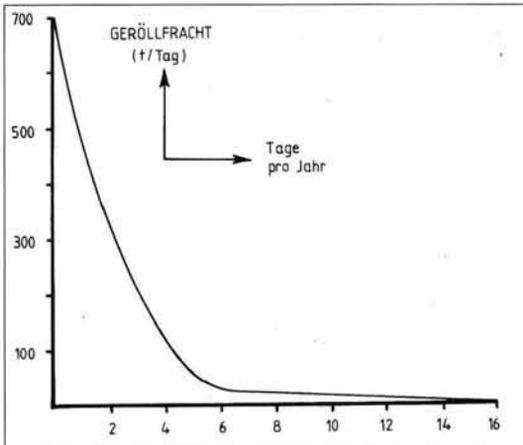


Abb. 3: Gerölltrieb des Wimbachs (verändert nach SCHLESINGER, 1974, Abb. 5)

Fig. 3: Gravel transport of Wimbach stream (modified after SCHLESINGER, 1974, fig. 5)

Vor allem im oberen, steileren Bereich oberhalb des "Schlosses" kommt es im Gries bei starker Durchtränkung des Materials auch immer wieder zum Abgang von Muren; diese nehmen ihren Ausgang in

den steilen, in der Umrahmung wurzelnden Halden und laufen auf den flacheren Bereichen des Grieses aus. Neben den Zerstörungen, welche die Schuttrinnen aufgrund seitlich-erosiver Prozesse bewirken, sind es vor allem auch diese Murenabgänge, welche durch immer wieder erfolgende Überschüttung von Teilen des Wimbachgries die Morphodynamik in diesem Tal bestimmen. Das Resultat ist ein Mosaik von Arealen, die die unterschiedlichen Zustände innerhalb dieser Entwicklungsgänge widerspiegeln und - scharf voneinander abgegrenzt - die verschiedensten Vegetations-Sukzessionsstadien von kahlen Schuttfächen bis hin zum Hochwald zeigen (SCHLESINGER 1974, THIELE 1978).

3 Die Rolle subnivale Umlagerungsvorgänge

Auch in der Literatur wird betont, daß "die Massenverlagerungen im Wimbach-Gries im wesentlichen an Starkregen gebunden" sind (SCHLESINGER 1974: 28); sie spielen sich somit episodisch und schubweise, dem Klimagang folgend, vor allem in den Sommermonaten ab. Beobachtungen, die der Verfasser seit vielen Jahren im Wimbachgries machen konnte, legen allerdings den Schluß nahe, daß insbesondere gegen Ende des Winterhalbjahres typische Umlagerungserscheinungen auftreten, welche zwar mengen- und größenordnungsmäßig deutlich hinter den oben geschilderten zurückstehen, durch ihre auffällige Erscheinungsform und ihr regelmäßiges, periodisches Auftreten jedoch besondere Beachtung verdienen.

Jeweils im Spätfrühling/Frühsummer treten beim Abtauen der Schneedecke auf dem Gries Mikro- bis Mesoformen zur Vorschein, welche auf frische, unter der Schneedecke ablaufende Akkumulationsvorgänge hindeuten. Es handelt sich um langgestreckte, aus einiger Entfernung betrachtet Murzungen nicht unähnliche, an manchen Stellen jedoch auch unterbrochene Rückenformen mit einer Scheitelhöhe von einigen Dezimetern (maximal beobachtet wurde etwa ein halber Meter) und bis zu mehreren Dutzend Metern Längserstreckung. Diese verlaufen gewunden, jedoch i. a. in Richtung des Gefälles der flachgeneigten Griesfläche, der sie aufsitzen, und verästeln sich in auffälliger Weise gegen ihr unteres Ende, um meist mit steiler Stirn zu enden. Sie setzen zum Teil unvermittelt ein, oft ist aber ihr Ursprung bei nach oben wandernder Ausaperung noch unter der geschlossenen Schneedecke verborgen. Im Querschnitt weisen sie meist gerundete, stellenweise auch annähernd trapezförmige bzw. abgeflachte-prismatische Form auf. Ihr Material stimmt mit dem des Grieses überein, aus dem es aufgenommen wurde, hebt sich jedoch insbesondere gegen ihr unteres Ende durch gröbere Komponenten von diesem ab (s. Abb. 4).



Abb. 4: Kleinos unterhalb der "Engstelle" im Wimbachgries, ca. 1000 m NN. Blickrichtung SW. Aufn. 16. 04. 93.

Fig. 4: Micro-esker below constriction of Wimbach valley (ravine), around 1000 m above sea level.
Photograph taken April 16, 1993, viewing SW.



Abb. 5: Auf älterer Schneeschicht abgelagerte, frisch ausgeaperte Form. Im Hintergrund die "Engstelle", durch welche die Schneeschmelzwässer aus dem oberen Gries stark gebündelt werden, davor jüngere Aufschüttung. Blickrichtung SSW. Aufn. 16.04.93.

Fig. 5: Micro-esker recently emerged from under snow, showing its deposition on older snow layer.
In the background the ravine-like constriction through which concentrated snowmelt runoff from the upper "Gries" takes place.
Photograph taken April 16, 1993, viewing SSW.

Insgesamt entsprechen diese durch Ausaperung zum Vorschein kommenden Formen, welche im Verlauf des Sommers immer verwaschener bzw. ganz zerstört werden, in ihrer Erscheinungsform und ihrer offensichtlichen Entstehung derart den entsprechenden Makroformen der großen Vereisungsgebiete, daß man sie als subnivalen Kleinoser bezeichnen kann. Sie legen nahe, daß sich auch unter der geschlossenen Schneedecke im Bereich der flacheren Griespartien Schuttumlagerungsvorgänge abspielen. Auf deren fluviale Natur deuten die o. a. Sortierung hin, desgleichen eine stellenweise zu beobachtende Schichtung durch eingelagerte feinere Lagen, sowie eine zumindest im Kern der Kleinoser andeutungsweise zu erkennende Längsausrichtung der Komponenten. Insgesamt können sie zu den "Nivationsvollformen, die in den ersten Tagen nach intensiver Schneeschmelze das Mikrorelief der Aperfächen ... bestimmen" (BERGER 1967: 44), gezählt werden.

Ihre Entstehung läßt sich folgendermaßen deuten: Bei Einsetzen der Schneeschmelze sammelt sich das anfallende Wasser am unteren Rand der durchlässigen Schneelage und läuft in gerichteten Bahnen ab. Daß es nicht im porösen Material des Grieskörpers versickert, ist nur dadurch zu erklären, daß dieser durch gefrorenes Bodenwasser offensichtlich noch abgedichtet sein muß. Je nach Menge des anfallenden Schmelzwassers werden in diesen subnivalen Kanälen Gesteinskomponenten abgelagert bzw. weitertransportiert, was durch die relativ feinkörnige Struktur des Dolomit"gies" unterstützt wird. Führt starke Schuttbefrachtung zu einer Verstopfung der subnivalen Abflußrinne, so wird weiter aufwärts ein neuer Weg angelegt, der vom ursprünglichen in spitzem Winkel abzweigt, wie dies auch bei den glazialen Osen zu beobachten ist (KLEBELSBERG 1948: 292). Unter Umständen sind die relativ steilen Enden einzelner "Zungen" auch Hinweise auf plötzlich nachlassende Transportkraft des Wassers, wie sie an Stellen auftreten muß, an denen es im Untergrund versickern kann (vgl. Abb. 6) bzw. in den Schnee perkoliert. Alle diese Vorgänge müssen sich in recht kurzen Zeiträumen abspielen.

Einzelne kleinere Formen liegen sogar nicht direkt dem Gries auf, sondern einer kompakten älteren Schneelage, welche somit ebenfalls als Stauschicht gedient haben muß (s. Abb. 5). Noch lange nach dem Ausapern der umgebenden Flächen können in diesen Fällen durchgehende Schneelagen unter den Kleinosern ergraben werden, während bei den direkt dem Gries aufsitzenden Formen teilweise in deren randlichen Bereichen Schneeleisten durch seitlichen Verstoß der Kleinoser beim Ausapern eingebettet bleiben (vergleichbar den "Eisleisten" der Makroformen - GRIPP 1978: 98).

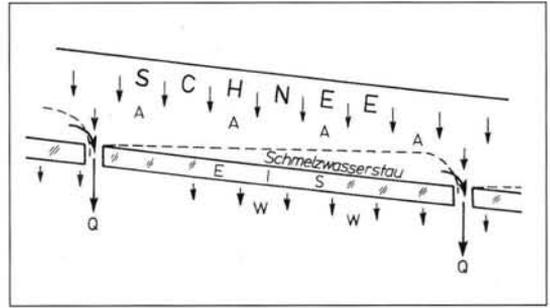


Abb. 6: Schema des subnivalen Abflusses bei Vorliegen einer stauenden geeigneten Eisschicht (verändert u. übersetzt n. COLBECK 1980, Fig. 33/ S. 382). - A = Schmelzwasseranreicherung, Q = Abfluß über durchlässige Stellen, W = Perkolation durch Poren. - Die wasserstauende Funktion kann ebenso von der winterlich gefrorenen Griesoberfläche bzw. einer kompakteren älteren Schneeschicht übernommen werden.

Fig. 6: Sketch of subnival runoff over inclined frozen layer (modified after COLBECK, 1980, fig. 33/p.382). - A = Accretion, Q = Flow through drains, W = Flow through pores. - The function of the impermeable layer can also be taken by frozen "Gries" surface in winter, or dense older snow.

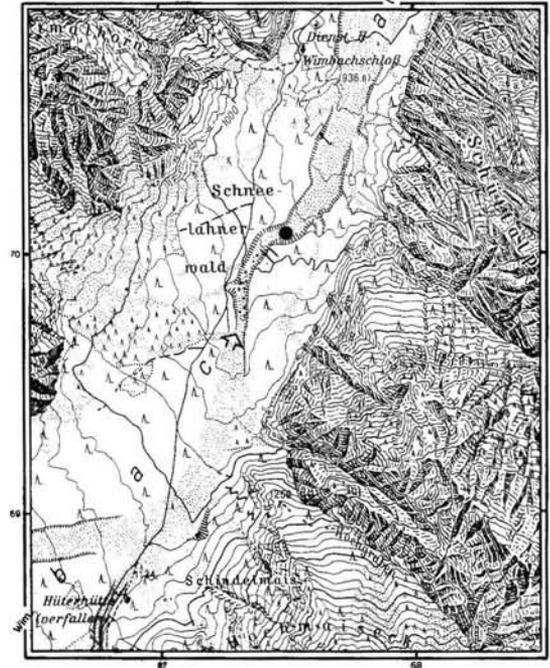


Abb. 7: Bündelung des oberflächlichen Abflusses an der "Engstelle" oberhalb des Wimbachschlosses (s. Pfeil). Der Punkt bezeichnet den Standort der Aufnahmen Abb. 4 u. 5 - Ausschnitt aus der Topographischen Karte 1:25000, Bl. 8443; Wiedergabe mit frdl. Genehmigung des Bayerischen Landesvermessungsamts München, Nr. 7805/93.

Fig. 7: Concentration of surface runoff at the constriction above the Wimbachschloss (see arrow). The dot indicates the site of fig. 4 and 5. -Detail from topographic map 1 : 25000, sheet 8443; by courtesy of Bayerisches Landesvermessungsamt München, Nr. 7805/93.

Das Material wird oberhalb der Ablagerungsbereiche durch das Schmelzwasser direkt aufgenommen, zum Teil aber auch, bedingt durch die topographische Lage des Auftretens dieser Formen, von weiter oben her eingespült. Interessanterweise konnten derartige Kleinose nämlich bisher fast ausschließlich unterhalb der durch Bergsturz-Riesenblöcke im Schneelahnwald verursachten "Engstelle" der Hauptabflußrinne mit kurzer Schluchtstrecke in rund 1000 m NN (vgl. Abb. 5 und 7) beobachtet werden. Dieser Teil ist aufgrund seiner engen, steilen Einschneidung sehr beschattet (Bodenfrost!), und zudem Hauptabflußbahn der im oberhalb gelegenen Griesbereich anfallenden Schmelzwässer - letztere verlaufen sich schließlich am Ausgang der kurzen Schluchtstrecke unter der Schneedecke unter Ablagerung der von ihnen transportierten Schuttmassen in der geschilderten Weise.

Mit voll einsetzender Schneeschmelze bzw. durch stärkere Regenfälle fallen diese Formen nach der Ausaperung schließlich recht rasch der Abtragung oder Überschüttung anheim. Der Bereich ihres Auftretens darf somit zu den am häufigsten und intensivsten von Umlagerungsprozessen betroffenen des gesamten "Grieses" gerechnet werden.

4 Schriftenverzeichnis

- BADER, K. (1981): Die glazialen Übertiefungen im Saalachtalsgletscher-Gebiet zwischen Inzell und Königssee. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **31**: 37-52, 6 Abb.; Hannover.
- BERGER, H. (1967): Vorgänge und Formen der Nivation in den Alpen: Ein Beitrag zur geographischen Schneeforschung. - Buchreihe d. Landesmus. f. Kärnten, **17**: 112 S., 14 Abb., 11 Tab., 20 Taf.; Klagenfurt.
- COLBECK, S. C., Ed. (1980): Dynamics of Snow and Ice Masses. - 468 S., 174 Abb., 13 Tab.; New York.
- FISCHER, K. (1984): Erläuterungen zur Geomorphologischen Karte 1 : 25 000 der Bundesrepublik Deutschland: GMK 25, Bl. 16, 8443 Königssee. - 58 S., 13 Abb., 5 Tab.; Berlin.
- GANSS, O. & GRÜNFELDER, S. (1974): Geologie der Berchtesgadener und Reichenhaller Alpen. - 152 S., 117 Abb.; Berchtesgaden.
- GRIPP, K. (1978): Die Entstehung von Geröll-Osern (Esker). - Eiszeitalter u. Gegenwart, **28**: 92-108, 4 Abb., 5 Taf.; Hannover.
- KLEBELSBERG, R. v. (1948): Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie, I. - 1028 S., 55 Abb.; Wien.
- SCHLESINGER, B. (1974): Über die Schutteinfüllung im Wimbach-Gries und ihre Veränderung. - Münchner Geogr. Abh., **14**: 74 S., 9 Abb., 12 Tab., 6 Kart.; München.
- THIELE, K. (1978): Vegetationskundliche und pflanzenökologische Untersuchungen im Wimbachgries. - Aus den Naturschutzgebieten Bayerns, **1**: 73 S., 54 Abb., 18 Tab., 3 Kart.; München.

Manuskript eingegangen am 18. 6. 1993

Eine Neubearbeitung der eem- und frühweichselzeitlichen Abfolge am Klein Klütz Höved, Mecklenburger Bucht

JAQUELINE STRAHL, ELMAR KEDING, GERHARD STEINICH, PETER FRENZEL, UWE STRAHL *)

Geological section, Late Saalian, Eemian, Early Weichselian, organogene sediments, till, pollen diagram, botanical macro remains, molluscs, ostracodes

Kurzfassung: Es wird ein am Kliff des Klein Klütz Höved aufgeschlossenes Profil, das Sedimente von der Saalevereisung bis in das Frühweichselglazial umfaßt, besprochen. Von besonderer Bedeutung sind limnische Sedimente des Eem, die durch sandige Ablagerungen mit marinen Fossilien innerhalb eines Würgebodenhorizontes überlagert werden. In den limnischen Ablagerungen konnten neben einer reichen Mikroflora auch Früchte, Samen, Mollusken und Ostrakoden nachgewiesen werden. Die Entstehung des Würgebodens ist auf frühweichselzeitliche Periglazialvorgänge zurückzuführen. Der Transgressionskontakt mit dem Eemmeer wird im Gegensatz zu anderen Profilen aus dem Mecklenburger Raum für die ausgehende Zone 4 und/oder 5 nach ERD (1973) angenommen.

[A revision of the Eemian and Early Weichselian sequence of the Klein Klütz Höved cliff, Mecklenburg Bay]

Abstract: It is discussed a natural outcrop at the cliff of Klein Klütz Höved, from which sediments belong to a Late Saalian-Early Weichselian sequence. Especially the limnic sediments of the Eemian, which are covered by sandy layers with marine fossils inside a strangling horizon are very significant. In these limnic sediments can be found beside a rich microflora also fruits, seeds, molluscs and ostracods. The origin of the strangling horizon is traced back to Early Weichselian periglacial processes. The contact of transgression by the Eemian-Sea is supposed, in contrast to other profiles in the Mecklenburg area, in zone 4 and/or 5 after ERD (1973).

1 Einleitung

Durch die Grenzöffnung zwischen der BRD und der DDR im Jahre 1989 wurde die Begehung des Kliffbereiches im Klützer Winkel (Abb. 1) seit der letztmalig-

gen Aufnahme durch LUDWIG (1964) wieder möglich. Erste Hinweise auf ein Interglazialvorkommen am Klein Klütz Höved lieferte KLENGEL (1954). Eine pollenanalytische Auswertung wurde durch HECK (1955) vorgelegt, die jedoch nur unbefriedigende Ergebnisse lieferte. Karpologische Untersuchungen wurden durch NÖTZOLD (1965) durchgeführt. Nachfolgende Arbeiten (HECK 1960, GEHL 1961, 1969, LUDWIG 1964) befaßten sich wiederholt mit der geologischen und stratigraphischen Einordnung des Profils. Während Kartierungsarbeiten zwischen 1988 und 1991 erfolgte eine erneute geologische Dokumentation (SCHÜTZE, U. STRAHL, [unveröff. Ergebn.], ULLERICH 1991) und eine Untersuchung des Fossilinhaltes durch J. STRAHL (Pollen), KEDING (Makroflora), FRENZEL (Ostrakoden, Foraminiferen), STEINICH (Mollusken, Fischreste; STEINICH 1992: 36 - 42).

Der Klützer Winkel wird morphologisch im wesentlichen durch die Randlagen des Pommerschen und Mecklenburger Stadiums geprägt. Die zentralen Teile erreichen mit dem Hohen Schön-Berg Höhen bis zu +92 m NN. Zur Zeit des letzten Eisvorstoßes bildete der Hohe Schön-Berg einen Nunatak (HECK 1960). Mit dem vorliegenden Artikel wird ein Abriß der Sedimentations- und Vegetationsgeschichte für das I₁-Zwischensediment am Klein Klütz Höved vorgelegt.

2 Das Normalprofil zwischen dem Klein und Groß Klütz Höved

Am Kliff zwischen dem Klein und Groß Klütz Höved werden nach Lagerungsverhältnissen und Kleingeschiebeanalysen (4 - 10 mm) fünf Geschiebemergelhorizonte unterschieden, die von unten nach oben mit M₁ - M₅ benannt sind. Bis einschließlich M₅ sind diese Moränenkörper durch sandige Zwischensedimente voneinander getrennt, die analog die Bezeichnung I₁ - I₅ tragen (Abb. 2).

Am Kliff ausstreichender M₁ ist auf den Bereich des Klein Klütz Höved beschränkt. Der M₁ ist schwach rötlich braun gefärbt, stark bindig und geschiebeam. Die oberen Bereiche sind, wie auch an der Stoltera im

*) Anschriften der Autoren: Dr. J. STRAHL, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Außenstelle Berlin, Invalidenstraße 44, 10106 Berlin; Dipl. Geol. E. KEDING, Beimlerstr. 83, 17491 Greifswald; Dipl. Geol. P. FRENZEL, Fachrichtung Geowissenschaften an der E.-M.-Arndt-Universität Greifswald, F.-L.-Jahn-Str. 17 a, 17489 Greifswald; Prof. Dr. G. STEINICH, Am St. Georgsfeld 36, 17489 Greifswald; Dipl. Geol. U. STRAHL, Teupitzer Str. 24, 12627 Berlin

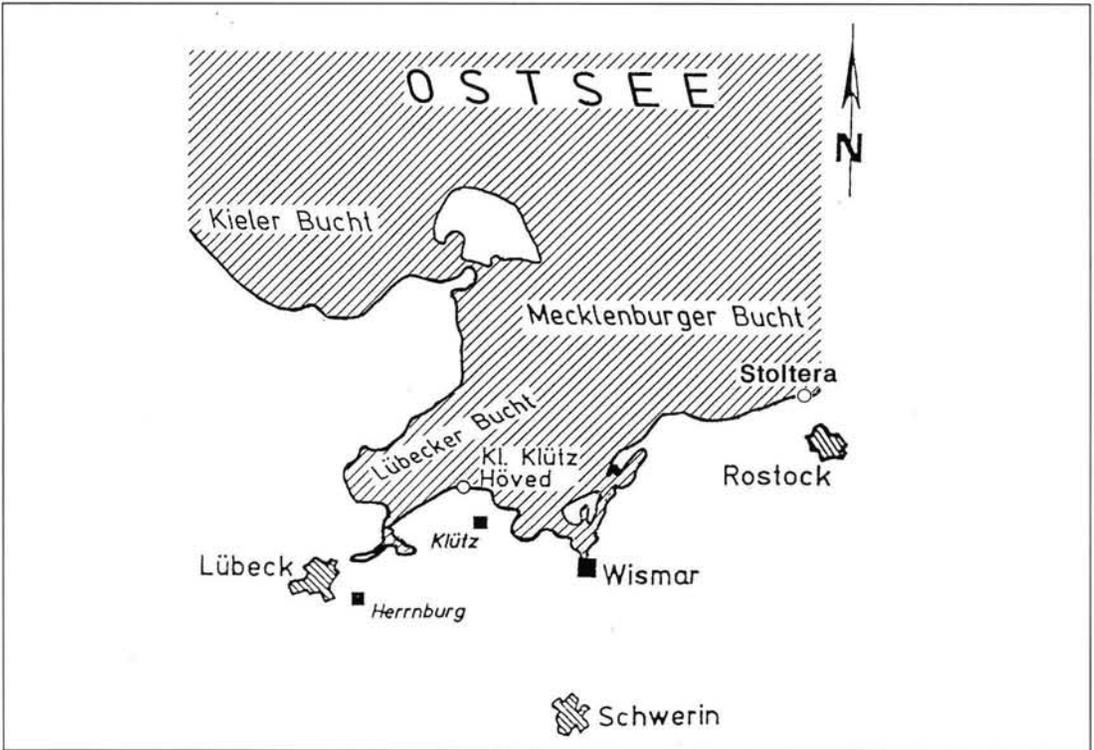


Abb. 1: Lage des Aufschlußpunktes Klein Klütz Höved an der Lübecker bzw. Mecklenburger Bucht.
Fig. 1: Position of the outcrop Klein Klütz Höved at the Lübeck respectively Mecklenburg Bay

M_1 -Geschiebemergel, grünlichgrau gefärbt. Nach Kleingeschiebeanalysen besitzt der M_1 ein baltisches Geschiebespektrum, jedoch ohne spürbaren Dolomitanteil. Warthezeitliches Alter ist wahrscheinlich. Eine baltische Fazies der Drenthe erscheint möglich. Im I_1 -Zwischensediment ist lithologisch eine grobe Dreiteilung vorhanden (vgl. dazu Pkt. 3). Über den Sanden des I_1 und teilweise die Basis des M_{II} -Geschiebemergels bildend, sind rotbraune Schlufftone verbreitet. Diese führen eine Kieskomponente, die dem Material einen geschiebemergelähnlichen Charakter geben können. Kleingeschiebezählungen ergeben eine dem M_1 äquivalente Zusammensetzung. Der M_{II} -Geschiebemergel ist unverwittert grau gefärbt, schwach sandig, führt Schollen und Schlieren von Kreidematerial und fällt durch seine starke Präsenz von Flint auf. An seiner Basis ist eine rotbraune Lokalmoräne ausgebildet, die M_1 - und I_{II} -Material aufgearbeitet hat (s. o.). In Analogie zur Stoltera ist die Zuordnung zum Brandenburger und/oder Frankfurter Stadium anzunehmen (MÜLLER, mdl. Mitt.). Im I_{II} -Zwischensediment läßt sich ebenfalls eine grobe lithologische Dreiteilung erkennen. Über dem M_{II} folgt ein Gemenge von grauem Schluff, rotbraunem Schluff (teilweise gebändert), schluffigem Feinsand, sandig schluffigem Feinkies sowie Fetzen und Schlieren von M_{II} -Geschiebemergel. Darüber schließen sich schluff-

fige Feinsande an, die schräg- und rippelschräggeschichtet sind. Den oberen Teil des I_{II} bilden stark schluffige Feinsande und sandige Schluffe mit organogenen Anteilen, die intensiv kryoturbiert gestört sind. STEINICH (mdl. Mitt.) wies darin Dauereier von *Daphnia* nach. Der M_{III} -"Geschiebemergel" ist als stark schluffiger, sehr schwach feinkiesiger Feinsand ausgebildet. Er besitzt ein schwach ausgeprägtes Scherflächengefüge. Zum Hangenden treten sehr deutlich Schichtungsmerkmale hervor. Das I_{III} -Zwischensediment baut sich überwiegend aus mächtigen Feinsanden mit Horizontal- und Rippelschrägschichtung auf. Nach bisherigem Kenntnisstand ist I_{III} nur dann vorhanden, wenn darüber sicher kein M_{IV} -Geschiebemergel nachweisbar ist. Fehlt I_{III} , liegt direkt über dem M_{III} ein mächtiger, grauer, sandiger M_{IV} -Geschiebemergel, der im Habitus nahezu dem M_{II} gleicht. M_{III} und M_{IV} entsprechen dem Pommerschen Stadium der Weichselkaltzeit (Maximal- und Hauptvorstoß). Im Zusammenhang mit den Schichtdeformationen (M_{IV} - und/oder M_V -zeitlich) kam es unter Auftaubedingungen zu erheblichen Materialwanderungen und Fließbewegungen, die in mehreren Decken übereinander liegen können (Abb. 2). Die bisherige Abfolge wird, nicht immer zweifelsfrei, diskordant von einem sehr unterschiedlich mächtigen Geschiebemergel (M_V) abgedeckt, der an Störungen mit versetzt sein kann. M_V -

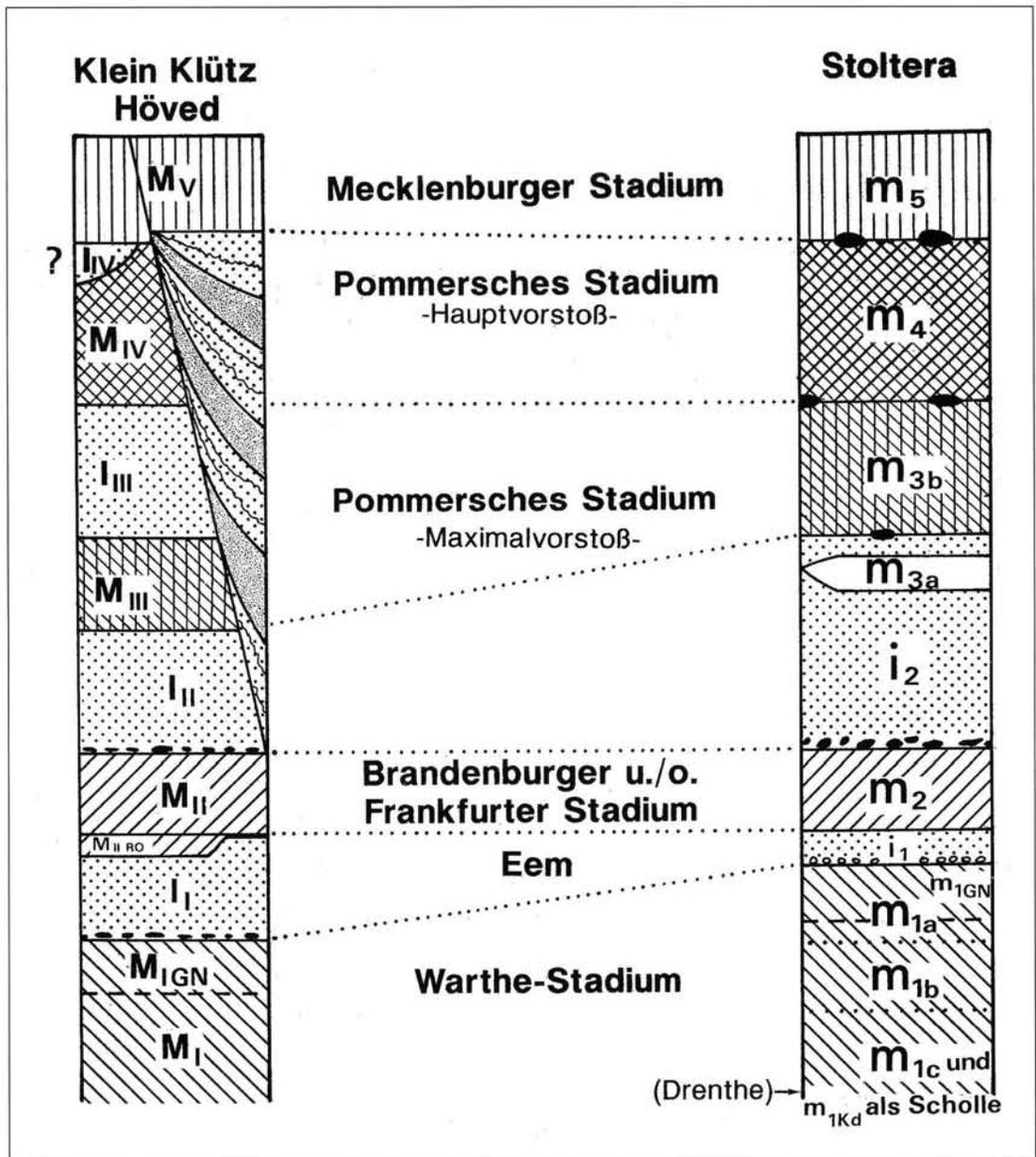


Abb. 2: Normalprofil im Bereich des Klein Klütz Höved und der Stoltera
 Fig. 2: Normal profile of the Klein Klütz Höved and the Stoltera

Geschiebemergel ist rostbraun gefärbt, stark sandig und läßt bei größerer Mächtigkeit durch eingeschaltete Sandlinsen eine eventuelle Zweiteilung erkennen. Der M_I repräsentiert die Grundmoräne des Mecklenburger Stadiums der Weichselkaltzeit.

3 Das I_1 -Zwischensediment

Der durch KLENGEL (1954) erstmals bearbeitete Inter-glazialaufschluß befindet sich ca. 1 km östlich des

Klein Klütz Höved, ca. 160 m östlich der Treppe Elmenhorst (Abb. 1, 3). Abb. 3 zeigt die Lage des Inter-glazialhorizontes zwischen zwei Geschiebemergeln (M_I - M_{II}). Das zwischen M_I und M_{II} lagernde, ca. 5 m mächtige I_1 -Zwischensediment wird in vier Sedimentkomplexe (I - IV ULLERICH 1991, Abb. 3) unterteilt. Über dem M_I folgt ein Feinkies-Feinsand-Paket (Sedimentkomplex I) mit schichtungsloser, geröllführender Basis. Daran schließt sich ein Rippelhorizont, über dem im Wechsel parallel- und schrägge-

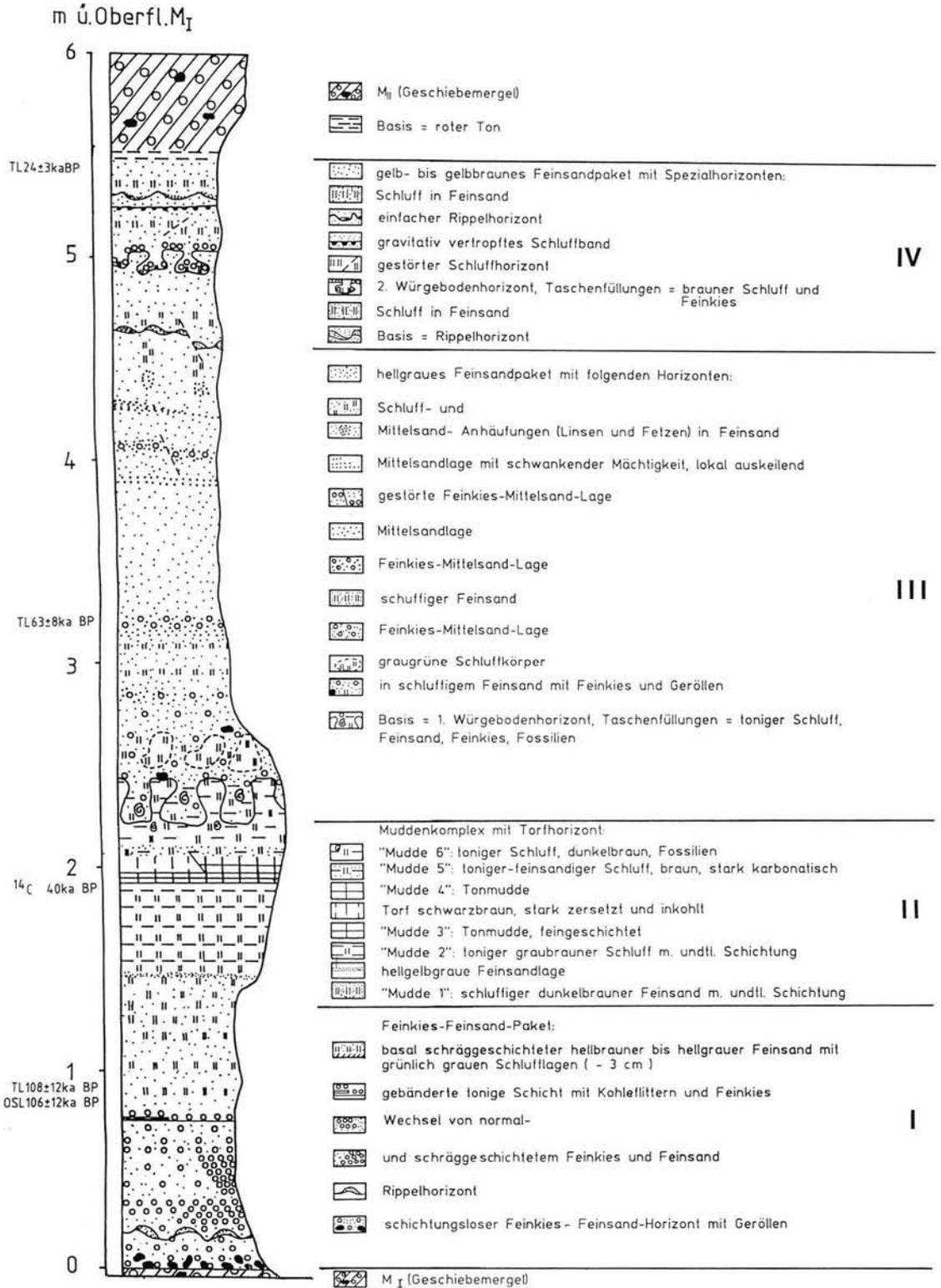


Abb. 3: Lithologisches Profil des Interglazialvorkommens am Klein Klütz Höved (umgezeichnet und erweitert nach ULLERICH 1991)

Fig. 3: Lithological profile of the interglacial deposit at Klein Klütz Höved (modified and enlarged after ULLERICH 1991)

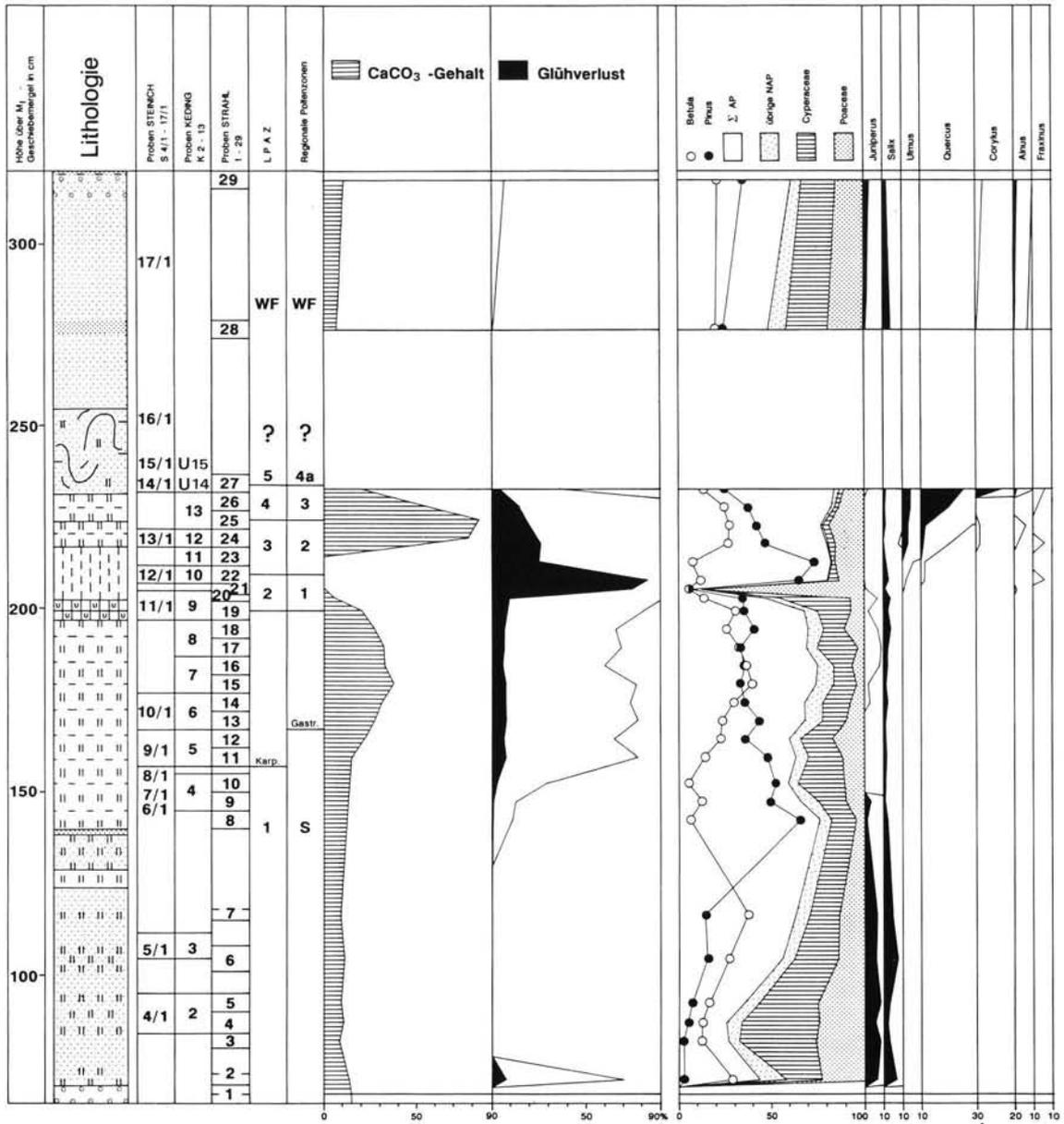
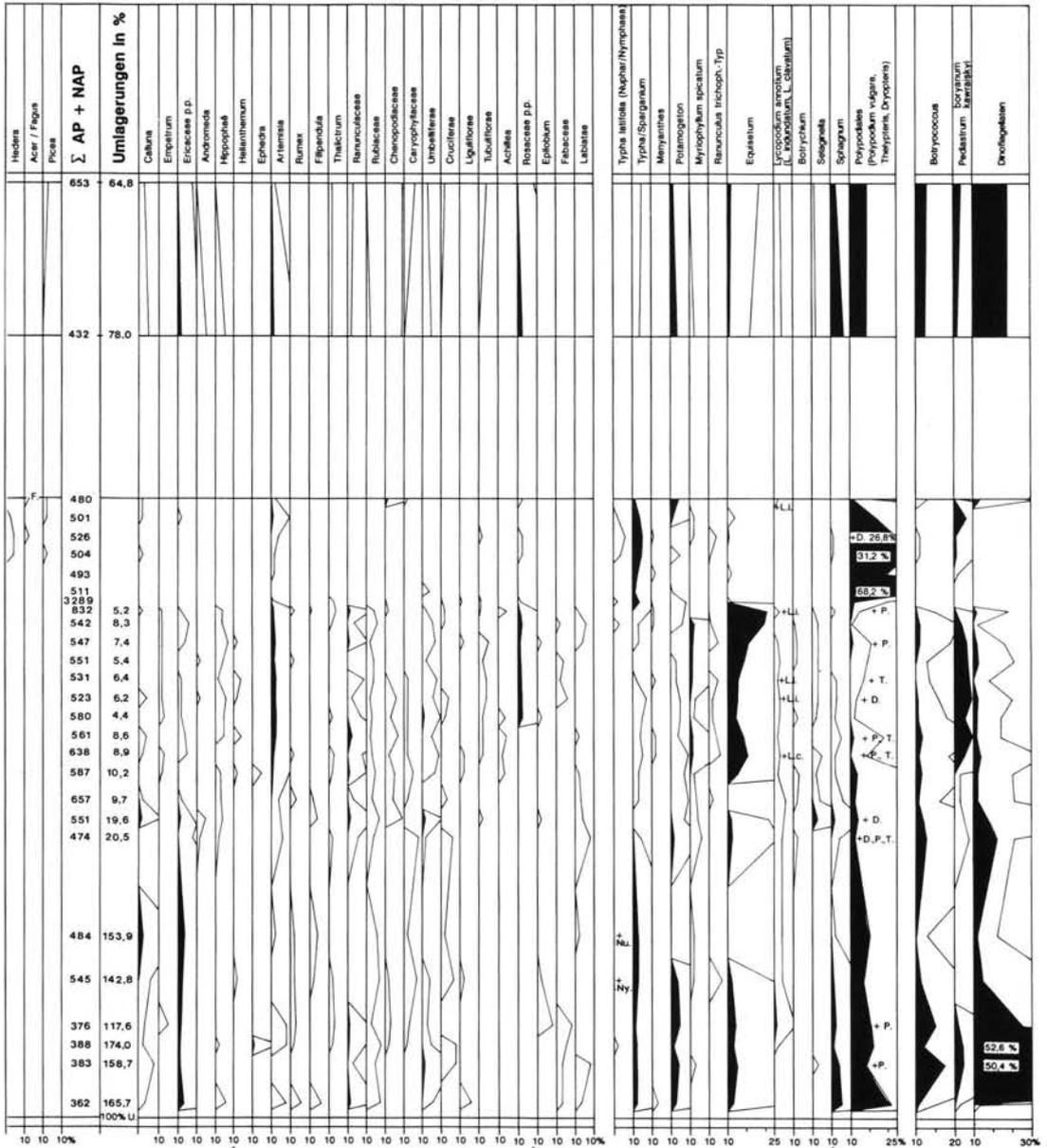


Abb. 4: Pollendiagramm des Interglazialvorkommens am Klein Klütz Höved

Fig. 4: Pollen diagram of the interglacial deposit at Klein Klütz Höved

schichtete Feinkies- bis Feinsandhorizonte lagern, an. Im darüber folgenden, nur noch basal schrägschichteten Feinsandhorizont mit vereinzelt, z. T. organogenen Schlufflagen, zeichnet sich eine Beruhigung des Sedimentationsgeschehens ab. Aus diesem Horizont stammen die ersten Proben, die für floristische bzw. faunistische Untersuchungen entnommen wurden (Abb. 4, STRAHL Pr. 1 - 7; KEDING Pr. K 2 - 3). Datierungen von Sedimentproben oberhalb des Rippelhorizontes belegen mit einem TL-Alter von 108 ± 12 ka BP bzw. OSL-Alter von 106 ± 12 ka BP das

ausgehende Saale-Glazial (KRBETSCHKE, schriftl. Mitt.; TL.: Freiberg, OSL: Tallin; Abb. 3). Der Sedimentkomplex II (Abb. 3) setzt mit schluffigen Feinsanden bzw. sandigem Schluff ("Mudde 1") ein. Die Datierung dieses Sedimentes mittels ¹⁴C ergab ein Alter von > 40 ka BP (KRBETSCHKE, schriftl. Mitt.). Bei ca. 160 cm über dem M₁ befindet sich ein Feinsandband ohne Fossilinhalt. Der als "Mudde 2" bezeichnete Horizont darüber ist durch graubraunen tonigen Schluff mit undeutlicher Schichtung charakterisiert. Im Hangenden nimmt der Schluffanteil ab und geht in eine feine



schichtete Tonmudde an der Basis eines darüberlagernden, stark komprimierten und inkohlten Horizontes mit zahlreichen, z. T. sehr großen Holzresten, der hier als "Torf" ausgehalten wird, über. Der "Torf" verzahnt sich im untersuchten Kliffabschnitt mit Tonmudde. Über dem "Torf" folgen toniger bis feinsandiger ("Mudde 5") bzw. toniger, durch seine immense Fossilführung auffallender Schluff ("Mudde 6"). Darüber bricht die Sedimentation ab und die Mudde werden diskordant durch den Würgebodenhorizont 1, der bis in die unterlagernde "Mudde 6" eingreift und

den Sedimentkomplex III einleitet, überlagert. Der Sedimentkomplex II wurde bis zum Würgebodenhorizont 1 im 5-cm-Abstand unter Auslassung des Feinsandbandes für die Pollenanalyse beprobt (Abb. 4, STRAHL Pr. 8 - 26). Aus diesem Bereich stammen ebenso die Proben von KEDING (Pr. K 4 - 13), aus denen neben den Makroresten z. T. auch die nachfolgend besprochenen Mollusken- und Ostrakodenfaunen bestimmt wurden. Für die Untersuchung der Faunenzusammensetzung wurden außerdem durch STEINICH die Proben S 1/1 - 22/1 gewonnen. Die Ta-

Tab. 1: Fossiltablette der makrobotanischen Reste (Früchte und Samen sowie Characeen)

Tab. 1: Table of fossil macrobotanical remains (fruits and seeds as well as characees)

| | Proben-Nr. | | | | | | | | | | | | | |
|---|------------|-----|------|------|-----|------|------|-----|-----|------|------|------|------|-----|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 10 a | 11 | 12 | 13 |
| <i>Betula pubescens</i> EHRH. | | | | xxx | xxx | xx | xx | xx | xx | | xx | xx | xx | |
| <i>Betula nana</i> L. | | | | xx | xx | xx | | | | | | | | |
| <i>Carex acutiformis</i> EHRH. | | | | xx | xxx | xx | xxx | xx | xxx | | | | | |
| <i>Carex aquatilis</i> WAHLENB. | | | | x | xx | | | | | | | | | |
| <i>Carex cf. cespitosa</i> L. | | | | | xx | x | | | | | | | | |
| <i>Carex cf. gracilis</i> CURTIS | | | | | | | | | x | | | | | |
| <i>Carex pseudocyperus</i> L. | | | | x | xx | | x | | | xx | xxx | x | xx | |
| <i>Carex riparia</i> CURTIS | | | | x | | | x | | xx | | xx | x | x | |
| <i>Carex vesicaria</i> L. | | | | xx | xxx | xx | xx | xx | xxx | | | | | |
| <i>Carex</i> ssp. | | | | | x | | | x | xx | | | | | |
| <i>Cenococcum geophilum</i> FRIES (Sklerotien) | x | x | xxxx | xxxx | xxx | x | x | xx | | | x | | x | |
| <i>Ceratophyllum demersum</i> L. | | | | | | | | | | | | xx | xx | xx |
| <i>Clara</i> ssp. | | | | x | xxx | xxxx | xxxx | xxx | xx | xxx | xx | xxx | xxx | xxx |
| <i>Cladium mariscus</i> (L.) POHL | | | | | | | | | | xx | xx | xx | xx | xx |
| <i>Comarum palustre</i> L. | | | | | x | | | | x | | | | | |
| <i>Eleocharis palustris</i> (L.) R. et SCH. | | | | | x | | | xx | xxx | | | | | |
| <i>Hippuris vulgaris</i> L. | | | | | | | | xx | xxx | | | | | |
| <i>Hydrocharis morsus-ranae</i> L. | | | | | | | | | | | x | | | |
| <i>Lemna minor</i> L. | | | | | | | | | | | xx | | | |
| <i>Lycopus europaeus</i> L. | | | | | | | | | | | x | | | |
| <i>Mentha arvensis</i> L. vel <i>aquatica</i> L. | | | | | | | | | | | x | | | |
| <i>Myriophyllum spicatum</i> L. | | | | | x | | xxx | xxx | xxx | | | | | |
| <i>Myriophyllum verticillatum</i> L. | | | | | | | | | | | | | xx | |
| <i>Najas marina</i> L. | | | | | | | | | | | | xx | xxx | xx |
| <i>Najas minor</i> ALL. | | | | | | | | | | | | | xx | x |
| <i>Nitellopsis obtusa</i> (DESV.) J. GROVES | | | | | | | | | | | | xxxx | xxxx | xxx |
| <i>Nymphaea alba</i> L. | | | | | | | | | | | xx | | | |
| <i>Potamogeton coloratus</i> HORNEB. | | | | | | | | | xx | | | | | |
| <i>Potamogeton filiformis</i> PERS. | | | | | x | x | x | x | xxx | | | | | |
| <i>Potamogeton friesii</i> RUPR. | | | | | | | x | xx | xx | | | | | |
| <i>Potamogeton lucens</i> L. | | | | | | | | x | x | | | | | |
| <i>Potamogeton pectinatus</i> L. | | | | | | | | xx | x | xx | | | | |
| <i>Potamogeton perfoliatus</i> L. | | | | | | | | x | | | | | | x |
| <i>Potamogeton praelongus</i> WULFEN | | | | | | x | xx | | | | | | | |
| <i>Potentilla</i> sp. | | | | | | | | | x | | | | | |
| <i>Ranunculus aquatilis</i> L. s.l. | | | | x | x | xx | | x | xx | xx | x | | | |
| <i>Ranunculus sceleratus</i> L. | | | | | | x | x | | | | | | | |
| <i>Rubus</i> sp. | | | | | | | | | | x | | | | |
| <i>Salix</i> sp. | | | | x | x | x | x | | xx | xx | x | | | |
| <i>Salvinia natans</i> (L.) ALL. | | | | | | | | | | xx | xxx | xxx | xxx | xxx |
| <i>Schoenoplectus lacustris</i> (L.) PALLA | | | | xx | | | | x | | x | | | x | x |
| <i>Selaginella selaginoides</i> (L.) LINK | | xxx | xxx | xx | xx | | x | x | xx | | | | | |
| <i>Sparganium erectum</i> L. em. RCHB. | | | | | | | | | | x | xx | | x | |
| <i>Sparganium minimum</i> WALL. | | | | | | | | | x | | | | | |
| <i>Typha</i> sp. | | | | | | | | x | x | xxxx | xxx | xxx | xxx | xxx |
| <i>Urtica dioica</i> L. | | | | | | | | | | x | xx | | | x |
| <i>Azolla</i> ssp. (Umfagerungen) | | x | x | | | | | | | | | | | |
| Varia (weitere ungelagerte Megasporen, v. a. Tertiär) | | xx | xx | | | | | | | | | | | |
| <i>Cristatella mucedo</i> CUVIER (Statoblasten) | | | | xx | xx | xxx | xxx | xx | x | | | | | xx |
| <i>Daphnia</i> sp. (Ephippien) | | | | x | | xx | | | | | | | | |

x = einzelne (ein bis zwei Exemplare)

xx = einige

xxx = viele

xxxx = masseweise

schen des Würgebodens enthalten aufgearbeitete Partien der "Mudde 6" (Abb. 4, STRAHL Pr. 27) und z. T. tonigen Schluff, Feinsand und Feinkies mit einem hohen Anteil an marinen Fossilien (STEINICH Pr. S 14/1 - 16/1) sowie für die Untersuchung der Ostracodenfauna die Pr. U 14 und 15 (ÜLLERICH, 1991).

Über dem Würgeboden schließt sich ein Feinsandpaket mit verschiedenen markanten Horizonten an. Zunächst treten graugrüne Schluffkörper in einer schluffigen Feinsandmatrix mit Feinkiesanteil und Geröll auf, die durch wechsellagernde Feinkiese bis Mittelsande bzw. schluffigen Feinsand überlagert werden. Darüber folgt ein Feinsand-Mittelsand-Horizont mit einer gestörten Feinkies-Mittelsand-Lage und lokal auskeilenden reinen Mittelsandlagen. Den Abschluß des Feinsand-Paketes bilden Schluff- und Mittelsandanhäufungen. Aus dem Sedimentkomplex III stammen die Proben 28 - 29 (STRAHL) und S 17/1 - 18/1 (STEINICH, Abb. 4).

Der sich anschließende Sedimentkomplex IV hebt sich durch das Auftreten eines 2. Würgebodenhorizontes heraus, dem basal ein Rippelhorizont mit überlagerndem schluffigen Feinsand vorausgeht. Die Taschenfüllungen werden hier durch braunen Schluff und Feinkies gebildet. Darüber folgen feinsandige Schluffe mit einem gravitativ vertropften Schluffband und ein weiterer Rippelhorizont. Das TL-Alter der Basispartie unterhalb des Rippelhorizontes beträgt 63 ± 8 ka BP und weist wie die Datierung mit 24 ± 3 ka BP (KRBETSCHKE, schriftl. Mitt.) der Schluffe unterhalb des M_{II} -Geschiebemergels weichselfrüh- bzw. weichselhochglaziales Alter aus. Aus diesem Abschnitt stammen die letzten für faunistische Untersuchungen

gewonnenen Proben von STEINICH (Pr. S 19/1 - 22/1). Das I_1 -Zwischensediment wird durch den M_{II} -Geschiebemergel überdeckt.

4 Fossilführung

Die folgenden Abschnitte besprechen die in den Sedimentkomplexen I - III nachgewiesenen Floren und Faunen des I_1 -Zwischensedimentes und des Würgebodenhorizontes 1. Die durch STEINICH und KEDING faunistisch und floristisch untersuchten Proben (S 4/1 - 17/1; K 1 - 13) wurden zu den pollenanalytisch ausgewerteten (STRAHL Pr. 1 - 27) im Pollendiagramm (Abb. 4) in Beziehung gesetzt. Die durch FRENZEL bestimmten Ostrakodenfaunen stammen aus den Proben von KEDING (K 1 - 13) sowie von ÜLLERICH (1991, U 14 - 15).

4.1 Pollenanalytische Untersuchungsergebnisse

4.1.1 Lokale Pollenzonen

Für die Untergliederung des Pollendiagramms werden lokale Pollenzonen (LPAZ = Local Pollen Assemblage Zones) eingeführt, die nachfolgend mit den regional gültigen Eem-Abschnitten nach ERD (1973) korreliert wurden.

4.1.2.1 LPAZ 1 - NAP-Birken-Kiefern-Zeit

Die Sedimentkomplexe I und z. T. II (Abb. 3; Abb. 4, STRAHL Pr. 1 - 19) des I_1 -Zwischensedimentes wurden

Tab. 2: Verteilung der Ostrakodenarten im Profil des Interglazialvorkommens am Klein Klütz Höved. (Die Zahlen geben jeweils die Klappenzahl an).

Tab. 2: Distribution of ostracod species in the profile of the interglacial deposit of Klein Klütz Höved (the numbers declare the quantity of valves).

| Arten / Probennummern | K 4 | K 5 | K 6 | K 7 | K 8 | K 9 | K 10 | K 11 | K 12 | K 13 | U 14 | U 15 |
|--|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|------|------|------|------|------|
| <i>Candona candida</i> | 3 | 0 | 11 | 17 | 14 | 0 | 4 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Candona compressa</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Candona tricartriosa</i> | 0 | 0 | 0 | 10 | 7 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Candona neglecta</i> | 0 | 0 | 0 | 6 | 6 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Candona protzi</i> ? juv. | 0 | 0 | 1 | 3 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Candona weltneri</i> var. <i>obtusa</i> | 2 | 2 | 4 | 10 | 1 | 0 | 3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Candona</i> sp. juv. <i>compressa</i> -Gruppe | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Candona</i> sp. | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Candona</i> sp. juv. | 0 | 0 | 0 | 2 | 38 | 0 | 27 | 6 | 12 | 5 | 1 | 0 |
| <i>Cyclocypris serena</i> | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 5 | 2 | 0 | 3 | 0 | 0 |
| <i>Cyclocypris impressopunctata</i> | 0 | 0 | 2 | 15 | 20 | 0 | 0 | 23 | 10 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Cyclocypris laevis</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Cyprideis torosa</i> f. <i>torosa</i> | 0 | 0 | 0 | 2 | 2 | 1 | 6 | 27 | 478 | 691 | 24 | 7 |
| <i>Cyprideis torosa</i> f. <i>littoralis</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 5 | 10 | 163 | 10 | 3 |
| <i>Ilyocypris decipiens</i> | 0 | 0 | 3 | 2 | 18 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Limnocythere inopinata</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 5 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Limnocythere sanctipatricii</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 4 | 0 | 0 |
| <i>Metacypris cordata</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 10 | 10 | 6 | 0 | 0 |
| <i>Herpetocypris reptans</i> | 0 | 0 | 0 | 1 | 2 | 0 | 0 | 0 | 3 | 1 | 0 | 0 |
| <i>Darwinula stvensoni</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 1 | 0 | 0 |
| gen. et sp. indet. | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Klappenzahl gesamt | 7 | 2 | 21 | 70 | 118 | 1 | 47 | 78 | 525 | 873 | 35 | 10 |

anhand der pollenanalytischen Befunde zur lokalen Pollenzone 1 (LPAZ 1) zusammengefaßt. Die Grenzziehung zur undeutlich ausgebildeten LPAZ 2 (Birken-Kiefern-Zeit) erfolgte mit dem lithologischen Wechsel toniger Schluffe zu schwarzen Tonmudden (Pr. 19). Aufgrund des hohen Anteils an Umlagerungen (v. a. Neogen, thermophile AP) und Dinoflagellaten ist die Interpretation des Pollendiagramms zumindest für den Sedimentkomplex I problematisch. Unter den Baumpollen (AP) dominiert *Pinus* gegenüber *Betula* (max. 66 %), *Salix* geht über 7 % nicht hinaus. Das Fehlen von Makroresten von *Pinus* läßt eine Rückführung der hohen Anteile im Pollendiagramm auf Fernflug vermuten. Wichtige Elemente der NAP-Flora sind u. a. *Artemisia*, *Helianthemum*, *Hippophaë* und *Poaceen*.

Lokalvegetation: *Potamogeton*, *Myriophyllum spicatum*, *Cyperaceen* und *Equisetum*.

Die hohen Werte von perisporösen Pteridophyten und sicher auch von *Sphagnum* sind auf Umlagerungen zurückzuführen.

4.1.2.2 LPAZ 2 - Birken-Kiefern-Zeit

Die Pollenkurven, v. a. von *Betula*, *Pinus* und insbesondere der *Poaceen*- sowie die Sumpfb- bzw. Wasserpflanzenkurven weisen einen sehr unruhigen und untypischen Verlauf auf. *Betula* sinkt im Verlauf der LPAZ 2 nach ihrem anfänglichen Maximum von 30 % beständig ab und erreicht nach einem Tiefstand von 6 % an der Grenze zur LPAZ 3 (Kiefern-Birken-Ulmen-Eichen-Zeit) nur 11 %. Die in LPAZ 1 noch reichlich vertretenen Spätglazialelemente klingen bis auf *Artemisia* und *Juniperus* rasch aus. *Ulmus* und *Quercus* setzen im Verlauf der LPAZ 2 mit Werten unter 1 % ein, *Alnus* wird in Pr. 21 mit 0,1 % nachgewiesen.

Lokalvegetation: Die Vegetation offener Wasserflächen tritt gegenüber LPAZ 1 zurück. Dagegen steigt die Kurve von *Typha* bei gleichzeitiger Zurückdrängung der in LPAZ 1 noch dominierenden *Cyperaceen* an. *Equisetum* erreicht sein Maximum in Pr. 20 (21 %) und verliert dann an Bedeutung.

4.1.2.3 LPAZ 3 - Kiefern-Birken-(Ulmen-Eichen-)Zeit

Für die Grenzziehung der LPAZ 3 wurde der Anstieg der *Pinus*-Kurve auf Maximalwerte und die Zunahme der EMW-Elemente *Ulmus* und *Quercus* gewählt. *Quercus* erscheint im Untersuchungsraum und erreicht an der Grenze zu LPAZ 4 3 % vor ihrem Maximalanstieg. *Ulmus* pendelt um 3 %.

Der Anteil der NAP-Flora sinkt teilweise unter 20 %, nur *Artemisia* besitzt noch neben *Poaceen* und *Cyperaceen* Kurvenschluß.

Lokalvegetation: *Typha*, *Myriophyllum spicatum*, *Potamogeton* und *Ranunculaceen* (*Ranunculus trichophyllos*-Typ).

Pediastrum boryanum erlangt, nach bereits bedeutenden Werten in LPAZ 1 und 2, wieder Kurvenschluß. Die in großer Anzahl erfaßten Farnsporen erreichen ein Maximum von 68 %.

4.1.2.4 LPAZ 4 - Kiefern-EMW (Eichen-Ulmen-)Zeit

In diesem Abschnitt hält die Sedimentation von Mudden an. Die untere Grenze zwischen LPAZ 3 und 4 wird in Pr. 25 und die Grenze zu LPAZ 5 in Pr. 27 gezogen. Charakteristisch für LPAZ 4 ist das ständige Absinken der *Pinus*- und *Betula*-Kurve sowie eine Dominanz von *Quercus* unter den EMW-Elementen. *Quercus* steigt am Übergang zur LPAZ 4 auf 15 % an

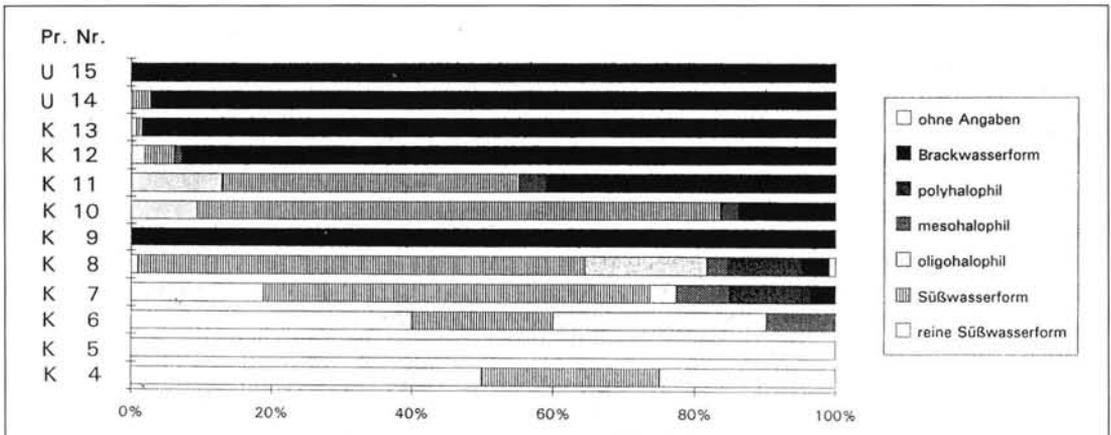


Abb. 5: Prozentuale Anteile der Ostrakodenarten im Profil des Interglazialvorkommens am Klein Klütz Höved mit ihren jeweiligen Salinitätsansprüchen.

Fig. 5: Procentual portion of ostracod species in the profile of the interglacial deposit at Klein Klütz Höved with their demands on salinity

und erreicht in Pr. 27 (LPAZ 5) maximal 24%. Auch *Ulmus* zeigt einen stetigen Kurvenanstieg. An der Grenze zur LPAZ 5 setzt *Corylus* schlagartig mit hohen Werten ein, im vorhergehenden Abschnitt lag die Hasel unter 1%. In der NAP- und Sumpf-/Wasservegetation vollziehen sich gegenüber LPAZ 3 keine gravierenden Veränderungen.

4.1.2.5 LPAZ 5 - EMW-Hasel-Zeit

Pr. 27 repräsentiert als einzige die LPAZ 5 im Diagramm. Das beprobte Sediment gehört bereits dem die Mudden diskordant überlagernden Würgeboden 1 an und wurde den durch aufgearbeitete Horizonte der "Mudde 6" gebildeten Taschenböden entnommen. Zur Kontrolle wurden mehrere Proben parallel untersucht, die alle das gleiche Bild zeigten: *Corylus* erreicht hohe Werte und *Quercus* dominiert die übrige Baumpollenflora (in einer Probe mit 40%). Aus den Sedimenten oberhalb des Würgebodens 1 wurden aus Schlufflagen die Pr. 28 und 29 neben zwei weiteren, im Diagramm nicht abgebildeten Proben entnommen. Aufgrund des hohen Anteils an Umlagerungen sind diese Proben nur ganz allgemein einer schon wieder kühlen Phase zuzuordnen und sollen hier keiner weiteren Auswertung unterliegen.

4.2 Botanische Großrestanalyse

Die Ablagerungen des Saalespät-Glazials und Eem-Interglazials lieferten eine Reihe von pflanzlichen Makroresten, vor allem Samen und Früchte (Tab. 1). Sie lassen eine teilweise Rekonstruktion der lokalen Vegetationsverhältnisse und Rückschlüsse auf die klimatischen Verhältnisse zu. Die Vegetationsentwicklung läßt sich dabei in vier deutlich voneinander unterschiedene Abschnitte gliedern.

4.2.1 Abschnitt I (Sedimentkomplex I; Proben K 1 - K 3)

Der Abschnitt I repräsentiert das ausgehende Glazial. Die bestimmbareren Reste bestehen vor allem aus umgelagertem älteren Fossilmaterial. Als wahrscheinlich parautochthon werden die Megasporen von *Selaginella selaginoides* angesehen. In Probe K 3 massenhafter Nachweis von Sklerotien des Pilzes *Cenococcum geophilum*.

4.2.2 Abschnitt II ("Mudde 1 - 4" im Sedimentkomplex II; Proben K 4 - K 9)

Umgelagerte ältere Fossilien treten in diesem wie in den folgenden Abschnitten nicht mehr auf. In Probe K 4 erscheint *Cenococcum geophilum* noch massenhaft, in Probe K 5 nehmen die Sklerotien bereits deutlich ab.

Die nordische *Betula nana* (Zwergbirke) wurde seltener und nur bis Probe K 6 gefunden, *Carex aqua-*

tilis sogar nur bis Probe K 5. Die Wasservegetation wurde von *Chara*- und *Potamogeton*-Arten bestimmt. In der jüngeren Hälfte des Abschnittes nahm die Artenvielfalt der Wasserpflanzen zu (u. a. *Myriophyllum spicatum*).

Die Anzahl der *Chara*-Oosporen nimmt ebenso wie die Häufigkeit der Statoblasten der Süßwasserbryozoe *Cristatella mucedo* im Übergang zum "Torf" ab. Gleichzeitig treten *Potamogeton friesii* und *Hippuris vulgaris* hinzu.

4.2.3 Abschnitt III ("Torf"; Proben K 10 und K 10 a)

Da sich die Probe K 10 als sehr artenarm erwies, wurde 80 m östlich des Profils eine weitere Probe - die Probe K 10 a - aus dem gleichen "Torf"-Horizont entnommen, die das Artenspektrum für den Abschnitt III ergäntzt. Die Artenarmut der Probe K 10 ist aus dem massenhaften Auftreten der Tegmen von *Typha* sp. zu erklären.

Der wahrscheinlich kurzzeitige Hiatus zum Liegenden wird durch die weitgehende Umstellung der Ufervegetation deutlich. Bei den Wasserpflanzen verloren die *Characeen* an Bedeutung, es kamen u. a. *Salvinia natans*, *Nymphaea alba*, *Sparganium erectum* und *Lemna minor* dazu.

4.2.4 Abschnitt IV ("Mudde 5 - 6" im Sedimentkomplex II; Proben K 11 - K 13)

Die Ufervegetation blieb auch in diesem Abschnitt in ihren biotopbestimmenden Arten erhalten. Doch kam es zu einer drastischen Änderung der Wasservegetation (*Salvinia natans* weiterhin häufig, *Characeen* jedoch nun die absolute Dominante bildend). An Samenpflanzen waren *Ceratophyllum demersum* und *Najas marina* die bestimmenden Arten.

Die zwei der bei NÖTZOLD (1965) makrofloristisch beschriebenen Proben stammen offenbar aus diesem Horizont.

4.3 Ostrakodenfauna

Da das Probenmaterial von KEDING bzw. ULLERICH übernommen wurde und die Probenahme nicht unter dem Gesichtspunkt einer quantitativen Analyse der Fauna erfolgte, können die in Tab. 2 angegebenen Gesamt-Klappenanzahlen nur als grober Richtwert für den Vergleich der Häufigkeiten von Ostrakoden in den Proben dienen.

Im Profil Klein Klütz Höved konnten 16 Ostrakodenarten nachgewiesen werden:

Candona candida (O. F. MÜLLER 1776)
Candona compressa (KOCH 1837)

Candona neglecta (SARS 1887)
Candona protzi (HARTWIG 1898 (?))
Candona triticatricosa (DIEBEL & PIETRZENIUK 1969)
Candona weltneri var. *obtusa* (G. W. MÜLLER 1900)
Cyclocypris impressopunctata (HIRSCHMANN 1909)
Cyclocypris laevis (O. F. MÜLLER 1776)
Cyclocypris serena (KOCH 1837)
Cyprideis torosa (JONES 1850)
Darwinula stevensoni (BRADY & ROBERTSON 1870)
Herpetocypris reptans (BAIRD 1835)
Ilyocypris decipiens (MASI 1906)
Limnocythere inopinata (BAIRD 1843)
Limnocythere sanctipatricii (BRADY & ROBERTSON 1869)
Metacypris cordata (BRADY & ROBERTSON 1870)

Die ökologischen Angaben zu den hier aufgeführten Ostrakodenarten entstammen den Arbeiten von NÜCHTERLEIN (1969), HILLER (1972), VESPER (1975) und anderer Autoren. Die nachgewiesenen Ostrakodenfaunen (vgl. Tab. 2) werden im Abschnitt 5 diskutiert. Abb. 5 zeigt die Salinitätsansprüche der Ostrakoden in den Proben des Profils.

4.4 Mollusken- und Piscesfauna

Nach unbestimmbaren Gastropodenbruchstücken im Sedimentkomplex I (KEDING Pr. K 1 - 3, STEINICH Pr. S 1/1 - 6/1, Abb. 4) wurden im unteren Teil des Sedimentkomplexes II in den Proben K 4 - 5 und S 7/1 - 9/1 (Abb. 4) *Vallonia pulchella* (O. F. MÜLLER; ca. 30% des Materials), *Pupilla muscorum* (L.), *Columella columella* (MARTENS; ca. 30% des Materials), *Vallonia tenuilabris* (BRAUN), *Succinea oblonga* (DRAP.) sowie *Pisidium lilljeborgi* (GLESSIN) und *Valvata piscinalis antiqua* (SOW.) nachgewiesen.

Ab Profilmeter 1.6 (Pr. K 6 - 9, S 10/1 - 11/1; Abb. 4) sind *Valvata piscinalis piscinalis* (O. F. MÜLLER) und *Gyraulus (Armiger) crista f. cristatus* (DRAP.) häufig. Dazu kommen *Sphaerium* sp., *Pisidium milium* (HELD), *P. hibernicum* W., große Exemplare von *Unio* sp., nur noch vereinzelt tritt *Succinea oblonga* auf. In den Mudden unterhalb des Würgebodenhorizontes 1 (Pr. K 12 - 13, S 13/1; Abb. 4) sind *Vallonia pulchella* (O. F. MÜLLER), *Galba truncatula* (O. F. MÜLLER) und *Valvata piscinalis* (O. F. MÜLLER) vertreten und es kommen massenhaft Operculardeckel von *Bithynia tentaculata* (L.) vor. *Unio* sp. ist selten. Vorhanden sind ferner *Pisidium nitidum* JENYNS, *P. tenuilineatum* STELFOX, *Sphaerium* sp.

Von Süßwasserfischen belegen Schlundzähne die Arten *Rutilus rutilus* (L.), *Tinca tinca* (L.), *Scardinius erythrophthalmus* (L.) und Zähne *Esox lucinus* (L.).

Die marine Fauna des Würgebodenhorizontes (Sedimentkomplex III, S 14/1 - 16/1) enthält *Hintia reticulata* (L.), *Bittium reticulatum* (C.), *Venerupis senescens* (C.), *Cerastoderma edulis* (L.), *Ostrea edulis* (L.), *Mytilus edulis* (L.), *Mysella bidentata* (M.), (?) *Arctica islandica* (L.), *Balanus* sp.

5 Diskussion der Untersuchungsergebnisse

5.1 Vegetationsentwicklung und Sedimentationsablauf am Klein Klütz Höved im Zeitraum Saale-Spätglazial bis Weichsel-Frühglazial

5.1.1 Saale-Spätglazial

Das Saale-Spätglazial umfaßt im I-Profil die Sedimentkomplexe I und z. T. II (Abb. 3, 4). Temperaturanstieg nach dem Zurückweichen des Inlandeises und dadurch bedingtes erhöhtes Wasserangebot durch Schmelzwässer und Niederschläge führten im Gebiet zu veränderten Strömungsverhältnissen, die eine verstärkte Abschwemmung fein- und grobklastischen Materials verursachten. Ergebnis unruhiger Sedimentation unter wahrscheinlich arktischen bis subarktischen Bedingungen ist der Feinkies-Feinsand-Horizont des Sedimentkomplexes I mit wechselnder Schräg- und Parallelschichtung und entsprechendem Grobkiesanteil an der Basis. Fehlende humose Bestandteile im unteren Bereich des Sedimentkomplexes I lassen auf eine noch geringe organische Produktion und fehlende floristische und faunistische Belege auf die Existenz einer Kältewüste schließen. Im oberen Teil des Sedimentkomplexes I deutet sich eine Beruhigung der Sedimentation an. Feinklastische Ablagerungen lösen die Schmelzwassersedimente im Liegenden ab. Die pollenanalytischen Befunde belegen ein limnisches Milieu. Das Pollendiagramm weist im Bereich des Sedimentkomplexes I (STRAHL Pr. 1 - 7) einen hohen Anteil an Umlagerungen aus. Auf noch nicht festgelegtes Bodensubstrat verweisen umgelagerte Großreste aus dem Tertiär u./o. älteren Pleistozän sowie Megasporen von *Azolla* (Pr. K 1 - 3). Ein Klappenfund von *Cyprideis torosa f. litoralis* scheint aus Brackwassermilieu eingespült worden zu sein, wofür auch die erhöhten Anteile von *Botryococcus braunii* und *Dinoflagellaten* sprechen. Die Glühverlustkurve (Abb. 4) zeigt für die Pr. 1 - 7 (STRAHL) keinen bzw. nur einen Minimalanteil organischer Substanz in den Sedimenten. Aufgrund der angeführten Fakten werden die Ablagerungen im oberen Abschnitt des Sedimentkomplexes I als Flußablagerungen angesehen. Die Sedimentation erfolgte in einer durch den zurückweichenden Saalegletscher entstandenen Entwässerungsbahn (fluviatile Erosionsstruktur im Sinne EISSMANN's [1990]) eines wahrscheinlich weit verzweigten Entwässerungssystems unter arktischen bis subarktischen Bedingungen.

Mit dem Einsetzen der Muddesedimentation (STRAHL Pr. 8; Abb. 4) zeichnet sich nach den pollenanalytischen, karpologischen und faunistischen Ergebnissen sowie dem Ansteigen der Glühverlustkurve (Abb. 4) eine fortschreitende Klimabesserung von subarktischen bis zunächst borealen Bedingungen ab, die

zu einer erhöhten organischen Produktion führte. Die offene Vegetation in der Umgebung des Flußarmes wurde im wesentlichen durch spätglaziale Sippen und *Poaceen* geprägt, in der sich lichtliebende Gehölze wie *Juniperus* und *Hippophaë* neben *Betula nana*, belegt durch Fruchtschuppen und Nüßchen, und baumförmigen Birken ausbreiten konnten. Aufgrund des relativ hohen Baumpollenanteils im Diagramm sind echte Steppenbedingungen abzulehnen, vielmehr dürfte es sich um offene, parkartige Landschaften gehandelt haben. Für noch subarktische Bedingungen während der Akkumulation des Sedimentkomplexes I sprechen unter den durchweg heliophilen Spätglazialelementen die kältezeigenden Pioniere *Selaginella selaginoides*, *Botrychium cf. lunaria* und evtl. *Lycopodium annotinum*. Mehr trockene als kalte Bedingungen indizieren *Artemisia*, *Ephedra cf. distachya*, *Hippophaë rhamnoides*, *Helianthemum*, *Rubiaceae*, *Polygonum persicaria* sowie z. T. *Umbelliferae* und *Chenopodiaceae*. Im Gebiet zeichnete sich mit der Wandlung von subarktischen zu borealen Verhältnissen (steigender Anteil borealer Elemente, wärmezeigende Mollusken ab Pr. K 6 und S 10/1) auch eine zunehmende Ozeanitätsbindung der Flora ab. *Juniperus*, *Betula nana*, *Hippophaë*, *Thalictrum* und *Pinus* mit kontinentaler Verbreitungstendenz stehen neben *Selaginella*, *Botrychium*, *Helianthemum*, *Lycopodium annotinum*, z. T. *Chenopodiaceen* und unter den Wasserpflanzen *Ranunculus aquatilis*, *Nuphar lutea*, *Nymphaea alba* und *Myriophyllum spicatum* sowie vor allem *Ericaceen* und *Empetrum* mit ozeanischer Verbreitungstendenz gegenüber. Mit dem Dichterwerden der Vegetation nahm die Bodenerosion ab. Der Anteil an Umlagerungen sinkt im Pollendiagramm unter 10 % (STRAHL Pr. 12). Auch die Abnahme von *Cenococcum geophilum* spricht für eine Festlegung des Bodensubstrates einschließlich der Humusschicht. Der Anstieg der CaCO₃-Kurve (Abb. 4) dürfte größtenteils auf organischer Fällung beruhen (vor allem *Characeen*). Die Ufervegetation war durch Großseggenriede mit ebenfalls stärker ozeanisch geprägten Elementen, wie karpologisch durch *Carex vesicaria* und *C. acutiformis* belegt, repräsentiert. Die an kühlere Klimate gebundene nordische *Carex aquatilis* verschwand wie *Betula nana* recht bald aus dem Untersuchungsgebiet (beide heute mit subkontinentalem Verbreitungsschwerpunkt). Im Riedbereich traten außerdem schon recht regelmäßig die wärmebedürftige *Typha latifolia* und *Sparganium erectum*, die erst etwas höher auch karpologisch nachzuweisen sind, hinzu. Unter den Wasserpflanzen dominiert zunächst eine *Potamogetalia*-Vergesellschaftung, in der neben *Potamogeton perfoliatus* vor allem *P. filiformis* und *P. praelongus* für kühles und klares Wasser sprechen. Das bald hinzutretende submerse *Myriophyllum spicatum*, im höheren Abschnitt der Flachwasserbewohner *Hippu-*

ris vulgaris und reichlich vorkommende *Characeen*-Arten verweisen auf kalkoligotrophe Verhältnisse am Standort.

Die ab Pr. K 4 angetroffene Ostrakodenfauna weist mit *Candona candida* und *C. weltneri var. obtusa* auf ein flaches Gewässer und niedrige Temperaturen hin. Dies korrespondiert gut mit dem karpologischen Nachweis von *Potamogeton praelongus* und *Carex aquatilis*. Zunächst muß es sich um ein stehendes Gewässer ohne Salzwassereinfluß gehandelt haben, da *Candona weltneri var. obtusa* einen größeren Teil der Ostrakodenfauna ausmacht. Bis zur Pr. K 8 zeichnet sich eine Entwicklung ab, die durch einen zunehmenden Salzwassereinfluß (Abb. 5), wahrscheinlich leicht ansteigenden Temperaturen und Wassertiefe sowie zunehmenden Pflanzenwuchs in diesem Gewässer gekennzeichnet ist. In Pr. K 7 erscheinen mit *Limnocythere inopinata*, *Candona neglecta* und *Cyprideis torosa* die ersten polyhalophilen Arten bzw. die erste Brackwasserart. In Pr. K 8 lag die Salinität nicht weit unter 0,5 ‰, worauf das gleichzeitige Vorkommen der glattschaligen und der gebuckelten Form von *Cyprideis torosa* hinweist (FRENZEL 1991). *Candona weltneri var. obtusa* als einzige reine Süßwasserart trat, wie auch oligohalophile Arten, in ihrer Häufigkeit zurück. Die höchste Diversität der Ostrakodenfaunen innerhalb des Profils besteht in Pr. K 8, die günstigsten Umweltbedingungen wurden hier erreicht.

Die in den Pr. K 4 - 5 und S 7/1 - 9/1 nachgewiesenen Mollusken, u. a. die trocken-kaltklimatischen Offenlandgastropoden *Vallonia pulchella* und *Columella columella* neben Süßwasser- und mesophilen Feuchtländarten (*Succinea oblonga*) sowie die Kaltwasserarten *Valvata piscinalis antiqua* und *Pisidium tilljeborgi*, belegen einen noch kaltklimatischen Abschnitt. Bereits in den Pr. K 6 und S 10/1 treten mit *Valvata piscinalis piscinalis* und *Gyraulus crista f. cristatus* wärmeliebende Formen hinzu. Dies führt zu einer Tieferlegung der Grenze Saale-Eem nach den faunistischen Befunden. Die Grenzziehung zwischen Saale-Spätglazial und Eem-Interglazial wurde hier aufgrund der Pollenanalyse vorgenommen. Sie entspricht den Kriterien der Grenzziehung bei MENKE & TYNNE (1984). Hier wird jedoch betont, daß der Beginn der endgültigen Bewaldung (Beginn des Eem) gegenüber der deutlichen Klimaverbesserung verzögert sein kann. Eine solche Verzögerung ist für das Profil Klein Klütz Höved deutlich erkennbar. Der Übergang von arktisch-subarktischen zu borealen Klimabedingungen war am Beginn der Ablagerung des Sedimentkomplexes II bereits vollzogen, wie aus den zahlreichen Makroresten von Baumbirken gegenüber den wenigen Zwergbirkenresten hervorgeht. Auch haben die gefundenen Seggenarten mit Ausnahme der vor allem boreal verbreiteten *Carex aquatilis* heute ihren Verbreitungsschwerpunkt im Gebiet des gemäßigten

Klimas. Sie kommen zwar auch in Skandinavien vor, jedoch nicht im hohen Norden.

Da sich mit der Makrorestanalyse eher klimatische Aussagen erzielen lassen als der Beginn der endgültigen Bewaldung pollenanalytisch festzustellen ist, würde somit eine rein methodisch bedingte Diskrepanz in der Grenzziehung erfolgen. Bei der Molluskenanalyse eignet sich das Aussetzen der Lößschnecken als Merkmal zur Grenzziehung, die danach noch etwas höher als die Grenze nach karpologischen Befunden liegen würde (Abb. 4).

In Pr. K 8 ist das Auftreten eines männlichen Exemplares von *Limnocythere inopinata* ein Hinweis für eine zeitliche Einstufung in das Eem, da amphigone Populationen dieser Ostrakodenart, die sich rezent in unserem Gebiet rein parthenogenetisch vermehrt, typisch für das Eem sind (PIETRZENIUK 1991).

Abnehmende Anzahl der Statoblasten von *Cristatella mucedo* und indirekt auch die steigenden Werte von *Pediastrum boryanum* (Eutrophierung) verweisen neben *Potamogeton friesi* auf eine zunehmende Verflachung des Sedimentationsraumes im oberen Teil des Sedimentkomplexes II.

Anhand der faunistischen und floristischen Befunde dürften die Mudden Altwasserbildungen darstellen. Offenbar erfolgte im Verlauf des Saale-Spätglazials eine Verlegung des Flußlaufes und ein vom Hauptwasserlauf abgeschnürter Altwasserarm, in dem Stillwassersedimente abgelagert wurden, entstand. Durch Salzwassereintrag, belegt durch die Ostrakoden der Pr. K 7 und 8, ist eine küstennahe Lage des Profils anzunehmen.

5.1.2 Eem-Interglazial (LPAZ 2 - 5 - Z 1 - 4 n. ERD 1973)

5.1.2.1 Birken-(Kiefern-)Zeit (LPAZ 2 - Z 1 n. ERD 1973)

Mit dem Sedimentationswechsel von limnischen feinklastischen zu organogenen Ablagerungen (Tonmudde) unter fortschreitender Verflachung des Sedimentationsraumes bis zur Bildung von "Torf", setzt pollenanalytisch die birkenreiche Phase (Z 1) des Eem-Interglazials ein. Der Übergang vom Saale-Spätglazial erfolgte nicht kontinuierlich bzw. Z 1 ist nicht vollständig im Diagramm erfaßt. An der lithologischen Grenze zwischen Tonmudde und "Torf" zeigt sich ein ausgeprägtes *Poaceen*-Maximum (85%), das das Bild der übrigen Flora stark verzerrt. In der weiteren Umgebung des Altwassers traten die Baumbirken gegenüber *Pinus*, die unter dem zunächst herrschenden borealen Einfluß optimale Verbreitungsbedingungen vorfand, rasch zurück. Die heliophile Spätglazialflora verliert durch sich verändernde Lichtverhältnisse an Boden, lediglich *Artemisia* und *Juniperus* konnten sich halten. Die noch sehr lockere Bewaldung gestattete dem Wacholder eine Besiedlung nicht be-

schatteter Standorte (Waldsäume, Lichtungen) bis zum Beginn der Z 2, an deren unterer Grenze er im Gebiet nicht mehr vorhanden war.

In der Lokalvegetation vollzog sich ein Wechsel von Großseggenrieden zu *Typha*-Röhrichten im Uferbereich, die wechselnde Wasserstände und auch längeres Trockenfallen schadlos überdauern konnten. Die pollenanalytisch nachgewiesene Massenausbreitung von *Equisetum* zu Beginn der Z 1 wurde durch den Übergang zu sedimentären Verhältnissen infolge Verflachung des Sedimentationsraumes, u. a. auch durch die Abnahme der *Chara*-Oosporen und der Statoblasten von *Cristatella mucedo* belegt, gefördert. Mit dem Einsetzen des "Torfes" wurden die Formen offener Wasserflächen eingeschränkt (*Myriophyllum spicatum* und *Potamogeton*-Arten pollenanalytisch und karpologisch in der Tonmudde noch mit Maximalwerten nachgewiesen).

Die Molluskenfunde zeigen Flachwassermilieu an. In Pr. K 9 fehlen, abgesehen von einer Klappe von *Cyprideis torosa*, Ostrakoden. Vermutlich wurde diese Klappe umgelagert und könnte aus den tieferen Teilen der Mudde stammen. Der "Torf" weist keine wesentlich andere Ostrakodenfauna auf als die liegende Mudde, lediglich die Diversität ist geringer. Der Salzgehalt des Wassers ging leicht zurück, mit *Metacypris cordata* erschien eine zweite reine Süßwasserart. Wahrscheinlich schwankte der Salzgehalt zeitweise, da gleichzeitig die Brackwasserart *Cyprideis torosa* vorkam (Tab. 2).

Der "Torf" an sich dürfte nicht rein sedimentär entstanden sein, sondern zum größten Teil aus zusammengeschwemmtem Material bestehen, wofür sehr große Holzreste, das pollenanalytische *Poaceen*-Maximum zu Beginn der Z 1 sowie die karpologisch massenhaft nachgewiesenen *Typha*-Tegmen sprechen. Durch die extreme Verfestigung lassen sich nur schwerlich genauere Rückschlüsse zur Genese ziehen. Pollenanalytische und karpologische Befunde sowie der oben beschriebene Zustand des "Torfes" lassen auf einen Hiatus in der Sedimentation zu Beginn des Eem-Interglazials schließen. Für die weitgehende Verlandung des Gewässers am Standort als Voraussetzung der Torfbildung sind verschiedene Ursachen denkbar. Zum einen kann die Verflachung zunächst soweit fortgeschritten sein, daß eine Unterbrechung der Muddedimentation erfolgte und der Standort zeitweise bis auf kleine Schlenkenbereiche trockenfiel und somit ein Teil der Z1 im Diagramm nicht seinen Niederschlag findet. Zum anderen sind ständige Grundwasserspiegelschwankungen als Ursache denkbar.

5.1.2.2 Kiefern-Birken-EMW-Zeit (LPAZ 3 - Z 2 n. ERD 1973)

Mit fortschreitender Torfakkumulation (organische Produktion erreicht Werte um 80%, max. 84%; Abb. 4) vollzog sich der Übergang von einer durch Birken

und Kiefern zu einer zunächst rein durch *Pinus* dominierten Landschaft. *Pinus* steigt zu Beginn der Z 2 rasch auf Maximalwerte an und scheint auf Kosten von *Betula* in der weiteren Umgebung des Sedimentationsraumes endgültig Fuß gefaßt zu haben. *Betula* wurde auf die ärmeren und wahrscheinlich stauassen Uferbereiche zurückgedrängt. Die schon mit geringen Werten in der Z 1 auftretenden EMW-Elemente *Ulmus* und *Quercus* etablierten sich mit sich verbessernden Klimaverhältnissen zunehmend. Da die Werte des schlechten Pollenspenders *Ulmus* um 3% liegen, kann mit einer sicheren Präsenz im Gebiet gerechnet werden (HUNTLEY & BIRKS 1983). Dabei wurden durch *Ulmus* anspruchsvollere und von *Quercus* saure, auch durch hohe Grundwasserstände gekennzeichnete Standorte bevorzugt. An übrigen Laubhölzern traten schon vereinzelt *Corylus*, *Fraxinus* und *Acer* im Verlauf der Z 2 hinzu. Neben den Laubgehölzen sprechen *Hedera helix* und *Ilex aquifolium* in der zweiten Hälfte der Z 2 für den Übergang von borealen zu atlantisch beeinflussten temperaten Verhältnissen zum Ende der Z 2. Durch die Ausbreitung thermophiler, ozeanisch geprägter Laubmischwälder wurde *Pinus* immer mehr zurückgedrängt. *Betula* konnte durch *Ulmus* und *Quercus* offenbar gemiedene Standorte, wenn auch nur kurzzeitig, zurückerobern.

In der zweiten Hälfte von Z 2 kam es zur erneuten Vernässung des Standortes, die sich besonders durch Veränderungen in der Lokalvegetation bemerkbar machte. Der "Torf" wurde überschwemmt und es wurden wiederholt Mudden akkumuliert. Durch die enge Verzahnung der Sedimente ist ein Hiatus nicht wahrscheinlich.

Die sehr wärmebedürftige, rezente in Mecklenburg-Vorpommern wegen ungünstiger Temperaturverhältnisse ausgestorbene *Salvinia natans* wurde in der Z 2 massenhaft ab Pr. K 10 karpologisch neben pollenanalytisch belegten *Polypodiales* (max. 68%) nachgewiesen und spricht, wie die die Uferregionen besiedelnde und lediglich durch zahlreiche Früchte belegte *Cladium mariscus* und ab Pr. K 11 ebenfalls nur karpologisch belegte *Najas marina*, für zunehmende Erwärmung unter steigendem atlantischen Einfluß. *Salvinia* ist eine wichtige Kennart von Schwimmblattgesellschaften neben dem wiedereinsetzenden *Myriophyllum spicatum* und *Ranunculus aquatilis* als Besiedler erneut vorhandener Wasserflächen. Die sehr hohen Makrorestnachweise von *Salvinia* und die *Polypodiaceen*-Werte im Diagramm sowie die Zusammensetzung der Ostrakodenfauna der Pr. K 10 (hoher Anteil mesorheophiler Arten) stützen die Annahme, daß es sich bei dem "Torf" um mehr zusammengeschwemmtes als sedentär entstandenes Material handelt. *Potamogeton perfoliatus*, die wärmebedürftigen *Lemma minor*, *Nymphaea alba*, *Spartanium erectum* sowie *Ceratophyllum demersum* treten als weitere Wasserpflanzen hinzu. Die

Artenzusammensetzung der Wasservegetation spricht für die Ausbildung meso- bis eutropher, alkalischer Verhältnisse. Im offenen Wasser dominant sind jedoch *Characeen*, vor allem *Nitellopsis obtusa*. Die Anhäufung von *Characeen*-Oogonien, die reiche Ostrakodenfauna und massenhaftes Auftreten von Opercula der Süßwasserschnecke *Bithynia tentaculata* verursachen eine starke Zunahme des CaCO_3 -Gehaltes (max. 86%, Abb. 4) im Sediment. Das im Wasser gelöste CaCO_3 wurde organisch gefällt. Die nachgewiesenen Mollusken belegen ebenso wie die botanischen Untersuchungsergebnisse wärmeklimatische Verhältnisse im Gebiet.

Nach Schuppenresten erreichten die in Pr. S 13/1 nachgewiesenen Süßwasserfische ein Mindestalter von 4 bis 6 Jahren. *Tinca tinca* verlangt zur Fortpflanzung sommerwarmes Wasser ($\geq 20^\circ\text{C}$, pH 6,5 bis 8). Da die Laichzeit von *Esox lucinus*, *Scardinius erythrophthalmus* und *Rutilus rutilus* im Mai endet, muß das Gewässer zu diesem Zeitpunkt eisfrei und mindestens 10°C warm gewesen sein. Alle genannten Fische, auch der stationäre Uferfisch *Esox lucinus*, meiden rasche Strömung, Pflanzen und Schlamm als Substrat bevorzugende Ostrakodenarten wie *Cyclocypris serena* und *Herpetocypris reptans* werden in Pr. K 10 und der sich anschließenden hangenden Mude relativ häufig. Der Salzwassereinfluß nahm bis zur Pr. K 13 zu, wie sich aus dem steigenden Anteil von *Cyprideis torosa* ablesen läßt (Abb. 5, Tab. 2). Es muß jedoch ein wechselnder Eintrag von Süß- und Brackwasser bestanden haben, da immer noch *Metacypris cordata* vorkommt. Die Dominanz der Form *Cyprideis torosa f. torosa* (gebuckelte Form) läßt auf einen Salzgehalt bis zu 0,5‰ schließen (FRENZEL 1991), der Salzgehalt lag damit an der Grenze zwischen Süß- und Brackwasser. In Pr. K 13 wird die größte Individuenhäufigkeit bei geringer Diversität der Ostrakodenfauna erreicht. Die Umweltbedingungen müssen bereits relativ schlecht gewesen sein, da sich die sehr anpassungsfähige *Cyprideis torosa* ohne wesentliche Konkurrenz derartig vermehren konnte. Nach den faunistischen Befunden wird für den Sedimentkomplex II (Pr. K 12 - 13, S 13/1) auf ein nahrungs- und fischreiches Gewässer geringer Tiefe und Strömung mit schlammigem Grund, reichlich Pflanzenwuchs und eingeschränkter Verbindung zum offenen Meer, im unmittelbaren Einflußbereich eines Süßwassereinstroms geschlossen.

Im Uferbereich dominiert weiterhin *Typha* unter Ausbildung breiter Röhrichtgürtel bei nur geringer *Cyperaceen*-Beteiligung, die hier größtenteils durch *Cladium mariscus* vertreten sein dürften. Die wechselnde Wasserstände tolerierenden *Typha* und *Cladium* korrespondieren gut mit der auf extreme Ablagerungszustände verweisenden Ostrakodenfauna der Pr. K 13. Die erneute Einstellung von Flachwasserbedingungen und der wachsende ozeanische Einfluß im Untersuchungsgebiet deuten die unmittelbar bevorstehende Transgression des Eem-Meeres an.

5.1.2.3 Kiefern-EMW-Zeit und EMW-Hasel-Zeit (LPAZ 4 und 5 - Z 3 und 4 n. ERD 1973)

Die Kiefern-EMW(*Quercus-Ulmus*)-Zeit ist im Profil nur durch die Pr. 26 (STRAHL) und K 13 (KEDING) repräsentiert. Sie bildet den Abschluß der limnischen Entwicklung im Untersuchungsgebiet und wird durch den den Sedimentkomplex III einleitenden Würgebodenhorizont 1 diskordant überlagert (Abb. 3, 4). Aus den Taschenböden des Würgebodens ("Mudde 6") wurden Pr. 27 (STRAHL), deren Spektrum bereits in die Z 4 nach ERD (1973) gehört sowie Pr. U 14 und 15 (ULLERICH), entnommen.

In Z 3 breitet sich der EMW mit vornehmlich *Quercus* zuungunsten von *Pinus* und *Betula* aus. *Quercus* erscheint gegenüber *Ulmus* mit deutlich höheren Werten (max. 15%).

Da *Ulmus* nicht mehr als 3% erreicht, scheint sie keine größeren reinen Bestände im Gebiet gebildet zu haben. Auch die *Poaceen* gewannen bei Besiedlung offener Standorte (Waldsäume, Lichtungen) erneut an Bedeutung.

Die Lokalvegetation zeigt gegenüber Z 2 kaum Veränderungen. In der Uferregion trat lediglich wieder *Equisetum* mit geringen Werten und karpologisch belegt, *Urtica dioica* neben der andauernd dominanten *Typha* (Tegmen) auf. *Polypodiaceen* gingen nach Erreichen ihres zweiten Maximums an der Grenze Z 2/3 stetig zurück, wohingegen *Pediastrum* ein Maximum zu verzeichnen hatte. *Characeen*, vor allem *Nitellopsis obtusa*, beherrschten weiterhin die Vegetation des offenen Wassers.

Die Untersuchung der Pr. 27 zeigt, daß die Sedimentation von Mudden bis in die Z 4 anhielt. Da hier nur der unterste Teil der Z 4 nachgewiesen wurde (*Corylus* erreicht kein pollenanalytisches Maximum), wird die Zone als Z 4a im Diagramm ausgehalten. Die EMW-Hasel-Zeit ist durch das schlagartige Einsetzen und die rasche Ausbreitung der Hasel im Gebiet gekennzeichnet. Ihr Erscheinen liegt in der für das Eem typischen Folge nach dem Einwandern von *Ulmus* und *Quercus*. *Hedera* und *Acer* wurden in dieser Probe nicht nachgewiesen, erschienen aber in den zur Kontrolle untersuchten Proben. *Quercus* erreichte ein Maximum von 23%. *Pinus* verlor weiter an Boden und die durch die Birke besiedelten Standorte wurden nun bevorzugt durch *Corylus* eingenommen. Daneben trat *Picea* mit noch geringen Werten in die Vegetation ein. Neben der Ostrakodenfauna (Pr. K 13) belegen auch *Dinoflagellaten* den sich seit Z 3 zunehmend bemerkbar machenden marinen Einfluß.

Pollenanalytisch kann das Eem-Optimum, das nach ERD (1973) die Zonen 5 - 7 umfaßt, nicht belegt werden. Die im Würgeboden 1 enthaltenen Feinsande und Schluffe führen Mollusken und Foraminiferen, die die marine Transgression im Eem repräsentieren. Die Transgression erfolgte unter ozeanischen, tem-

peraten Bedingungen evtl. noch in Z 4 oder kurz danach. Bei der Überflutung durch das Meer sind die oberen Horizonte der limnischen Ablagerungen erodiert und diskordant durch marine Sedimente überlagert worden. Somit liegt auch hier ein Hiatus in der Sedimentation vor. Unter den Mollusken (STEINICH Pr. S 14/1 - 16/1) wurden die marinen Formen *Hinia reticulata*, *Bittium reticulatum*, *Venerupis senescens*, *Cerastoderma edulis*, *Ostrea edulis*, *Mytilus edulis* und auch (?) *Arctica islandica* nachgewiesen. Sie sind offenbar sekundär angereichert, da die Arten ökologisch nicht zusammenpassen und auch einen unterschiedlichen Erhaltungszustand aufweisen. Einige Muschelschalen lassen Windschliffbeanspruchung erkennen. Das gilt besonders für den Kiesanteil der Brodeltaschen, hinzu kommen Bleichung und braune Verfärbung der Feuersteine, so daß auch hieraus auf eine subaerische Phase nach der marinen Sedimentation geschlossen werden kann. Die aus den Pr. U 14 und 15 gewonnene Ostrakodenfauna umfaßt neben einer juvenilen Ostrakodenklappe, die zur Gattung *Candona* gestellt werden kann, nur beide Formen von *Cyprideis torosa*. Das Zahlenverhältnis dieser beiden Formen weist auf mixooligohalines Brackwasser hin. Da dieses Verhältnis aber auf der Zählung nur weniger Klappen beruht, könnten auch Salzgehalte von bis zu 6 oder 7‰ bestanden haben. Dies würde auch mehr dem Vorkommen der Foraminiferen *Elphidium albiumbilicatum* (8 Exemplare in Pr. U 14 und 22 in Pr. U 15) und *Bucella frigida* (3 Exemplare in Pr. U 15) entsprechen. Über die Dauer der Transgression kann nur im Vergleich mit weiter südlich gelegenen Profilen eine Aussage gemacht werden. Sicher ist lediglich, daß die Transgression noch vor dem Klimaoptimum oder kurz nach seinem Beginn erfolgt sein muß. Aufgrund des Zustandes der Fauna werden lange Transportwege ausgeschlossen und parautochthone Lagerung angenommen.

Insgesamt erscheint die pollenanalytisch belegte Entwicklung des I-Profiles am Klein Klütz Höved sehr stark gerafft. Dies ist größtenteils auf die bereits erörterten Sedimentationsumstände zurückzuführen.

5.1.3 Früh-Weichselglazial

Der den Sedimentkomplex III (Abb. 3) einleitende und durch periglaziale Erscheinungen entstandene Würgebodenhorizont 1 wird zeitlich dem Weichsel-Frühglazial zugeordnet. Er repräsentiert einen Hiatus zwischen eem- und weichselzeitlichen Ablagerungen. Ein gradueller Übergang zwischen Eem und Weichsel-Kaltzeit ist pollenanalytisch nicht belegt. Der Würgebodenhorizont 1 und der über zwischengeschalteten glazifluviatilen Sedimenten folgende Würgebodenhorizont 2 deuten auf klimatische Kälteeinbrüche zu Beginn der Weichselvereisung hin.

Die zwischen den Würgeböden 1 und 2 befindlichen

Sedimente sind frei von periglaziären Spuren. Die CaCO₂-Kurve (Abb. 4) weist nur geringe Werte auf und die Glühverlustkurve setzt zeitweise ganz aus. Auch makrofaunistisch und -floristisch liegen keine Nachweise vor. Für wieder intensiv einsetzende Umlagerungsprozesse sprechen die Pollenspektren der aus Schlufflagen gewonnenen Proben (STRAHL Pr. 28 und 29). Die größtenteils umgelagerten Pollen und Sporen sowie hohe *Dinoflagellaten*-Werte verzerren das reale Vegetationsbild völlig und sprechen für anwachsende Bodenerosion durch Zurückweichen der Vegetation aus dem Gebiet. Die Glühverlustkurve (Abb. 4) verweist auf stark nachlassende organische Produktion infolge Klimaverschlechterung. Die Sedimente zwischen den Würgeböden werden als glazifluviale Bildungen, deren Akkumulation unter arktischen bis subarktischen Bedingungen erfolgte, interpretiert.

6 Vergleich des Eem-Interglazials am Klein Klütz Höved mit anderen Eem-Vorkommen Mecklenburg-Vorpommerns

Eine Konzentration von bisherigen Eem-Fundpunkten in Mecklenburg-Vorpommern ist im Raum Rostock (Bereich der Unterwarnow, Diedrichshäger Berge) und im NW im Hinterland der Lübecker Bucht bei Elmenhorst und Herrnburg zu verzeichnen. Eine detaillierte Beschreibung der Warmzeitsedimente führenden Profile aus der Umgebung von Rostock geben GEHL (1961) und LUDWIG (1964). Das Eem ist in den durch GEHL (1961) beschriebenen Bohrungen in ursprünglicher Lagerung in einer Teufe von -20 bis -30 m NN stets zwischen zwei Geschiebemergeln anzutreffen. Von diesen wie auch der Hydrobohrung Elmenhorst 1958 liegen keine pollenanalytischen Auswertungen vor. Lediglich in den stets über limnischen Ablagerungen folgenden marinen Sanden finden sich Mollusken-, Ostrakoden- und Foraminiferenvereinschaftungen, die zu einer Einstufung in das Eem berechtigen. Die gleichen Lagerungsverhältnisse wie im Raum Rostock finden sich auch in der Bohrung Elmenhorst, 2 km (!) südlich des Klein Klütz Höved, in der ebenfalls über tonigen limnischen Ablagerungen sandiges marines Eem zwischen zwei Geschiebemergeln folgt.

Durch den geologischen Dienst Schwerin wurden in den fünfziger Jahren und 1973/74 mehrere hydrogeologische und Kartierungsbohrungen bei Herrnburg (unveröff. Ber. Geol. Dienst Schwerin) niedergebracht. Von diesen Bohrungen sind die Hydrobohrung Herrnburg 1955 (Hy 1955), die Bohrungen 1/58 und 5/58 des Kartierungsbohrprogramms 1958 sowie die Hydrobohrung Herrnburg 1974 (Hy 1974) faunistisch und pollenanalytisch untersucht. Im Profil Herrnburg 1955 (Teufe 106,0 m) ist limnisches und marines Eem, wieder zwischen zwei Geschiebe-

mergeln, in einer Teufe von -26,5 bis -40,0 m NN erfaßt. Nach SCHULZ (1955, unveröff. Ber. Geol. Dienst Schwerin) können für das Eem die Pollenzonen f - h nach JESSEN & MILTHERS (1928), die den Z 4 - 7 nach ERD (1973) entsprechen würden, ausgehalten werden. Die Z 1 - 3 sind nicht erfaßt; ob die diese Zonen repräsentierenden Sedimente evtl. erodiert sind oder die Akkumulation von warmzeitlichen Sedimenten erst kurz vor dem Klimaoptimum in diesem Raum einsetzte, kann hier nicht entschieden werden. Nach der Lage des Transgressionskontaktes fallen lokal Klimaoptimum und Transgression zusammen. Generell ist hier eine ärmere Makrofauna als in den Bohrungen bei Rostock und am Klein Klütz Höved festzustellen. Ostrakoden und Foraminiferen treten in quantitativ großer Anzahl auf, repräsentieren aber nur, bei Verweis auf brackische bis marine Verhältnisse, eine geringe Artenzahl.

Von der Ausbildung der Sedimente her gleiche Verhältnisse zeigen sich in der Kartierungsbohrung Herrnburg 1/58. Das Eem liegt hier bei -37,2 bis -45 m NN. Pollenanalytisch sind die Zonen e - h (?) nach JESSEN & MILTHERS (1928; Z 3 - 7 nach ERD 1973) belegt. SCHULZ (1958) nimmt eine sehr geraffte Widerspiegelung der Eem-Warmzeit ähnlich dem Klein Klütz Höved bei Erreichen temperater, atlantisch geprägter Verhältnisse in den Zonen e - g (Z 3 - 6 nach ERD 1973) an. Die durch SCHWARZENHOLZ (1958) untersuchte Diatomeenflora widerspiegelt für die über diatomeenleeren limnischen Tonmudden lagernden Sedimente brackische bis marine Verhältnisse und darüber eine zunehmende Aussüßung, angezeigt durch Hinzutreten limnischer Formen. Auch hier fallen Transgressionskontakt und Klimaoptimum zusammen.

In der Hydrobohrung Herrnburg 1/74 letztlich wird durch SEIFFERT (1974) über saalezeitlichen Ablagerungen in -30 bis -34 m NN Eem der Z 4 - 5b nachgewiesen. Insgesamt ist für die angeführten Profile und das Klein Klütz Höved ein gleicher Charakter der Sedimentation festzustellen. Zwischen zwei Geschiebemergeln ist das Eem zunächst durch limnische und nachfolgend marine Sedimente, in denen sich mehr oder weniger reiche Faunen als Repräsentanten der Transgression des Eemmeeres in den mecklenburgischen Raum nachweisen lassen, vertreten. Funde von *Venerupis senescens* gelten nach HECK (1960) als eindeutiger Eemnachweis.

Gegenüber dem Aufschluß des I₁-Profils befindet sich das Eem in allen anderen besprochenen Bohrungen in ursprünglicher Lage. Dafür sprechen die Teufen in -20 bis -45 m NN, die gut mit Angaben aus dem nordwestdeutschen Raum harmonieren (HÖFLE et al. 1985, MENKE 1985). Ursache für das hohe Lagerungsniveau am Klein Klütz Höved dürften Stauchungsprozesse während der Weichselvereisung sein, die auch zu in sich gestörten Lagerungsverhältnissen des geschlossenen Profils am Kliff führten. LUDWIG (1964) vermutet

für das Eemvorkommen Schollencharakter und damit keine ursprüngliche Lagerung. Die pollenanalytischen Nachweise der Bohrungen um Herrnburg zeigen für das Saalespätglazial (Herrnburg 1974) sowie die Z 3 - 4 nach ERD (1973; Herrnburg 1955, 1/58, 1974) eine generell übereinstimmende Vegetationsentwicklung mit lokal bedingten, kleineren Abweichungen.

Stimmen die stratigraphischen Einstufungen in Herrnburg, so erreichte das Eem-Meer diesen Raum erst kurz vor (Z 5b, Herrnburg 1/74) bzw. zum Klimaoptimum (Z 6, Herrnburg 1955, 1/58, 5/58), da Transgressionskontakt und Z 6 zusammenfallen. Dann ist für das Klein Klütz Höved bei Annahme des Einsetzens der Transgression noch in der Z 4 oder nur kurz danach das Klimaoptimum und die darüber hinaus folgenden Abschnitte des Eem zumindest bis zur Fichten-Zeit (Z 7) durch die im Würgeboden enthaltenen Fossilien belegt. Zu diesem Zeitpunkt entsprach das Niveau der Eem-Basis noch dem des Hinterlandes. Für die Bohrungen des Rostocker Raumes kann aufgrund der fehlenden pollenanalytischen Belege keine genauere Aussage zu Zeitpunkt und Dauer der marinen Transgression gemacht werden, als daß sie wie schon durch GEHL (1961) angegeben, im mittleren Abschnitt der Warmzeit erfolgte.

7 Schriftenverzeichnis

- EISSMANN, L. (1990): Das mitteleuropäische Umfeld der Eemvorkommen des Saale-Elbe-Gebietes und Schlußfolgerungen zur Stratigraphie des Jüngeren Quartärs. - *Altenbg. nat. wiss. Forsch.*, **5**: 11 - 48, 12 Abb., 3 Taf.; Altenburg.
- ERD, K. (1973): Pollenanalytische Gliederung des Pleistozäns der Deutschen Demokratischen Republik. - *Z. geol. Wiss.*, **1**: 1087-1103, 8 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- FRENZEL, P. (1991): Die Ostracodenfauna der tieferen Teile der Ostsee-Boddengewässer Vorpommerns. - *Meyniana*, **43**: 151-175, 7 Abb., 6 Tab., 2 Taf.; Kiel.
- GEHL, O. (1961): Neue Ergebnisse über das marine Eem und zur Gliederung des Jungpleistozäns in NW-Mecklenburg. - *Geologie*, **10**: 396-408, 6 Abb.; Berlin.
- (1969): Die stratigraphische Stellung und mögliche Deutung der rotbraunen Tone im Pleistozän Mecklenburgs und angrenzender Gebiete. - *Geologie*, **18**: 550-562, 2 Abb., 2 Tab.; Berlin.
- HECK, H.-L. (1955): Unveröff. Ber. Geol. Dienst Schwerin, 4 S.; Schwerin.
- (1960): Frühwürm im Kliffprofil des Klein-Klütz-Höved (Lübecker Bucht). - *Geologie*, **9**: 788-798, 7 Abb.; Berlin.
- HILLER, D. (1972): Untersuchungen zur Biologie und zur Ökologie limnischer Ostracoden aus der Umgebung von Hamburg. - *Arch. f. Hydrobiol., Suppl.*, **40**: 400-497, 20 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- HÖFLE, H. C., MERKT, J., MÜLLER, H. (1985): Die Ausbreitung des Eem-Meeres in Nordwestdeutschland. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, **35**: 49 - 50, 4 Abb.; Hannover.
- HUNTLEY, B., & BIRKS, H. J. B. (1983): An atlas of past and present pollen maps for Europe: 0 - 13 000 years ago. - 667 S.; Cambridge (Cambridge Press).
- JESSEN & MILTHERS (1928): Stratigraphical and Paleontological Studies of Interglacial Fresh-Water Deposits in Jutland and North west Germany. - *Danm. geol. Unders.*, II. R., **48**: 379 S., 48 Fig., 40 Taf. (Atlas); Kobenhavn.
- KLENGEL, J. (1954): Beobachtungen zur Stratigraphie des Pleistozäns an der Steilküste des Klein-Klütz-Höved. - *Bergakademie*, **11**: 496-498, 2 Abb., 1 Tab.; Freiberg.
- KOSAK, B. & LANGE, W. (1985): Das Eem-Vorkommen von Offenbüttel/Schnitlohe und die Ausbreitung des Eem-Meeres zwischen Nord- und Ostsee. - *Geol. Jb.*, **A 86**: 3-17, 2 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- LUDWIG, A. O. (1964): Stratigraphie des Pleistozäns der Ostseeküste von der Lübecker Bucht bis Rügen. - *Geologie*, **13**, Beiheft, **13**: 143 S.; Berlin.
- MENKE, B. & TYNNE, R. (1984): Das Eem-Interglazial und das Weichsel-Frühglazial von Redderstall/Dithmarschen und ihre Bedeutung für die mitteleuropäische Jungpleistozän-Gliederung. - *Geol. Jb.*, **A 76**: 120 S., 18 Abb., 7 Tab., 9 Taf.; Hannover.
- MENKE, B. (1985): Palynologische Untersuchungen zur Transgression des Eem-Meeres im Raum Offenbüttel/Nord-Ostsee-Kanal. - *Geol. Jb.*, **A 86**: 63-99, 1 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- MÜLLER, H. (1983): Fische Europas. - 320 S.; Leipzig-Radebeul (Neumann).
- NÖTZOLD, T. (1965): Faziell-ökologische Aussagen auf Grund von Pflanzenfossilien aus dem Riß-Würm-Interglazial vom Klein Klütz Höved in der Lübecker Bucht. - *Beitr. Meereskunde*. - **12-14**: 119-128.
- NÜCHTERLEIN, H. (1969): Süßwasserostrocoden aus Franken. Ein Beitrag zur Systematik und Ökologie der Ostracoden. - *Int. Revue Ges. Hydrobiol.*, **54**: 223-287, 37 Abb.; Berlin.
- PIETRZENIUK, E. (1991): Die Ostracodenfauna des Eem-Interglazials von Schönfeld, Kr. Calau (Niederlausitz). - *Natur und Landschaft in der Niederlausitz, Sonderheft: Eem von Schönfeld I*, 92 - 116, 3 Abb., 5 Tab., 5 Taf.; Cottbus.
- SCHULZ, W. (1955): Kartierungsbohrprogramm Herrnburg 1955. - Unveröff. Ber. Geol. Dienst Schwerin, Schwerin.
- SCHWARZENHOLZ, H. (1958): Kartierungsbohrprogramm Herrnburg 1958. - Unveröff. Ber. Geol. Dienst Schwerin, Schwerin.
- SEIFFERT, M. (1974): Kartierungsbohrprogramm Herrnburg 1974. - Unveröff. Ber. Geol. Dienst Schwerin, Schwerin.
- STEINICH, G. (1992): Quartärgeologie der Ostseeküste Mecklenburg-Vorpommerns (Rügen, Fischland, Stoltera, Klein-Klütz-Höved). - *Exkursionsführer zur Deuqua '92*, 12. - 21. September 1992 in Kiel: 5 - 46.
- STRAHL, J. (1991): Pollenanalytische Untersuchungen im Jungquartär der mecklenburg-vorpommerschen Küste. - *Diss. Univ. Greifswald*, 143 S.; Greifswald.
- ULLERICH, H. (1991): Die sandig-siltigen Zwischensedimente am Kliff des Klein-Klütz-Höved (Mecklenburger Bucht). - *Dipl. Arb. Univ. Greifswald*, 70 S.; Greifswald.
- VESPER, B. (1975): Ein Beitrag zur Ostracodenfauna Schleswig Holsteins. - *Mitteilungen des Zoologischen Museums und Institutes Hamburg*, **72**: 97-108; Hamburg.
- WIEGANK, F. (1972): Ökologische Analyse quartärer Foraminiferen. Beitrag zur Quartärstratigraphie in der nördlichen Deutschen Demokratischen Republik. - *Geologie*, **21**, Beiheft **77**: 111 S.; Berlin.

Thermolumineszenz-Datierungen an Lössen des Tönchesberges aus der Osteifel

MANFRED FRECHEN*)

Pleistocene, Weichselian, Saalian, Stratigraphy, loess, thermoluminescence dating, Toenchesberg,
East Eifel, Germany

Kurzfassung: Anhand von 61 Proben wurden die Grenzen der Anwendbarkeit der Thermolumineszenz(TL)-Datierungsmethode für Lößdeckschichten des Tönchesberg-Schlackenkegels aus der Osteifel untersucht. Zur Bestimmung der akkumulierten Dosis kamen sowohl die Regenerierungs-Methode als auch die Additive Methode und für einige wenige Proben die R-Gamma-Methode zur Anwendung. Die geologisch-stratigraphische Verlässlichkeit von TL-Altern für die letzten 200 000 Jahre wurde anhand von 126 voneinander unabhängigen TL-Daten untersucht. Die TL-Datierungen an Lössen des Profils Tönchesberg sind bis zu einem Alter von etwa 90 ka in guter Übereinstimmung mit den geologisch erwarteten Altern. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen von Tephren mit einem physikalischen Alter von 238 ± 20 ka und 243 ± 65 ka unterstützen die Vorstellung, daß signifikante TL-Altersunterbestimmungen für die Proben unterhalb des letztinterglazialen Bodens vorliegen. Die lößstratigraphische Abfolge und malakozoologische Untersuchungen implizieren jedoch, daß die $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen altersüberbestimmt sind. Die mit der Additiven Methode kalkulierten TL-Alter für vorletztglaziale Lössen sind größer als bei Verwendung der Regenerierungs-Methode. Jedoch nehmen die TL-Alter weder mit der einen noch mit der anderen Methode außerhalb der Mutungsintervalle zum Liegenden hin zu. Neben physikalischen Gründen kann eine rasche Lößakkumulation während der jüngeren Saale-Kaltzeit als Grund für die nicht erkennbare Zunahme der TL-Alter angenommen werden.

TL-Daten von mehr als 100 000 Jahren werden im allgemeinen durch eine wissenschaftlich fragwürdige Auswahl von Meßdaten sowie Anpassung von Meßbedingungen und Meßparametern ermittelt, um geologischen Altersabschätzungen oder unabhängigen Datierungen zu genügen. Die Unabhängigkeit als Grundprinzip einer Datierungsmethode ist mithin für diesen Altersbereich bei der TL nicht gegeben.

[Thermoluminescence dating of upper Pleistocene loess deposits from Toenchesberg, East Eifel, Germany]

Abstract: 61 samples were investigated from the well studied loess section at Tönchesberg, a scoria cone of the East Eifel Volcanic Field. The samples were investigated by the

additive dose method, regeneration method and a few samples by the partial bleach method. 126 independent TL ages were estimated in order to study the geological stratigraphic reliability of thermoluminescence dating over the last 200 000 years.

At Tönchesberg the TL ages up to 90 ka and just within the dating uncertainty at 120 ka are in good agreement with the independently inferred stratigraphy and the expected geological ages. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -dates at 238 ± 20 ka and at 243 ± 65 ka from the volcanic tephra underlying the loess and of the scoria cone at 202 ± 14 ka seem to imply significant TL age underestimation for the lowest 10 samples underneath the last interglacial soil. However, the aspects of soil stratigraphy and faunal remains suggest that the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates may be overestimated.

The TL ages are somewhat larger for the additive dose technique than for the regeneration technique. However, the dates do not increase significantly with depth for either technique beyond around 90-120 ka. Rapid loess accumulation during the upper part of the penultimate glaciation may explain the not recognizable increase of TL ages with depth. TL dates exceeding 100 ka using partial bleach and total bleach procedures may give the impression that the age underestimation problem is now avoidable by using different thermal treatments and a blue pass filter. But the fundamental principle of a dating method of independence is not yet achieved for this dating range.

1 Einführung

Obwohl seit Ende der 60er Jahre die Thermolumineszenz(TL)-Methode zur Datierung von Keramiken und Sedimenten angewendet wird, sind viele Fragen bezüglich des Datierungsmodells und der Verlässlichkeit der Daten noch offen. Dennoch sind mit TL-Datierungen, unter der Voraussetzung von großen Probenzahlen und engem Beprobungsabstand, zuverlässige und relativ genaue Chronologien letztglazialer Löß/Paläoboden-Abfolgen erhalten worden. Im Idealfall ermöglichen diese radiometrischen Altersbestimmungen regionale und überregionale Korrelationen von Löß-/Paläoboden-Abfolgen.

Unter Thermolumineszenz wird ganz allgemein eine Leuchterscheinung von Stoffen verstanden, die beim Erhitzen neben der Planckschen Strahlung entsteht.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. M. FRECHEN, Abt. Quartärgeologie, Geologisches Institut der Universität zu Köln, Zülpicher Str. 49, 50674 Köln

Sie beruht auf der Fähigkeit vieler Minerale, z. B. Quarz, Feldspat und Zirkon, bei der Absorption von energiereicher Strahlung einen Teil der Anregungsenergie in Form von potentieller Energie zu speichern. Energiereiche, ionisierende Strahlung gibt es überall. Sie stammt aus dem radioaktiven Zerfall von Isotopen der ^{238}U -, ^{235}U - und ^{232}Th -Zerfallsreihen, dem Zerfall von ^{40}K und untergeordnet einiger seltener vorkommender Radioelemente (beispielsweise ^{87}Rb) sowie der kosmischen Strahlung.

Das Datierungsprinzip beruht auf dem zeitlichen Anwachsen eines "Strahlenschadens", der akkumulierten Dosis, nach der Sedimentation. Durch Zuführung von Energie (Hitze, Licht) können diese "Strahlenschäden" beseitigt werden. Dabei kommt es zur Emission von Photonen, deren Lichtintensität im Labor gemessen wird. Sie ist proportional zur Strahlendosis, die das Mineral im Laufe der Zeit gespeichert hat (vgl. AITKEN 1985; FRECHEN 1991a). Das TL-Alter berechnet sich dann, vereinfacht ausgedrückt, aus dem Quotienten von akkumulierter und jährlicher Dosis.

Mit Hilfe der TL lassen sich drei datierbare Ereignisse unterscheiden:

1. Zeitpunkt der Sedimentation (z. B. Löss, Dünenande, fluviatile und glaziale Sedimente)
2. Zeitpunkt der Kristallisation (z. B. Tephren, Schlacken, Laven, Neubildungen von Mineralen)
3. Zeitpunkt der Abkühlung (z. B. Keramiken, Feuerstellen, Sedimente aus Frittungszonen).

Bei äolischen Sedimenten wird im Idealfall der Zeitpunkt der letzten Sonnenlicht-Exposition bestimmt. Die "TL-Uhr" des Ursprungsmaterials wird während des äolischen Transportes unter anderem durch das UV-Licht der Sonne bis auf Null oder bis auf einen bleichbaren Restbetrag zurückgestellt. Inwieweit TL-Daten das wirkliche Sedimentationsalter von Lössen wiedergeben, hängt vor allem davon ab, ob der äolische Staub während des Transportes genügend Zeit hatte, um vollständig gebleicht zu werden und in welchem Umfange die Lössen in der Folgezeit durch Solifluktion oder andere Umlagerungsprozesse beeinflusst worden sind. Untersuchungen an rezenten Lössen aus Alaska zeigen eine bis auf einen nicht bleichbaren Rest vollständige Rückstellung der "TL-Uhr" (BERGER 1990: 12396). Für die Korngrößenfraktion 4-11 μm von Lössen des Tönchesberges war der Nullstellungsprozeß nach einer Belichtung mit natürlichem Sonnenlicht (sonniger Augusttag in Köln) nach 12 bis 15 Stunden abgeschlossen. Sind äolische oder fluviatile Sedimente nicht vollständig durch Sonnenlicht gebleicht, führt dies zu Altersüberschätzungen bzw. zu Mischaltern, die keinen oder nur sehr geringen Aussagewert besitzen.

Die ersten TL-Alter aus der Bundesrepublik Deutschland bestimmten WINTLE & BRUNNACKER (1982) für Löss aus Wallertheim, Rheinhessen. Seitdem wurden für mitteleuropäische Löss-Paläoboden-Abfolgen zahlrei-

che TL-Datierungsstudien durchgeführt (u. a. WINTLE 1985; ZÖLLER, STREMMER & WAGNER 1988; JUVIGNE & WINTLE 1988; AKTAS & FRECHEN 1991; FRECHEN 1991a, JANNOITA 1991; BUSCHBECK et al. 1992; FRECHEN, BRÜCKNER & RADTKE 1992).

Für das Profil Tönchesberg liegen interdisziplinäre Forschungsergebnisse vor, darunter auch Ergebnisse unabhängiger Datierungsmethoden. Es gibt somit ausreichend Vergleichsmöglichkeiten für TL-Alter. Aufgrund der dichten TL-Beprobung und der systematischen Bearbeitungsweise wurden der chronologische, paläoklimatische und paläoökologische Informationsgehalt des Profils Tönchesberg erheblich erweitert (BOENIGK & FRECHEN 1991 und im Druck).

2 Abriß des Forschungsstandes/ Datierungsproblematik

Ein detaillierter Abriß des Forschungsstandes von TL-Altersbestimmungen an Lössen ist bereits an anderer Stelle erfolgt (vgl. WINTLE 1990, FRECHEN 1991a), so daß hier nur neuere Arbeiten exemplarisch diskutiert zu werden brauchen.

Die grundlegenden Untersuchungen von WINTLE (1985) und DEBENHAM (1985) bezüglich des Problems von TL-Altersunterbestimmungen werden durch die eigene Arbeit für die Profile Ariendorf und Tönchesberg aus dem Mittelrheingebiet und durch FRECHEN, BRÜCKNER & RADTKE (1992) für das Profil Rheindahlen aus dem Niederrheingebiet bestätigt. Verlässliche TL-Alter sind mit der TL-Analyse hoher Probenzahlen bis zu einer Datierungobergrenze von 90 bis 120 ka (1 ka = 1000 Jahre) zu erhalten. Da TL-Datierungen äußerst arbeitsintensiv sind, wird oft versucht, Löss-Paläoboden-Abfolgen mit wenigen Proben zu datieren. Die geologisch-stratigraphische Verlässlichkeit der auf diese Weise erhaltenen physikalischen Alter ist meist nicht gegeben. Stichprobenartige Untersuchungen können zwar stratigraphisch scheinbar konsistente physikalische Alter bieten, haben aber keine oder nur geringe chronostratigraphische Bedeutung. Erst eine große Anzahl von Daten läßt Schlüsse über den Grad ihrer Genauigkeit zu. Eine chronostratigraphische Parallelisierung von interstadialen Bodenhorizonten innerhalb des letzten Glazials ist mit Daten von Stichproben meist nur eingeschränkt möglich. Dies gilt besonders für Naßböden, Fließerden und kalkhaltige Braunerden, die zahlreich in fast allen Profilibereichen vorkommen.

Die Beurteilung der Zuverlässigkeit von TL-Daten stützt sich in der Hauptsache auf die geologischen und lößstratigraphischen Zusammenhänge. Dies gestattet freilich nur relative Aussagen, die aber ausreichen, um einen Alterswert als möglich, wahrscheinlich oder unwahrscheinlich einzustufen.

Zusätzliche Datierungsergebnisse unabhängiger Methoden sind von großem Nutzen. Für die TL-Alter der

Lößdeckschichten am Tönchesberg bestehen derartige unabhängige Vergleichsmöglichkeiten. Das Alter des Laacher See-Bimses wurde indirekt warvenchronologisch und mit ^{14}C -Datierungen bestimmt. Des weiteren liegen $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ - und $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ -Daten zwischengeschalteter Tephren und der Tönchesberg-Schlacken vor, sowie U/Th-Alter von Knochen und Zähnen (vgl. FRECHEN 1991b: 107).

Derzeit noch ungelöst ist die Frage, ob vorletztglazialer Löss von älteren Lössen mittels TL-Daten unterschieden werden kann. Untersuchungen an Lössen aus Rheindahlen (FRECHEN, BRÜCKNER & RADTKE 1992: 111, Tabelle 1) und Ariendorf (FRECHEN 1990a: 115) haben gezeigt, daß numerisch höhere Alter als 120 ka bestimmbar sind. Jedoch fehlen bisher grundlegende Untersuchungen, um diese Ergebnisse relativ oder absolut interpretieren zu können. Einen vielversprechenden Versuch lieferte BALESCU (1986: 128 ff), die eine relative TL-Chronologie für nordwesteuropäische Lößprofile, darunter Ariendorf (Mittelrhein), aufstellte.

JANNOTTA (1991) untersuchte letztglaziale Löß-/Paläoboden-Abfolgen aus Holzkirchhausen (Neckar-Main-Gebiet) und Bergerhausen (Rheingau). PACKMAN & GRÜN (1992) datierten Lössen aus Achenheim (Elsaß). Für letztglaziale Lößablagerungen konnten mit Einschränkungen verlässliche und reproduzierbare TL-Alter bestimmt werden. Beide Arbeitsgruppen sehen jedoch derzeit keine Möglichkeit, zuverlässige TL-Alter für vorletztglaziale oder ältere Lössen zu bestimmen. In Rheinhessen untersuchten BUSCHBECK et al. (1992) oberweichselzeitliche Lößablagerungen von Wallertheim und Gräselberg. Die Alter für die Wallertheimer Tephra unterscheiden sich nicht bzw. nur sehr gering von denen der Eltviller Tephra (vgl. WINTLE & BRUNNACKER 1982: 181). Als Grund nehmen BUSCHBECK et al. (1992: 23) an, daß die obere Tephra in Wallertheim entweder nicht der Eltviller Tuff ist oder daß das Lößmaterial vor der Sedimentation nicht vollständig gebleicht worden ist. Für das Profil Gräselberg stimmen die TL-Alter nicht mit der lößstratigraphischen Interpretation überein. Für den Eltviller Tuff wurden TL-Alter zwischen $21,4 \pm 2,5$ und $24,0 \pm 3$ ka und für den Naßboden E2 TL-Alter zwischen $29,3 \pm 3,3$ und $33,0 \pm 3,6$ ka bestimmt. Die ^{14}C -Alter von Mollusken aus dem E2-Naßboden von $18,5 \pm 0,95$ und $21,1 \pm 1,4$ ka (BUSCHBECK et al. 1992: 20) sind zu unzuverlässig, um zum Vergleich herangezogen zu werden.

Durch die Variation einzelner oder mehrerer Meßparameter ist es möglich, TL-Alter den geologischen Erwartungen anzupassen (vgl. FRECHEN 1991a: 111 ff, 1991b: 101; GEYH 1991: 261f; WINTLE et al. 1993: 568). Eine subjektive, bewußte oder unbewußte Manipulation von TL-Daten ist allein durch die numerische Altersangabe meist nicht überprüfbar. Erst aus dem kompletten Datensatz geht hervor, inwieweit ein Be-

arbeiter durch das Weglassen oder Austauschen von Meßwerten eine Genauigkeit bzw. Datierungsobergrenze suggeriert, die eigentlich wissenschaftlich nicht haltbar ist. Es gibt verschiedene mathematische Auswertemodelle, mit denen die akkumulierte Dosis bestimmt werden kann. Statistische Untersuchungen zeigen, daß Fehler bei der Bestimmung der akkumulierten Dosis, sowohl für die Additive Methode als auch für die Regenerations-Methode, mittels Integralauswertung im Temperaturbereich zwischen 300 und 400°C minimierbar sind. Bei einer akkumulierten Dosis (ED=equivalent dose) von 600 Gray schwankt der Betrag des Integrals um $\pm 20\%$ innerhalb von Wiederholungsmessungen. Für nicht angepaßte Kurven variiert der Betrag der über Plateaus bestimmten ED aber um $\pm 110\%$. Aus den vorliegenden Untersuchungen mit hoher Probenzahl geht hervor, daß stichprobenartige TL-Datierungen bei Verwendung der Plateauauswertung für die chronostratigraphische Interpretation nicht ausreichen und wenig verlässlich sind (FRECHEN 1991a: 107, 1992: 99). Ebenso unsicher ist die Bestimmung der akkumulierten Dosis über die Peak-Temperatur bei 320°C oder 340°C. Durch Weglassen oder Hinzufügen des höchsten Dosiswertes sind dabei erhebliche Schwankungen, im Extremfall bis zu 40%, möglich (FRECHEN 1991a: 33). Dieser Schwankungsbereich impliziert Altersverschiebungen um den gleichen Betrag. Aus diesem Grund sind neun unterschiedliche Dosispunkte mit jeweils 5 Aliquots bei guter Reproduzierbarkeit als Mindestforderung anzusehen.

Für die Löß-/Paläoboden-Abfolge des Tönchesberges liegen TL-Daten von ZÖLLER, CONARD & HAHN (1991: 408) vor. Für die Proben oberhalb des Eem-Bodens wurden zu ihrer Ermittlung unterschiedliche Temperaturpeaks bei 320°C oder 340°C zur Bestimmung der akkumulierten Dosis verwendet und ein konstantes Uran-/Thorium-Verhältnis von 1 zu 3,4 angenommen. Für die Proben unterhalb des Eem-Bodens wurden ohne hinreichende Begründung keine konstanten Uran-/Thorium-Verhältnisse für die Dosisratenberechnung angenommen. Eine Einschätzung dieses Datensatzes ist aufgrund dieses nicht begründeten Austausches von physikalischen Meßparametern schwerlich möglich. Es fehlen Erläuterungen, warum die 320°C- und 340°C-Peaks zur Auswertung herangezogen, und warum gerade für die wegen der Datierungsobergrenze problematischen Proben unterhalb des Eem-Bodens eine andere Dosisratenberechnung angewendet worden ist. Wie problematisch eine Variation von Meßparametern sein kann, beschreiben FRECHEN (1991a: 111f) für das Profil Ariendorf und FRECHEN, BRÜCKNER & RADTKE (1992: 112) am Beispiel des Lößprofils Rheindahlen. Obwohl die TL-Alter von ZÖLLER, CONARD & HAHN (1991: 409) numerisch innerhalb der 1σ -Abweichung mit denen der vorliegenden Arbeit übereinstimmen, werden sie aus

den oben beschriebenen Gründen nicht weiter verwendet.

Es überrascht immer wieder, daß auch in neueren Arbeiten der Eindruck vermittelt wird, daß Lössse bis zu mehreren 100 ka mit TL problemlos datierbar sind. Es ist wichtig, dies als noch immer nicht erreichtes Arbeitsziel zu sehen. BERGER, PILLANS & PALMER (1992: 403) behaupten, daß Lössse aus Alaska und Neuseeland mit der Regenerierungs-Methode ("total bleach method") bis zu einem absoluten Alter von 800 ka verlässlich datiert worden sind. Die Autoren sind der Meinung, daß die Probleme der Altersunterbestimmungen von polymineralischem Feinkommmaterial (DEBENHAM 1985: 717 ff; WINTLE 1985: 730; WINTLE & PACKMAN 1988: 319; FRECHEN 1991a: 85) durch unterschiedliche Vorheizbedingungen und Verwendung von Blaufiltern (Schott UG 11 und BG28) während des Meßvorganges zu beheben seien. WINTLE et al. (1993) stellen dies in Frage, da durch die Verwendung unterschiedlicher ultraviolet oder blauer Bandpaßfilter kaum differierende akkumulierte Dosen gefunden worden sind (vgl. PACKMAN & GRÜN 1992: 105).

Das höchste TL-Alter von 730 ka hat eine Standardabweichung von ± 250 ka. Dies bedeutet, daß das physikalische Alter mit einer Wahrscheinlichkeit von 95% zwischen 230 und 1230 ka liegt. Die Breite dieses Schwankungsbereichs läßt die Aussage einer TL-Datierungsobergrenze von 800 ka nicht zu.

BERGER, PILLANS & PALMER (1992: 404) vertrauen auf den Plateautest als Kriterium für die Zuverlässigkeit bei der Bestimmung der akkumulierten Dosis. Der für die Altersbestimmung von Keramik entwickelte und dort auch aussagekräftige Plateautest erwies sich jedoch selbst bei Untersuchungen mit hoher Probenzahl besonders für ältere Lössse als wenig geeignet und aussagekräftig (FRECHEN 1991a: 104). BERGER, PILLANS & PALMER (1992: 404) unterstreichen, daß für Lößproben aus Neuseeland und Alaska vergleichbare Daten unabhängiger Methoden vorliegen. Ob unabhängig bestimmte, "absolute" Alter verlässlicher sind als andere, bleibt jedoch offen (FRECHEN 1991b: 107). Schließlich ist zu bemerken, daß die älteste Probe (730 ± 250 ka) 5 m unterhalb der Brunhes/Matuyama-Grenze genommen wurde und für sie trotzdem ein Alter von 800 ka angenommen wird. BERGER, PILLANS & PALMER (1992) nehmen auch keine Stellung zu methodischen Schwierigkeiten, die bei TL-Datierungen von Lössen weltweit in vielen anderen Lößregionen beobachtet worden sind.

Es ist nicht auszuschließen, daß Meßbedingungen und -parameter so angepaßt werden, daß die TL-Alter mit den geologischen Altersabschätzungen oder unabhängigen Daten in Einklang stehen. Es bleibt fraglich, ob nach dem Variieren und Anpassen physikalischer Faktoren TL-Alter noch als physikalisch zuverlässig dargestellt und kritiklos auf einen Altersbereich von bis zu 800 ka übertragen werden dürfen.

Modelle zur Lösung der Problematik von TL-Altersunterbestimmungen sind noch immer unbefriedigend (vgl. FRECHEN 1991a: 105; JANNOTTA 1991: 67; XIE & AITKEN 1991: 21; WINTLE 1990: 394 ff).

Neben laborspezifischen Fehlermöglichkeiten existieren die methodischen Schwierigkeiten des Kurz- und Langzeit-Fadings, der Sensitivitätsveränderungen und unvollständigen Bleichung, aber auch dosimetrische Probleme und offene Systeme treten auf. Diese Probleme sind teilweise mit mehr oder weniger großem experimentellen Aufwand lösbar oder zumindest in ihrer Größenordnung abschätzbar (AITKEN 1985: 135ff, FRECHEN 1991a: 92 ff).

Der Fehlerbereich bei der Bestimmung des Uran-, Thorium- und Kaliumgehaltes mit der Gammaspktrometrie liegt bei etwa 5 - 8%. Andere analytische Methoden wie Neutronenaktivierung, Alpha-Counting, Thick Source Beta Counting oder Flammenphotometrie sind nicht genauer. Am genauesten ist die Bestimmung der Dosisrate durch direkte Messung der Alpha-, Beta- und Gammastrahlung und Vergleich mit Ergebnissen der Neutronenaktivierungsanalyse.

Die Dosisraten für die Proben des Tönchesberges liegen zwischen 3,6 und 4,9 Gray pro 1000 Jahre, also im Wertebereich von 4-6 Gray pro 1000 Jahre, die WINTLE (1990: 386) als typisch für Lössse aller Kontinente ansieht. Die jährliche Dosis kann indessen immer noch genauer bestimmt werden als die akkumulierte Dosis.

Die Elemente Uran, Thorium und Radon können nämlich im Laufe des Alterns der Sedimente durch Grundwasserzirkulation in das oder aus dem Sediment migrieren. Die Mobilität dieser Elemente ist in feinkörnigen, schluffigen Sedimenten geringer als in grobkörnigen, sandigen Sedimenten. Finden solche Prozesse statt, entstehen radioaktive Ungleichgewichte, die für die Proben des Tönchesberges nicht festgestellt wurden.

Da in Wasser radioaktive Strahlung teilweise absorbiert wird, ist der Wassergehalt des Sediments bei der Berechnung der Dosisrate zu berücksichtigen. Veränderungen der Feuchte in der geologischen Vergangenheit stellen aber einen nur schwer kalkulierbaren Fehler dar.

3 Methodik

Die einzelnen Arbeitsschritte von der Probennahme bis zur geologischen Interpretation der in dieser Arbeit vorgestellten Ergebnisse sind bei FRECHEN 1991a: 24ff) ausführlich beschrieben.

Für die Lößdeckschichten des Tönchesberges wurden erstmalig TL-Analysen mit hoher Probenzahl durchgeführt (FRECHEN 1990b: 56f, 1991a: 78 ff). 61 Proben wurden mit der Regenerierungs-Methode, der Additiven Methode und der R-Gamma-Methode analysiert. Die Auswertung lieferte 126 TL-Alter. Außer-

dem haben sechs verschiedene TL-Labore dieselben Proben aus dem obersten Bereich des unterweichselzeitlichen Schwemmlösses zum Vergleich analysiert (FRECHEN 1991a: 91).

Die akkumulierte Dosis wurde für die polymineralische Feinkornfraktion 4-11 μm bestimmt (Abb. 1). Die Anwendung von drei Methoden, wegen des hohen Arbeitsaufwandes ist sicherlich ungewöhnlich, erschien aber aufgrund der Schwierigkeiten bei der Bestimmung der akkumulierten Dosis erforderlich.

Der Schnittpunkt der additiven Aufbaukurve mit der TL-Intensität des unbleichbaren Rests (I_0) ergab die akkumulierte Dosis (Abb. 1). Bei der R-Gamma-Methode wurden zwei Aliquotserien additiv bestrahlt. Anschließend wurde eine Aliquotserie mit einer UV-Lampe für zwei Minuten belichtet. Der Schnittpunkt der additiven mit der teilweise belichteten Aufbaukurve ergab die akkumulierte Dosis (Abb. 1). Mittels der R-Gamma-Methode sollen sich auch unvollständig gebleichte Sedimente analysieren lassen. Für die

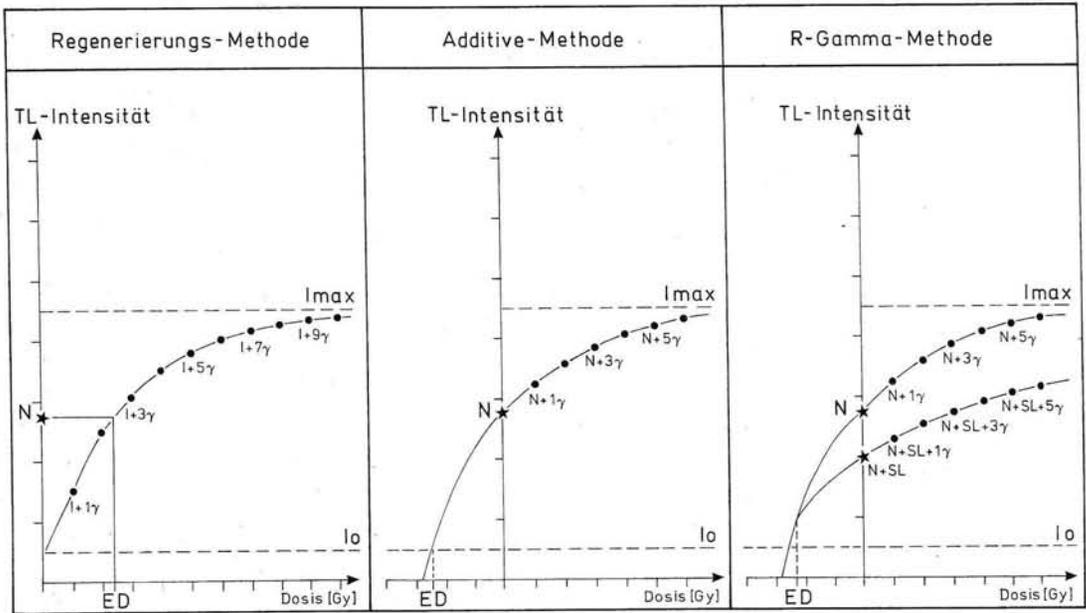


Abb. 1: Methoden zur Bestimmung der akkumulierten Dosis (ED): Regenerierungs-Methode (REGEN), Additive Methode (ADD) und R-Gamma-Methode (R-Gamma). Erläuterungen im Text.

Fig. 1: Methods suitable for determination of equivalent dose (ED): regeneration method (REGEN), additive dose method (ADD) and partial bleach method (R-Gamma). For explanation see text.

Die Regenerierungs-Methode (REGEN) und die Additive Methode (ADD) wurden beide unter der Annahme angewendet, daß das Sonnenlicht die Lumineszenz der Minerale während des äolischen Transportes bis auf einen nicht bleichbaren Rest reduziert hat. Bei beiden Methoden wurde versucht, die Vorgänge in der Natur im Labor nachzuahmen. Die Nullstellung durch Sonnenlicht wurde beispielsweise durch das UV-Licht einer Osram Ultravitalux 300 Watt-Lampe oder natürliches Sonnenlicht und das Anwachsen der akkumulierten Dosis durch künstliche Bestrahlung nachgeahmt (Abb. 1). Bei der Regenerierungs-Methode wurden die Aliquots zunächst bis auf den unbleichbaren Rest belichtet und anschließend mit verschiedenen Dosen bestrahlt. Der Schnittpunkt der Aufbaukurve mit der natürlichen TL-Intensität der Probe (N) ergab die akkumulierte Dosis. Bei der Additiven Methode wurden Aliquots sukzessive mit unterschiedlichen Gammadosen bestrahlt.

letztenannte Methode fehlen allerdings noch systematische Vergleiche und Untersuchungen, so daß die vier auf diese Weise erhaltenen TL-Alter in dieser Arbeit nicht diskutiert werden.

Für alle drei Methoden wurde, der geringeren Streuung der Einzelwerte wegen, eine exponentielle Regression bevorzugt und das Integral des Temperaturbereichs zwischen 300 und 400°C ausgewertet. Es wurden jeweils mindestens 9 verschiedene Dosispunkte für die Kalkulation der Daten verwendet. Die Plateau-Methode wurde wegen erheblicher Variationen der Ergebnisse nicht angewendet. Selbst der angewendete Plateau-Test lieferte keine verlässliche, physikalische Basis für die TL-Datierung.

Die jährliche Dosis wurde mit einem NaI-Gamma-spektrometer im Gelände und mit einem Ge-Gamma-spektrometer im Labor gemessen. Dosimetrische Vergleichsuntersuchungen erfolgten mit der Neutronenaktivierung (KFA Jülich) und der Flammenpho-

tometrie (Godwin Laboratory, Cambridge) sowie Alpha-Counting (Institute of Earth Studies, Aberystwyth). Für die Berechnung des TL-Alters wurden ausschließlich die Analysenergebnisse der gammaspektrometrischen Labor- und Geländeuntersuchungen verwendet.

Für die Proben des Tönchesberges stimmen die sich entsprechenden TL-Daten der Regenerierungs-Methode und der Additiven Methode innerhalb von $\pm 15\%$ überein (Tabelle 1).

Erwähnenswert sind die zwar geringen, aber systematischen Unterschiede in bezug auf die akkumulierte Dosis und somit auf das Alter. Die TL-Alter der

Additiven Methode des oberwechelzeitlichen Lösses (ED zwischen 50 und 100 Gray) sind um 15% kleiner als die Regenerierungs-Methode. Dieser Unterschied könnte aufgrund von Sensitivitätsveränderungen durch das künstliche Belichten der Lösses mit der UV-Lampe entstanden sein. Dafür sprechen die Ergebnisse der von FRECHEN (1991a: 92ff) durchgeführten Experimente zu Sensitivitätsveränderungen. Nimmt man zum Vergleich das Alter des Laacher See Bimses heran, so erscheinen die TL-Alter der Additiven Methode geologisch wahrscheinlicher als die Alter der Regenerierungs-Methode. Bis zu den unterwechelzeitlichen Lössen sind die TL-Alter beider

Tabelle 1: Die Dosisrate wurde über gammaspektrometrische Sedimentanalysen bestimmt. Für die Berechnung der akkumulierten Dosis wurde das Integral des Temperaturbereichs zwischen 300–400°C sowohl für die Regenerierungs-Methode (REGEN) als auch für die Additive Methode (ADD) zugrunde gelegt.

| Probe | Dosisrate [Gy/ka] | REGEN Akk. Dosis [Gy] | REGEN TL-Alter [ka] | ADD Akk. Dosis [Gy] | ADD TL-Alter [ka] |
|-------|----------------------|-----------------------------|---------------------------|---------------------------|-------------------------|
| T1 | 4,1746 | 61,9±2,0 | 14,8±1,8 | 53,6±3,2 | 13,2±1,8 |
| T2 | 4,5598 | 66,4±0,8 | 14,3±1,5 | 54,7±1,4 | 12,0±1,3 |
| T3 | 4,0662 | 65,6±3,6 | 15,7±1,8 | 51,8±9,9 | 12,7±2,8 |
| T4 | 4,1264 | | | | |
| T5 | 4,4026 | 63,6±2,6 | 14,1±1,5 | 54,7±2,4 | 12,4±1,4 |
| T6 | 4,4688 | 66,6±1,4 | 14,6±1,5 | 59,1±2,0 | 13,2±1,4 |
| T7 | 4,3162 | 66,2±2,6 | 15,0±1,6 | 59,1±1,0 | 13,7±1,4 |
| T8 | 4,1027 | 66,6±4,3 | 15,8±1,9 | 58,3±3,0 | 14,2±1,6 |
| T9 | 4,2451 | 71,2±2,0 | 16,4±1,7 | 57,9±2,4 | 13,6±1,5 |
| T10 | 4,269 | 76,9±3,0 | 17,5±1,9 | 65,0±4,7 | 15,1±1,9 |
| T11 | 4,3671 | 93,1±7,5 | 20,8±2,8 | 108,1±10,1 | 24,7±3,5 |
| T12 | 3,7667 | 148,2±5,5 | 38,3±4,3 | 140,7±7,1 | 37,4±4,4 |
| T13 | 4,3963 | 163,9±4,1 | 35,5±4,0 | 164,4±4,1 | 37,3±4,1 |
| T14 | 3,964 | 171,0±14,0 | 42,1±5,6 | 127,5±10,2 | 32,3±4,3 |
| T15 | 3,7248 | 165,8±2,8 | 43,3±4,7 | 146,3±3,9 | 39,2±4,3 |
| T16 | 3,9126 | 185,4±8,5 | 46,2±5,3 | 212,5±17,0 | 54,4±7,2 |
| T17 | 4,0286 | 226,3±6,5 | 54,8±6,0 | 208,7±3,6 | 51,9±5,6 |
| T18 | 4,0348 | 218,8±4,1 | 52,9±5,7 | 225,1±3,9 | 55,8±6,0 |
| T19 | 3,9131 | 227,7±4,5 | 56,7±6,0 | 230,3±4,1 | 58,8±6,3 |
| T20 | 4,235 | 234,0±3,9 | 54,0±5,6 | 224,5±2,2 | 53,1±5,5 |
| T21 | 3,8517 | 253,8±9,7 | 64,2±7,2 | 270,4±8,5 | 70,1±7,7 |
| T22 | 4,255 | 235,4±6,3 | 54,1±5,7 | 246,1±7,7 | 57,8±6,2 |
| T23 | 3,9649 | 236,8±7,3 | 58,3±6,4 | 238,0±42,1 | 60,0±12,3 |
| T24 | 3,8018 | 246,5±8,3 | 63,2±7,0 | 212,3±7,3 | 55,8±6,2 |
| T25 | 3,8491 | 253,8±8,3 | 64,3±7,1 | 264,9±9,5 | 68,9±7,7 |
| T26 | 3,7545 | 252,6±20,2 | 65,5±8,8 | 283,6±22,7 | 75,6±10,2 |
| T27 | 4,2725 | 322,2±6,1 | 73,7±7,7 | 322,6±5,9 | 75,6±7,9 |
| T28 | 4,2753 | 332,5±4,9 | 76,0±7,9 | 356,4±7,1 | 83,3±8,7 |
| T50 | 3,6897 | 287,8±11,7 | 76,0±8,7 | 260,1±17,8 | 70,5±8,1 |
| T29 | 4,4976 | 387,4±14,0 | 84,3±9,3 | 428,1±13,4 | 95,2±10,4 |
| T30 | 3,9814 | 373,2±7,5 | 91,4±9,8 | 368,6±10,3 | 92,7±10,1 |
| T31 | 3,7974 | 382,1±5,1 | 98,1±10,3 | 424,6±21,7 | 111,9±13,0 |
| T100 | 3,9946 | 394,0±16,8 | 92,2±9,7 | 394,0±30,4 | 96,6±11,8 |
| T32 | 4,0785 | 367,0±20,6 | 87,8±10,4 | 395,3±15,2 | 96,9±10,7 |
| T33 | 4,2784 | 380,7±35,4 | 87,0±12,1 | 415,9±58,5 | 97,2±16,9 |
| T34 | 4,0841 | 423,2±20,6 | 101,2±11,6 | 452,4±21,7 | 110,7±12,6 |
| T35 | 4,3007 | 424,4±34,0 | 96,5±12,5 | 558,6±44,7 | 130,0±16,9 |
| T36 | 4,1751 | 413,3±17,8 | 96,7±10,8 | 411,9±48,4 | 98,7±15,4 |
| T37 | 4,0909 | 386,0±4,5 | 92,1±9,6 | 449,1±11,5 | 109,8±11,7 |
| T38 | 3,8293 | 378,7±10,7 | 96,4±10,5 | 367,2±9,7 | 95,8±10,4 |
| T39 | 4,0207 | 379,9±12,4 | 92,2±10,1 | 415,7±39,3 | 103,5±14,6 |
| T40 | 4,1626 | 394,3±11,1 | 92,5±10,0 | 393,3±7,3 | 94,4±10,0 |
| T41 | 4,0133 | 346,1±14,2 | 84,1±9,5 | 362,7±32,4 | 90,5±12,5 |
| T42 | 3,7892 | 361,7±8,9 | 93,0±10,1 | 367,0±30,4 | 96,9±13,0 |
| T43 | 4,8755 | 345,7±9,3 | 69,5±7,4 | 370,4±24,1 | 75,9±9,3 |
| T44 | 3,5949 | 339,4±10,3 | 91,9±10,3 | 362,1±9,5 | 100,7±11,2 |
| T45 | 4,3245 | 328,9±26,3 | 74,3±9,8 | 400,1±32,0 | 92,5±12,3 |
| T60 | 4,5014 | 452,4±16,2 | 100,5±9,2 | 444,3±18,9 | 98,7±10,3 |
| T61 | 4,627 | 405,2±21,9 | 85,7±10,1 | 411,9±35,8 | 89,0±12,1 |
| T62 | 4,8308 | 438,1±22,5 | 90,7±9,6 | 448,8±19,5 | 92,9±11,5 |
| T63 | 4,7481 | 458,0±8,1 | 96,5±12,8 | 501,9±17,4 | 105,7±13,4 |
| T71 | 3,9016 | 460,0±14,0 | 117,9±8,9 | 481,1±20,3 | 123,3±10,4 |
| T72 | 4,2333 | 485,8±14,8 | 112,1±12,3 | 594,9±46,2 | 140,6±18,4 |
| T73 | 4,3728 | 464,0±13,2 | 103,7±10,6 | 537,3±48,4 | 122,8±15,7 |
| T74 | 4,4709 | 514,7±4,7 | 112,6±11,9 | 521,4±14,4 | 116,5±12,7 |
| T75 | 4,1698 | 477,1±14,6 | 111,7±12,3 | 483,1±44,9 | 115,8±16,3 |
| T76 | 4,506 | 488,8±6,7 | 106,2±11,3 | 551,3±17,6 | 122,3±13,5 |
| T77 | 4,572 | 487,0±23,9 | 104,2±10,4 | 495,2±6,7 | 108,3±11,1 |
| T78 | 4,386 | 483,7±40,3 | 107,8±14,5 | 524,0±49,6 | 119,5±16,9 |
| T79 | 4,6591 | 512,0±16,8 | 107,6±10,2 | 531,0±37,5 | 114,0±13,2 |
| T80 | 4,2571 | 506,4±25,1 | 116,2±13,5 | 504,2±9,1 | 118,4±12,7 |

Methoden innerhalb der Mutungsintervalle vergleichbar. Da unsere Ergebnisse der Additiven Methode denen anderer Untersuchungen widersprechen (RENDELL & TOWNSEND 1988: 253), ist es wichtig, derartige kombinierte Untersuchungen an weiteren Lößprofilen zu wiederholen.

4 Geologische Situation

Der Tönchesberg gehört zu einer Gruppe kleinerer Vulkane der Osteifel, die während der vorletzten Kaltzeit ausgebrochen sind. Der Schlackenkegelkomplex des Tönchesberges hat eine Ausdehnung von 0,7 x 0,6 km und liegt zwischen den Orten Kruft und Ochtendung in der Osteifel (Abb. 2). Die bearbeiteten Profile A und B liegen innerhalb ei-

ner Muldenstruktur zwischen zwei Schlackenkegeln im Nordwesten und Südwesten. Die Schichtbeschreibung der Profile A und B erfolgte durch BECKER, BOENIGK & HENTZSCH (1989: 6 ff), die des Profils C durch HENTZSCH (1990: 42ff). Eine zusammenfassende Interpretation aller bisher vorliegenden Ergebnisse und eine Beschreibung des paläoklimatischen Verlaufs sowie der Veränderungen der Paläoumweltverhältnisse seit der Eruption des Schlackenkegelkomplexes finden sich bei BOENIGK & FRECHEN (im Druck).

Das Liegende des Vulkans ist nicht aufgeschlossen, so daß keine Rückschlüsse auf die chronostratigraphische Stellung des Ausbruchs gezogen werden können. Oberhalb des vulkanoklastischen Schutts folgen basanitische Tephren des Korretsberges und des Plaid-

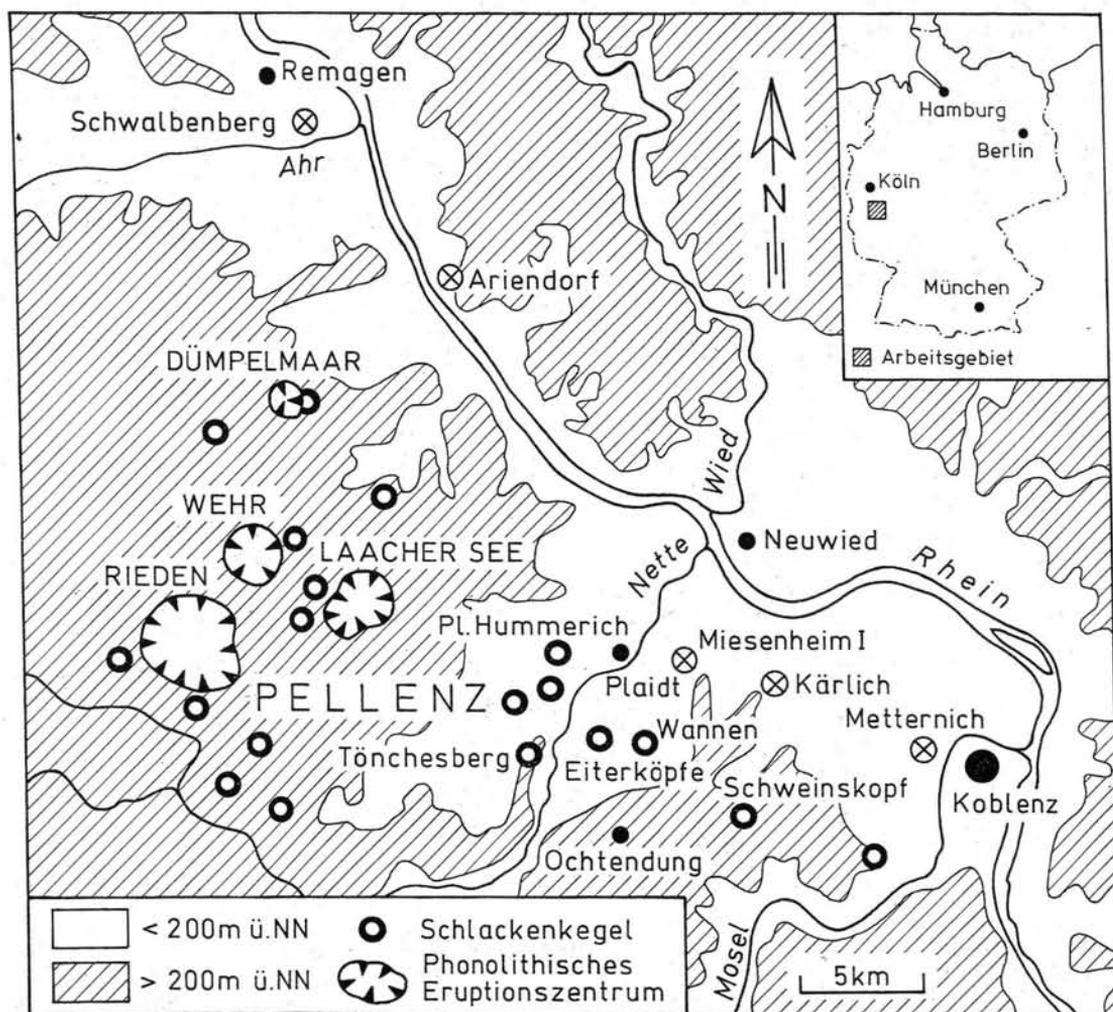


Abb. 2: Lage des Tönchesberges im Vulkanfeld der Osteifel. Kraterprofile sind als schwarze offene Kreise (O) und Umlandprofile als offene Kreise mit Kreuz (⊕) gekennzeichnet.

Fig. 2: Map showing the location of the loess section Tönchesberg in the East Eifel Volcanic Field, Germany. Crater sections are marked by an open black circle (O), other loess sections by an open circle with a cross (⊕).

ter Hummerichs (BOGAARD & SCHMINCKE 1990: 173). Daraus ergibt sich, daß zunächst der Schlackenkegelkomplex des Tönchesberges ausgebrochen ist, kurze Zeit darauf der des Korretsberges und anschließend der des Plaidter Hummerichs. Darüber folgt ein 0,5 m mächtiges Lößpaket und eine weitere, unter kaltzeitlichen Bedingungen abgelagerte tephritische Aschenschicht, deren Eruptionszentrum bisher noch nicht bekannt ist (BOGAARD & SCHMINCKE 1990: 179).

Zum Hangenden ist in den Deckschichten ein Solifluktionshorizont mit hohem Anteil an vulkanoklastischem Material aufgeschlossen. Linsen aus hellgrau-bräunlichem, molluskenführenden Schluff sind häufig zwischengeschaltet. Im oberen Bereich hat sich ein Naßboden gebildet. Diskordant darüber folgt eine Löß-/Schwemmlößabfolge, die durch zwei Naßböden und mehrere Vernässungen untergliedert ist. Im Profil C ist der Bt- und Bv-Bereich des interglazialen Bodens wegen des Abbauplanums nicht mehr vorhanden. Jedoch ist etwa 50 m SSE von Profil C eine Parabraunerde mit humosem Kolluvium und humosen Fließerden aufgeschlossen.

Die Basis der Profile A und B bildet eine gekappte Parabraunerde, die als Rest des Bt-Horizontes des eemzeitlichen Bodens angesprochen wird. Über einer Diskordanz folgen Bodensedimente, die nach BECKER, BOENIGK & HENTZSCH (1989: 13) aus kolluvial abgeschwemmtem Ah- und Al-Material des letztinterglazialen Bodens bestehen. Die Bodensedimente werden im Sinne von SCHÖNHALS, ROHDENBURG & SEMMEL (1964: 200f) in das Unterweichsel (= Frühweichsel) gestellt. Darüber folgt Schwemmlöß, der von einem Waldsteppenboden (Tschernosem) und von humosen Fließerden überlagert wird. Im Anschluß an diese Umlagerungen ist die oberste humose Fließerde pedogen überprägt worden. Dieser interstadiale Boden wird als zweiter, in situ gebildeter Tschernosem des Unterweichsels angesprochen. Zum Hangenden hin folgt eine weitere humose Fließerde, die von einem geringmächtigen Lößband (Markerlöß i. S. von BECKER, BOENIGK & HENTZSCH 1989: 10) überlagert wird. Letzteres wird wiederum von einer humosen Fließerde überlagert. Diese wird von BECKER, BOENIGK & HENTZSCH (1989: 14) als Lehmbröckelsande interpretiert. Darauf folgt ein geringmächtiger Markerlöß, der durch eine humose Fließerde überlagert wird. Über einer Diskordanz liegen Fließerden, die durch zwei schwache interstadiale Bodenbildungen untergliedert werden. Diese Abfolge wird im Sinne von SCHÖNHALS, ROHDENBURG & SEMMEL (1964: 204) dem Mittelweichsel zugerechnet. Die oberste Verbraunung wird von einer Diskordanz gekappt. Ein durch einen schwachen Naßboden untergliedertes Lößpaket wird dem Oberweichsel (= Spätweichsel) zugerechnet. Es wird zum Hangenden hin durch einen interstadialen Boden, der sich während des Alleröds gebildet hat, abgeschlossen. Unmittelbar dar-

über liegt der Bims des Laacher See-Ausbruchs. Der holozäne Boden ist abgeschoben.

5 Diskussion der chronostratigraphischen Ergebnisse

Die Deckschichten des Tönchesberg-Schlackenkegels bestehen aus Lössen und deren Umwandlungs- und Verlagerungsprodukten. Sie werden durch einen mächtigen rotbraunen Bt-Horizont einer Parabraunerde untergliedert. Aufgrund der Deckschichtenabfolge wird die Eruption des Tönchesberg-Schlackenkegels in die vorletzte Kaltzeit gestellt.

Direkt oberhalb der vulkanischen Schlacken liegen unverwitterte Tephraschichten und Löß. Die vorläufigen $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Einzelkristall-Alter der Tönchesberg-Schlacken von 202 ± 14 ka sowie die Alter der Tephren des Korretsberges von 243 ± 65 ka (BOGAARD & SCHMINCKE 1990: 178) und des Plaidter Hummerichs von 238 ± 20 ka (SCHMINCKE & MERTES 1979: 614) legen das Maximalalter für die Entstehung der Vulkankomplexe fest.

BOGAARD & SCHMINCKE (1990: 179) ziehen aus den vorliegenden Altern und "stark verwitterten Aschenbänken, die oft Pflanzenabdrücke enthalten", den Schluß, daß der Tönchesberg-Vulkan wie auch der Korretsberg und der Plaidter Hummerich in einer warmzeitlichen Klimaphase ausbrachen. FRECHEN (1993) widerspricht dieser Auffassung, da im Bereich der Schlackenrube des Tönchesberges weder verwitterte Tephren bzw. bodenüberprägte Sedimente noch warmzeitliche, pflanzenführende Horizonte gefunden werden. Statt dessen folgen auf die Tephra-schichten eindeutig kaltzeitliche Ablagerungen aus vulkanoklastischem Gehängeschutt, unverwitterte Tephraablagerungen und Löss. Nach BOENIGK & FRECHEN (im Druck) gibt es in den Deckschichten keine Belege für interglaziale oder interstadiale Klimabedingungen direkt oberhalb der Tönchesberg-Schlacken. Diese Auffassung wird durch die Befunde von KOLFSCHOTEN & ROTH (in Vorbereitung) unterstützt, die unterhalb des eemzeitlichen Bodens nur kaltzeitliche Molluskenarten finden, während oberhalb des Eembodens auch im Löß umgelagerte, warmzeitliche Mollusken in geringer Anzahl vertreten sind.

Da es sich bei diesen Vulkanausbrüchen um geologisch kurzzeitige Ereignisse handelt, ist für die Vulkane Tönchesberg, Plaidter Hummerich und Korretsberg ein kaltzeitliches (saalezeitliches) Eruptionsalter wahrscheinlich.

5.1 Saale

Der Begriff Saale wird in dieser Arbeit als Synonym für die vorletzte Kaltzeit verwendet. Aus Profil C wurden 10 TL-Proben bearbeitet (Abb. 3).

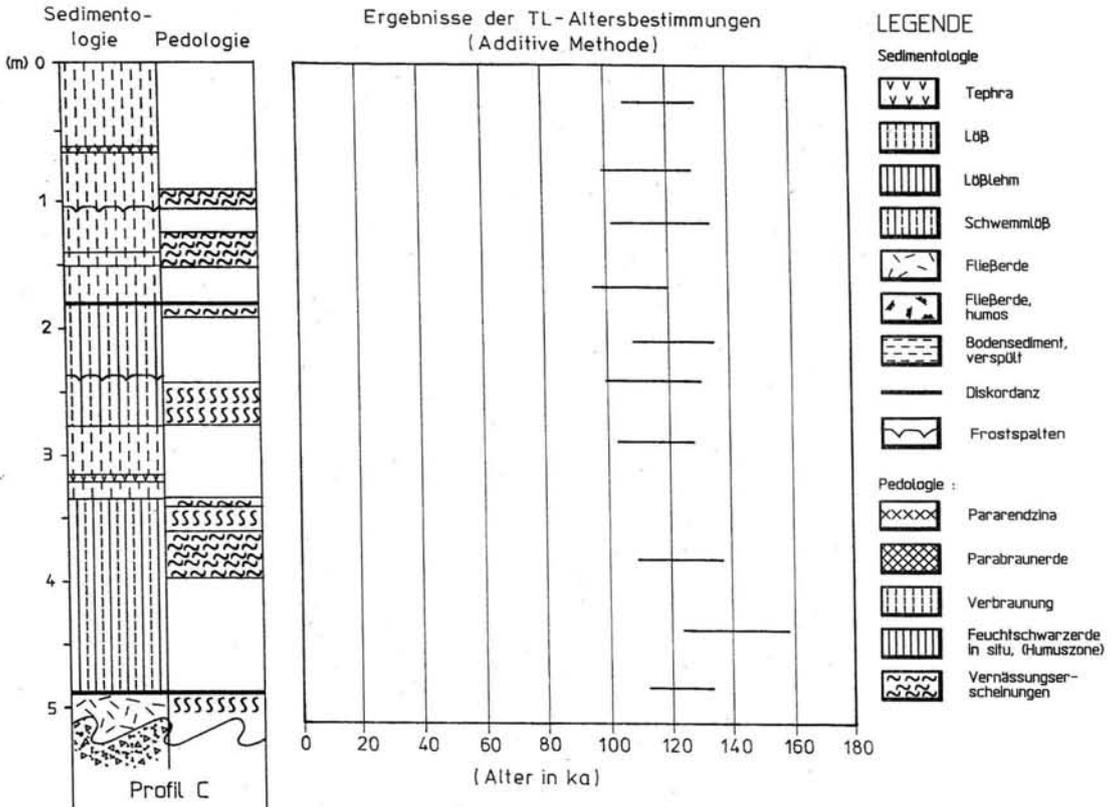


Abb. 3: Thermolumineszenz-Datierungsergebnisse für die saalezeitliche Abfolge am Tönchesberg (Profil C). Die akkumulierte Dosis wurde mit der Additiven Methode bestimmt. Die TL-Alter zeigen keine Alterszunahme zum Liegenden hin.

Fig. 3: Results of thermoluminescence dating for loess of profile C from the penultimate glaciation showing no increase in age with depths for the Tönchesberg section. The additive dose method was used for determination of the equivalent dose.

Die TL-Daten lieferten für den vorletzeglazialen Löß weder mit der Regenerierungs- noch mit der Additiven Methode eine Alterszunahme zum Liegenden hin. Aufgrund der typischen Wechsellagerung von Lössen mit Vernässungen und Naßböden wird die Abfolge in die jüngere Saale-Kaltzeit, Ober-Riß im Sinne von BIBUS (1974: 168ff), gestellt. Unter der Voraussetzung, daß die marine Sauerstoffisotopen-Chronologie mit terrestrischen Ablagerungen vergleichbar ist, sind die TL-Analysergebnisse mindestens um 25-30% altersunterbestimmt. Das geologisch geschätzte Alter der saalezeitlichen Lössen reicht von 130 bis 150 ka.

Die TL-Daten, die mittels Additiver Methode ermittelt worden sind, stimmen numerisch am besten mit den geologisch geschätzten Altern überein (Abb. 3 und 6). Für den vorletzeglazialen Löß wurden TL-Alter zwischen 141 ± 18 und 108 ± 12 ka kalkuliert. Allerdings nehmen die TL-Alter zum Liegenden hin nicht zu. Die Aussagefähigkeit der Daten der Additiven Methode ist somit nicht besser als die der Regenerierungs-Methode. Aus dem TL-Alter von 141 ± 18 ka kann nicht geschlossen werden, daß vorletzeglaziale Lössen mit

der TL datierbar sind. Die TL-Alter, die mit der Regenerierungs-Methode bestimmt wurden, liegen zwischen 118 ± 9 und 104 ± 9 ka. Es ist keine Alterszunahme zum Liegenden hin erkennbar.

Sowohl mit der Regenerierungs-Methode als auch mit der Additiven Methode wurden beispielsweise in Ariendorf unterhalb der letztinterglazialen Parabraunerde TL-Alter von 140 bis 170 ka bestimmt (FRECHEN 1990a: 115). Als Grund für die unterschiedlich hohen Datierungsobergrenzen wurden Langzeitfading oder verschieden große Sättigungseffekte angenommen.

Am Tönchesberg ist für die saalezeitlichen Lössen eine geologische Deutung der zum Liegenden hin fehlenden Alterszunahme möglich. Die Standardabweichung der TL-Alter beträgt etwa 10%, also ± 10 -20 ka für die saalezeitlichen Lössen. Falls der saalezeitliche Löß beispielsweise nur innerhalb von 10 bis 20 ka akkumuliert worden ist, läßt sich diese vorletzeglaziale Lößakkumulationsphase altersmäßig mit den TL-Daten nicht auflösen (Abb. 6 und 7). Die Untersuchungen der Profile Ariendorf und Tönchesberg zeigen,

daß die TL-Datierungsbergrenze von etwa 90 bis 120 ka für Lössе noch immer gilt, unabhängig davon, welche Datierungstechnik angewendet wird. Eine Einschätzung von TL-Altern als absolute Werte für Proben unterhalb des letztinterglazialen Bodens ist zur Zeit wegen fehlender systematischer und vergleichbarer Untersuchungen noch nicht erlaubt.

5.2 Eem

Der eemzeitliche Boden ist am Tönchesberg durch den Bt-Rest einer gekappten Parabraunerde vertreten. Mit der Thermolumineszenz-Methode kann nur das Sedimentationsalter von Lössen bestimmt werden. Der Zeitpunkt der Bodenbildung ist dagegen nicht datierbar. Für den Löss, aus dem sich die Parabraunerde entwickelte, ist somit ein saalezeitliches Sedimentationsalter zu erwarten.

Aus dem letztinterglazialen Boden wurden zwei Proben bearbeitet (Abb. 4).

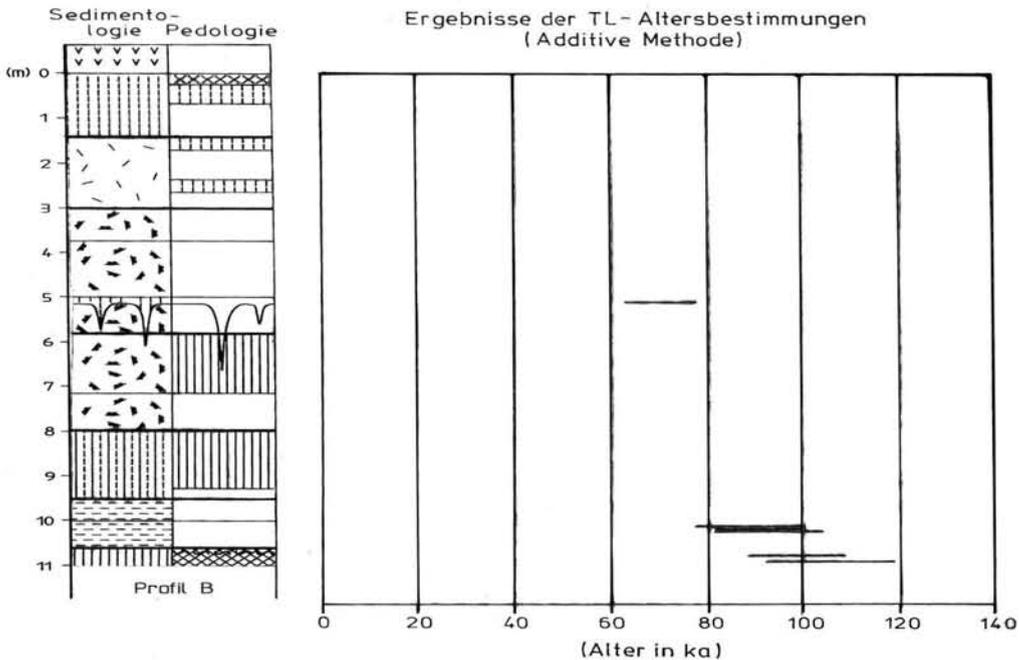


Abb. 4: Thermolumineszenz-Datierungsergebnisse für die eem- und weichselzeitliche Abfolge am Tönchesberg (Profil B). Die akkumulierte Dosis wurde mit der Additiven Methode bestimmt.

Fig. 4: Results of thermoluminescence dating for loess of profile B from the last glaciation. The additive dose method was used for determination of equivalent dose.

Die Sedimentationsalter des Lösses, aus dem die Parabraunerde entstanden ist, liegen zwischen 101 ± 9 und 97 ± 13 ka (REGEN) sowie 99 ± 10 und 106 ± 13 ka (ADD) (Abb. 4 und 6). Unter der Voraussetzung, daß das letztinterglaziale Klimaoptimum nach 127 ka begann, sind für die TL-Alter beider Methoden Altersunterbestimmungen von mindestens 25-30% anzunehmen.

5.3 Unterweichsel

Aus den umgelagerten Bodensedimenten wurden zwei Proben in Profil B genommen (Abb. 4). Die Sedimentationsalter liegen bei der Regenerierungsmethode zwischen 91 ± 10 und 86 ± 0 ka und bei der Additiven Methode zwischen 93 ± 12 und 89 ± 12 ka.

Aus den Bodensedimenten wurde eine reverse Magnetisierung beschrieben, die als Blake Event gedeutet wird (BECKER, BOENIGK & HENTZSCH 1989: 20; REINDERS & HAMBACH im Druck). Der Blake Event wird zeitlich an den Übergang der marinen Sauerstoff-Isotopenstadien von 5e nach 5d gestellt (TUCHOLKA 1987: 320).

Da die Bodensedimente oberhalb der Parabraunerde dem klimatischen Übergang vom Klimaoptimum zu interstadialen Verhältnissen entsprechen, liegt eine Korrelation mit dem Blake Event nahe (BOENIGK & FRECHEN im Druck). Ein U/Th-Alter von 72 ± 4 ka (CHEN

TIEMEI, Beijing, aus CONARD 1988: 23) ist mit den TL-Altern und der lössstratigraphischen Interpretation allerdings kaum konsistent (BOENIGK & FRECHEN im Druck).

Die Sedimente des Unterweichsels sind von einem mehrfachen Wechsel zwischen mäßig kalten interstadialen und wesentlich kälteren Stadien geprägt.

Im Anschluß an die Umlagerung der Bodensedimente ist ein klimatischer Übergang von kalt-feuchten zu kalt-trockenen Bedingungen aus dem abnehmenden Grad der Verschwemmung des Lösses ableitbar (BOENIGK & FRECHEN im Druck). Aus dem Schwemmlöß wurden 17 Proben aus Profil A analysiert (Abb. 5).

untere Markerlöß wurden mit insgesamt fünf Proben bearbeitet (Abb. 4 und 5). Die TL-Alter für die in situ-Humuszonen und die humosen Fließerden liegen zwischen 84 ± 9 und 66 ± 9 ka (REGEN) und 71 ± 8 ka (ADD). Die Daten der pedogen überprägten Lössen und des Markerlösses sind stratigraphisch konsistent und stim-

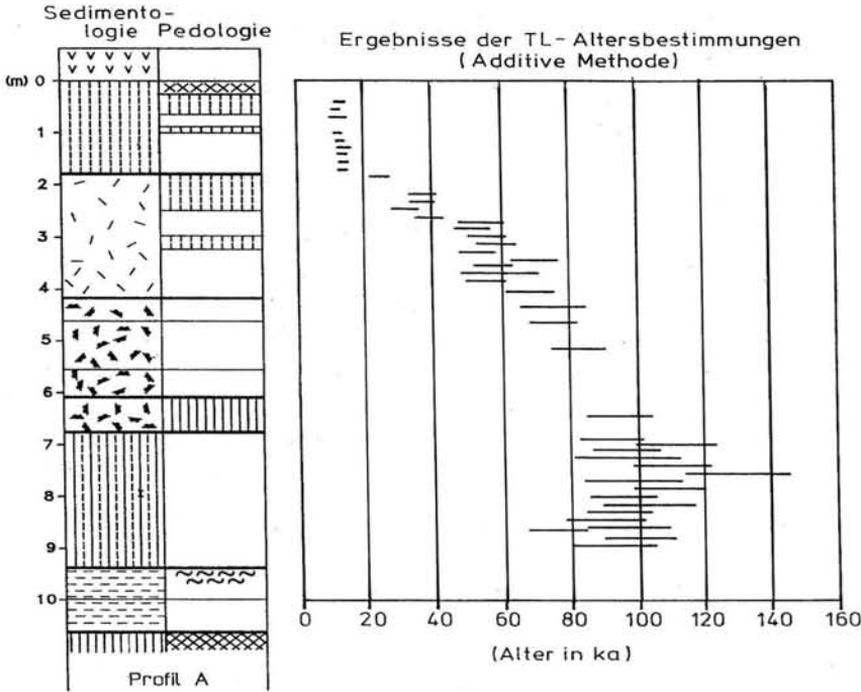


Abb. 5: Thermolumineszenz-Datierungsergebnisse für die würmzeitliche Abfolge am Tönchesberg (Profil A). Die akkumulierte Dosis wurde mit der Additiven Methode bestimmt.

Fig. 5: Results of thermoluminescence dating for loess of profile A from the last glaciation. The additive dose method was used for determination of equivalent dose.

Zusätzlich wurde eine Probe für einen Interlaborvergleich von 6 TL-Labors parallel analysiert (FRECHEN 1991a: 90). Die Sedimentationsalter des Schwemmlösses liegen zwischen 101 ± 12 und 70 ± 7 ka (REGEN) sowie zwischen 130 ± 17 und 76 ± 9 ka (ADD). Das geologisch geschätzte Alter liegt zwischen 110 und 100 ka v. H. Die überwiegende Anzahl der TL-Daten liegt darunter und läßt eine Altersunterbestimmung von mindestens 10% erwarten.

Die Sedimentationsalter für den Schwemmlöß nehmen zum Liegenden hin nicht zu. Somit legt die Interpretation nahe, daß der Löß rasch akkumuliert worden ist. Die Sedimentationsphase war kürzer als das Mutungsintervall der TL-Daten und kann somit zeitlich nicht aufgelöst werden. Abgesehen von Ausnahmen stimmen die Sedimentationsalter von Regenerierungs- und Additiver Methode überein.

Im Anschluß an die erste Lössakkumulation kam es zu einem Wechsel von mehreren Bodenbildungsphasen unter interstadialen Verhältnissen und Umlagerungen. Die Waldsteppenböden, humosen Fließerden und der

men mit den geologisch geschätzten Altern für diese Ablagerungen überein.

5.4 Mittelweichsel

Die Fließerden des Mittelweichsels wurden an 15 Proben aus Profil A untersucht (Abb. 5). Die Sedimentationsalter liegen zwischen 64 ± 7 und 36 ± 4 ka (REGEN) sowie 69 ± 7 und 32 ± 4 ka (ADD). Für die schwachen Verbraunungen innerhalb des Mittelweichsels lassen sich die Bodenbildungsphasen zeitlich eingrenzen. Die unterste Bodenbildung muß jünger als 54 ± 6 ka (REGEN) bzw. 53 ± 6 ka (ADD) sein. Die Dauer der Bodenbildung ist kleiner als die Standardabweichung, so daß sich eine Sedimentationsunterbrechung trotz hoher Probenzahl nicht auflösen läßt.

Die oberste Bodenbildung, die mit dem Denekamp-Interstadial korreliert wird, ist aufgrund der Sedimentationsalter des Lösses jünger als 36 ± 4 ka (REGEN) bzw. 32 ± 3 ka (ADD).

5.5 Oberweichsel

Es wurden 11 Proben aus Profil A bearbeitet (Abb. 5). Die unterste Probe mit TL-Altern von 21 ± 3 ka (REGEN) und 25 ± 4 ka (ADD) war vermutlich ein Mischalter. Nach den TL-Alter des Profils wurde der Löß relativ rasch akkumuliert. Die TL-Alter stimmen innerhalb der Mutungsintervalle überein. Die Lößakkumulation erfolgte zwischen 18 ± 2 ka und 14 ± 2 ka v. H. (REGEN) bzw. von 15 ± 2 ka und 12 ± 1 ka v. H. (ADD).

Legt man die Mittelwerte der TL-Alter zugrunde, so ergibt sich für den Oberweichsel-Löß eine durchschnittliche Akkumulationsrate von mindestens 0,58 mm/Jahr (REGEN). Im Oberweichsel vorhandene Kiesschnüre deuten für diesen Zeitabschnitt auf einen Wechsel von Akkumulation und Erosion zum Net-tetal hin. Dadurch wird die Aussage zur Akkumulationsrate relativiert. Der zwischengeschaltete schwache Naßboden dokumentiert zudem eine Sedimentationsunterbrechung, die so kurz war, daß sie mit TL-Daten nicht auflösbar ist. Aus den TL-Altern folgt, daß die pedogene Überprägung im Alleröd-Interstadial jünger als 14 ± 2 ka (REGEN) bzw. 12 ± 1 ka (ADD) ist, aber älter als 11 ka nach warvenchronologischen, ^{14}C - und TL-Altern des Laacher See-Bimses (vgl. BOENIGK & FRECHEN im Druck). Allerdings ist zu bedenken, daß

die ^{14}C -Zeitskala gegenüber der absoluten um etwa 1400 Jahre zu kurz ist (BECKER, KROMER & TRIBORN 1991).

6 Zusammenfassung

Die Gesamtinterpretation der Ergebnisse des Profils Tönchesberg aus der Osteifel zeigen, daß Löss mit der Thermolumineszenz-Methode, auch bei systematischer Arbeitsweise und hoher Probenzahl, nur bis zu "absoluten" Altern von etwa 90 ka datierbar sind.

Datierungsobergrenzen von mehr als 100 ka lassen sich nur durch gezielte Anpassung der Meßbedingungen und -parameter erreichen, um den vermuteten geologischen Altersabschätzungen oder unabhängigen Daten gerecht werden zu können. Da dabei wichtige physikalische Faktoren vernachlässigt werden, sind die TL-Daten als fragwürdig und hypothetisch zu bewerten und nicht als mathematisch bewiesene, unabhängige physikalische Alter.

Durch die gleichzeitige Anwendung von Additiver Methode und Regenerierungs-Methode wurde die Verlässlichkeit der Daten beurteilbar (Abb. 6 und 7). Stichprobenartige Untersuchungen liefern dagegen oft nur stratigraphisch scheinbar konsistente, physikalische Alter, denen aber keine oder nur geringe chronostratigraphische Bedeutung zukommt.

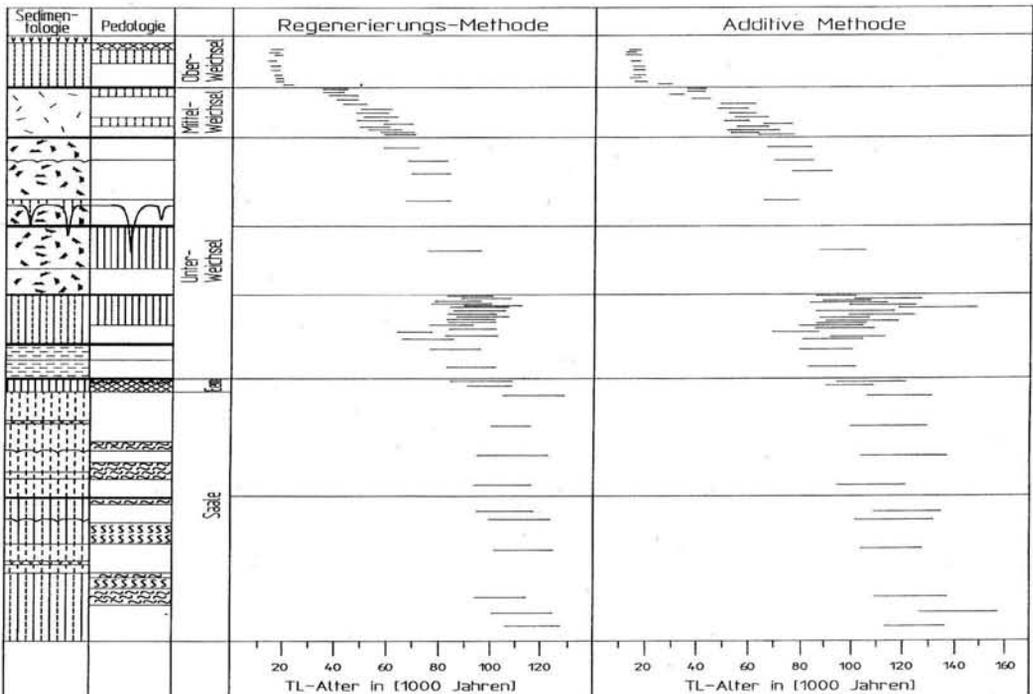


Abb. 6: Idealisertes Profil der weichsel- und saalezeitlichen Löß-/Paläobodenabfolge des Tönchesberges mit einer Gegenüberstellung der mit der Regenerierungs-Methode und der Additiven Methode bestimmten TL-Alter.

Fig. 6: Idealised profile of the last and penultimate loess-/paleosol sequence of the Tönchesberg section. TL results were determined by regeneration method (REGEN) and additive dose method (ADD).

| Sedimentologie | Pedologie | Gliederung | Geologie | Physikalische Alter in [1000 Jahren] | | |
|----------------|-----------|-----------------|---|--------------------------------------|------------------------|----------------------------------|
| | | | | TL (REGEN) | TL (ADD) | U/Th; C-14; Ar/Ar |
| | | Ober-Weichsel | Laacher See Bims Alleröd-Boden | 14,1 ± 15 | 12,0 ± 12 | C-14: 11,0 |
| | | | Löß | 17,5 ± 18 | 15,1 ± 18 | |
| | | Mittel-Weichsel | Löhner Boden | 36,5 ± 3,8 | 32,3 ± 3,8 | |
| | | | Fließerde unterer Löhner Boden ? | 64,3 ± 7,0 | 68,9 ± 7,3 | |
| | | | Fließerde | | | |
| | | | humose Fließerde Marker-Löß | 65,5 ± 8,7 | 75,6 ± 9,8 | |
| | | | Lehmbröckelsande | | | |
| | | | Marker-Löß humose Fließerde | 77,8 ± 8,9 | 70,3 ± 7,4 | |
| | | Unter-Weichsel | Humuszone "in situ" | | | |
| | | | humose Fließerde | 84,3 ± 8,9 | 95,2 ± 9,7 | |
| | | | Humuszone "in situ" | 84,1 ± 9,2 | 90,5 ± 11,2 | |
| | | | Schwemmlöß | 101 ± 11 | 112 ± 12 | |
| | | | umgelagertes Bodensediment | 85,7 ± 9,8 | 89,0 ± 11,5 | Blake Event: 110 U/Th: 72 ± 4 |
| | | | | 90,7 ± 9,6 | 92,9 ± 11,5 | |
| | | Eem | Parabraunerde | 100 ± 9,2 | 106 ± 13 | |
| | | Saale | Löß | 116 ± 13 | 118 ± 12 | |
| | | | Tephra | | | |
| | | | Löß mit Vernässungen | 104 ± 12 | 108 ± 12 | |
| | | | | | | |
| | | | Schwemmlöß mit Vernässungen | 106 ± 11 | 122 ± 13 | |
| | | | Naßboden | | | |
| | | | Tephra | | | |
| | | | Naßboden | | | |
| | | | Schwemmlöß mit Vernässungen | 118 ± 9 | (141 ± 17) 123 ± 10 | |
| | | | | | | |
| | | | Fließerde mit Naßboden vulkanoklastischer Detritus | | | |
| | | | tephritische Tephra | | | Ar/Ar: 238 ± 20 |
| | | | Löß mit Vernässung | | | |
| | | | basanitische Tephren | | | Ar/Ar: 202 ± 14 |
| | | | vulkanische Schlacken, anstehend | | | |

Abb. 7: Idealisiertes Profil der LÖß-/Paläobodenabfolge des Tönchesberges. Vergleich der Datierungsergebnisse der unterschiedlichen Methoden. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen nach BOGAARD & SCHMINCKE (1990), $^{40}\text{K}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen nach SCHMINCKE & MERTES (1979), ^{14}C -Alter zusammengestellt nach BOGAARD & SCHMINCKE (1985), U/Th-Datierungen nach CONARD (1988) und die inverse Magnetisierung nach BECKER, BOENIGK & HENTZSCH (1989).

Fig. 7: Idealised profile of the loess palaeosol sequence of section Tönchesberg. Comparison of dating results by different methods. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -dating by BOGAARD & SCHMINCKE (1990), $^{40}\text{K}/^{39}\text{Ar}$ -dating by SCHMINCKE & MERTES (1979), ^{14}C ages compiled by BOGAARD & SCHMINCKE (1985), uranium thorium dating mentioned by CONARD (1988) and reverse magnetization by BECKER, BOENIGK & HENTZSCH (1989).

Für den Tönchesberg liegen $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ - und $^{40}\text{K}/^{39}\text{Ar}$ -Ar-Daten der Tönchesberg-Schlacken und Tephren des Plaidter Hummerichs sowie Korrettsberges vor. Sie sind mit etwa 200 ka als Maximalalter für die Ausbrüche der drei Schlackenkegel zu deuten. Aus lößstratigraphischer Sicht sind sie zu hoch, da keinerlei Hinweise für interglaziale oder interstadiale Klimabedingungen direkt oberhalb der Tönchesberg-Schlacken vorliegen. Auf die Tephraschichten folgen

eindeutig kaltzeitliche Ablagerungen, so daß ein kaltzeitliches Eruptionsalter wahrscheinlich ist.

Für die Lössen unterhalb der Parabraunerde wird aufgrund der typischen Wechsellagerung von Lössen mit Naßböden und Vernässungen eine Sedimentation während der jüngeren Saale angenommen. Die TL-Daten unterstützen diese Auffassung nicht, weil für die vorletztglazialen Lössen zum Liegenden hin keine Alterszunahme erkennbar ist. Neben methodischen

Gründen, Langzeitfading und TL-Sättigung, kann als Grund eine im Vergleich zur Standardabweichung kurze Dauer der Lösssedimentationsphase von weniger als 20 ka angenommen werden.

Eine zeitlich genauere Eingrenzung des letztinterglazialen Bodens kann wegen der TL-Altersunterbestimmung nicht erfolgen. Auch in den Schwemmlössen oberhalb des Bt-Rests der Parabraunerde nehmen die TL-Alter zum Liegenden hin nicht sichtbar zu. Als Grund wird eine mit der TL-Methode nicht auflösbare zu kurze Zeitspanne der Lössakkumulation angenommen. Im Anschluß an diese letztglaziale Löss-Sedimentationsphase kam es zu einem Wechsel von Bodenbildungsphasen unter interstadialen Verhältnissen und Umlagerungen.

Innerhalb des Mittelweichsels herrschen Fließerden vor, die durch zwei schwache interstadiale Bodenbildungen untergliedert sind. Die Sedimentationsalter der Lössen liegen zwischen 32 ± 4 und 70 ± 8 ka. Die Bodenbildungsphasen sind kürzer als die Standardabweichungen der TL-Alter, so daß die Sedimentationsunterbrechungen trotz hoher Probenzahl nicht aufgelöst werden können.

Für die oberwürmzeitlichen Lössen ist auch eine rasche Akkumulation anzunehmen, da die TL-Alter innerhalb der Mutungsintervalle übereinstimmen. Aufgrund der TL-Alter liegt der Schluß nahe, daß die pedogene Überprägung während des Alleröds nach 14 ± 2 ka (REGEN) bzw. 12 ± 1 ka (ADD), aber vor dem Ausbruch des Laacher Sees vor 12,5 ka erfolgte.

7 Dank

Für die ausgiebige und fruchtbare Diskussion möchte ich mich bei Herrn Prof. Dr. W. Boenigk und den Mitarbeitern der Abteilung Quartärgeologie der Universität zu Köln bedanken. Herrn Prof. Dr. M. A. Geyh sei Dank für die kritische Durchsicht des Manuskriptes. Des weiteren danke ich der Deutschen Forschungsgemeinschaft (Bo 413/5-3) für die gewährte finanzielle Unterstützung, und der Fritz Thyssen Stiftung für die Bereitstellung von Mitteln zum Aufbau eines Lumineszenz-Labors im Geologischen Institut der Universität zu Köln.

8 Schriftenverzeichnis

- AITKEN, M. J. (1985): Thermoluminescence Dating. - 1-359, Academic Press; London.
- ARTAS, A. & FRECHEN, M. (1991): Mittel- und jungpleistozäne Sedimente der Hochterrassen in der nördlichen Iller-Lech-Platte. - Geologisches Institut der Universität zu Köln, Sonderveröffentlichungen, **82** (Festschrift Karl Brunnacker): 19-41; Köln.
- BALESCU, S. (1988): Apports de la thermoluminescence à la stratigraphie et à la sédimentologie des loess du Nord-Ouest de l'Europe. - Dissertation, Universität Brüssel, Vol I: 1-199 (unveröffentlicht); Brüssel.
- BECKER, U., BOENIGK, W. & HENTZSCH, B. (1989): Reverse Magnetisierung in den frühwürmzeitlichen Deckschichten am Tönchesberg/Osteifel. - Mainzer Naturw. Archiv, **27**: 1-22; Mainz.
- BECKER, B., KROMER, B. & TRIMBORN, P. (1991): A stable-isotope tree-ring timescale of the Late Glacial/Holocene boundary. - Nature, **353**: 647-649; London.
- BERGER, G. W. (1990): Effectiveness of natural zeroing of the thermoluminescence in sediments. - Journal of Geophysical Research, **95**, B8: 12375-12397; Washington.
- BERGER, G. W., PILLANS, B. J. & PALMER, A. S. (1992): Dating loess up to 800 ka by thermoluminescence. - Geology, **20**: 403-406; Boulder, Colorado.
- BIBUS, E. (1974): Abtragungs- und Bodenbildungsphasen im Rißlöss. - Eiszeitalter und Gegenwart, **25**: 166-182; Öhringen.
- BOENIGK, W. & FRECHEN, M. (1991): Chronostratigraphy of eolian sediments from Germany and its paleoclimatic application. - XIII INQUA Congress in Beijing, China, Abstracts, p. 29; Beijing.
- (im Druck): Mittel- und oberpleistozäne Deckschichten des Tönchesberges, Osteifel. - In: SCHIRMER, W. (Hrsg.): Landschaftsgeschichte im europäischen Rheinland. - Rheinland-Verlag, Köln.
- BOGAARD, P. v. d. & SCHMINCKE, H.-U. (1985): Laacher See Tephra: A widespread isochronous late Quaternary tephra layer in central and northern Europe. - Geological Society of America Bulletin, **96**: 1554-1571; Boulder.
- (1990): Die Entwicklungsgeschichte des Mittelrheingraumes und die Eruptionsgeschichte des Osteifel-Vulkanfeldes. - In: SCHIRMER, W. (Hrsg.): Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. - DEUQUA Führer **1**: 166-190; Hannover.
- BUSCHBECK, H. M., CHUN, H.-U., DÖNIG, R. & GESSLER, R. (1992): Thermoluminescence dating of loess horizons in Wiesbaden-Gräselberg and Wallertheim by the quartz-inclusion method. - Quaternary Science Reviews, **11**: 19-23; Oxford.
- CONARD, N. J. (1988): Excavations at Tönchesberg, a Middle Paleolithic site in the central Rhine valley. - Yale Graduate Journal of Anthropology, **1**: 21-36; New Haven.
- DEBENHAM, N. C. (1985): Use of UV emissions in TL dating of sediments. - Nuclear Tracks and Radiation Measurements, **10**: 717-724; Oxford.
- FRECHEN, M. (1990a): TL-Datierungen in Ariendorf. - In: SCHIRMER, W. (Hrsg.): Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. - DEUQUA Führer **1**: 114-117; Hannover.
- (1990b): TL-Datierungen am Tönchesberg. In: SCHIRMER, W. (Hrsg.): Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. - DEUQUA Führer **1**: 56-57; Hannover.
- (1991a): Thermolumineszenz-Datierungen an Lössen des Mittelrheingebiets. - Geologisches Institut der Universität zu Köln, Sonderveröffentlichungen, **79**: 1-137; Köln.
- (1991b): Interpretation physikalischer Datierungen in der Quartärforschung. - Geologisches Institut der Universität zu Köln, Sonderveröffentlichungen, **82** (Festschrift Karl Brunnacker): 99-112; Köln.
- (1992): Systematic thermoluminescence dating of two loess profiles from the Middle Rhine Area (F. R. G.). - Quaternary Science Reviews, **11**: 93-101; Oxford.
- (1993): Eruptionsgeschichte und Deckschichtenfolge des Schlackenkegelkomplexes der Wannenköpfe in der

- Osteifel. - Nachrichten der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **50**: 114-115; Hannover.
- FRECHEN, M., BRÜCKNER, H. & RADTKE, U. (1992): A comparison of different TL-techniques on loess samples from Rheindahlen (F. R. G.). - *Quaternary Science Reviews*, **11**: 109-113; Oxford.
- GEYH, M. A. (1991): Determination of absolute dates for terrestrial materials (Last Interglacial to the Holocene). An appeal for careful interpretation. - In: FRENZEL, B. (Hrsg.): *Klimageschichtliche Probleme der letzten 130 000 Jahre*. - Gustav Fischer Verlag; 251-265; Stuttgart.
- HENTZSCH, B. (1990): Die Lößdeckschichten am Tönchesberg (Osteifel). - In SCHIRMER, W. (Hrsg.): *Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas*. - DEUQUA Führer **1**: 42-46; Hannover.
- JANNOTTA, A. (1991): Thermolumineszenzdatierungen als chronometrischer Beitrag zur stratigraphischen Beschreibung von Lößprofilen. - *Düsseldorfer Geographische Schriften*, **30**: 1-116; Düsseldorf.
- JUVIGNE, E. H. & WINTLE, A. G. (1988): A new chronostratigraphy of the late Weichselian loess units in Middle Europe based on thermoluminescence dating. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, **38**: 94-105; Hannover.
- KOLFSCHOTEN, T., v. & ROTH, G. (in Vorbereitung): *Mittel- und spätleistozäne Mollusken und Kleinsäuger aus Vulkanfüllungen des Osteifel-Gebietes, Deutschland*. -
- PACKMAN, S. C. & GRÜN, R. (1992): TL analysis of loess samples from Achenheim. - *Quaternary Science Reviews*, **11**: 103-107; Oxford.
- REINDERS, J. & HAMBACH, U. (im Druck): A geomagnetic event recorded in loess deposits of the Tönchesberg (East Eifel Volcanic Field, Germany). - *Geophysical Journal International*; London.
- RENDELL, H. M. & TOWNSEND, P. D. (1988): Thermoluminescence dating of a 10 m loess profile in Pakistan. - *Quaternary Science Reviews*, **7**: 252-255; Oxford.
- SCHMINCKE, H.-U. & MERTES, H. (1979): Pliocene and Quaternary volcanic phases in the Eifel volcanic field. - *Naturwissenschaften*, **66**: 614-615; Heidelberg.
- SCHÖNHALS, E., ROHDENBURG, H. & SEMMEL, A. (1964): Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlöß-Gliederung in Hessen. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, **15**: 199-206; Öhringen.
- TUCHOLKA, P., FONTUGNE, M., GUICHARD, F. & PATERNE, M. (1987): The Blake magnetic polarity episode in cores from the Mediterranean Sea. - *Earth Planetary Science Letters*, **86**: 320-326; Amsterdam.
- WINTLE, A. G. (1985): Stability of the TL signal in fine grains from loess. - *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, **10**: 725-730; Oxford.
- . (1990): A review of current research on TL dating of loess. - *Quaternary Science Reviews*, **9**: 385-397; Oxford.
- & BRUNNACKER, K. (1982): Ages of volcanic tuff in Rheinhessen obtained by thermoluminescence dating of loess. - *Die Naturwissenschaften*, **69**: 181-182; Heidelberg.
- & HUNTLEY, D. J. (1982): Thermoluminescence dating of sediments. - *Quaternary Science Reviews*, **1**: 31-53; Oxford.
- & PACKMAN, S. C. (1988): Thermoluminescence ages for three sections in Hungary. - *Quaternary Science Reviews*, **7**: 315-320; Oxford.
- QUESTIAUX, D. G., ROBERTS, R. G. & SPOONER, N. A. (1993): Comments on "Dating loess up to 800 ka by thermoluminescence". - *Geology*, **21**: 568-569; Boulder, Colorado.
- XIE, J. & AITKEN, M. J. (1991): The hypothesis of mid-term fading and its trial on Chinese loess. - *Ancient TL*, **9**: 21-25; Durham.
- ZÖLLER, L., CONARD, N. J. & HAHN, J. (1991): Thermoluminescence dating of Middle Palaeolithic open air sites in the Middle Rhine Valley/Germany. - *Naturwissenschaften*, **78**: 408-410; Heidelberg.
- ZÖLLER, L., STREMMER, H. & WAGNER, G. A. (1988): Thermolumineszenz-Datierung an Löß-Paläoböden-Sequenzen von Nieder-, Mittel- und Oberrhein. - *Chem. Geology (Isot. Geosc. Sect.)*, **73**: 39-62; Heidelberg.

Manuskript eingegangen am 26. 5. 1993

Gravitative Deformationserscheinungen aus dem Älteren Quartär der Leipziger Tieflandsbucht

FRANK WOLFGANG JUNGE, REINHARDT BAUDENBACHER, LOTHAR EISSMANN*)

Quaternary, Tertiary, Elsterian glaciation, Cryogenic gravitative deformation, Germany.

Kurzfassung: Am Beispiel eines im mitteldeutschen Braunkohlentagebau Schleenhain im Übergangsbereich Quartär/Tertiär aufgeschlossenen Profils werden typische genetische Formen kryogen verursachter gravitativer Deformationen aus dem Anaglazial der Elstervereisung des mitteldeutschen Raumes beschrieben. Sie zeigen einen mehrfachen Wechsel von Dauerformis und Frostbodendegradation der periglaziären Sedimentunterlage im Vorfeld des herannahenden Inlandeises für diesen Zeitraum an.

[Impressive gravitative deformation structures from the Older Quaternary of the "Leipziger Tieflandsbucht"]

Abstract: An example of a geological profile with Quaternary-Tertiary sequences from the open cast lignite mine Schleenhain with typical genetic forms of cryogenic gravitative deformation structures of the anaglacial period of the Elsterian glaciation in Central Germany is described. It shows a repeated change of frost and permafrost degradation periods in periglacial sediments in front of the ice sheet

1 Einleitung und Überblick

Der im Bereich der Nordwestsächsischen Tiefscholle gelegene Braunkohlentagebau Schleenhain südlich Leipzig zählt zu den geologisch bedeutendsten künstlichen Aufschlüssen im Känozoikum Mitteleuropas (Abb. 1).

*) Anschriften der Verfasser: Dr. F.W. JUNGE, Universität Leipzig, Quartärzentrum, Arbeitsgruppe "Paläoklimatologie", Permoserstr. 15, 04303 Leipzig, Dipl.-Geol. R. BAUDENBACHER, Naturkundemuseum Leipzig, Lortzingstr. 3, 04105 Leipzig, Prof. Dr. L. EISSMANN, Universität Leipzig, Institut für Geophysik und Geologie, Quartärzentrum, Talstr. 35, 04103 Leipzig.

**) Für Dokumentationszwecke konnten mit freundlicher Unterstützung der Mitteldeutschen Braunkohle AG (MIBRAG) drei größere Lackprofile (Profilmeter: 16/17, 23/24 und 44/45) mit gravitativen Deformationen entnommen werden, die als Ausstellungsobjekte in die Bestände der MIBRAG, des Naturkundemuseums Leipzig und in den Bestand des Quartärzentrums am Institut für Geophysik und Geologie der Universität Leipzig eingebracht wurden.

Mächtige fluviale Sande und Tone verzahnen sich mit Braunkohleflözen des Miozäns bis Mitteloligozäns, gegen dessen Ende die vielgliedrige Folge der marinen bis brackischen Böhlener Schichten zum Absatz kam. Seit langen bekannt sind die reichen Blatt- und Fruchtfloren der Flußsandzonen und des Haselbacher Schichtkomplexes. Die besondere Attraktion des Tagebaues sind Erscheinungen der Subrosion, die einerseits zu erheblichen Mächtigkeitsanschwellungen der Braunkohle (Flöz I), andererseits zur sog. Lochbildung, d. h. tiefer Einsenkungen der Tertiärfolge ohne Mächtigkeitszunahme der Flöze geführt hat. Um eine geologische Attraktion reicher wurde (s. Abb. 2) der Tagebau, als im April/Mai 1992 bei Baggarbeiten im 2. Abraumschnitt für kurze Zeit ein Süd-Nord-streichendes Profil im Übergangsbereich Quartär/Tertiär aufgeschlossen wurde, das auf einer Länge von ca. 75 m kryogen gravitative Deformationen **) unterschiedlicher Morphologie und Genese aufwies (Abb. 3, 4).

Die im Tagebaubereich auftretenden gravitativen Deformationserscheinungen befinden sich im Liegenden der 1. Elstergrundmoräne und des Dehltitz-Leipziger Vorstoßbändertons (s. Abb. 1). Sie sind in Sedimenten entwickelt, die vor der ersten Elstereis-transgression am Rand des Frühelstertalbodens zum Absatz kamen, in einer Position, wie sie auf Abb. 1 markiert ist, allerdings bei etwas flacherer Hanglage. Wie auch an anderen Terrassenrändern beobachtet, handelt es sich dabei um abgeschwemmte und geflossene, feinkörnige Sedimente (Schwemm- und Fließerden), die sich nach dem Tal zu mit fluvialen Sanden und Kiesen verzahnen. Das Hangende der feinkörnigen Sedimente des Aufschlusses bildeten stellenweise geringmächtige Quarzkiese. Das Fehlen der Leitgerölle der Pleiße weist sie als umgelagerte, im konkreten Fall sogar als mehrfach umgelagerte Tertiärkiese kleiner Täler aus, die in das Frühelstertal der Pleiße mündeten. Die genannte Sedimentfolge wird diskordant von Sedimenten der glazilimnischen Randfazies (Schluff-Feinsand-Horizont bzw. "Schlepp") des Dehltitz-Leipziger Vorstoßbändertons und dem Bänderton selbst überlagert. Die bretartige, horizon-

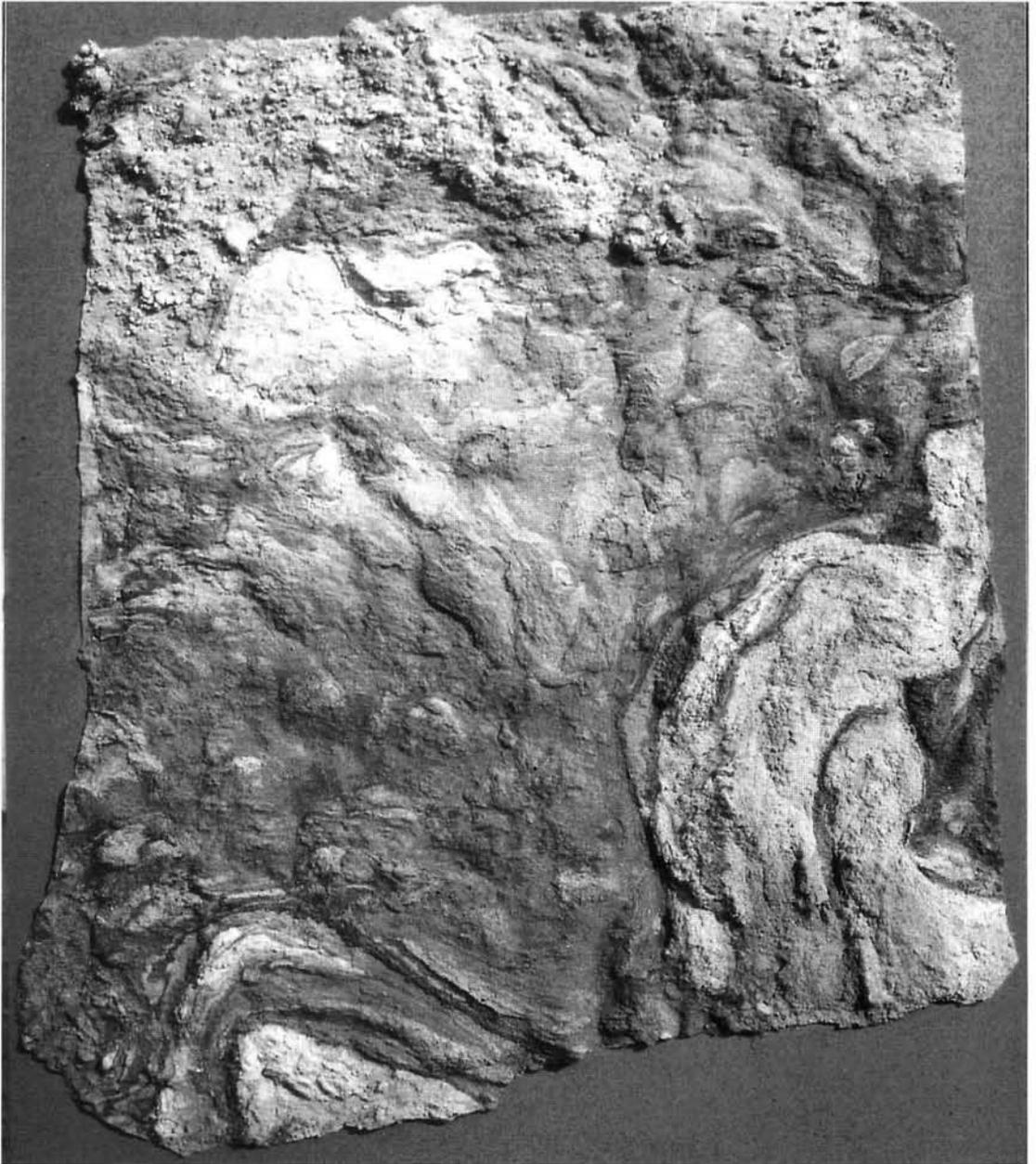
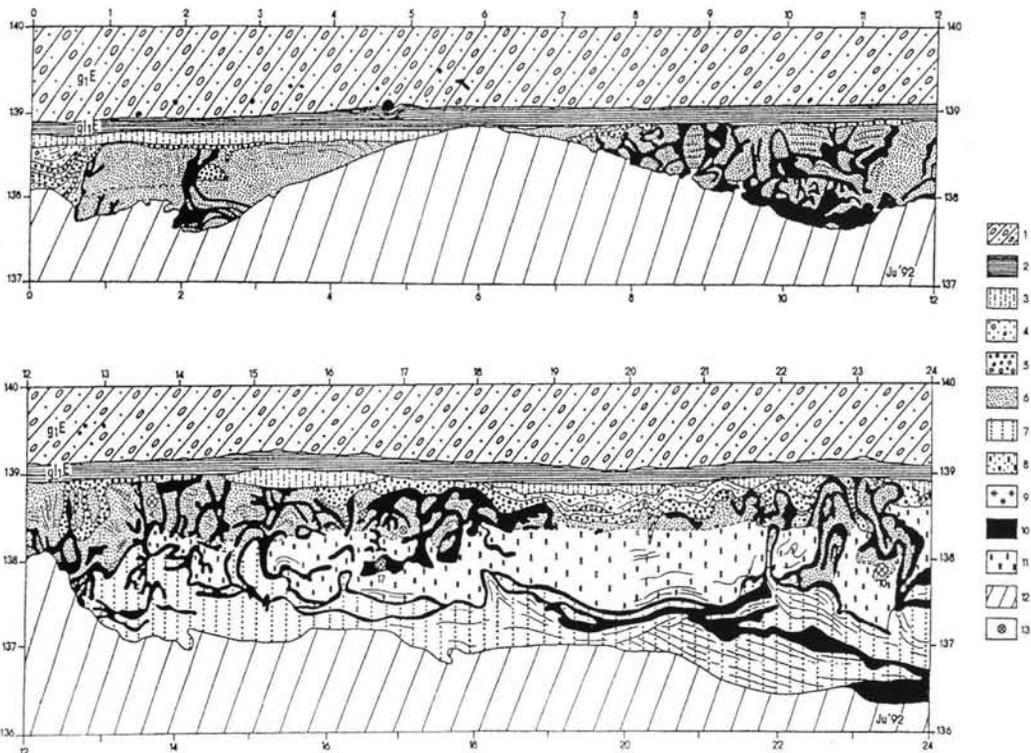


Abb. 2: Lackprofil mit gravitativen Deformationserscheinungen innerhalb feinkörniger kohligter Sedimente der "Böhlener Schichten", Tagebau Schleenhain (Profilmeter 23/24, Bildhöhe 1 m; Standort: Naturkundemuseum Leipzig).

Fig. 2: Lacquer original of gravity autoplasmic sediment deformations in coaly sandy silts and silty sands from the "Böhlener Schichten", open cast lignite mine Schleenhain (profile section m23/m24, altitude of figure 1 m; exhibition place Naturkundemuseum Leipzig)

tale Lage des rhythmisch geschichteten Dehltitz-Leipziger Vorstoßbändertons auf dieser gravitativ überprägten Talfüllungssequenz läßt die Grenzfläche zwischen beiden Schichtfolgen als deutliche Erosionsdiskordanz erscheinen. Besonders eindrucksvoll war dies im Profilbereich 26 m bis 35 m zu beobachten, wo es in der unmittelbar vor dem Absatz

des glazilimnischen Sediments liegenden Erosionsphase sowohl zur Abtragung der glazilimnischen Randfazies, der fluviatilen Kiese und Sande als auch zur Erosion der liegenden feinkörnigen, diapirisch aufgestiegenen Talsedimente kam. Die im Liegenden freigelegte tertiäre Schichtenfolge besteht aus stark kohlehaltigen schluffigen Feinsanden der Unteren



Legende:

Quartär: 1 - 1. Elstergrundmoräne,
 2 - Dehltitz-Leipziger Vorstoß-
 bänderton,
 3 - Schluff-Feinsand-Horizont
 ("Schlepp")
 4 - frühesterglaziale, fluviale
 Sande,
 5 - frühesterglaziale Kiese,
 allochthone Böhleener Schichten:
 6 - Sand bis schluffiger Sand
 8 - Schluffsand, stark kohlig,
 Erosionsrinnenfüllung,
 10 - Sandschluff bis tonig-
 sandiger Schluff, stark kohlig,

11 - tonig-sandiger Schluff bis
 toniger Schluff,
 ungeschichtet, kompakt, kohlig
 Tertiär (Untere Böhleener Schichten,
 autochthon):
 7 - Schluffsand, wechsellagernd,
 9 - toniger Sandschluff, kohlig,
 wechsellagernd,
 Sonstige: 12 - Hangschutt, 13 - Probe-
 nahmepunkt,
 Probenummer;
 Horizontale Achse: Profilmeter,
 Vertikale Achse: mNN

Abb. 3: Kryogene und gravitativ autoplastische Schichtdeformationen im Liegenden des Dehltitz-Leipziger Vorstoßbändertons, gezeichnet nach Naturbefund. Braunkohlentagebau Schleenhain südlich Leipzig, April/Mai 1992.

Fig. 3: Cryogenic and gravity autoplastic sediment deformations in subjacent beds of Dehltitz-Leipzig varved clay, drawn in the field. Open cast lignite mine Schleenhain southern of Leipzig, April/May 1992.

(Der in der Zeichnung durch die Signatur entstehende Eindruck des Schichtauskeilens der Basislagen des Dehltitz-Leipziger Vorstoßbändertons entspricht nicht dem Naturbefund. Die Basislagen des Bändertons greifen diskordant über den gesamten Untergrund hinweg.)

Böhleener Schichten. Die Sedimente dieses Teils, wie auch die im Quartär umgelagerten tertiären feinkörnigen Talsedimente sind im Profil lithologisch deutlich differenziert und granulometrisch gliederbar (Abb. 5).

Die Unteren Böhleener Schichten werden im untersuchten Profil (Abb. 5) durch eine enge Wechsellagerung im cm- bis dm-Bereich von grau bis bräun-

lichgrauen Schluffsanden und hell- bis dunkelbraunen tonigen Sandschluffen vertreten. Die Schluffsande (Legende-Nr. 7 in Abb. 3) weisen in den untersuchten Proben bei einer mittleren Korngröße von 75 µm bindige Anteile < 63 µm von 45 % bis 49 % auf. Ihr Sortierungsgrad nach TRASK erweist sich als schlecht (3,1 bis 3,5). Im südlichen Profiltail (m12 bis m34) entwickeln sich diese Schluffsande zu einem



Abb. 4: Überblick über die unter 1. Elstergrundmoräne und Dehltitz-Leipziger Bänderton im Tagebau Schleenhain auftretenden gravitativ deformierten Talfüllungssedimente (Bildbreite ca. 50 m). Man beachte die innerhalb der ca. 8 m mächtigen Grundmoräne auftretenden glazigenen Schollen und Wirbelstrukturen ("Walzen").

Fig. 4: Overview of the gravity deformed valley sediments situated in the subjacent bed of first Elsterian till and Dehltitz-Leipzig varved clay, open cast lignite mine Schleenhain / figure width approximately 50m).

Note the glacial blocks and vorticity structures situated in the first Elsterian till (8 metres in thickness).

mächtigen Paket mit deutlicher Schichtung im cm-Bereich. Die mit ihnen in Wechsellagerung stehenden tonigen und z. T. stark kohligten Sandschluffe (Legende-Nr. 9 in Abb. 3) zeigen bei einer ebenfalls schlechten bis sehr schlechten Sortierung (3,9 bis 4,7) eine mittlere Korngröße von 23 μm und bindige Anteile von 64 % bzw. 68 %. Weiterer Bestandteil dieser Wechsellagerung sind stark kohleführende, dunkelbraune Sandschluffe bis tonig-sandige Schluffe (Legende-Nr. 10 in Abb. 3), die als dünne Lagen sowohl im unteren Teil als auch innerhalb der quartären Talfüllungssequenz auftreten und intensiv deformiert erscheinen. Medianwerte von 16 μm bis 34 μm , bindige Anteile von 50 % bis 87 % sowie eine mittelmäßige bis schlechte Sortierung (2,9 bis 3,4) kennzeichnen dieses Sediment. Im Hangenden dieser Wechsellagerung folgt ein bis ca. 1,5 m mächtiges, kompaktes, ungeschichtetes Paket tonig-sandiger bis toniger Schluffe (Legende-Nr. 11 in Abb. 3) von dunkelbrauner bis schwarzer Farbe, das durch eine deutliche Kohleführung auffällt. Diese zeigen bei Medianwerten von 6 μm bis 18 μm bindige Anteile von >77 % und ebenfalls eine mittelmäßige bis schlechte Sortierung (2,3 bis 3,9) und bilden die Basis der quartären Talfüllungssequenz. Darüber folgen im Profil weiße bis rötlich-graue Mittel- bis Grobsande mit bindigen Anteilen < 63 μm zwischen 9 % und 23 % (Legende-

Nr. 6 in Abb. 3). Sie zeigen eine offensichtlich auf Umlagerungsprozessen begründete deutlich bessere Sortierung (1,6 bis 2,4). Im Profillbereich m66 bis m72 ist eine Erosionsrinne aufgeschlossen, die von dunkelbraunen, kohligten Schluffssanden mit deutlichem Anlagerungsgefüge eingenommen wird (Legende-Nr. 8 in Abb. 3). Diese Schluffssande besitzen bindige Anteile von 18 % bis 32 % und eine ebenfalls sehr schlechte Sortierung (3,4 bis 5,3).

2 Beschreibung der gravitativen Deformationsstrukturen

2.1 Absinkungsstrukturen infolge gravitativ bedingter Dichtesaigerung

Modellbeispiel für die an eine schwerkraftbedingte Trennung unterschiedlicher Sedimente nach der Dichte gebundene Deformation stellen die in den quartären Schichten des Leipziger Raumes mehrfach beschriebenen Taschen- und Tropfenböden dar (EISSMANN 1985, 1987). Der dabei ablaufende Sauerungsprozess, der zu einem gravitativen Absinken eines dichteren Substrats in ein weniger dichtes Substrat führt, hält solange an, bis die dabei auftretende Reibung größer bzw. gleich der Dichtedifferenz zwi-

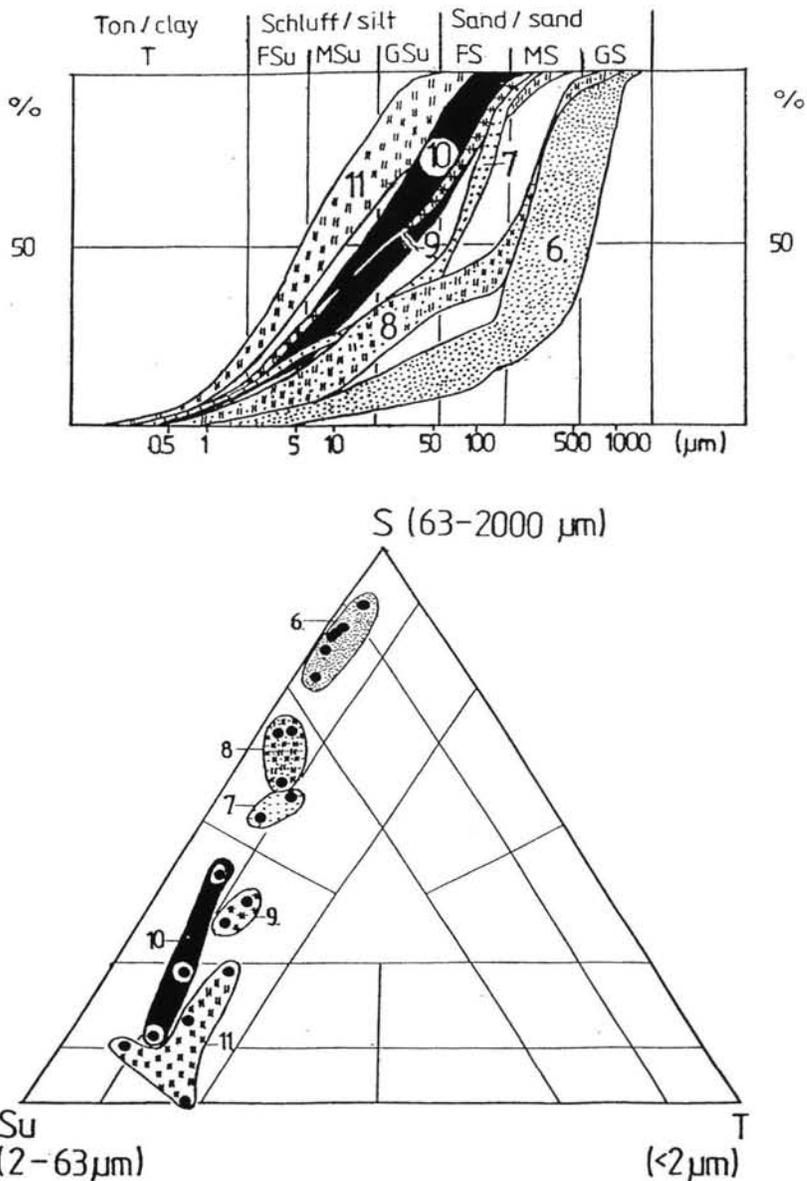


Abb. 5: Summenkurvenstrebungen und Korngrößenklassifikationsdiagramm nach MÜLLER (1961) der untersuchten Sedimente im Profil.

(Die Nummern entsprechen den Legende-Nr. in der Abb. 3.)

Fig. 5: Range of cumulative curves and grain size classification diagram (after MÜLLER, 1961) of the investigated sediments in the profile.

(The numbers correspond to the legend numbers in figure 3)

sehen den betrachteten Sedimenten ist. Während des Saigerungsprozesses ist die mechanische Festigkeit des Sediments so stark herabgesetzt, daß ein kontinuierlicher Materialaustausch mit einer damit verbundenen Wanderung des verdrängten leichteren Substrats in die freiwerdenden Räume stattfinden kann (EISSMANN, 1981). Derartige Bedingungen sind in den sommerlichen, wassergesättigten

Auftauböden periglaziärer Gebiete gegeben. Im untersuchten Profil waren Strukturen eines derartigen Prozesses besonders im Profillbereich m8-m19 (Abb. 3) zu beobachten. Dabei ist innerhalb der Talfüllungssequenz ein "Zertropfen" kohligter Sandschluffe in Grobsande, z. T. auch in tonige Schluffe zu beobachten. Tropfenartige Strukturen (m17/m18; Abb. 6; m28/m29, Abb. 8) mit einem gewundenen, netz-

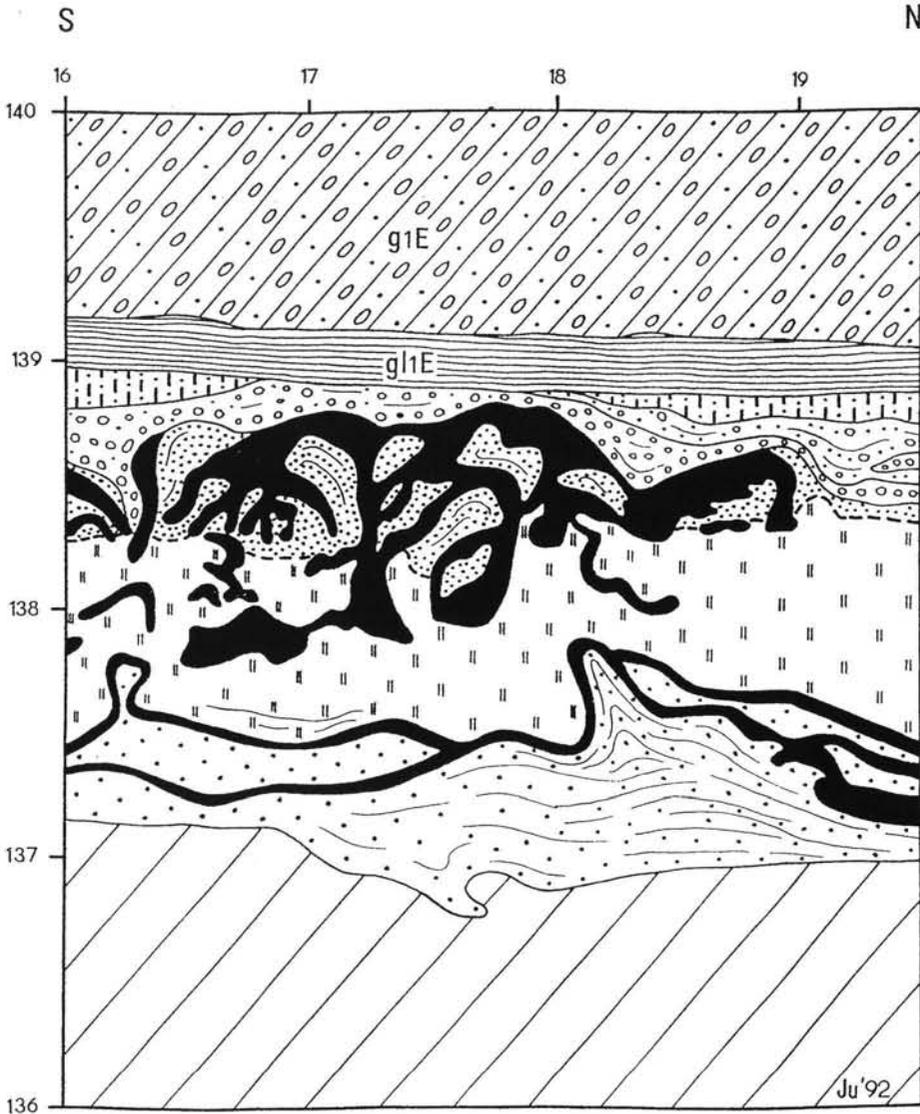


Abb. 6: Tropfenartige Absinkungsstruktur kohligler Sandschluffe in Grobsande bzw. toniger Schluffe. (Profilausschnitt m16 - m19,5; Legende siehe Abb. 3)

Fig. 6: Drop-shaped gravity sinking structure of coaly sandy silts in coarse sands and clayey silts. (Profile section m16 - m19,5, legend see figure 3)

tigen Verlauf ihrer Hälse (m8-m12), bis hin zur völligen Auflösung der Schichten sind die Folge. Unmittelbar vergleichbar sind diese Strukturen mit dem von EISSMANN (1975) beschriebenen Taschen- und Tropfenboden an der Basis des Hohendorfer Beckens, wo "kohlehaltiger, brauner Schluff 0,4 m bis 0,6 m tief in unterlagernde Sedimente aus feinsandigen Mittel- und Grobsand eingesunken ist". Interessant ist, daß bei den im Profil beobachteten gravitativ bedingten Absinkungsstrukturen einerseits ein Einsinken von feinkörnigerem Material in grobkörnigeres (Sandschluff-

fe in Grobsande) und andererseits auch der umgekehrte Fall (Sandschluffe in toniger Schluffe) zu beobachten ist.

2.2 Auflastbedingte Absinkungsstrukturen

Unter den Bedingungen einer erhöhten Schichtauflast auf einem wassergesättigten, mobilen Untergrund kann es zu einem Absinken der auflagernden Schicht und damit zur Verdrängung und zu Ausgleichsbewegungen der unterlagernden Schichten kommen. Der

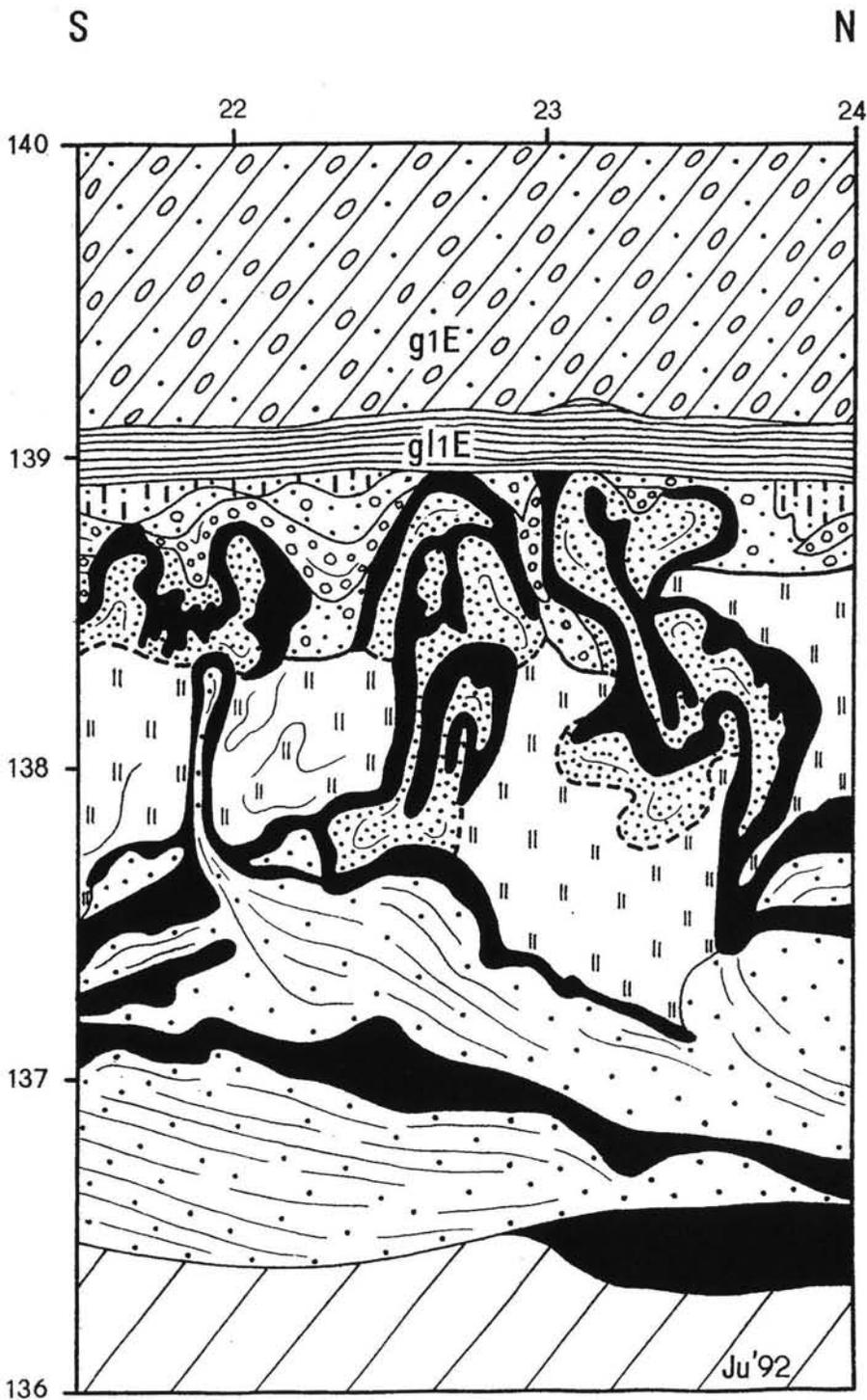


Abb. 7: Schichtaufwulstungen und diapirartige Aufstiegsstruktur wechsellagernder Schluffsande und kohligler Sandschluffe der unteren Böhlener Schichten in hangende Profilbereiche. (Profilausschnitt m21,5 - m24; Legende siehe Abb. 3)

Uparching of sediments and a diapiric ascending structure of interbedded silty sands and coaly sandy silts in the upper part of the "Untere Böhlener Schichten".

(Profile section m21,5 - 24, legend see figure 3)

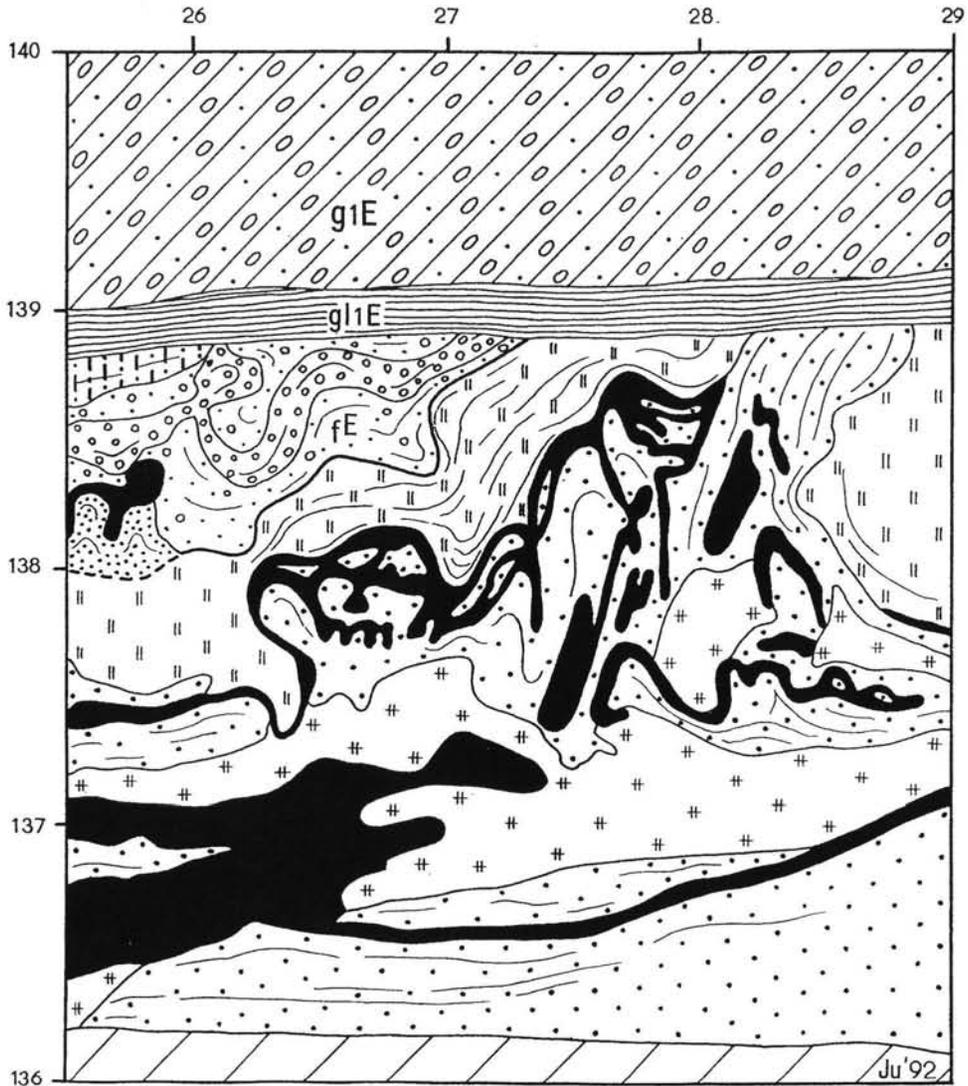


Abb. 8: Tropfenartige Absinkungsstruktur kohliger Sandschluffe innerhalb einer gravitativ aufgestiegenen Folge von Schluff-sanden und tonigen Schluffen.

(Mit dem Aufstieg der Sedimente ist ein Hochschleppen der hangenden fluviatilen Kiese verbunden. Die gesamte Folge wird von einer deutlichen Erosionsdiskordanz im Hangenden begrenzt. Profilausschnitt m25,5 - m29; Legende siehe Abb. 3)

Fig. 8: Drop-shaped gravity sinking structure of coaly sandy silts situated in a gravitational ascending sequence of silty sands and clayey silts.

(The gravity ascending of sediments causes an upward drag of the hanging fluviatile gravels. The total sequence is limited by a clear erosion unconformity in the stratigraphical hanging. Profile section m25,5 - m29, legend see figure 3.)

Prozeß der auflastbedingten Schichtverdrängung führt zur Bildung von taschen- und sackartigen Strukturen der auflagernden Schicht und initiiert ein Abströmen des verdrängten Substrats im Untergrund in Bereiche geringerer Belastung. Oft ist anhand der in den Profilen gefundenen Formen eine eindeutige Trennung zwischen auflastbedingten Verdrängungsprozessen und Verdrängungsprozessen infolge gravitativer Dichtesaigerung nicht möglich. Vielfach stehen beide Pro-

zesse in enger Wechselwirkung, die oft durch das gemeinsame Auftreten klassischer Tropfenböden mit den von EISSMANN (1981, 1987) beschriebenen Girlandenböden und Klein-Polygonen demonstriert wird.

Als auflastbedingte Deformation kann im untersuchten Profil die Bildung von Taschen des "Schlepps" und der fluviatilen Sande und Kiese in die unterlagernden feinkörnigen Talsedimente angesehen werden



Abb. 9: "Tasche" fluviatiler Sande und Kiese innerhalb feinkörniger Sedimente der "Böhlener Schichten", Tagebau Schleenhain (Detailausschnitt Profilmeter 43-45, Bildhöhe 1,5 m).

Fig. 9: "Pocket structure" of fluviatile sands and gravels in fine-grained sediments of "Böhlener Schichten", open cast lignite mine Schleenhain (detail section of profile m43-m45, altitude of figure 1,5 m).

(s. Abb. 9). Besonders eindrucksvoll ist dies in den Profilbereichen m12-m13, m33-m34 und m43-m45 zu sehen (Abb. 3, Abb. 8). Einsinkungsbeträge der Schichten bis maximal 1 m sind zu beobachten. Interessant ist, daß diese Taschen zum einen nur mit fluviatilen Sanden und Kiesen (z. B. m12/m13, m43/m45) gefüllt sind und zum anderen, daß sie in schalenförmiger Anordnung zusätzlich noch mit Sediment des Schluff-Feinsand-Horizontes ("Schlepp") ausgekleidet sind (z. B. m33/m34).

2.3 Aufstiegsstrukturen der freien Solikinense

Gravitativ-autoplastische Fließprozesse können einerseits initiiert werden als Folge der Existenz größerer Belastungsunterschiede (schwankendes Mächtigkeitsverhältnis) zwischen hangenden und liegenden Schichten eines mobilen Sedimentpaketes und andererseits entstehen sie als Folge des Sedimentumbaus beim Prozeß der Dichtesaigerung (Freie Solikinense). Beide Antriebsmechanismen führen zu Ausgleichsbewegungen mobiler Schichten im Untergrund. Dabei entstehen Schichtaufwulstungen, diapirartige Aufstiegsstrukturen, und mitunter kommt es auch, in Abhängigkeit von den vorhandenen Dichteunter-

schieden, der Reibung und der Mächtigkeit der überlagernden Schicht, zum Durchbrechen von Sedimentfolgen (Diapirismus).

Innerhalb des Profils betrifft dies den Aufstieg der wechsellagernden tertiären Sedimente der Unteren Böhlener Schichten in die hangenden Bereiche (s. Abb. 10). Als aktives Medium sind dabei Schluff-sande (Legende-Nr. 7, Abb. 3) anzusehen, die die mit ihnen in Wechsellagerung stehenden hangenden, feinkörnigeren Sedimente (Sandschluffe, tonig-kohlige Schluffe) mitschleppen. Dabei kommt es zur Entstehung dom- bis pilzartiger Strukturen (m22, m30, Abb. 3 und 7) und in Ausnahmefällen zu einem mehr oder weniger intensiven Durchbrechen der hangenden Folge (m27-m29, Abb. 8).

3 Synthese

Das Auftreten der beobachteten gravitativen Deformationsstrukturen im Liegenden der Sedimente des ältesten Eisvorstoßes im Saale-Elbe-Gebiet macht ihre nichtglazigene Bildung deutlich. Die Deformation erfolgte weitgehend gravitativ in Auftauböden der frü-

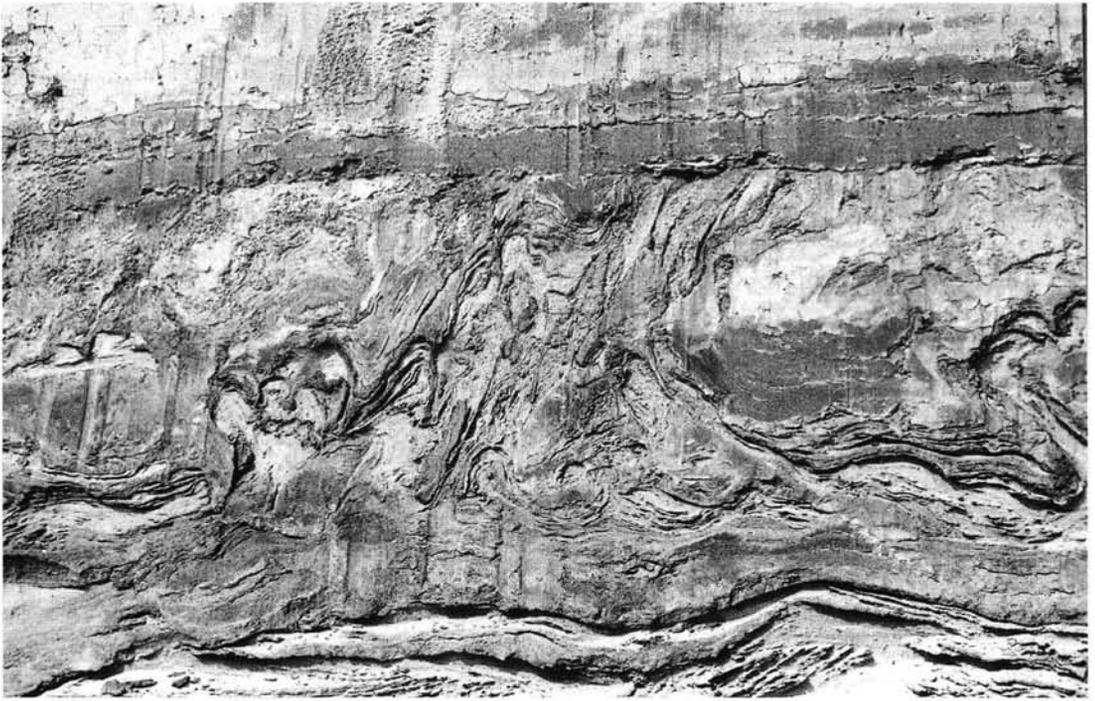


Abb. 10: Gravitative Aufstiegsstrukturen feinkörniger Sedimente der "Böhlener Schichten" in hangende Bereiche, Tagebau Schleenhain (Detailausschnitt Profilmeter 25-30, Bildhöhe 3m).

Fig. 10: Diapiric ascending structures of silty sandy sediments in the upper part of the "Böhlener Schichten", open cast lignite mine Schleenhain (detail section of profile m25-m30, altitude of figure 3 m).

hen Elstereiszeit bis zu Beginn des Eisvorstoßes in der Leipziger Tieflandsbucht. Vor der Sedimentation des rhythmisch geschichteten Dehltz-Leipziger Bändertons war sie abgeschlossen. Der aus der Lagerung der Schichten im untersuchten Profil abzuleitende zeitliche Ablauf läßt sich folgendermaßen beschreiben: Im jüngeren Tertiär und frühen Quartär verfielen die älteren Tertiärsedimente bis in das Niveau der Unteren Böhlener Schichten der Abtragung. In den Anaglazialphasen der frühen Kaltzeiten kamen die feinkörnigen Tertiärsedimente an den Talrändern streifenweise wieder zum Absatz. Wie das beschriebene Beispiel aus der frühen Elstereiszeit demonstriert, wechselten Phasen der Akkumulation und Erosion. Den Abschluß der deluvial-fluviatilen Talrandfazies bildeten quarzreiche kiesig-sandige Sedimente. Die Zeit der danach einsetzenden glazilimnischen Sedimentation ("Schlepp" bzw. Schluff-Feinsand-Horizont) im Vorfeld des nahenden Inlandeises war durch einen Wechsel von Dauergefrorenis und Frostbodendegradation gekennzeichnet. In Stadien des Frostbodenzerfalls kam es bei Wassersättigung innerhalb der oberen Auftauschicht, die von den Sedimenten der Talfüllungssequenz eingenommen wurde, zu labilen Dichteunterschieden. Diese führten zu den beschriebenen, kryogen verursachten gravitativen Sedimentausgleichsbewegungen. Dabei spiegeln die trop-

fen- bis netzartigen Absinkungsstrukturen der kohliggen Sandschluffe (m17/m18, m28/m29, Abb. 6 und 8) offensichtlich eine ältere Phase dieser kryogenen Deformation wider. Als vergleichsweise jüngere kryogene Deformation ist die im Profil beobachtete Taschenbildung der fluviatilen Kiese und Sande (m12/m13, m43/m45) anzusehen. Die unterschiedliche Füllung dieser Taschen läßt auf ihre Bildung noch während der Sedimentation der glazilimnischen Randfazies schließen. Als zeitlich jüngste kryogene Deformation im untersuchten Profil ist der beobachtete Aufstieg der feinkörnigen Sedimente der Talfüllungssequenz anzusehen. Diese wahrscheinlich durch Unterschiede in der Sedimentauflast bedingten Ausgleichsbewegungen waren z. T. von einem Aufschleppen der hangenden kiesigen Bereiche begleitet (m27/m29). Abgeschlossen wurden sämtliche beobachteten, ins Anaglazial der Elstervereisung zu stellenden kryogenen Deformationserscheinungen von einer deutlich sichtbaren (? lokalen) Erosionsphase. Diese örtlich noch in der Sedimentationszeit der glazilimnischen Randfazies einsetzende Abtragung erfaßte die hangenden Bereiche der kryoturbar gestörten Folge. Der rhythmisch geschichtete Dehltz-Leipziger Vorstoßbändernton liegt diskordant auf dieser im Anaglazial durch Frostwechselprozesse deformierten periglaziären Sedimentunterlage.

Danksagung

Bei der Mitteldeutschen Braunkohle AG (MIBRAG) möchten wir uns für die Möglichkeit der Bearbeitung und insbesondere bei Herrn Geol.-Ing. Th. Fischkandl für die Unterstützung bei der Probenahme und Lackprofilherstellung bedanken. Für die zeichnerische Fertigstellung der Profile danken wir Herrn H. Bulnheim recht herzlich.

4 Schriftenverzeichnis

- BELLMANN, H.-J. und R. STARKE (1978): Ergebnisse geologischer und tonmineralogischer Untersuchungen an den Fomnsanden der Leipziger Bucht.- In: Wiss. Ztschr. Ernst-Moritz-Arndt-Univ. Greifswald, Math.-Naturwiss. R., **XXVII**, Beitr. Miner. Technol. Tone: 7-19, Greifswald
- BÖHME, P. (1962): Lagerstätten der Steine und Erden im Deckgebirge des nordwestsächsischen Braunkohlenreviers. Braunkohletagebau Schleenhain.- In: Exkursionsführer Geol. Ges. DDR: Das Pleistozän im sächsisch-thüringischen Raum: 73-80
- EISSMANN, L. (1987): Lagerungsstörungen im Lockergebirge. Exogene und endogene Tektonik im Lockergebirge des nördlichen Mitteleuropa.- Geophys. Veröff. Univ. Leipzig, **III**, 4: 7-77
- EISSMANN, L., O. PRIESE und E. RICHTER (1985): Die Geologie des Naherholungsgebietes Kulkwitz-Miltitz bei Makranstädt. Ein Leitprofil des Glaziärs und Periglaziärs in Sachsen.- Abh. Ber. Naturkundemuseum Mauritianum, **11**, 3: 217-248, Altenburg
- EISSMANN, L. (1984): Beiträge zur Periglazialgeologie des Saale-Elbe-Gebietes. I. Der Tropfboden von Süptitz, Kreis Torgau.- Abh. Ber. Naturkundemuseum Mauritianum, **11**, 2: 106-113, Altenburg
- EISSMANN, L. (1981): Periglaziäre Prozesse und Permafroststrukturen aus sechs Kaltzeiten des Quartärs. Ein Beitrag zur Periglazialgeologie aus der Sicht des Saale-Elbe-Gebietes.- Altenburger Naturwiss. Forsch., **1**: 1-171, Altenburg
- EISSMANN, L. (1975): Das Quartär der Leipziger Tieflandsbucht und angrenzender Gebiete um Saale und Elbe.- Schriftenreihe Geol. Wiss., **2**,
- MÜLLER, G. (1961): Das Sand-Silt-Ton-Verhältnis in rezenten marinen Sedimenten.- N. Jb. Min.: 148-163

Manuskript eingegangen am 6.10.1993

Weser und Leine am Berglandrand zur Ober- und Mittelterrassen-Zeit

PETER ROHDE*)

Pleistocene, Upper Terrace/Oberterrasse, Middle Terrace/Mittelterrasse, Weser River, Leine River, MAARLEVELD boundary, fluvial history, mapping, gravel provenance analyses.

Upland border region Hannover – Osnabrück, Niedersachsen, Nordrhein-Westfalen.

Kurzfassung: Bis zum Vereisungsbeginn der Elster-Kaltzeit folgte die Weser ihrem "angestammten" pleistozänen Lauf: Hameln - Springe - Nordstemmen - Hannover – Mellendorf - (?)Nienburg. Bei Nordstemmen nahm sie die Leine auf. Reste ihrer Oberterrassen-Kiese ermöglichen diese Rekonstruktion. Erst seit der Mittelterrassen-Zeit (Älterer Teil der Saale-Kaltzeit, evtl. von einem jüngeren Teil der Elster-Kaltzeit an) verläuft die Weser in dem Talabschnitt Hameln – Porta Westfalica. Von hier aus hat sie - in einer Breite bis 25 km - Sedimentstränge nördlich parallel zum Wiehengebirge aufgebaut. Etwa von Hunteburg westlich des Stemmweder Berges verlief sie zumindest teilweise weiter in Richtung Damme – Vechta.

Die Leine der Mittelterrassen-Zeit läßt sich von Nordstemmen über Pattensen, Gehrden, Wunstorf, Rehburg verfolgen; sie mündete etwa im Gebiet von Uchte in die Weser. – Die in einer Karte zusammengefaßte flußgeschichtliche Darstellung beruht weitgehend auf Geländearbeiten der Geologischen Landesaufnahme des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung.

[The Weser and Leine Rivers near the northern edge of the Niedersachsen Upland during Upper Terrace and Middle Terrace periods]

Abstract: Up to the beginning of the Elsterian glaciation, the Weser River had quite a different course near the northern edge of the Niedersachsen Upland, than it has today. Its previous course is marked by the towns of Hameln, Springe, Nordstemmen, Hannover, Mellendorf and (?) Nienburg. Near Nordstemmen it was joined by the Leine River. The reconstruction is based on remains of the Upper Terrace/Oberterrasse gravel deposits, which contain pebbles of Thüringer Wald volcanics. Only since the Middle Terrace/Mittelterrasse period (older phase of the Saalian age and perhaps including younger phase of the Elsterian age) has the Weser flowed along the stretch between Hameln and Porta Westfalica. Downstream of the Porta gap, the river laid down alluvial deposits with a maximum lateral spread of 25 km; these deposits border the Wiehengebirge on the north, extending westwards for about 50 km, and then at least part of them turn north-northeastwards near Hunteburg towards Vechta. The Leine River, today a tributary of the Aller River, in the

*) Anschrift des Verfassers: Dr. P. ROHDE, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Postfach 510153, D-30651 Hannover.

Middle Terrace/Mittelterrasse period followed a course marked by the towns of Nordstemmen, Pattensen, Gehrden, Wunstorf and Rehburg. It is likely to have flowed into the Weser east of Uchte.

The above fluvial history of the Weser and Leine is mainly based on mapping by the Geological Survey of Niedersachsen (Lower Saxony) and on gravel provenance analyses (6.3-12.5 mm fraction).

Kartierung von Ober- und Mittelterrasse durch die geologische Landesaufnahme

Bezüglich der Flußgeschichte der eiszeitlichen Weser und Leine ist der Rand bzw. das Vorland der Berglandregion Hannover – Osnabrück ein Schlüsselgebiet. Die Geologische Landesaufnahme des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung, Hannover, hat hier in den letzten 20 Jahren großflächig gearbeitet und dabei die Verbreitung der älteren Flußablagerungen auch im tieferen Untergrund erfaßt (GK 25). Daraus und aus zusätzlichen Angaben in der Literatur wird im folgenden eine Flußgeschichte der ober- und der mittelterrassen-zeitlichen Weser und Leine entworfen (Abb.1) - als Beitrag zu einem Thema mit etwa 80jähriger Tradition (z. B. KURTZ 1915, 1928).

Der Begriff Oberterrasse gilt für die Flußablagerungen vor dem elster-zeitlichen Eisvorstoß; er umfaßt hauptsächlich einen ersten Abschnitt der Elster-Kaltzeit und vielleicht auch einen späteren Abschnitt der vorhergehenden Kaltzeit unter Einschluß der Warmzeit zwischen beiden (?Rhume-Warmzeit); ältere Ablagerungen sind mit dem Begriff im engeren Sinne nicht gemeint. Der Begriff Mittelterrasse gilt entsprechend für einen ersten Abschnitt der Saale-Kaltzeit vor dem drenthe-stadialen Eisvorstoß; nach gängigen Vorstellungen schließt er einen späteren Abschnitt der Elster-Kaltzeit und die Holstein-Warmzeit ein. Die Kartierung der "Terrassen" - gemeint sind die Sedimentkörper - beruht i. a. auf Bohrungen, die das Festgestein erreicht haben und es erlauben, die Lage der Terrassen-Basis zu NN zu ermitteln. Niveau und

Gefälle einer Basisfläche müssen den fluviatilen Bedingungen entsprechen - mit diesen Kriterien, die in Subrosionsgebieten und glaziären Stauchzonen selbstverständlich nicht gelten, lassen sich Kartierergebnisse überprüfen.

Geröllanalysen nach Ausgangsgesteinen

Eine wesentliche Kartierhilfe ist die Geröllanalyse nach Ausgangsgesteinen (i. a. 300-400 Stück der Fraktion 6,3-12,5 mm). Weser-Kies hat hohe Anteile an Buntsandstein und an Thüringer-Wald-Vulkaniten, dazu Kieselschiefer, Grauwacke, Gangquarz, und erscheint deshalb rotbraun-bunt. Leine-Kies enthält demgegenüber Flammenmergel, weniger Buntsandstein, faktisch keine Vulkanite, aber viel Kieselschiefer und Grauwacke und etwas Gangquarz; er erscheint eher grau-bunt. Oberterrassen-Kies enthält kein nordisches Material, Mittelterrassen-Kies bis zu 5%, selten 8% nordisches Material. Höhere Werte weisen auf fluviatil-glazifluviatile Mischsedimente oder auf glazifluviatile Umlagerung. Stark abweichend von den genannten Geröllspektren ist ein dritter Typ durch einen sehr hohen Anteil an Gang-/Milchquarz von max. 30 bis 55% gekennzeichnet; die meist gebleichten mesozoischen Sandsteine verlieren sich zwischen älteren, z. B. paläozoischen Sandsteinen sowie Quarzit, Grauwacke, Kieselschiefer und Kristallin. Der Kies erscheint weiß-bunt. Seltene Granulit-Gerölle weisen ihn als sächsisch aus. Wo er frei von nordischem Material vorkommt, kann er einem oberterrassenzeitlichen oder älteren Elbe-Lauf zugeordnet werden (L. EISSMANN 2.4.90, L. WOLF 11.7.91, jeweils pers. Mitt.; dagegen bezog GENIESER 1970 solchen Kies seines Typs "Dudenbostel-Rodenbostel" auf das Flußsystem der Saale und Mulde).

Die Weser zur Oberterrassen-Zeit

In der Flußgeschichte des hannoverschen Berglandes bewirkt der erste, d. h. elsterzeitliche Vorstoß des skandinavischen Eises eine tiefgreifende Veränderung. Bis zu dieser Zeit trat die Weser, größter Fluß zwischen Elbe und Rhein, bei Hannover aus dem Bergland. Mit geologischen Augen gesehen ist das nicht allzu verblüffend, sondern eher einleuchtend, öffnet sich doch das Bergland bereits südlich von Hannover trichterförmig in einer bis zu 10 km breiten fluviatilen Verebnung. Auch wenn die Saale-Kaltzeit deutlich Anteil an der Gestaltung hat, sind für eine solche Landschaftsformung mehr als eine Kaltzeit, also mehr als ein Jahrhunderttausend erforderlich. Bereits südlich von Hameln nahm die Oberterrassen-Weser an der heutigen Humme-Mündung bei Klein Berkel (GK 25, Bl. 3922) Kurs nach Nordosten auf Hameln-Rohrsen (GK 25, Bl. 3822; Kies auf Buntsandstein beim BHW-Verwaltungsgebäude) und durch

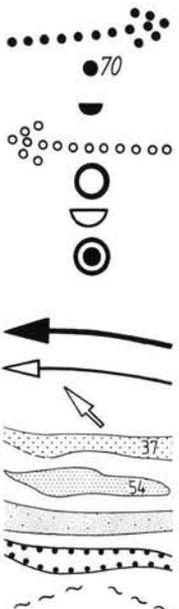
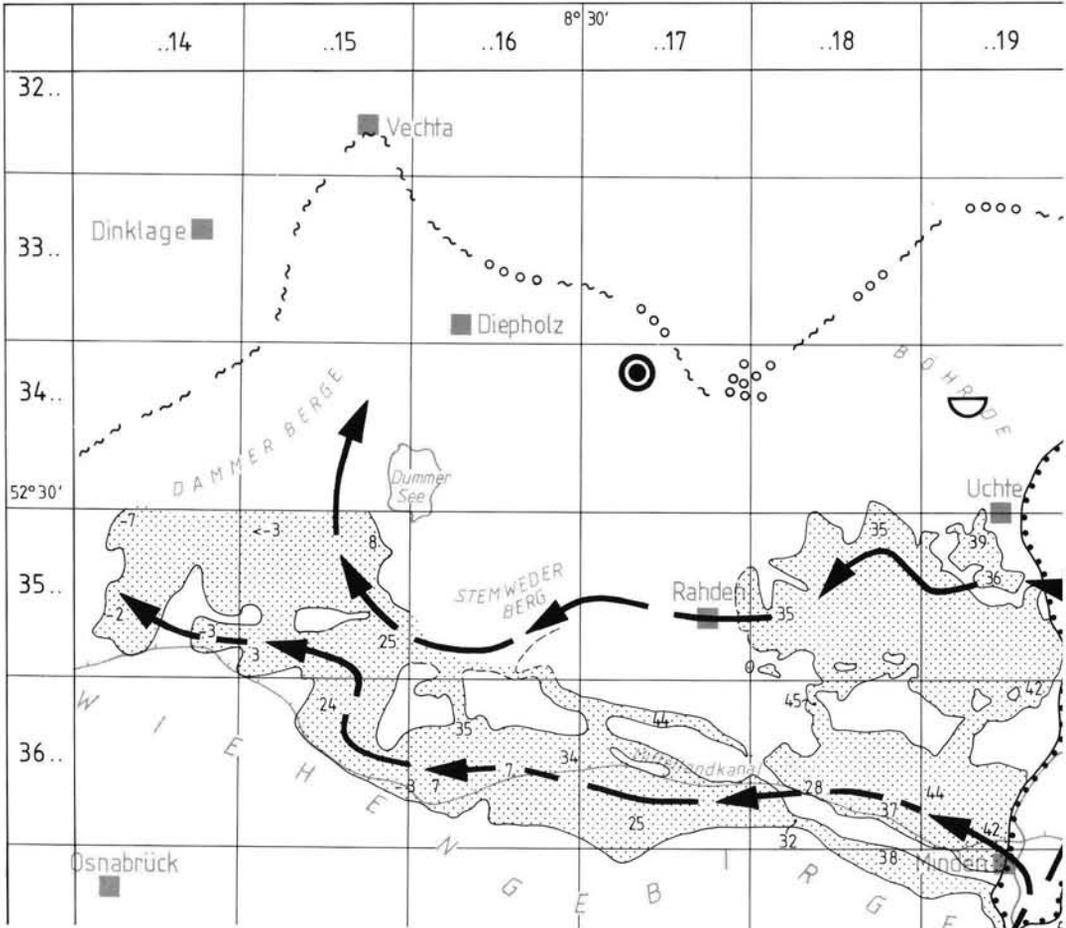
das heutige Hamel-Tal auf Bad Münder und die Deister-Pforte (GK 25, Bl. 3723). Dort wendete sie sich nach Osten, gab dem weiten alten Prallhang nördlich Springe "letzten Schriff" und floß im heutigen Hallertal in Ost-südost-Richtung nach Nordstemmen (GK 25, Bl. 3824), wo sie die Leine mit ihren vielen Pläner- und Flammenmergel-Geröllen aufnahm. Ihr folgender Abschnitt war durch das heutige Leine-Tal über Pattensen, Rethen (beide GK 25, Bl. 3724) und Hannover-Bemerode (GK 25, Bl. 3624) nach Norden gerichtet und verlief weiter durch das auffällig breite heutige Wietze-Tal nach Mellendorf (GK 25, Bl. 3424) und zum Brelinger Berg (ROHDE 1983, 1986, RÖHM 1990). Spätestens hier war das Flachland mit tiefer liegender Festgesteinsoberfläche erreicht. Die Richtung der Weser war von hier an wohl durch eine Senke in Westnordwest-Richtung etwa auf Nienburg zu vorgezeichnet.

Auf diesem Abschnitt war bei Rodenbostel (GK 25, Bl. 3423 Otternhagen, s. auch GENIESER 1970) reiner Elbe-Kies glaziär verschuppt in einer Kiesgrube erschlossen; bei Hagen (GK 25, Bl. 3422 Neustadt a. R.) erbohrter Kies ist m. E. reiner Weser-Kies. Weser und Elbe müssen also auf beträchtliche Erstreckung getrennt geflossen sein, sofern die Ablagerungen der Elbe nicht zu einer kaum unterscheidbaren älteren Terrasse gehören. Erst westlich von Nienburg haben sich die beiden Flüsse wahrscheinlich vereinigt. Die ab hier folgenden, bislang seltenen Beobachtungspunkte deuten auf einen südwestlichen Flußverlauf. Nach WOLF & SCHUBERT (1992) wäre der im Gebiet Celle - Nienburg zu vermutende Elbe-Lauf allerdings nicht oberterrassenzeitlich, sondern älter und damit keine Fortsetzung ihres "Stremener" Elbe-Laufs. Nördlich des generell ost-west-gerichteten Abschnittes der Oberterrassen-Weser und -Elbe sind im glaziär geprägten Bereich, d. h. außerhalb der Niederterrassen-Körper, Gerölle aus dem Einzugsgebiet der von Süden bzw. Osten kommenden Flüsse bisher nicht beobachtet worden. Der Sachverhalt wird seit längerem durch den Begriff der "MAARLEVELD'schen Linie" beschrieben (z. B. LÜTTIG 1961 bezügl. MAARLEVELD 1954, LÜTTIG & MEYER 1980, GK 500 Q); ein stratigraphischer Bezug ist darin nur insofern enthalten, als Ober- und Mittelterrasse erörtert worden sind.

Die Höhenlage der Oberterrasse der Weser

Über das Basis-Niveau der Oberterrassen-Sedimente lassen sich nur für den Abschnitt Hameln - Hannover Angaben machen: es senkt sich auf ca. 60 km Erstreckung von knapp 80 m auf etwa 65 m über NN (ROHDE 1983). Weiter im Norden ist die Lagerung glaziär gestört.

Das Niveau der Oberterrassen-Vorkommen zwischen Hameln und Hannover schließt einen Verlauf der da-



Upper Terrace / Oberterrasse period (? partly older terraces):

- course of Weser River
- Weser terrace deposits; base in m above mean sea level (m.s.l.)
- Weser terrace material in glaciofluvial deposits
- inferred course of Elbe River
- Elbe terrace deposits
- Elbe terrace material in glaciofluvial deposits
- Elbe terrace deposits downstream of confluence with Weser

Middle Terrace / Mittelterrasse period:

- course of Weser River
- course of Leine River
- course of Innerste River
- Weser terrace deposits (as far as mapped); base in m relative to m.s.l.
- Leine terrace deposits; base in m above m.s.l.
- Leine terrace material in glaciofluvial deposits

- Lower Terrace / Niederterrasse period:** terrace deposits
- MAARLEVELD boundary / MAARLEVELD'sche Linie

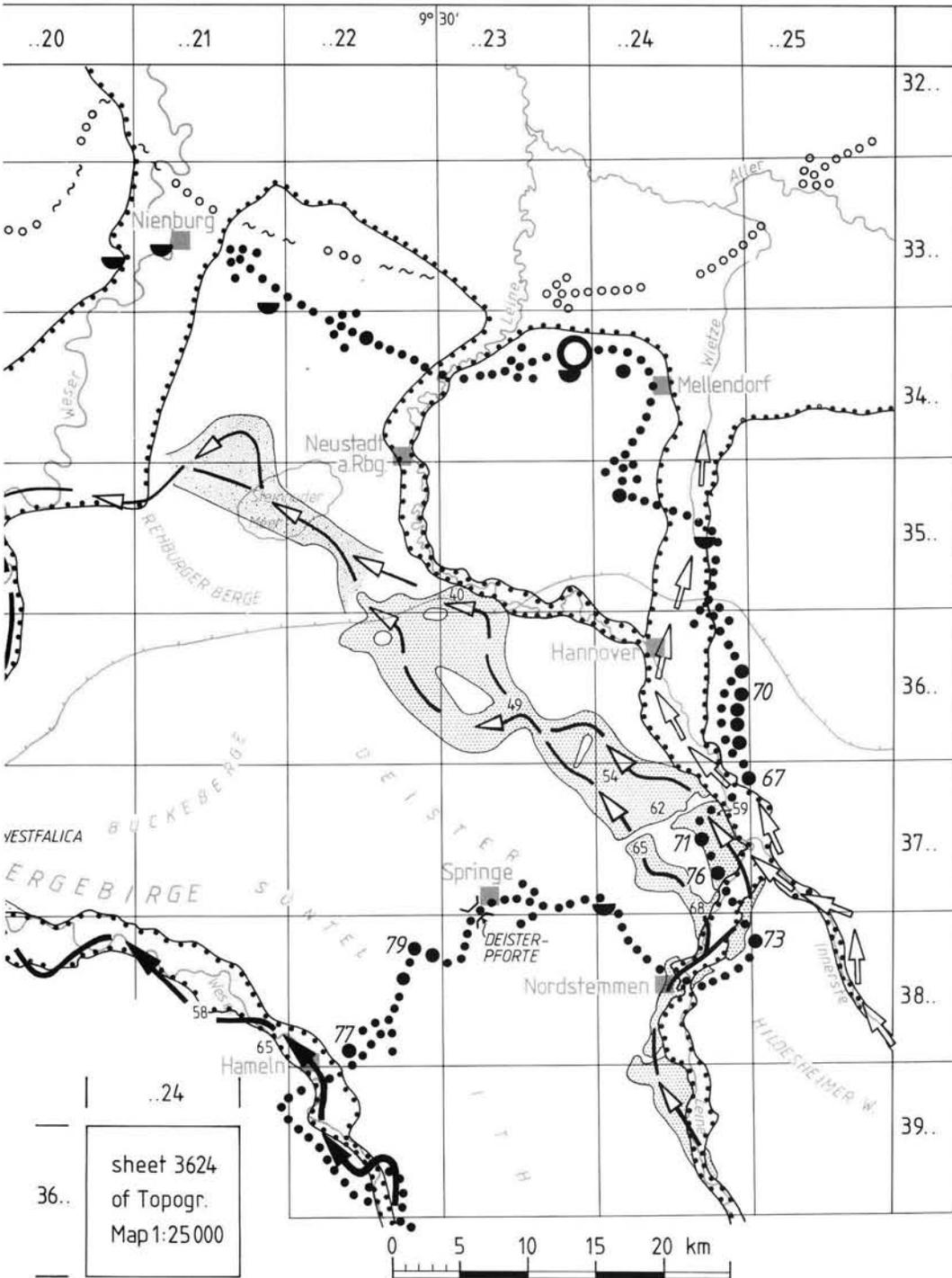


Abb.1: Die eiszeitlichen Flüsse Innerste, Leine, Weser und Elbe im Bergland-Randgebiet Hannover - Osnabrück. Maßstab 1:500.000.

Entwurf: P. ROHDE, Dez. 1993, nach Ergebnissen der Geologischen Landesaufnahme von Niedersachsen, Nordrhein-Westfalen und Preußen. Ausführung: H. MENGELING.

Fig. 1: The Pleistocene rivers Innerste, Leine, Weser and Elbe in the Hannover – Osnabrück area (draft by P. ROHDE, December 1993, according to mapping of Geological Surveys).

maligen Weser durch die Senke zwischen Deister und Süntel (LÜTTIG 1960), d. h. von Bad Münder über Lauเนา nach Rodenberg, aus, da hier die Festgesteins-oberfläche an ihren tiefsten Stellen auch heute noch dieses Niveau überragt.

Im Stadtgebiet von Hannover ist das genannte Basis-Niveau noch vor der elster-zeitlichen Eisbedeckung unterschritten worden, bei Hannover-Bemerode bis auf 39 m ü. NN, also um etwa 30 m (Abb. 2 sowie ROHDE 1992). In der Füllung der Rinne wurde basal reiner Weser-Kies, verbreitet aber Mischkies mit bis zu 5 % skandinavisch-baltischer Gerölle (Fraktion 6,3-12,5 mm) erbohrt. Der Kies in der Rinne geht nach Süden auf ca. 10 km Entfernung in Schmelzwasser-Kies über; er wird örtlich von Mittelterrassen-Kies der Leine bedeckt und ist daher eindeutig elster-zeitlich. Die Lage unter der Mittelterrasse unterscheidet die Rinnenfüllung selbst bei gleichem Geröllspektrum deutlich vom Oberterrassen-Körper, dessen Basis 6 - 8 m höher als die der Mittelterrasse liegt. Die Rinnenbildung muß in einer einleitenden Phase des glaziären Geschehens der Elster-Kaltzeit stattgefunden haben; sie hier einem zweiten Vorstoß zuzuordnen (vgl. WOLF & SCHUBERT 1992), wäre nur unter komplizierten zusätzlichen Annahmen möglich.

Die Weser zur Mittelterrassen-Zeit

Durch die erste Eisbedeckung wurde die Landschaft wesentlich umgestaltet. Die Gletscher drangen ins Bergland ein und erreichten etwa die Tallinie Bodenwerder - Hameln; südwestlich der Linie Hameln - Rinteln - Porta Westfalica stießen sie wohl noch ins Lippische Bergland vor (z.B. KALTWANG 1992, z.B. GÜK 500 Q). Für die Weser war der Weg von Hameln über Springe und Hannover damit versperrt. Sie benutzt seither das ehemalige Nebental zwischen Wesergebirge und Lippischem Keuperbergland. Die hier zu erwartenden fluviatil-glaziären Mischbildungen scheinen vollständig wieder ausgeräumt worden zu sein. Erst in den Mittelterrassen-Ablagerungen gibt sich die Weser wieder zu erkennen. Die Vorkommen ziehen sich von Gut Helpensen (GK 25, Bl. 3821) westlich von Hameln bis etwa Rinteln (GK 25, Bl. 3820) am linken Talrand entlang und liegen im Abschnitt Veltheim - Hausberge (GK 25, Bl. 3719) unter den drenthe-stadialen Schmelzwasser-Sedimenten der "Hausberger Schweiz". Austrittsstelle der Weser aus dem Bergland ist von nun an das Nadelöhr Porta Westfalica, eine erdgeschichtliche "Behelfslösung" im Vergleich zu der Talweitung südlich von Hannover.

Nördlich des Wiehengebirges haben Subrosionssenken über Münder-Mergel-Salinar sowie der elster-zeitliche Schmelzwasser-Abfluß direkt nach Westnordwesten den weiteren Weg vorgezeichnet. Auffällig ist hier die gewaltige Quererstreckung der Mittelterrassen-

Vorkommen von Minden bis Uchte (ca. 25 km; WORTMANN 1968 sowie GK 25, Bl. 3519). Nach rd. 50 km Verlauf nördlich des Wiehengebirges bis an den Kalkrieser Berg setzt sich die Mittelterrasse unter jüngeren Schichten z. T. nach Nordnordost fort (MENGELING 1986, 1993) und läßt sich im Stauchungsgebiet der Dammer Berge bis Vechta (TK 25, Bl. 3215) verfolgen. Wie Weser-Material im Stauchungsgebiet der Fürstenaue zeigt, ist der weitere Verlauf der Weser zur Mittelterrassen-Zeit in westlicher Richtung zu suchen.

Die Höhenlage der Mittelterrasse der Weser

Die Basis des Mittelterrassenkörpers liegt bei Hameln randlich 65 m über NN (KULLE 1985), hat im Gebiet Hausberge - Porta Westfalica ihre tiefsten Werte bei ca. 40 m über NN (RÖHM 1985) und reicht im Nordteil des Blattgebietes 3518 Diepenau der GK 25 bei Essern bis etwa 35 m über NN hinab. Der hier verlaufende Strang mit tiefliegender Basis hat - südlich eines Zwischenbereiches - eine Entsprechung am Fuß des Wiehengebirges, wo allerdings Absenkungen durch Subrosion über Salzgesteinen des Münder Mergel sich ausgewirkt haben können. Im höher gelegenen Zwischenbereich könnte die heutige Basislage durch glaziäre Stauchung beeinflusst sein (WORTMANN 1971). Erwähnt sei hier ein Problem, das das Gebiet Veltheim - Hausberge (GK 25, Bl. 3719) betrifft: eine übertiefte, m. E. glaziäre ehemalige Rinne, die bei Holzhausen bis 19 m über NN hinabreicht (RÖHM 1985). Es wird sich nur unter günstigen Bedingungen klären lassen, ob die Rinnenstruktur unter dem Mittelterrassen-Körper ansetzt (Elster-Glazifluviatil) oder diesen durchschneidet (Drenthe-Glazifluviatil).

Die Leine zur Mittelterrassen-Zeit

Die Mittelterrassen-Weser hat sich weitab von der Mittelterrassen-Leine bewegt. War deren Weg im Rahmen der Geologischen Landesaufnahme bis in das Steinhuder-Meer-Gebiet verfolgt worden (JORDAN & VOSS 1978), so läßt sich nun auch die ehemalige Verbindung zur Weser geröllanalytisch aufzeigen.

In der vom Elster-Eis geprägten Landschaft führte je ein Mittelterrassen-Strang von Schulenburg bzw. Schliekum aus der nördlichen Richtung des Leine-Tals nach Nordwesten (GK 25, Bl. 3724). Am Benthler Berg und Stemmer Berg vorbei (GK 25, Bl. 3623) lassen sich die grau-bunten Kiese leicht bis in die Gegend von Gümmer (GK 25, Bl. 3523) verfolgen. Weiter im Nordwesten findet man Leine-Material nur noch mit Schmelzwasser-Material vermischt; im Übergangsbereich sind auch Verzahnungen bekannt. Vor allem die Flammenmergel-Gerölle der Leine ermöglichen es,

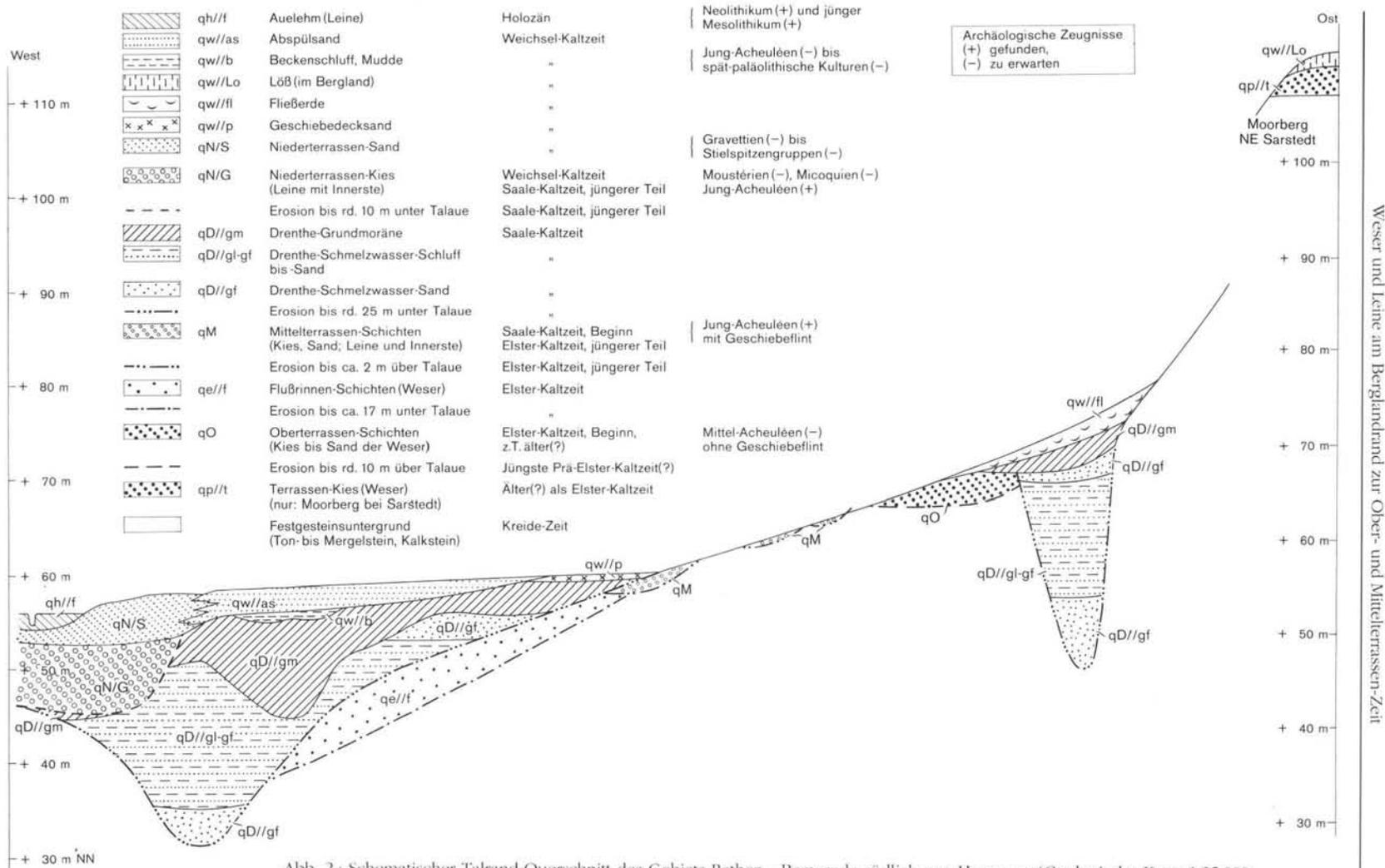


Abb. 2: Schematischer Talrand-Querschnitt des Gebiets Rethen - Bemerode südlich von Hannover (Geologische Karte 1:25.000, Bl. 3624 Hannover). Entwurf: P. ROHDE, Februar 1992, nach Bohrungen der Stadt Hannover (U-Bahn). Längen unmaßstäblich.
Fig. 2.: Schematic section through eastern side of present Leine valley in the Rethen-Bemerode area, south of Hannover.

aus den Mischsedimenten den Weg der Mittelterrassen-Leine im südlichen Steinhuder-Meer-Gebiet zu rekonstruieren und gegen den etwas weiter nördlich gelegenen der Oberterrassen-Weser abzugrenzen (JORDAN & VOSS 1978). Leine-Material ist noch nordwestlich von Loccum in Schmelzwasser-Kies nachgewiesen worden (GK 25, Bl. 3520). Nur einige Kilometer weiter westlich ist die Mittelterrassen-Weser in die West-Richtung umgebogen; hier, im Gebiet von Uchte (GK 25, Bl. 3519), wird die Leine in die Weser eingemündet sein.

Die Basis des Mittelterrassen-Körpers der Leine liegt bei Schulenburg in randlicher Lage 68 m, bei Koldingen 59 m, bei Roloven 54 m über NN (GK 25, Bl. 3724), bei Ditterke 49 m (GK 25, Bl. 3623), bei Dedensen 40 über NN (GK 25, Bl. 3523). Für die Bereiche glazifluvialer Umlagerungen ist die Terrassen-Basis nicht mehr zu ermitteln. Für den Mündungsbereich gelten etwa 37 m über NN (GK 25, Bl. 3519).

Diskussion

Die vorliegende flußgeschichtliche Deutung schließt eine von der GK 25, Bl. 3320 Liebenau, abweichende stratigraphische Einstufung von Weser-Kiesen ein. Diese, in glaziären Stauchzonen z. T. auf Elster-Grundmoräne beschrieben, enthalten nach LÜTTIG & MEYER (1980) in der Fraktion 20-63 mm 10-16% bzw. 21-38% skandinavisch-baltischer Gesteine sowie 3-11% Milchquarz und werden von den Autoren einer Weser-Mittelterrasse nördlicher Geröllfazies zugeordnet, wobei auch Schüttungsgefüge und Sedimentfarbe berücksichtigt sind. M. E. liegt hier Mischkies mit Material der Weser-Oberterrasse und solchem der mutmaßlichen Elbe-Oberterrasse sowie mit skandinavisch-baltischem Material aus Gletscherschmelzwässern vor.

Analyse-Beispiel aus der ehemaligen Sandgrube N Bühren, GK 25, Bl. 3320 Liebenau, R: 35 09 890/ H: 58 33 410/ Gelände 40 m über NN/ Probe von 1991, 2,8-3,0 m unter Gel./ Fraktion 6,3-12,5 mm/ 390 Gerölle:

| | |
|--|--------|
| Nordische Gesteine | 13,8% |
| Kristallin 8,2%, Sandstein u. Quarzit 2,8 %, Feuerstein 2,8 % | |
| Einheimisch-mesozoische Gesteine | 23,3 % |
| Buntsandstein 13,1 %, sonstige Sandsteine 1,3 %, Flammenmergel 0,5 %, sonstige Spongengesteine 1,8 %, Tertiär-Quarzit u. Eisensandstein 0,5 %, Toneisenstein 6,1 % | |
| Einheimisch-paläozoische Gesteine | 50,3 % |
| Thür.-Wald-Vulkanite 11,6 %, Granit 4,4 %, Glimmerschiefer u. Gneis 1,8 %, Kieselschiefer 11,0 %, Sandstein u. dunkler Quarzit 11,0 %, Grauwacke 7,2 %, heller Quarzit 3,3 % | |
| Quarz | 12,6 % |
| Restquarz 2,6 %, Milchquarz u. Gangquarz 10,0 %. | |

Ob die Mischung bei der ersten oder einer zweiten Ablagerung erfolgt ist, muß offen bleiben. Gegen Mittelterrasse spricht

1. die beträchtliche nordische Komponente, denn selbst in der glaziär geprägten Umgebung z. B. von Handorf (TK 25, Bl. 3414 Holdorf), des Hohen Sühn (TK 25, Bl. 3316 Diepholz) und von Vechta enthält der Mittelterrassen-Kies der Fraktion 6,3-12,5 mm nur 1 bis 4% nordisches Material (K.-D. MEYER, 1980, bestimmte in den Dammer Bergen, Gebiet des Blattes 3414 Holdorf, in der Fraktion 20-63 mm 4 bis 7% nordische Gesteine)

2. das Vorkommen deutlich außerhalb des derzeit bekannten Verbreitungsgebietes der Weser-Mittelterrasse (statt dessen aber in der "Zielrichtung" des etwas besser bekannten Abschnittes der Weser-Oberterrasse von den Brelinger Bergen bis Hagen N Neustadt a. R., s. Abb.1).

Einem anderen Erklärungsmodell gemäß könnte der genannte Kies nach fluvialer Unterschneidung der Mittelterrasse (östlich von Uchte durch die Weser) fluvial bis glazifluvial abgelagert worden sein, kurz bevor das Drenthe-Eis bis hier vorgestoßen war. Ein solcher Vorgang entspräche dem, der zuvor bezüglich der Elster-Kaltzeit für das Gebiet von Hannover beschrieben worden ist (s. Abschn. "Die Höhenlage der Oberterrasse der Weser"). Diese Deutung könnte sich auf Kartierergebnisse im Gebiet des Blattes 3520 Loccum der GK 25 stützen, wo die entsprechende Kies-Basis bei 16 m über NN liegt.

K.-D. MEYER hat die Darstellung in LÜTTIG & MEYER (1980) aus seiner heutigen Sicht bestätigt. Ich danke ihm in diesem Zusammenhang für seine vielen, auch sonst geführten kollegialen fachlichen Gespräche. Die offenen Fragen lassen sich nur durch weitere Untersuchungen beantworten. Vielleicht erleichtert die flußgeschichtliche Darstellung als ein Zwischenergebnis das gezielte Ansetzen künftiger Arbeiten.

Schriften- und Kartenverzeichnis

- GENIESER, K. (1970): Über Quarze, Amethyste und verkieselte Fossilien. - *Overdruck Gronboor en Hamer*, **2**: 35-64, 4 Abb., 3 Tab.; Losser/Niederland.
- JORDAN, H. & VOSS, H.H. (1978): Geröllanalytische Gliederung der pleistozänen Kiessande nordwestlich von Hannover. - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **28**: 10-38, 8 Abb., 3 Tab.; Öhringen/Württ.
- KALTWANG, J. (1992): Die pleistozäne Vereisungsgrenze im südlichen Niedersachsen und im östlichen Westfalen. - *Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover*, **33**: 161 S., 7 Abb., 38 Tab., 49 Kt.; Hannover.
- KURTZ, E. (1915): Die Wanderungen der mittleren Elbe bis zum Harz vor dem Rand des Inlandeises, nachgewiesen an Flußgeröllen. - *Z. deutsche geol. Ges.*, **67**: 231-274, Taf. 28; Berlin.
- (1928): Die Weser im Vereisungsgebiet während der

- ersten und zweiten Eiszeit. - Z. deutsche geol. Ges., **79** (1927): 457-514, Taf. 9; Berlin.
- KULLE, S. (1985): Drenthe-stadiale Staubecken-Sedimente (Pleistozän) und ihr Lagerungsverband aus zwei Aufschlüssen im Wesertal zwischen Rinteln und Hameln. - Dipl.-Arb. Univ. Hannover: 82 S., 18 Abb., 8 Tab., 4 Taf., 3 Anl.; Hannover. - [Unveröff.]
- LÜTTIG, G. (1960): Neue Ergebnisse quartärgeologischer Forschung im Raume Alfeld - Hameln - Elze. - Geol. Jb., **77**: 337-390, 11 Abb., 5 Tab., 3 Taf.; Hannover.
- (1961): Neue Interglazialvorkommen bei Liebenau a.d. Weser. - Geol. Jb., **78**: 173-197, 6 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- & MEYER, K.-D. (1980): Geologische Karte von Niedersachsen 1 : 25 000, mit Erläuterungen, Bl. **3320** Liebenau. - 118 S., 9 Abb., 12 Tab., 7 Kt.; Hannover.
- MAARLEVELD, G. C. (1954): Über fluviatile Kiese in Nordwestdeutschland. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **4/5**: 10-17, 2 Abb.; Öhringen/Württ.
- MENGELING, H. (1986): Geologische Karte von Niedersachsen 1 : 25 000, mit Erläuterungen, Bl. **3514** Vörden. - 125 S., 35 Abb., 5 Tab., 7 Kt.; Hannover.
- (1993): Geologische Karte von Niedersachsen 1 : 25 000, mit Erläuterungen, Bl. **3515** Hunteburg. - 189 S., 57 Abb., 11 Tab., 7 Kt.; Hannover.
- MEYER, K.-D. (1980): Zur Geologie der Dammer und Fürstener Stauchendmoränen (Rehburger Phase des Drenthe-Stadiums). - Festschr. G. KELLER: 83-104, 3 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Osnabrück (Verlag A.Th. Wenner).
- RÖHM, H. (1985): Bau und Zusammensetzungen Saale-Eiszeitlicher Sedimentkörper im Raum Hausberge - Veltheim/Weser. - Dipl.-Arb. u. Kartier. Univ. Hannover: 107 S., 53 Abb., 7 Anl.; Hannover. - [Unveröff.]
- (1990): Untersuchungen zur Saale-zeitlichen Tal- und Flußgeschichte in der Wedemark N Hannover. - Schwerpunktprogr. DFG "Fluviale Morphogedynamik im Jüngerem Quartär", **DFG Gr 813/3-2**: 63 Seiten, 38 Abb., Tab.; Bonn-Bad Godesberg.
- ROHDE, P. (1983): Geologische Karte von Niedersachsen 1 : 25 000, mit Erläuterungen, Bl. **3724** Pattensen. - 192 S., 43 Abb., 31 Tab., 2 Taf., 8 Kt.; Hannover.
- (1986): Geo-Umwelt im Bergland-Quartär zwischen oberer Weser und Leine. - DEUQUA, 23. Tag., Exkurs. B: 45 S., 19 Abb., 1 Tab., 1 Beil.; Hannover.
- (1992): Leinetal südlich Hannover. - In: S. VEIL [Hrsg.]: Erläuterungen zu den Tagesexkursionen I und II der Hugo-Obermaier-Gesellschaft anlässlich ihrer Tagung im April 1992 in Hannover: 28-31, Abb. 11; Hannover (Ndrs. Landesmuseum).
- WOLF, L. & SCHUBERT, G. (1992): Die spätereitäre bis elsterzeitlichen Terrassen der Elbe und ihrer Nebenflüsse und die Gliederung der Elster-Kaltzeit in Sachsen. - Geol. prof. **4** (1992): 1-43, 18 Abb., 25 Tab.; Freiberg.
- WORTMANN, H. (1968): Die morphogenetische Gliederung der Quartärbasis des Wiehengebirgsvorlandes in Nordwestdeutschland. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **19**: 227-239, 4 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Öhringen/Württ.
- (1971): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, mit Erläuterungen, Bl. **3617** Lübbecke und Bl. **3618** Hartum. - 214 S., 24 Abb., 13 Tab., 3 Taf., 2 Kt.; Krefeld.
- GK 25 - Geologische Karte von Niedersachsen/ Nordrhein-Westfalen/ Preußen 1 : 25 000, mit Erläuterungen. - Hannover/ Krefeld/ Berlin.
- Folgende Blätter:
- | | | | |
|---------------------|--|----------|------|
| 3320 Liebenau | [LÜTTIG & MEYER] | Hannover | 1980 |
| 3321 Nienburg W. | [VOSS] | " | 1991 |
| 3420 Stolzenau | [HÖFLE] | " | 1981 |
| 3421 Husum | [VOSS] | " | 1982 |
| 3422 Neustadt a. R. | [JORDAN, H.] | " | 1980 |
| 3423 Otternhagen | [HÖFLE & SCHNEEKLOTH] | " | 1974 |
| 3424 Mellendorf | [LANG] | " | 1967 |
| 3514 Vörden | [MENGELING] | " | 1986 |
| 3515 Hunteburg | [MENGELING] | " | 1993 |
| 3518 Diepenau | [ROHDE, ffd. Kartierung] | " | " |
| 3519 Uchte Süd | [ROHDE, Kl.-Mskr.1992] | " | " |
| 3520 Loccum | [ROHDE] | " | 1992 |
| 3521 Rehburg | [JORDAN, H.] | " | 1979 |
| 3522 Wunstorf | [VOSS] | " | 1979 |
| 3523 Garbsen | [ROHDE] | " | 1978 |
| 3524 Isernhagen | [LANG] | " | 1962 |
| 3615 Bohmte | [HINZE] | " | 1982 |
| 3616 Pr. Oldendorf | [HINZE] | " | 1983 |
| 3617 Lübbecke und | | | |
| 3618 Hartum | [WORTMANN] | Krefeld | 1971 |
| 3619 Petershagen | [WORTMANN] | " | 1968 |
| 3623 Gehrdn | [EBERT & GRUPE] | Berlin | 1928 |
| 3624 Hannover | [DIETZ] | Hannover | 1959 |
| 3719 Minden | [GRUPE, KOERT & STACH] | Berlin | 1933 |
| 3724 Pattensen | [ROHDE] | Hannover | 1983 |
| 3820 Rinteln | [NAUMANN] | Berlin | 1922 |
| 3821 Hess.Oldendorf | [NAUMANN] | " | 1927 |
| 3822 Hameln | [NAUMANN & BURRE] | " | 1927 |
| 3824 Elze | [LÜTTIG, kart. 1953/57, VINKEN, kart. 1975/76] | Hannover | " |
| 3922 Kirchohsen | [GRUPE] | Berlin | 1916 |
| 3924 Gronau | [JORDAN, H.] | Hannover | 1987 |
- GÜK 500 Q - Quartärgeologische Übersichtskarte von Niedersachsen 1 : 500 000. - 1 Kt.; Hannover (Ndrs. Landesamt f. Bodenforschung). - [In Vorbereit., Mskr. 1993]
- Manuskript eingegangen am 22. 11. 1993

Geologische, geomorphologische und pollenanalytische Untersuchungen zum Toteisproblem im Bereich der Osterseen südlich von Seeshaupt (Starnberger See)

WOLFGANG BLUDAU & LUDGER FELDMANN*)

Würm-pleniglacial, lateglacial, postglacial, pollenanalytical study, dead ice, retreating phases, pleni-/lateglacial boundary

German Alpine Foreland, Isar-Loisach glacier, Osterseen, Bavaria

TK 25: Nr. 8133, 8233, 8234, 8333.

Kurzfassung: Die glazialen und glazifluvialen Ablagerungen im Bereich der Osterseen südlich des Starnberger Sees belegen eine großflächige Verbreitung von Toteis am Ende der letzten Eiszeit. Der Rückzug des Gletschers erfolgte durch sukzessiven Zerfall der Gletscherzunge an subglazialen Hochgebieten. Durch die palynologische Auswertung zweier Bohrprofile kann der Gletscherzerfall datiert werden. In beiden Profilen wurden das ausgehende Hochglazial sowie das gesamte Spät- und Postglazial angetroffen. In den hochglazialen Sedimenten finden sich thermophile Elemente in guter Erhaltung, deren Einlagerung durch Ferntransport diskutiert wird. Das Spätglazial beginnt mit der bekannten Florenassoziation und enthält zudem umgelagerte Thermophile. Diese können frühestens in das Sediment gelangt sein, als der Gletscher den Alpenrand erreicht hatte. Damit sind die Gletscherstände außerhalb des Gebirges vermutlich ins Hochglazial zu datieren, während das glazialgeologische Bühl-Stadium mit der palynologischen Hoch-/Spätglazialgrenze zusammenfallen dürfte. Letzte Toteisreste können sich möglicherweise bis ins Bölling/Alleröd erhalten haben.

[Geological, geomorphological and palynological research of the problem of dead ice south of the Starnberger See]

Abstract: The glacial and fluvioglacial deposits in the area of the Osterseen south of the Starnberger See prove a spreading of a large skale of dead ice at the end of the last pleniglacial. The retreat of the glacier happend by falling in several parts of the glacier tongue step by step at the subglacial upland. With help of the palynological evaluation of two well logs the distintegration of the glacier can be datet. The ending of the pleniglacial time and also the whole late- and postglacial time were found in both well logs. In the pleniglacial sediments thermophile elements appear in a good preservation, whose appearance is probably caused by long distance fligh. The lateglacial starts with the well known flora-association and moreover keeps illuviated thermophiles. These could earliest come to the sediments when the glacier reached the northern border of the alps. Herewith the glacial retread phases outside of the

mountains are to date in the pleniglacial, whereas the glacial-geological "Bühl-Stadium" coincides with the palynological boundary of the pleni-/lateglacial. Last parts of dead ice could probably be preserved till Bölling/Alleröd.

Inhalt

- 1 Einleitung
- 2 Das Untersuchungsgebiet und Literaturübersicht
- 3 Die glazialen und glazifluvialen Ablagerungen im Bereich der Osterseen
- 4 Palynologische Untersuchungen
 - 4.1 Methodik
 - 4.2 Profilbeschreibung
 - 4.2.1 Stechsee I
 - 4.2.2 Stechsee II
 - 4.3 Diagrammbeschreibung und biostratigraphische Datierung
 - 4.3.1 Stechsee I
 - 4.3.2 Stechsee II
 - 4.4 Diskussion
 - 4.4.1 Hochglazial
 - 4.4.2 Älteste Tundrenzeit (Ia)
 - 4.4.3 Bölling (Ib) - Präboreal (IV)
- 5 Ergebnisse
- 6 Schriftenverzeichnis

1 Einleitung

Seit PENCK & BRÜCKNER (1901/09) herrscht im Alpenvorland die Ansicht vor, daß der "Rückzug" der würmzeitlichen Vorlandgletscher in Form einer langsam nach Süden weichenden Gletscherstim erfolgte. Das Alter dieses Rückzuges wird unterschiedlich angegeben, da bis heute noch keine allgemein gültige glazialgeologische Grenze zwischen dem Hoch- und Spätglazial definiert wurde. So wird die Zeit des Gletscherrückzuges von den äußeren Endmoränen bis zum Alpenrand z.B. bei KNAUER (1929: 125) ins (glazialgeologische!) Spätglazial da-

*) Anschriften der Verfasser: Dr. W. BLUDAU, Geologisches Landesamt Baden-Württemberg, Albertstr. 5, 79104 Freiburg; Dr. L. FELDMANN, Inst. f. Geologie und Paläontologie, TU Clausthal, Leibnizstr. 10, 38678 Clausthal-Zellerfeld

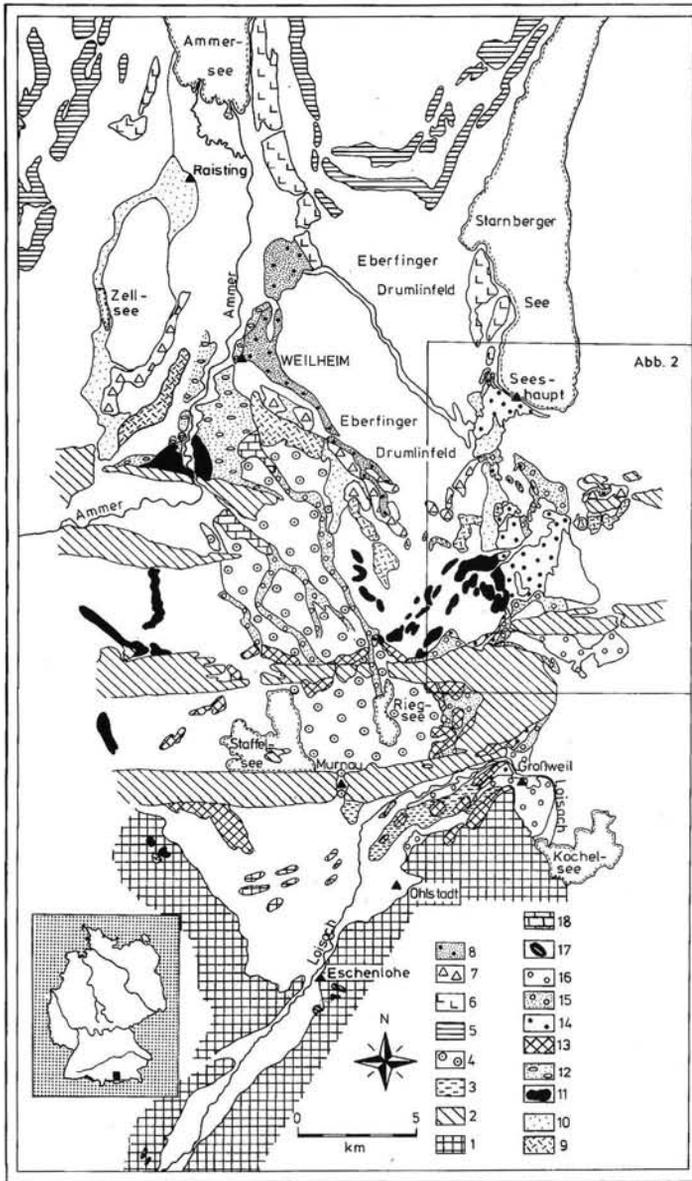


Abb. 1: Die Gletscherstände des Loisachgletschers zwischen Ammersee und Alpenrand
 1) Mesozoikum der Alpen, 2) Molasse, 3) R/W-interglaziale und würmfrühglaziale Schieferkohlen, z.T. unter jüngeren Ablagerungen, 4) Murnauer Schotter (Vorstoßschotter), 5) Endmoräne (EM) der Wessobrunner Phase, 6) EM der Pähler Phase, 7) EM und 8) Schotter der Tankenrainer Phase, 9) EM und 10) Schotter der Weilheimer Phase, 11) EM und 12) Schotter der Pollinger Phase, 13) EM und 14) oberer, 15) mittlerer, 16) unterer Schotter der Uffing-Schwaiganger Phase, 17) Eschenloher Halt, 18) Kalktuff

Fig. 1: The glacial retreat phases of the Loisach glacier between the Ammersee and the border of the Alps

1) Mesozoikum der Alps, 2) molasse, 3) Pressed fossil woodpeats ("Schieferkohle") of the Rib/Würm Interglacial period and the Early Würm, partly under younger sediments, 4) gravels of Murnau (fluvioglacial sediments of the glacial expansion, ("Vorstoßschotter"), 5) endmoraines of the phase of Wessobrunn, 6) endmoraines of the phase of Pähl, 7) endmoraines and 8) gravels of the phase of Tankenrain, 9) endmoraines and 10) gravels of the phase of Weilheim, 11) endmoraines and 12) gravels of the phase of Polling, 13) endmoraines and 14) upper, 15) middle and 16) lower gravels of the phase of Uffing-Schwaiganger, 17) phase of Eschenlohe, 18) calcareous freshwater deposits

tiert (z.B. KNAUER 1929: 25; SCHAEFER 1940: 80, 1951: 27), von anderen aber auch ins Hochglazial (EBERS 1955: 100; KAISER 1963: 210; FELDMANN 1990: 125). HABBE (1985: 55) schlägt für diese Zeit "Späthochglazial" vor. Aus inneralpiner Sicht beginnt das Spätglazial mit dem Bühlstadium, dem ersten Gletscherhalt innerhalb des Gebirges (vgl. z. B. MAISCH 1982; PATZELT 1972: 48).

Die Ansichten über die Art des Rückzuges reichen von der langsam nach Süden weichenden Gletscherstim (z. B. GERMAN 1970: 75) bis zum Zerfall des Gletschers mit vertikalem Abschmelzen ohne Rückzugshalte (GAREIS 1978). In diesem Aufsatz erfolgt eine Verknüpfung des glazialgeologischen Rückzugsgeschehens mit der relativen Altersbestimmung mittels der palynologischen Datierung als Beitrag zur Grenzbestimmung Hoch-/Spätglazial und zur Toteisproblematik im Alpenvorland.

2 Das Untersuchungsgebiet und Literaturübersicht

Das Untersuchungsgebiet umfaßt den Bereich der Osterseen südlich des Starnberger Sees (Abb. 1) einschließlich der Schotterflächen zwischen Habach und Seeshaupt. Die Osterseen stellen eine im Alpenvorland einmalige Eiszerfallslandschaft dar. Sie umfassen den eigentlichen Ostersee sowie 12 kleinere Seen, die als Toteislöcher gedeutet werden. Neben den Seen finden sich auch zahlreiche trockene Toteislöcher sowie Randterrassen und Kamesablagerungen, die den Charakter des Gebietes als Eiszerfallslandschaft belegen.

Der Starnberger See ist das Zungenbecken des Starnberger Gletscherlobus, eines Teilgletschers des Isar-Loisach-Gletschers.

Das Osterseengebiet wurde erstmals ausführlich von ROTHPLETZ (1917) beschrieben, nachdem MUNTHE (zit. in ROTHPLETZ 1917: 290-292) auf einer gemeinsamen

Exkursion darin eine Eiszerfallslandschaft erkannte. ROTHPLETZ (1917) betrachtet die Schotter, die die Osterseen umgeben, als glazifluviale Ablagerungen. Diese wurden von einem Gletscher, der westlich des Starnberger Sees das Eberfinger Drumlinfeld formte, gegen Toteis im Osterseengebiet geschüttet. Dabei sollen subglazial die als Oser angesprochenen langgestreckten Schottervorkommen entstanden sein, die heute teilweise als Inseln in den Seen liegen. Während also im Westen auf einer Hochposition der aktive Gletscher lag und im Osterseengebiet Toteis, sollen die Schotterflächen zwischen Seeshaupt und Habach gebildet worden sein.

Dem hat schon TROLL (1937) widersprochen, der im Bereich der Murauer Mulde einen Gletscherhalt auskartiert (Uffing-Schwaiganger Phase) und die Schotter des Osterseengebietes mit dieser Phase korreliert hat. Anhand von Randterrassen zeigt er das langsame Abschmelzen von Toteis zwischen Seeshaupt und Kochelsee.

Schließlich hat GAREIS (1978: 42-50) den Raum erneut bearbeitet. Er geht davon aus, daß es zwischen den äußeren Endmoränen im Norden und dem Alpenrand keine Gletscherhalte gegeben hat und führt unter anderem die Osterseen als Indiz an. Die Gletscher sollen als erstes an subglazialen Hochgebieten in den Alpen den Kontakt zum Nährgebiet verloren und dadurch im Vorland flächenhaft verbreitetes Toteis (=Beckentoteis) hinterlassen haben. Dieses verhinderte zum einen die Auffüllung der Zungenbeckenseen und hinterließ zum anderen bei ausreichender Schotterzufuhr Toteisformen mit Randterrassen und Toteislöchern - wie im Osterseengebiet.

Ältere moorkundliche und pollenanalytische Untersuchungen liegen von PAUL & RUOFF (1932) und GROSS (1956) aus dem Ar-

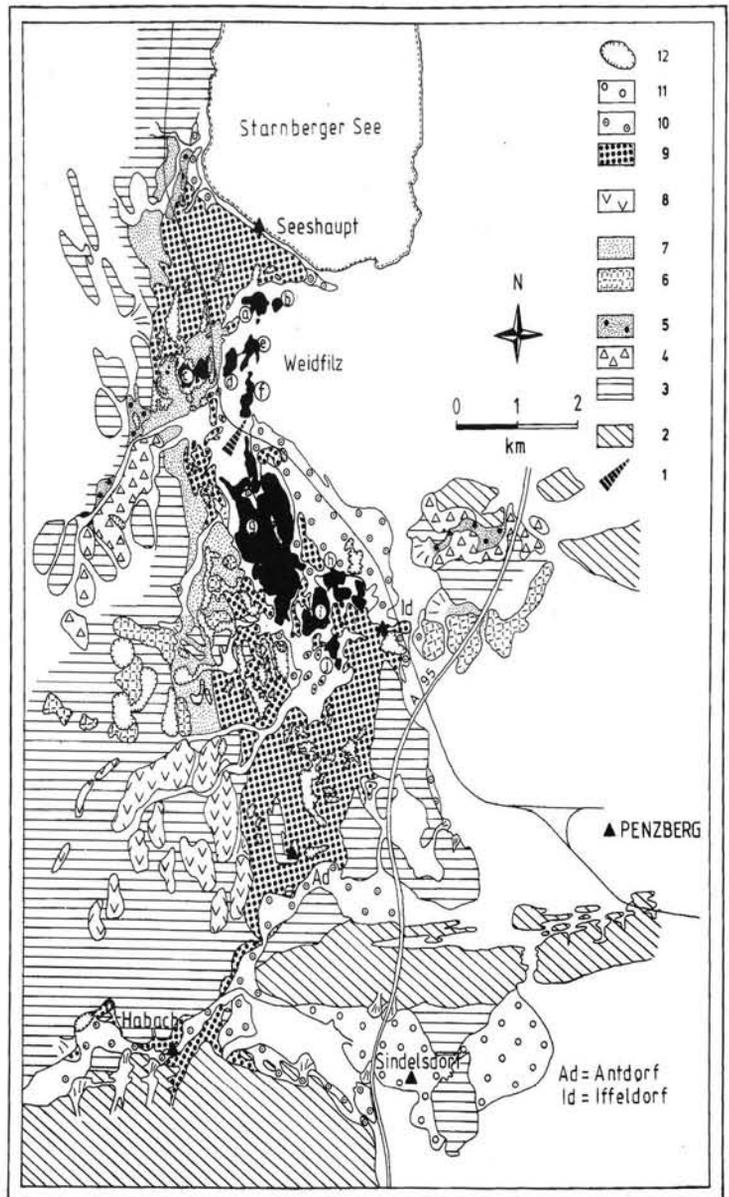


Abb. 2: Schotterterrassen im Bereich der Osterseen

1) Lage der Profile Stechsee I und II, 2) Molasse, 3) ältere Würmablagerungen (ungegliedert), 4) Endmoräne und 5) Schotter der Tankenrainer Phase, 6) Endmoräne und 7) Schotter der Weilheimer Phase, 8) Endmoräne der Pollinger Phase, 9) oberer (Fläche von Antdorf/Iffeldorf und Seeshaupt), 10) mittlerer (Staltacher Fläche), 11) unterer Schotter der Uffing-Schwaiganger Phase, 12) Toteisloch

a) Gartensee, b) Ursee, c) Frechensee, d) Lustsee, e) Gröbensee, f) Stechsee, g) großer Ostersee, h) Staltacher See, i) Frohnsee, j) Sengsee

Fig. 2: Gravel terraces in the area of the Osterseen

1) location of the sections Stechsee I and II, 2) molasse, 3) older Würm-sediments (unjointed), 4) endmoraines and 5) gravels of the phase of Tankenrain, 6) endmoraines and 7) gravels of the phase of Weilheim, 8) endmoraines of the phase of Polling, 9) upper (gravelplain of Antdorf/Seeshaupt), 10) middle (gravelplain of Staltach) and 11) lower gravels of the phase of Uffing-Schwaiganger, 12) kettle-hole

beitsgebiet vor. Allerdings mußten aus methodischen Gründen die spätglazialen Profileile meist unberücksichtigt bleiben. Erst durch die neueren Untersuchungen von RÖSCH (1979), KLEINMANN (1992) und GÖRRES & BLUDAU (1992) konnte auch die spätglaziale Vegetationsgeschichte des Untersuchungsgebietes erfaßt werden.

Diese Gletscherhalte wurden in Verbindung mit den glazifluviatilen Ablagerungen bis zum Starnberger See verfolgt. Auf der Grundlage dieser Stratigraphie ergibt sich für die Ablagerungen im Osterseengebiet folgende glazialgeologische Datierung: Ein oberstes Niveau nordwestlich von Seeshaupt, das nur auf einer kurzen Erstreckung von 500 x 200 m erhalten ist,

Tab. 1: Die Gletscherstände des Loisachgletschers zwischen Grafrath und den Alpen
Tab. 1: The retreat phases of the Loisach glacier between Grafrath and the Alps

| | | |
|-----------------------------|-------------------|---|
| Kankertal-Stände | | „Bühlstadium“ |
| Eschenloher Halt | | Alpenrand |
| | innere | |
| Uffinger-Schwaiganger-Phase | mittlere | |
| | äußere | |
| Pollinger Phase | innere, äußere | } „Ammerseestadium“ |
| Weilheimer Phase | | |
| Tankenrainer Phase | | |
| Pähler Phase | innere, äußere | |
| Wessobrunner Phase | | südliche Ufer von Ammer- u. Starnberger See |
| Reichlinger Phase | | Nordufer des Ammersees |
| Phase von St. Ottilien | zweiphasig | Nordufer des Zungenbeckens, Hauptendmoränen |
| Stoffener Phase | lokal, dreiphasig | |
| Fürstenfeldbrucker Phase | | Maximalstand |

3 Die glazialen und glazifluviatilen Ablagerungen im Bereich der Osterseen

Das Osterseengebiet wurde im Rahmen einer größeren Arbeit über den Isar-Loisach-Gletscher im Maßstab 1 : 25.000 neu kartiert. Dabei konnte aufgrund der überregionalen Übersicht eine glazialgeologische Datierung der Ablagerungen erfolgen (FELDMANN, in Vorber.).

Das Untersuchungsgebiet gliedert sich in verschiedenen hohe Flächenniveaus, die das langsame Abschmelzen des Gletschers bzw. des Beckentoteises erkennen lassen (Abb. 2). Die Flächen sind als Randterrassen angelegt, die - größtenteils an ihrer östlichen Begrenzung - frei ausstreichen und somit ein ehemaliges Widerlager in Form von Eis belegen. Daß es sich dabei um Toteis gehandelt hat, zeigen die zahllosen großen und kleinen Toteislöcher innerhalb der Flächen. Durch die Verknüpfung mit Endmoränen ist das jeweilige Alter der Flächen gesichert.

Insgesamt lassen sich im engeren Untersuchungsgebiet 4 Flächen auskartieren, von denen die beiden obersten nur kleinflächig erhalten sind, während das nächst tiefere Niveau (Fläche von Seeshaupt und Iffeldorf/Antdorf) den größten Raum einnimmt. Die unterste Staltacher Fläche ist v. a. im Nordosten erhalten (Abb. 2).

Im Bereich des weiter im Westen gelegenen ehemaligen Loisachgletschers lassen sich zwischen den äußeren, dreigeteilten Endmoränen und dem Alpenrand sieben Gletscherhalte differenzieren (Tab. 1).

läßt sich mit der "Tankenrainer Phase" (PIEHLER 1974: 68) im Bereich des Loisachgletschers korrelieren. Die Fläche liegt als isolierte Insel innerhalb der zwei nächst jüngeren Flächen und kann in dieser Form nur gegen Toteis geschüttet worden sein, das im Starnberger Seebecken und seiner südlichen Fortsetzung lag.

Die nächst tiefere Fläche erstreckt sich als Randterrasse westlich der Osterseen. Sie wurzelt im Süden an flachen Endmoränenwällen, die mit der Weilheimer Phase (dem Ammerseestadium am locus typicus bei Weilheim, TROLL 1925) verknüpft werden können. Die Endmoränen enden bei Schwaig am großen Ostersee und setzen erst 3 km weiter im Osten bei Untereurach wieder ein. Die Lücke ist damit zu erklären, daß der Gletscher hier auf Toteis aufgefahren ist und die ursprüngliche Endmoräne - sofern sie vorhanden war - nach Abschmelzen des Toteises im Ostersee versunken ist oder bei der Schüttung der nächst jüngeren Schotter ausgeräumt wurde.

Am Rand des Toteises, das den gesamten Raum der heutigen Osterseen einschließlich der jüngeren Schotterflächen und des Weidflizes bedeckte und sich weit in den Starnberger See erstreckte (diesen möglicherweise ganz erfüllte), fand die Entwässerung während der Weilheimer Phase statt. Dabei wurde am Westufer des Toteises eine schmale Terrassenleiste aufgeschüttet, die ohne Widerlager im Osten nicht zu erklären ist: Hier findet sich eine bis 15 m hohe Stufe, die zahlreiche unregelmäßige Einbuchtungen aufweist. Diese verlaufen teilweise

auch dem allgemeinen Gefälle entgegen. Die Fläche wird von zahlreichen Toteislöchern unterbrochen (in dem größten liegt der Frechensee) und löst sich im Nordosten in oserartige Wälle auf. Diese wurden von ROTHPLETZ (1917: 281) und GAREIS (1978: 47) als Oser angesprochen. Da sie aber nur die Fortsetzung der Fläche der Weilheimer Phase bilden, abgelagert in breiten Gletscherspalten, sollten sie besser wie die Randterrassen als Kamesablagerungen interpretiert werden.

Im Norden, westlich von Seeshaupt, liegen weitere isolierte Flächen, die von der Höhe her eine Fortsetzung dieser Kamesablagerungen bilden. In Bachanschnitten ist zu erkennen, daß diese nördlichen Flächen in ungefalteten Molasseablagerungen angelegt und damit als reine Erosionsflächen anzusprechen sind. Sie enden im Norden bei einer Höhe von 600 m NN und belegen einen entsprechenden

Wasserspiegel eines Eisrandstausees. Das nächst tiefere Niveau läßt sich im Süden im Gebiet der Murnauer Mulde direkt mit den Endmoränen der Uffing-Schwaiganger Phase verbinden. Diese zeigt bis zu drei Stillstandslagen (südlich der Murnauer Mulde), wobei die Schotterfläche mit den äußeren Endmoränen verknüpft werden kann.

Als zusammenhängende Fläche beginnt sie bei Antdorf und reicht zunächst bis Iffeldorf, wo sie im Osten mit einer flachen, 2 m hohen Stufe gegen die tiefste Fläche endet. Sie wird nördlich von Antdorf durch zahlreiche, teils langgestreckte, teils ovale, trockene Toteislöcher durchsetzt, wodurch teilweise der Charakter einer Fläche verloren geht. Es ist ein typisches Kesselfeld. Im Norden wird die Schotterfläche von den Osterseen begrenzt bzw. löst sich in einzelne Schotterhügel auf, die von der Höhe her als zeitgleiche Schüttungen interpretiert werden können. Diese

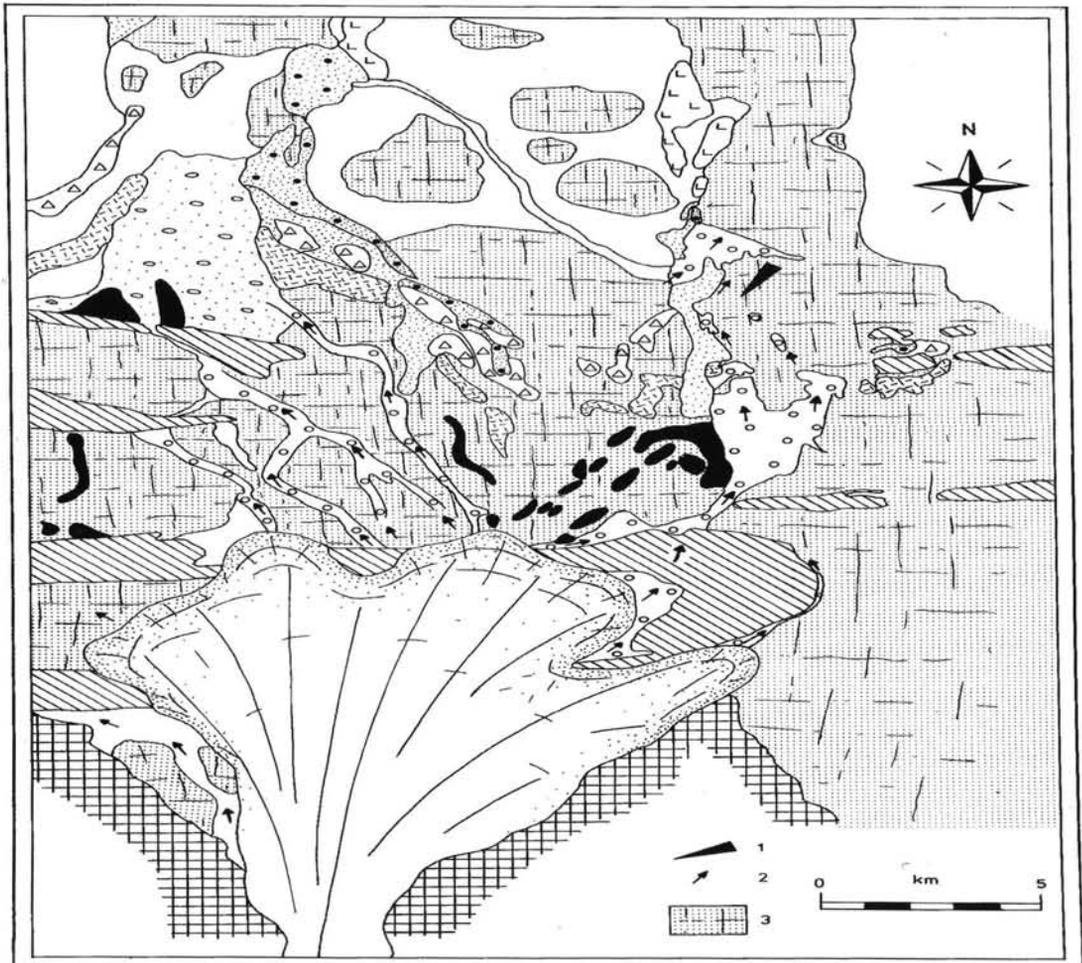


Abb. 3: Rekonstruktion der Landschaft zur Uffing-Schwaiganger Phase

1) Lage der Profile Stechsee I und II, 2) Entwässerungsrichtung, 3) Toteis

Fig. 3: Reconstruction of the landscape at the retreat phase of Uffing-Schwaiganger

1) location of the sections Stechsee I and II, 2) direction of the drainage, 3) dead ice, stagnant ice

werden von ROTHPLETZ (1917) und GAREIS (1978) ebenfalls als Oser beschrieben. Sie wurden in eisfreien Spalten und größeren Gebieten innerhalb des Toteises, das die Osterseen erfüllte, abgesetzt.

Ein weiteres Vorkommen dieses Niveaus liegt am NW-Ende des großen Ostersees und ist hier als Randterrasse ausgebildet.

Zu diesem Niveau gehört auch die große Seeshaupter Fläche, die im Südwesten von langgestreckten Toteislöchern durchsetzt ist. Nach Osten läuft die Fläche in einem langen Sporn aus, der im Süden von der weiten Fläche des Weidfilzes, im Norden vom Stamberger See begrenzt wird. Das Ufer des Sees ist als 2 km langer, vollkommen gerader, rund 10 m hoher Hang ausgebildet, der sich unter dem Wasserspiegel bis zu 16 m Tiefe fortsetzt. Im nördlichen Abschnitt handelt es sich bei der Schotterfläche um eine Deltaschüttung, was bereits von ROTHPLETZ (1917: 278) beschrieben wird und in einer kleinen Kiesentnahme an der Straße 1 km westlich von Seeshaupt heute wieder aufgeschlossen ist.

Der Seeshaupter Schotter wurde somit in einen See geschüttet, der bei 595 m NN seinen Wasserspiegel hatte. Die Ausbildung des heutigen Ufers zeigt, daß der Schotter gegen Toteis geschüttet wurde, der See also als Eisrandstausee zu deuten ist (GAREIS 1978: 45; JERZ 1983: 31). Auch das südliche Ufer belegt ein Eiswiderlager. Hier sind an verschiedenen Stellen "Einbuchtungen" zu erkennen (z. B. südlich Seeshaupt), die nur durch ehemaliges Toteis zu erklären sind. Das ganze Gebiet des Weidfilzes, der Osterseen und der Staltacher Terrasse war zu dieser Zeit von Toteis plombiert, das als Widerlager bei der Entstehung der Randterrassen und Kamesablagerungen wirkte. Das Toteis war Teil einer zusammenhängenden Beckentoteismasse, die vom Stamberger See bis mindestens zum Kochelsee gereicht hat (Abb. 3).

Die nächst tiefere Fläche (Staltacher Terrasse) zeigt, daß dieses Beckentoteis randlich an manchen Stellen abgeschmolzen war. Die größte Verbreitung hat die Staltacher Terrasse nördlich von Iffeldorf zwischen dem großen Ostersee und dem Weidfilz, wo sie sich als freie Fläche über 3 km nach Nordwesten erstreckt. Sie ist möglicherweise mit der "Penzberger Stufe" von TROLL (1937: 604) zu verknüpfen, die südlich Antdorf die Antdorfer Fläche unterschneidet und nach Osten zieht. Diese ist an ihrem Ursprung mit der mittleren der drei Stillstandslagen der Uffing-Schwaiganger Phase zu verknüpfen. Die Penzberger Stufe endet an der A 95, wo sie von jüngeren Moorablagerungen überdeckt wird. Hier ist der Schotter, der dann die Staltacher Terrasse aufgebaut hat, entweder unter dem Toteis oder auf diesem weitertransportiert worden.

Die halbinselartige äußere Form der Staltacher Terrasse, die steilen Ränder zum Ostersee hin und die Toteislöcher, die vor allem nördlich von Iffeldorf zu

finden sind, belegen die Kamesnatur der Schotterfläche. Auch zu dieser Zeit war das Beckentoteis noch großflächig vorhanden, ebenso die Eisplombierung der Osterseen.

Das weitere Toteisabschmelzen ist im Gebiet der Osterseen aus glazialgeologischer Sicht nicht zu rekonstruieren. Im Süden (im Raum Großweil - Kochelsee) zeigt sich aber - wie TROLL (1937) es beschreibt - der weitere Eisabbau in Form von Randterrassen. Auch hier hat der Loischgletscher während der inneren Staffel der Uffing-Schwaiganger Phase seine Schotter gegen Toteis geschüttet, das nur langsam den Raum zwischen sich und dem Stammbecken-Ufer freigab.

4 Palynologische Untersuchungen

4.1 Methodik

Die beiden Bohrprofile Stechsee I und II wurden mit Hilfe des sogen. "Russischen Kammerbohrers" gewonnen. Die Aufbereitung der Proben für die Pollenanalyse erfolgte im Pollenlabor der Universität Hohenheim nach der modifizierten Methode von FRENZEL (1964). Die Pollendichte und die Erhaltung der Pollenkörner waren durchweg exzellent, so daß meist nur ein Teil eines Präparates ausgezählt werden mußte. Bemerkenswert war dabei die erstaunlich hohe Pollendichte im ältesten Spätglazial und im ausgehenden Hochglazial. Die Darstellung der Ergebnisse erfolgte auf der Basis der Gesamtsumme.

4.2 Profilbeschreibung

4.2.1 Stechsee I (Beil. 1a)

- 0 - 50 cm schwach bis mäßig zersetzter Schilftorf, stark durchwurzelt; Schilfrhizome
- 50 - 87 cm mäßig bis stark zersetzter Cyperaceen-/Schilftorf
- 87 - 100 cm Holz
- 100 - 123 cm stark zersetzter Torf
- 123 - 125 cm Schneckenschalen
- 125 - 150 cm schwach humose, feinsandige Seekreide, fast weiß
- 150 - 522 cm sandige, schwach humose Seekreide mit zahlreichen feinen Pflanzenresten, gelblich-weiß
- 522 - 550 cm Seekreide mit höherem Schluffanteil, nur wenige Pflanzenreste
- 550 - 610 cm schwach tonig-schluffige Seekreide, schwach humos
- 610 - 621 cm humose, schwach schluffige Seekreide
- 621 - 650 cm tonig-schluffige, lagenweise mittelsandige Seekreide, nur ganz schwach humos

- 650 - 700 cm hellgrauer, sandiger, schwach humoser, sehr plastischer Ton
 700 - 750 cm hellgrauer, sandiger Schluff mit geringerem Tonanteil als oben
 750 - 800 cm sehr wäßriger Feinsand mit Pflanzenresten, Kern verworfen
 800 - 810 cm schwach humoser, mittelsandiger Schluff
 810 - 830 cm Grobsand
 830 - 850 cm grober Kies (0 bis 3 cm), gut kantengerundet, schlecht sortiert

4.2.2 Stechsee II (2 m neben Profil I, Beil. 1b)

- 0 - 50 cm schwach bis mäßig zersetzter Schilftorf mit Schilfrhizomen
 50 - 100 cm schwach bis mäßig zersetzter Cyperaceen-/Schilftorf, unten schwach zersetzt
 100 - 123 cm stark zersetzter Torf
 123 - 425 cm sandige, schwach humose Seekreide
 425 - 428 cm schwach sandiger Schluff, weißlich-grau
 428 - 500 cm sandige, schwach humose Seekreide, gelblich-weiß
 500 - 525 cm schluffige Seekreide, schwach humos
 525 - 631 cm schwach sandige, humose Seekreide
 631 - 650 cm humoser, schwach sandiger, schwach toniger Schluff
 650 - 700 cm hellgrauer, nach unten dunkler werdender, sandiger, wenig humoser Schluff
 700 - 750 cm grauer, feinsandiger Schluff mit etwas höherem Tongehalt als oben
 750 - 900 cm hellgrauer, feinsandiger Ton
 900 - 933 cm tonig-schluffiger Grobsand, schwach glimmerhaltig

4.3 Diagrammbeschreibung und biostratigraphische Datierung

4.3.1 Stechsee I

DA 1 NBP-*Pinus*-Zeit (850 - 830 cm):

Ia - älteste Tundrenzeit (?)

Der NBP dominiert zwar mit Werten um 50 %, darunter vor allem Steppenelemente wie *Artemisia*, *Helianthemum*, *Thalictrum*, *Chenopodiaceae* und *Caryophyllaceae*, jedoch verweisen *Abies*-Werte von fast 20 % auf eine Störung des Sediments (oder Fernflug?).

830 - 810 cm: pollenfrei

DA 2 *Pinus*-NBP-Zeit (810 - 800 cm):

Hochglazial (?)

Die *Pinus*-Werte liegen bei 60 %. Daneben sind zahlreiche Thermophile vertreten, darunter *Picea*, *Corylus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia* und auch *Fagus*. Der NBP liegt bei 30 %, vor allem Steppenelemente. Alle Pollenkörner der thermophilen Arten weisen einen bemerkenswert guten Erhaltungszustand auf.

800 - 750 cm "Wasserhorizont"

Verursacht durch eine hochgradige Wasserübersättigung des Sediments konnte dieser Teilkern nicht geborgen werden. Die verbliebenen Reste ließen auf einen feinsandigen Schluff bzw. schluffigen Feinsand schließen.

DA 3 NBP-*Pinus*-*Betula*-Zeit (750 - 640 cm):

Ia - älteste Tundrenzeit

Der gesamte Abschnitt wird dominiert durch Krüterspollen in ähnlicher Zusammensetzung wie in DA 1, dazu *Poaceae* und *Cyperaceae*. Daneben sind *Betula*, *Salix* und *Juniperus* mit höheren Werten vertreten. Ähnlich wie in DA 2 - wie auch in DA 2 und DA 3 des Profils Stechsee II - fallen die zahlreichen und mit teilweise durchgehenden Kurven vertretenen thermophilen Elemente auf, darunter *Fagus* und *Carpinus*. Der Erhaltungszustand ist allerdings im Vergleich zu den vorigen Abschnitten sehr schlecht.

DA 4 *Pinus*-*Betula*-*Juniperus*-*Taxus*-Zeit (640 - 600 cm):

Ib/Ic - Bölling/ältere Tundrenzeit

Die *Pinus*-Kurve steigt bis auf 75 % an, *Betula* erreicht zuvor etwa 30 %. Bei 620 cm hat die *Juniperus*-Kurve einen Gipfel über 22 %. Daneben erreicht *Taxus* nahezu 5 %. Die Thermophilen sind fast völlig verschwunden. Der NBP-Anteil fällt unter 20 % ab, die heliophilen Elemente (*Helianthemum*) verschwinden völlig.

DA 5 *Pinus*-*Betula*-Zeit (600 - 520 cm):

II - Alleröd

Pinus dominiert mit Werten um 80 % über *Betula*. NBP ist nur wenig vorhanden, darunter vor allem *Artemisia*.

DA 6 *Pinus*-*Betula*-*Artemisia*-Zeit (520 - 430 cm):

III - Jüngere Tundrenzeit

Die *Pinus*-Werte steigen noch weiter an (über 90%), während *Betula* nur knapp 5 % erreicht. Neben *Juniperus* kann sich *Artemisia* noch einmal leicht ausbreiten, was als Hinweis auf die jüngere Tundrenzeit gelten kann.

Für die folgenden Abschnitte des Holozäns lassen sich keine eindeutigen Grenzen für die einzelnen Vegetationszonen im Sinne von FIRBAS (1949/52) nachweisen. Da wegen der Sedimentbeschaffenheit

keine physikalischen Altersdatierungen möglich waren, muß die biostratigraphische Gliederung als mehr oder weniger willkürlich angesehen werden (vgl. BLUDAU 1985).

DA 7 *Pinus-Betula*-Thermophilen-Zeit

(430 - 310 cm):

IV/V - Präboreal/Boreal

Am Beginn des Abschnitts verhalten sich die Kurven von *Pinus* und *Betula* gegenläufig (*Pinus* um 70 %, *Betula* um 25 %). Bereits hier beginnen die geschlossenen Kurven der Thermophilen (*Corylus*, Laubmischwaldvertreter, *Picea*), die bis zum Ende des Abschnitts dann allmählich ansteigen. Dies geschieht auf Kosten von zunächst *Betula*, am Übergang zum nächsten Abschnitt dann auch zuungunsten von *Pinus*.

DA 8 *Pinus-Corylus*-Laubmischwald-Zeit

(310 - 210 cm):

V/VI - Boreal/Älteres Atlantikum

Die *Pinus*-Werte gehen auf durchschnittlich 40% zurück. Im Gegenzug kommt es zur Massenausbreitung des thermophilen Laubmischwaldes und von *Picea* (*Quercus* und *Picea* um 25 %, *Ulmus* um 10%). NBP ist fast keiner vorhanden.

DA 9 *Picea-Pinus-Alnus*-Laubmischwald-Zeit

(210 - 120 cm):

VII/VIII - Jüngerer Atlantikum/Subboreal

Nach einem kurzen Rückschlag, bedingt durch die maximale Ausbreitung von *Quercus* und *Ulmus*, steigen die Kurven von *Picea* und *Pinus* kontinuierlich auf Werte um 30 bzw. 50 % an. *Alnus* erreicht ebenfalls ein Maximum von 20 %. In diesem Abschnitt setzen auch die geschlossenen Kurven von *Fagus* und *Abies* ein. Daneben finden sich erste Spuren von *Carpinus*. Der NBP zeigt leicht erhöhte Werte.

DA 10 *Picea-Pinus-Abies-Alnus*-Zeit

(120 - 0 cm):

IX/X - Subatlantikum

Picea und *Pinus* erreichen ihre maximale Ausbreitung, wobei *Picea* über *Pinus* dominiert (Werte um 50 %). *Abies* und *Fagus* spielen nur eine untergeordnete Rolle (10 bzw. um 5 %). Der NBP steigt zwar an, jedoch finden sich Kulturzeiger nur in Spuren. Der Laubmischwald ist fast völlig verschwunden.

4.3.2 Stechsee II

DA 1 *Pinus-Betula*-NBP-Zeit (930 - 850 cm):

Würm-Hochglazial

Der Abschnitt wird geprägt durch die Vorherrschaft von *Pinus* (um 70%), wobei die erstaunlich hohe

Pollendichte überrascht. Daneben ist *Betula* am Beginn mit Werten um 15 %, danach um 5% vorhanden. Auffallend sind auch die durchgehenden Kurven von *Picea*, *Abies*, *Quercus*, *Tilia*, *Ulmus*, *Corylus* und *Alnus*, die immerhin Werte um 2 % erreichen, was für *Picea* und *Abies* bereits die Schwelle für lokales Vorkommen sein soll (BORTENSCHLAGER 1979; HUNTLEY & BIRKS 1983; HÖLZER & HÖLZER 1987). Auffallend auch hier die gute Erhaltung der Pollenkörner. Der NBP wird geprägt durch *Artemisia*, *Helianthemum*, *Thalictrum*, *Caryophyllaceae* und andere Steppenelemente, erreicht im Durchschnitt aber nur 25 % der Gesamtsumme.

DA 2 NBP-*Pinus-Betula*-Zeit (850 - 670 cm):

Ia - Älteste Tundrenzeit

Der Übergang von DA 1 zu DA 2 wird gekennzeichnet durch einen steilen Abfall der *Pinus*-Kurve, was sich auch in einer zunächst rapiden Abnahme der Pollendichte dokumentiert. Immerhin liegen die *Pinus*-Werte aber noch bei etwa 30%. *Betula* erreicht kaum 5 %. Nach wie vor durchziehen die Kurven von *Picea*, *Abies*, *Quercus*, *Corylus*, *Ulmus* und *Alnus* fast den ganzen Abschnitt mit Werten zwischen 2 und 3 %. Hinzu kommen häufige Funde von *Fagus* und *Carpinus* (750 - 710 cm). Strauchpollen ist hauptsächlich durch *Juniperus* und *Salix* vertreten. Der NBP wird durch Steppenelemente wie *Artemisia*, *Helianthemum*, *Thalictrum*, *Caryophyllaceae* und *Chenopodiaceae* dominiert, daneben kommen *Poaceae* und *Cyperaceae* mit Werten zwischen 10 und 20 % vor. Wie oben bereits erwähnt, ist auch in diesem durch NBP geprägten Abschnitt die Pollendichte im Durchschnitt ungewöhnlich hoch (Pollensummen von über 1000 PK/Präparat!), obwohl die Sedimentzusammensetzung mehrfach wechselt.

DA 3 *Pinus-Betula*-NBP-Zeit (670 - 640 cm):

Ib/Ic - Bölling/Ältere Tundrenzeit

Die Kurven von *Pinus* und *Betula* steigen rasch an. Im Gegenzug fällt der NBP unter 40 % ab. *Juniperus* hat eine kurze Blütezeit (Kurvengipfel von 19%). Ähnliches gilt für *Salix* (um 5 %). In diesem Abschnitt enden die Kurven der meisten Thermophilen (Abschmelzen der letzten Toteisreste?). Die Erhaltung der Pollenkörner der Thermophilen ist sehr schlecht.

DA 4 *Pinus-Betula*-Zeit (640 - 540 cm):

II - Alleröd

Pinus steigt bis auf Werte um 90 % an. *Betula* erreicht maximal 15 %. Der NBP fällt unter 10 % zurück, wobei vor allem die extremen Heliophyten fast vollständig verschwinden (*Helianthemum*). Auch die thermophilen Elemente treten kaum noch in Erscheinung. Die Pollendichte ist nach wie vor sehr hoch.

DA 5 *Pinus-Betula-Artemisia*-Zeit (540 - 440 cm):

III - Jüngere Tundrenzeit

Der Klimarückschlag der Jüngeren Tundrenzeit macht sich durch eine schwache Neuausbreitung von *Artemisia* und *Juniperus* bemerkbar. Die *Pinus*-Werte stabilisieren sich bei 95 %. Die *Betula*-Kurve schwankt um 5 %. Die Pollendichte nimmt zum vorigen Abschnitt kaum ab.

DA 6 *Pinus-Betula*-Zeit (440 - 370 cm):

IV - Präboreal

Die Kurven von *Pinus* und *Betula* verhalten sich gegenläufig (*Betula* steigt auf Werte um 30 % an, die *Pinus*-Kurve fällt entsprechend unter 70 % ab). Mit Ausnahme von *Artemisia* ist kaum noch NBP vorhanden. In diesem Abschnitt beginnen die geschlossenen Kurven von *Corylus*, *Quercus*, *Ulmus* und *Alnus*.

DA 7 *Pinus-Corylus*-EMW-Zeit (370 - 230 cm):

V/VI - Boreal/Älteres Atlantikum

Die *Pinus*-Kurve geht unter zahlreichen Schwankungen unter 40 % zurück. Gleichzeitig breitet sich *Corylus* bis auf 25 % aus. Auch *Quercus*, *Ulmus* und *Tilia* erreichen allmählich höhere Werte (*Quercus* um 20 %, *Ulmus* um 7 %, *Tilia* um 2 %). Daneben weist *Acer* eine geschlossene Kurve mit Werten um 2 % auf. Gleiches gilt für *Picea*, deren Kurve allmählich auf 5 % ansteigt. NBP ist fast keiner vorhanden.

DA 8 EMW-*Pinus-Picea*-Zeit (230 - 140 cm):

VII/VIII - Jüngeres Atlantikum/Subboreal

Die Elemente des thermophilen Laubmischwaldes erreichen eine erste Massenausbreitung, wobei *Quercus* vor *Ulmus* und *Tilia* dominiert. Die *Pinus*-Werte stabilisieren sich bei 40 %. *Corylus* fällt nach einem Maximum von 20 % allmählich unter 2 % ab. *Picea* breitet sich allmählich aus; sie hat bei 170 cm einen Kurvengipfel von 50 %, der aber vermutlich auf einen verwehten Pollensack zurückzuführen ist (zahlreiche verklumpte und unreife Pollenkörner).

DA 9 EMW-*Betula-Alnus*-Zeit (140 - 100 cm):

IX - Älteres Atlantikum

Quercus erreicht die maximale Ausbreitung (25 %), geht gegen Ende des Abschnitts aber rasch unter 10 % zurück. *Fraxinus* hat Werte um 5 %. *Alnus* kann sich bis auf Werte um 10 % ausbreiten. Gleichzeitig beginnen die geschlossenen Kurven von *Fagus* und *Abies*. Der NBP steigt leicht an, darunter vor allem *Filipendula* und *Apiaceae* sowie *Poaceae*.

DA 10 *Picea-Pinus-Abies-Fagus-Alnus*-Zeit

(100 - 10 cm):

X - Jüngeres Atlantikum

Picea und *Pinus* breiten sich allmählich aus (*Picea* auf etwa 50 %, *Pinus* um 35 %). Die Elemente des

thermophilen Laubmischwaldes verschwinden bis auf *Quercus* fast völlig. Hingegen können sich *Abies* und *Fagus* mit Werten um je 10 % durchsetzen. Die *Alnus*-Kurve erreicht zunächst um 20 %, fällt gegen Ende des Abschnitts jedoch unter 5 % ab (Rodung von Auewäldern?). Der NBP nimmt bis auf 25 % zu, jedoch sind daran im wesentlichen *Poaceae* und *Cyperaceae* beteiligt. Im Kräuterpollen dominieren die *Cichoriaceae*. Kulturzeiger sind nur in Spuren vorhanden (*Plantago lanceolata*, geringe Getreidespuren).

4.4 Diskussion

Wie aus den Diagrammbeschreibungen hervorgeht, sind in den beiden Profilen Stechsee I und Stechsee II Spätglazial und Holozän bis auf die jüngsten Schichten mehr oder weniger vollständig überliefert. Im Zusammenhang mit der Problemstellung dieses Artikels soll aber nicht weiter auf die Einzelheiten der Vegetationsgeschichte im Holozän eingegangen werden, da diese sich zwanglos in das bekannte Muster der Vegetationsentwicklung in diesem Gebiet (RAUSCH 1975; BEUG 1976; SCHMEIDL 1971, 1977; KLEINMANN 1992) einfügt. Es sei lediglich darauf verwiesen, daß vermutlich durch Abtorfung die Kulturzeiger führenden Schichten teilweise fehlen. Vielmehr soll das Augenmerk auf das frühe Spätglazial und die zahlreich im Sediment vertretenen Pollenkörner von Thermophilen gelenkt werden.

4.4.1 Hochglazial

Das Profil Stechsee II gehört zu den wenigen Profilen mit spätglazialen Schichten, in denen wahrscheinlich auch das ausgehende Würm-Hochglazial mitüberliefert ist. Aus dem bayerischen Alpenvorland sind meines Wissens gar keine Pollenprofile in dieser Vollständigkeit bekannt (FRENZEL 1983) und auch im übrigen Mitteleuropa gehören solche mehr oder weniger weit ins Würm-Hochglazial hineinreichenden Pollenprofile eher zur Ausnahme (TIDELSKI 1960; DE BEAULIEU et al. 1983, 1985). Die von WEGMÜLLER (1966, 1977), RAUSCH (1975), BEUG (1976), PESCHKE (1977), KRAL (1979), BURGA (1980), SCHMIDT (1981), WELTEN (1982), LANG (1982), RÖSCH (1983), BORTENSCHLAGER (1984), GAILLARD (1984), BLUDAU (1985), AMMAN (1989), KLEINMANN (1992) oder KORTFUNKE (1992) - um nur einige umfangreiche bzw. zusammenfassende Arbeiten zu nennen - publizierten Spätglazialprofile in verschiedenen Teilen der Alpen und des Alpenvorlandes enthalten das Hochglazial nur andeutungsweise, wobei Pollenerhaltung und Pollendichte meist sehr dürftig sind. Im Gegensatz zu längeren hochglazialen Pollenpro-

filen (TIDELSKI 1960, DE BEAULIEU et al. 1983) ist im Profil Stechsee II die erstaunlich gute Pollenerhaltung (auch der thermophilen Elemente) sowie die teilweise verblüffend hohe Pollendichte hervorzuheben, die sich vor allem in ungewöhnlich hohen *Pinus*-Anteilen (bis zu 70 %) ausdrückt. Wäre das endwürmzeitliche Alter der Sedimente (vgl. Beitrag FELDMANN) nicht durch die geologischen Untersuchungen sichergestellt, könnte man sich an ein gut entwickeltes Würm-Interstadial oder gar an den Rest eines Interglazials erinnern fühlen (u. a. Spuren von *Carpinus* und *Fagus*!).

Vor allem die gute Erhaltung der Thermophilen (*Abies*, *Quercus*, *Ulmus*, *Alnus*) widerspricht meiner Ansicht nach einem sekundären Eintrag ins Sediment durch Umlagerung (vgl. GRONER 1986), zumal keine sog. "präquartären" Palynomorphen oder Pollentypen älterer Interglaziale (vgl. GRÜGER 1979; BLUDAU 1994a) gefunden werden konnten. Auch das Sediment (relativ hoher Sandanteil bzw. reiner Sand) ist einer längeren Konservierung von Pollenkörnern - schon gar bei Umlagerungsvorgängen - nicht gerade zuträglich.

Vielmehr könnten die lokalen ökologischen Faktoren bei der Zusammensetzung der Pollenspektren eine Rolle gespielt haben. Bei eigenen Untersuchungen von Oberflächenprofilen in waldlosen Gebieten Lapplands (BLUDAU 1994b) in Gletschernähe fiel auf, daß der höchste Fernfluganteil sowohl von *Pinus* als auch von thermophilen Elementen in unmittelbarer Nähe des Eises anzutreffen war (*Pinus* bis 65 %!). Hingegen nahm der BP-Anteil in größerer Entfernung zum Eis immer weiter ab. Eine Erklärung hierfür dürften die lokalen Windsysteme (Gletscherfallwinde, Ausfällung von Blütenstaub durch turbulente Strömungen, vgl. BORTENSCHLAGER 1967, 1970) sein. Da nun aber der Stechsee innerhalb einer Toteislandschaft liegt, somit also am Ende des Hochwürms größere Eisblöcke liegengelassen sind, die sicherlich das Lokalklima stark beeinflusst haben, ist möglicherweise die Pollenflora von Abschnitt DA 1 im Profil Stechsee II eben durch lokalklimatische Besonderheiten zu erklären. Das würde aber bedeuten, daß, solange mit Eisresten im Alpenvorland gerechnet werden muß, irgendwelche Gipfel von BP-Kurven während des ältesten Spätglazials möglicherweise nichts mit Erwärmungsphasen (Präbölling etc.) oder Einwanderungsvorgängen zu tun haben müssen, sondern Ausdruck einer lokal beeinflussten Pollendeposition sein könnten. Sicherlich muß immer sorgfältig überprüft werden, woher im einzelnen stratigraphisch "unliebsame" Elemente stammen könnten, ehe man sich auf Umlagerung oder Ferntransport von Pollenkörnern festlegt. Dies ist auch im Hinblick auf die immer wieder einmal diskutierten möglichen hochglazialen Refugien nördlich der Alpen wichtig (BASTIN 1968).

Außerdem ist die Kenntnis über das Zustandekommen von Pollengemeinschaften besonders dann von großer Wichtigkeit, wenn man sich mit Abschnitten der Vegetationsgeschichte beschäftigt, beispielsweise mit dem älteren Pleistozän, von denen die Kenntnisse über die Zusammensetzung von warmzeitlichen Floren im Gegensatz zum Holozän nur sehr mangelhaft sind. Hier können nur die verschiedenen Disziplinen der Geologie weiterhelfen, um mögliche Umlagerungsvorgänge des Sediments zu erhellen.

4.4.2 Älteste Tundrenzeit (Ia)

Die älteste Tundrenzeit ist in beiden Profilen vollständig überliefert. Aufgrund der BP/NBP-Verhältnisse wie auch der Zusammensetzung des Kräuterpollens lassen sich 3 Phasen unterscheiden (Ia1, Ia2, Ia3):

Ia1 ist charakterisiert durch hohe *Artemisia*- und *Helianthemum*-Werte bei gleichzeitig relativ hohen *Betula*-Werten. Obwohl großstatistische Untersuchungen (USINGER 1978) nicht durchgeführt und keine Großreste gefunden wurden, ist mit Sicherheit mit der Anwesenheit von *Betula nana* zu rechnen, da zwei deutlich verschieden große Pollenformen auftraten, die bei der hohen Pollendichte gegenseitig gut zu überprüfen waren. Etwa 75 % waren danach dem *Betula nana*-Typ zuzuordnen. Trotzdem muß das aber nicht für eine weitere Verbreitung sprechen, da *Betula nana* offenbar auch unter ungünstigen Klimabedingungen zu hoher Pollenproduktion fähig ist (BLUDAU 1994b). Zu erwähnen sind weiter durchgehende Kurven von *Juniperus* und *Hippophaë* sowie respektable Mengen vom *Ephedra distachya*-Typ. Auf die bekannte Diskussion über die Verbreitung von *Ephedra* nördlich der Alpen soll an dieser Stelle nicht näher eingegangen werden. Der Anteil der Thermophilen ist im Vergleich zum vorhergehenden Abschnitt zurückgegangen (aber: *Fagus* durchgehend vorhanden!).

Ia2 zeigt einen Rückgang von *Artemisia* und *Helianthemum* bei gleichzeitiger Ausbreitung von *Pinus*. Der *Ephedra distachya*-Typ verschwindet fast völlig. Auffallend ist die starke Zunahme von Thermophilen, darunter *Fagus* und *Carpinus* mit beachtlichen Werten und durchgehenden Kurven. Da aber im Gegensatz zu den hochglazialen Schichten die Pollenerhaltung der thermophilen Elemente nur mäßig bis schlecht war, kann nun mit Umlagerung gerechnet werden. Die Wasserlinse in Profil I spricht vielleicht dafür.

Als Liefergebiet für die thermophilen Pollenkörner kommen möglicherweise die südlich bzw. südwest-

lich gelegenen interstadialen Schieferkohlen bei Großweil und Schwaiganger (PESCHKE 1983) oder Sedimente des Interglazials bei Eurach (BEUG 1979) in Betracht (vgl. Abb. 1). Die Schotter im Bereich der Osterseen wurden geschüttet, als die aktive Gletscherstirn bis Großweil reichte. Dabei wurde durch die Gletschererosion die Schieferkohle sicherlich angeschnitten, teilweise freigelegt und umgelagert. Hinweise auf solch ein Ereignis sind die Funde von Schieferkohlengeröll in einer Kiesgrube südlich von Seeshaupt (DREESBACH 1985: 161).

Nach PESCHKE (1983a, 1983b, 1983c) sind die thermophilen Elemente mit vergleichbarer Verteilung in Großweil und im unteren Flöz bei Schwaiganger vertreten. Allerdings tritt *Fagus* in diesen Vorkommen nicht auf, so daß für die thermophilen Pollenfloren in den Sedimenten des Stechsees auch noch andere Liefergebiete (Eurach?) in Frage kommen können. Insgesamt kann vermutet werden, daß während der Uffing-Schwaiganger Phase Teile der Schieferkohlen durch Schmelzwässer erodiert und beim Stechsee auf Toteis abgelagert wurden. Beim Abschmelzen des Toteises gelangten sie dann in ihre heutige Position.

la3 zeigt eine erneute kräftige Ausbreitung von *Artemisia* und *Helianthemum*, die auch schon RAUSCH (1975) und BEUG (1976) im Rosenheimer Becken am Ende der ältesten Tundrenzeit beobachtet haben. Danach erfolgt sehr rasch der Übergang zum Bölling/Alleröd-Komplex, eingeleitet durch charakteristische Gipfel der Kurven von *Juniperus* und *Hippophaë*.

Zusammenfassend läßt sich die Älteste Tundrenzeit in den Profilen des Stechsees in drei Phasen gliedern, die möglicherweise mit den von WELTEN (1982) bzw. AMMAN & TOBOLSKI (1983), GAILLARD (1984), KRAL (1979) oder LOTTER (1988) ausgegliederten Etappen in Einklang zu bringen sind. Allerdings sind auch hier, wie während des Hochglazials, streng lokale Einflüsse auf die Zusammensetzung der Pollenflora nicht ganz auszuschließen.

4.4.3 Bölling (Ib) - Präboreal (IV)

Die weitere Entwicklung des Spätglazials ist in beiden Profilen vollständig überliefert - mit einem allerdings nur relativ schlecht ausgeprägten Bölling/Ältere Tundrenzeit-Komplex (vgl. BEUG 1976) - mit den gut zu unterscheidenden Abschnitten Alleröd und Jüngere Tundrenzeit, wobei diese für die geographische Lage der Profile wirklich relativ gut entwickelt zu sein scheint (vgl. RAUSCH 1975; BEUG 1976; PESCHKE 1977; KLEIBER 1974; KÜTTEL 1974; BURGA 1982). Thermophile Elemente sind praktisch vollständig verschwunden, was einerseits auf die sich

schließende Vegetationsdecke zurückzuführen sein dürfte, andererseits aber auch ein Hinweis auf das endgültige Abschmelzen von Toteis im vorangehenden Bölling/Alleröd-Komplex sein könnte (PESCHKE & FRENZEL 1983). Bemerkenswerterweise enden etwa um diese Zeit auch die Sandeinlagerungen in die Seekreide (Stechsee II).

Das Präboreal ist durch recht hohe *Betula*-Werte bei eindeutiger Dominanz von *Pinus* gekennzeichnet. Auch dies entspricht im wesentlichen den Erfahrungen von LÜRZER (1956), RAUSCH (1975), BEUG (1976), SCHMEIDL (1971, 1977) für diesen Teil des Alpenvorlandes.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß die Profile Stechsee I u. II eine vollständige Abfolge des ausgehenden Hochglazials und des Spätglazials überliefert haben, die durch bemerkenswerte Anteile von thermophilen Elementen mit guter Erhaltung in den Sedimenten des Hochglazials gekennzeichnet sind. Im Gegensatz zu vielen Autoren wird der synsedimentäre Eintrag der thermophilen Pollenkörner während des Hochglazials, verursacht durch lokal-klimatische Faktoren, zur Diskussion gestellt. Hingegen scheinen die thermophilen Elemente während des Spätglazials durch Umlagerung ins Sediment gelangt zu sein. Möglicherweise hat gefrorener Boden während des Hochglazials eine Umlagerung zunächst verhindert, die dann durch das abschmelzende Toteis ermöglicht wurde (vgl. AVERDIECK & PRANGE 1975). Die Existenz von Toteis wird bis zum Ende des Bölling/Alleröd-Komplexes für möglich gehalten.

5 Ergebnisse

Aus den glazialgeologischen und palynologischen Untersuchungen ergibt sich für den Eiszerfall im Bereich der Osterseen folgendes Bild: Die Osterseen und der südliche Starnberger See lagen zur Zeit der Pähler Phase unter der aktiven Gletscherstirn. Endmoränen, die diesen Gletscherhalt bezeugen, finden sich am südlichen Ammersee und am Starnberger See.

Der nächste Gletscherhalt ist in den Moränen der Tankenrainer Phase dokumentiert. Der Gletscher endete etwa in Höhe des Stechsees bzw. bei Weilheim. Die zugehörigen glazifluvialen Ablagerungen, die im Ammerseebecken als Randterrassen, am Starnberger See nur lokal als isolierte Schotterfläche vorhanden sind, belegen, daß die Zungenbecken durch Toteis plombiert waren, auf das der Gletscher aufgefahren ist.

Die gleiche Situation ist für die Weilheimer Phase anzunehmen. Zu dieser Zeit lag das Gebiet des heutigen Stechsees erstmals nachweislich nicht mehr unter lebendem Eis, sondern dicht vor dem Glet-

scherende unter Toteis. Ab der Weilheimer Phase ist somit die Überlieferung von Sedimenten und darin enthaltenen Pollen möglich. Die hochglazialen Diagrammabschnitte können also frühestens eine Zeit ab der Weilheimer Phase repräsentieren, was größenordnungsmäßig einer Zeit um oder nach 17.000 BP entspricht (vgl. FELDMANN 1990: 62). Die Weilheimer Phase entspricht dem "Ammerseestadium" von TROLL (1925) und wird häufig als Grenze zwischen dem Hoch- und Spätglazial definiert (zuletzt von JERZ mdl. in HIRTLREITER 1992: 26). Aufgrund der Befunde in der vorliegenden Arbeit ist die Weilheimer Phase vermutlich aber ins Hochglazial zu stellen.

Das Pollenspektrum und die Pollenerhaltung in den untersten Diagrammabschnitten sprechen für Fernflug (vgl. Kap. 4.4.1) und primäre Einlagerung. Der Fernflug muß aus Gebieten südlich der Alpen über das Gebirge erfolgt sein. Vergleichbar mit den Untersuchungen in rezenten Gletschergebieten (BLUDAU 1994b) kam es dann vor der Gletscherstirn zum Pollenniederschlag, verbunden mit Sandablagerungen, die von Schmelzwässern auf dem Toteis abgesetzt wurden.

Der nächstjüngere Gletscherstand (Pollinger Phase) war nur von kurzer Dauer, da die zugehörigen glazifluvialen Ablagerungen im Bereich der Osterseen fehlen und auch im angrenzenden Gebiet nur undeutlich ausgebildet sind.

Der weitere sukzessive Zerfall des Gletschers führte zu einer Verlegung der aktiven Gletscherstirn in den Bereich der Murnauer Molassemulde, an deren Nordflanke der Gletscher zerbrach und hier einen längeren Halt hatte, die Uffing-Schwaiganger Phase. Der Gletscher überschritt dabei nur noch im zentralen Teil den Südflügel der Molassemulde, während er an den Rändern zum östlichen und westlichen Ausweichen gezwungen wurde und hier einzelne Teilfurchen erodierte. Die östliche schnitt dabei wahrscheinlich die Schieferkohle zwischen Schwaiganger und Großweil an.

Das Gebiet der Osterseen und der (südliche) Stamberger See waren noch von Toteis erfüllt, das nur langsam den Raum zwischen sich und der Beckenumrahmung freigab (Abb. 3). Diese Freiräume wurden mit den Schottern, die die Schmelzwässer von Süden brachten, aufgefüllt, so daß die Schotterflächen im Bereich der Osterseen entstanden. Entsprechend der Oszillationsstadien dieser Phase wurden die verschiedenen Niveaus geschüttet. Der Stechsee war während dieser Zeit - wie die anderen Osterseen, der Stamberger See und das Gebiet des Weidfilzes - mit Toteis erfüllt und blieben als Hohlformen erhalten. Das Toteis kann also erst nach Abrücken des Gletschers von der Uffing-Schwaiganger Phase abgeschmolzen sein.

Während dieser Phase wurde vermutlich auch das

Toteis von den Schmelzwässern überspült und die auf ihm liegenden Sedimente teilweise erodiert. Damit ist der deutliche Hiatus im Pollenprofil zu erklären. Die Uffing-Schwaiganger Phase ist somit ebenfalls noch hochglazial.

Die umgelagerten Thermophilen am Beginn des Spätglazials stammen entweder aus lokal umgelagerten, hochglazialen Sedimenten, oder sie wurden während der Uffing-Schwaiganger Phase aus der Schieferkohle ausgespült und mit den Schmelzwässern in den Raum des Stechsees gebracht. Hier sind sie dann beim beginnenden Abschmelzen des Toteises in die dadurch entstandenen Hohlformen geschwemmt worden.

Der weitere Rückzug des Gletschers erfolgte wieder als plötzlicher einmaliger Akt, indem der Gletscher am Vestbühl - einem Felsriegel, der bei Eschenlohe das Loisachtal quert - abriß und hier eine kurze Zeit seine aktive Gletscherstirn hatte (=Eschenloher Halt, entspricht etwa dem Loisachstand von HIRTLREITER 1992: 31). Ab dieser Zeit kann nach den geologischen Befunden das Toteis im Osterseen-Gebiet abgeschmolzen sein.

Der Eschenloher Halt war nur von kurzer Dauer, da die entsprechenden Ablagerungen nur eine geringfügige Ausdehnung haben. Der nächst längere Halt wird von HIRTLREITER (1992: 33, 133) oberhalb von Garmisch-Partenkirchen beschrieben (Kankertalstand) und aufgrund der Schneegrenzdepression mit dem Bühl-Stadium korreliert. Damit fällt der Beginn des Toteisschwundes in eine Zeit, als der Gletscher den Alpennordrand bereits überschritten hatte. Bis zu dieser Zeit müssen im Alpenvorland hochglaziale Klimaverhältnisse geherrscht haben, mit Dauerfrostboden und periglazialen Verhältnissen. Dieses wurde bereits aus Untersuchungen am Ammersee geschlossen (FELDMANN 1992) und aufgrund anderer Befunde auch von MENZIES & HABBE (1992) am Illergletscher angenommen.

Sedimentologisch und palynologisch zeigt sich das Abschmelzen des Toteises mit den letzten Sandeinlagerungen in den Profilen Stechsee I und II. Spätestens im Bölling, vermutlich bereits in der Älteren Tundrenzeit (um 14.000 BP) ist der Stechsee eisfrei, was sich an der autochthonen Seekreide und dem Fehlen umgelagerter thermophiler Elemente zeigt. Als wichtigste Ergebnisse lassen sich festhalten: Mit den Profilen Stechsee I und II liegen erstmals Pollenprofile aus dem bayerischen Alpenvorland vor, die eine vollständige Abfolge vom Hochglazial über das Spätglazial bis ins Holozän enthalten. Bemerkenswert ist der Anteil thermophiler Elemente mit guter Erhaltung in den Sedimenten des Hochglazials. Mit diesen Profilen läßt sich der Eiszerfall zeitlich fassen: Die Weilheimer Phase (= Ammerseestadium im klassischen Sinne) ist der früheste Zeitpunkt für

die Ablagerung dieser Sedimente. Sie ist damit höchstwahrscheinlich hochglazial. Das Abtauen des Toteises beginnt erst an der Wende Hoch-/Spätglazial, was aus glazialgeologischer Sicht dem klassischen Bühl-Stadium entspricht. Letzte Reste des Toteises tauen möglicherweise erst im Bölling/Alleröd-Komplex ab.

6 Schriftenverzeichnis

- AMMAN, B. (1989): Late-Quaternary Palynology at Lobsigensee.- Diss. Bot., **137**: 157 S., 72. A., 24 Tab.; Berlin, Stuttgart (Cramer).
- & TOBOLSKI, K. (1983): Vegetational Development During the Late-Würm at Lobsigensee (Swiss Plateau). Studies in the Late Quaternary of Lobsigensee I.- Rev. Paléobiol., **2/2**: 163-180, 6 Abb.; Genf.
- AVERDIECK, R. & PRANGE, W. (1975): Palynologische und tektonische Untersuchungen einer von Toteis gestörten Schichtfolge am Hochfelder See bei Bothkamp (Holstein).- Meyniana, **27**: 1-13, 6 Abb.; Kiel.
- BASTIN, B. (1968): Pflanzengeographische Probleme der offenen Vegetation Europas während der letzten Eiszeit.- Ber. Dtsch. Bot. Ges., **80**: 697-704; Stuttgart.
- DE BEAULIEU, J. L., PONS, A. & REILLE, M. (1985): Recherches pollénanalytiques sur l'histoire tardiglaciaire et holocène de la végétation des Montes d'Aubrac (Massif Central, France).- Rev. Paléobot. Paléoeool., **44**: 37-80, 1 Abb., 2 Taf., 11 Beil.; Amsterdam.
- & REILLE, M. (1983): Paléoenvironnement tardiglaciaire et holocène des lacs de Pelléautier et Siguret (Hautes-Alpes, France) I. Histoire de la végétation d'après les analyses polliniques.- Ecol. Med., **9**: 19-36, 7 Abb.; Marseille.
- BEUG, H.-J. (1976): Die spätglaziale und frühpostglaziale Vegetationsgeschichte im Gebiet des ehemaligen Rosenheimer Sees (Oberbayern).- Bot. Jb. Syst., **95**: 373-400, 8 Abb.; Stuttgart.
- (1979): Vegetationsgeschichtlich-pollenanalytische Untersuchungen am Riß/Würm-Interglazial von Eurach am Starnberger See/Obb. - Geol. Bav., **80**: 91-106, 7 Abb., 1 Taf.; München.
- BLUDAU, W. (1985): Zur Paläoökologie des Ammergebirges im Spät- und Postglazial.- 365 S., 60 Abb., 7 Tab., 46 Taf.; Rheinfelden (Schäuble).
- (1994a): Erste Ergebnisse palynologischer Untersuchungen an Kernen der Bohrungen I - VII im Hoßkircher Becken (Blatt 8022 Ostrach), Baden Württemberg.- Abh. Geol. L.-Amt Baden-Württ., **14**, 3 Abb.; Freiburg (im Druck).
- (1994b): Ein Vergleich der aktuellen Vegetation mit dem Pollengehalt von Moosproben in der Birkenwaldstufe und der Tundra in Schwedisch-Lappland.- (in Vorber.).
- BORTENSCHLAGER, S. (1967): Pollenanalytische Ergebnisse einer Firnprofiluntersuchung am Kesselwandferner (3240 m, Ötztal, Tirol).- Grana, **7**: 259-274, 1 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Stockholm.
- (1970): Neue pollenanalytische Untersuchungen von Gletschereis und gletschernahen Mooren in den Ostalpen.- Z. Gletscherkd. u. Glazialgeol., **6**: 107-118, 4 Abb., 1 Tab.; Innsbruck.
- (1984): Beiträge zur Vegetationsgeschichte Tirols I: Inneres Ötztal und unteres Inntal.- Ber. nat.-med. Ver. Innsbruck, **71**: 19-56, 3 Tab., 12 Beil.; Innsbruck.
- BURGA, C.A. (1980): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte des Schams und des San Bernardino - Paßgebietes (Graubünden, Schweiz).- Diss. Bot., **56**: 165 S., 19 Abb., 8 Tab., 6 Taf., 10 Beil.; Vaduz (Cramer).
- (1982): Pollenanalytical research in the Grisons (Switzerland).- Vegetatio, **49**: 173-186, 10 Abb.; Den Haag.
- (1987): Gletscher- und Vegetationsgeschichte der Südrätischen Alpen seit der Späteiszeit.- Denkschr. Schweizer Naturforsch. Ges., **101**: 162 S., 41 Abb., 17 Tab., 10 Taf.; Basel, Boston (Birkhäuser).
- DREESBACH, R. (1985): Sedimentpetrographische Untersuchungen zur Stratigraphie des Würmglazials im Bereich des Isar-Loisachgletschers.- Diss. Univ. München: VII+176 S., 29 Abb., 25 Tab., 18 Taf.; München.
- EBERS, E. (1955): Hauptwürm, Spätwürm, Frühwürm und die Frage der älteren Würmschotter.- Eiszeitalter u. Gegenwart, **6**: 96-109, 3 Abb.; Öhringen/Württ.
- FELDMANN, L. (1990): Jungquartäre Gletscher- und Flußgeschichte im Bereich der Münchener Schotterebene.- Diss. Univ. Düsseldorf: 355 S., 82 Abb., 18 Tab., 2 Beil.; Düsseldorf.
- (1992): Ehemalige Ammerseestände im Hoch- und Spätglazial des Würm.- Eiszeitalter u. Gegenwart, **42**: 52-61, 3 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- FRENZEL, B. (1964): Zur Pollenanalyse von Lössen.- Eiszeitalter u. Gegenwart, **15**: 5-39, 6 Abb., 3 Tab.; Öhringen/Württ.
- (1983): Über das Alter würmeiszeitlicher Endmoränenstände süddeutscher ehemaliger Vorlandgletscher.- 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: 106-111, 2 Abb.; München (INQUA-SEQS).
- GAILLARD, M.-J. (1984): Étude Palynologique de l'Évolution Tardi- et Postglaciaire de la Végétation du Moyen-Pays Romand (Suisse).- Diss. Bot., **77**: 322 S., 26 Abb., 26 Taf., 8 Beil.; Vaduz (Cramer).
- GAREIS, J. (1978): Die Toteisfluren des Bayerischen Alpenvorlandes als Zeugnis für die Art des Spätwürmzeitlichen Eisschwundes.- Würzburger Geogr. Arb., **46**: 101 S., 29 Abb.; Würzburg.
- GERMAN, R. (1970): Zur Unterscheidung von Grundmoräne und Schmelzwasser-Sedimenten am Beispiel des württembergischen Allgäus.- N. Jb. Geol. Paläont., **Mh. 1970**: 69-76; Stuttgart.
- GÖRRES, M. & BLUDAU, W. (1992): Der Zusammenhang zwischen pollen- und ¹⁴C-analytisch ermittelten Siedlungsphasen und erhöhten Mineralstoffgehalten in Profilen des Weidfilzes (Starnberger See).- Telma, **22**: 123-144, 12 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- GRONER, U. (1986): Zur Problematik von umgelagerten Palynomorphen in Glazial- und Spätglazialsedimenten des Schweizer Mittellandes.- Ecol. geol. Helv., **79**: 617-639, 3 Abb., 1 Tab., 5 Taf.; Basel.
- GROSS, H. (1956): Moorgeologische Untersuchungen zweier Filze des oberbayerischen Jungmoränengebietes im Umland des Starnberger Sees.- Ber. Bayer. Bot. Ges., **31**: 12-24, 4 Abb.; München.

- GRÜGER, E. (1978): Die Seeablagerungen vom Samenberg/Obb. und ihre Stellung im Jungpleistozän.- Eiszeitalter u. Gegenwart, **29**: 23-34, 4 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- HABBE, K.A. (1985): Das Spätglazial der Würm-Eiszeit im Illergletscher-Gebiet.- Quartär, **35/36**: 55-68, 8 Abb., 2 Tab.; Bonn.
- HIRTLEITER, G. (1992): Spät- und postglaziale Gletscherschwankungen im Wettersteingebirge und seiner Umgebung.- Münchener Geogr. Abh., Reihe B, **15**: 154 S., 89 Abb., 9 Tab., 2 Beil.; München.
- HÖLZER, A. & HÖLZER, A. (1987): Paläoökologische Mooruntersuchungen an der Hornisgrinde im Nord-schwarzwald.- *Carolina*, **45**: 43-50; Karlsruhe.
- HUNTLEY, B. & BIRKS, H.J.B. (1983): An atlas of past and present pollen maps for Europe: 0-13 000 years ago.- 667 S.; Cambridge (Univ. Press).
- JERZ, H. (1983): Seeshaupt - Eurach - Bernried 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).
- KAISER, K. (1963): Zur Frage der Würmgliederung durch einen "Mittelwürm-Boden" im nördlichen Alpenvorland.- Eiszeitalter u. Gegenwart, **14**: 208-215, 2 Abb.; Öhringen/Württ.
- KLEIBER, H. (1974): Pollenanalytische Untersuchungen zum Eisrückzug und zur Vegetationsgeschichte im Oberengadin.- *Bot. Jb. Syst.*, **94**: 1-53, 2 Abb., 3 Tab., 8 Beil.; Stuttgart.
- KLEINMANN, A. (1992): Nachweis spät- und postglazialer Seespiegelschwankungen am Ammersee mittels pollenanalytischer und sedimentologischer Untersuchungen.- Diss. TU München: 139 S., 22 Abb., 10 Beil.; München.
- KNAUER, J. (1929): Erläuterungen zum Blatt München-West (Nr. XXVII) der Geognostischen Karte von Bayern I : 100 000, Teilblatt Landsberg.- 47 S., 11 Abb.; München.
- KORTFUNKE, C. (1992): Über die spät- und postglaziale Vegetationsgeschichte des Donaumooses und seiner Umgebung.- *Diss. Bot.*, **184**: 176 S., 30 Abb., 4 Tab., 11 Beil.; Berlin, Stuttgart (Cramer).
- KRAL, F. (1979): Spät- und postglaziale Waldgeschichte der Alpen auf Grund der bisherigen Pollenanalysen.- *Veröff. Inst. Waldbau Univ. Wien*: 167 S., 72 Abb.; Wien.
- KÜTTEL, M. (1974): Zum alpinen Spät- und Postglazial: das Profil Obergurbis (1910 m) im Diemtigtal, Berner Oberland, Schweiz.- *Z. Gletscherkd. u. Glazialgeol.*, **10**: 207-216, 2 Abb.; Innsbruck.
- LANG, G. (1982): Die Vegetation des Mindelseegebietes und ihre Geschichte.- In: *Der Mindelsee bei Radolfzell. Monographie eines Naturschutzgebietes auf dem Bodanrück.- Natur- u. Landschaftsschutzgeb. Baden-Württ.*, **11**: 271-302, 18 Abb.; Karlsruhe.
- LOTTER, A. (1988): Paläoökologische und paläolimnologische Studien des Rotsees bei Luzern.- *Diss. Bot.*, **124**: 187 S.; Berlin, Stuttgart (Cramer).
- LÜRZER, E. (1954): Das Spätglazial im Egelseegebiet (Salzachvorlandgletscher).- *Z. Gletscherkd. u. Glazialgeol.*, **3**: 83-90; Innsbruck.
- MAISCH, M. (1982): Zur Gletscher- und Klimageschichte des alpinen Spätglazials.- *Geographica Helvetica*, **37**: 93-104, 6 Abb.; Zürich.
- MENZIES, J. & HABBE, K.A. (1992): A cryogenic wedge within gravels, north of Kempten, Bavaria, F.R.G.- *Z. Geomorph.*, N.F. **36**: 365-374, 4 Abb., 1 Tab.; Berlin, Stuttgart.
- PATZELT, G. (1972): Die spätglazialen Stadien und postglazialen Schwankungen von Ostalpenglazialern.- *Ber. Dt. Bot. Ges.*, **85**: 47-57, 7 Abb., 3 Tab., 6 Beil.; Berlin.
- PAUL, H. & RUOFF, S. (1932): Pollenstatistische und stratigraphische Mooruntersuchungen im südlichen Bayern, Teil II: Moore in den Gebieten der Isar-, Allgäuer und Rheinvorlandgletscher.- *Ber. Bayer. Bot. Ges.*, **20**: 1-264, 113 Abb., 7 Taf.; München.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901/09): Die Alpen im Eiszeitalter.- 3 Bd., 1199 S.; Leipzig (Tauchnitz).
- PESCHKE, P. (1977): Zur Vegetations- und Besiedlungsgeschichte des Waldviertels (Niederösterreich).- *Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss.*, **2**: 84 S., 14 Abb., 3 Tab., 5 Taf.; Wien.
- (1983a): Palynologische Untersuchungen interstadialer Schieferkohlen aus dem schwäbisch-oberbayerischen Alpenvorland.- *Geologica Bavarica*, **84**: 69-99, 8 Abb., 1 Beil.; München.
- (1983b): Kiesgrube Lutz-Pech bei Schwaiganger.- 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: 53-58, 1 Abb., 1 Tab.; München (INQUA-SEQS).
- (1983c): GSTAIG bei Großweil, Kiesgrube Schulz.- 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: 67-68, 1 Abb., 1 Tab.; München (INQUA-SEQS).
- & FRENZEL, B. (1983): 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, 1 Abb.; München (INQUA-SEQS).
- PIEHLER, H. (1974): Die Entwicklung der Nahtstelle zwischen Lech-, Loisach- und Ammergletscher vom Hochbis Spätglazial der letzten Vereisung.- *Münchener Geogr. Abh.*, **13**: 105 S., 15 Abb., 14 Tab., 13 Taf., 1 Beil.; München.
- RAUSCH, K.-A. (1975): Untersuchungen zur spät- und nach-eiszeitlichen Vegetationsgeschichte im Gebiet des ehemaligen Inn-Chiemseegletschers.- *Flora*, **164**: 235-282, 8 Abb.; Jena.
- RÖSCH, M. (1979): Nacheiszeitliche Geschichte und ökologische Bedingungen des Eibenwaldes von Paterzell.- *Diplomarbeit Univ. Hohenheim*: 211 S.; Hohenheim (unveröff.).
- ROTHPLETZ, A. (1917): Die Osterseen und der Isar-Vorlandgletscher.- *Mitt. Geogr. Ges. München*, **12**: 99-314, 31 Abb., 2 Kt.; München.
- SCHAEFER, I. (1940): Die Würmeiszeit im Alpenvorland zwischen Riß und Günz.- *Abh. Naturkde. u. Tiergartenver. Schwaben*, **2**: 148 S., 7 Abb., 2 Beil.; Augsburg.
- (1951): Bemerkungen zur Nomenklatur der Eiszeitforschung.- *Petermanns Geogr. Mitt.*, **95**: 26-31; Gotha.
- SCHMEIDL, H. (1971): Ein Beitrag zur spätglazialen Vegetations- und Waldentwicklung im westlichen Salzachglet-

- schergebiet.- Eiszeitalter u. Gegenwart, **22**: 110-126, 5 Abb.; Öhringen/Württ.
- (1977): Pollenanalytische Untersuchungen im Gebiet des ehemaligen Chiemseegletschers.- In: Erl. Geol. Kt. Bayern 1:25 000, 8140 Prien a. Chiemsee u. 8141 Traunstein: 42-51, 8 Abb., 1 Tab.; München.
- SCHMIDT, R. (1981): Grundzüge der spät- und postglazialen Vegetations- und Klimageschichte des Salzkammergutes (Österreich) aufgrund palynologischer Untersuchungen von See- und Moorprofilen.- Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss., **3**: 96 S., 7 Abb., 11 Taf.; Wien.
- TIDELSKI, F. (1960): Pollenanalytische Untersuchungen von voll-, spät- und postglazialen Ablagerungen aus dem Trentmoor und dem Brennacker (Krs. Plön).- Schr. Naturwiss. Ver. Schleswig-Holstein, **30**: 92-109; Kiel.
- TROLL, K. (1925): Die Rückzugsstadien der Würmeiszeit im nördlichen Vorland der Alpen.- Mitt. Geogr. Ges. München, **18**: 281-292, 2 Abb.; München.
- (1937): Die jungglazialen Ablagerungen des Loisach-Vorlandes in Oberbayern.- Geol. Rdsch., **28**: 599-611, 3 Abb.; Stuttgart.
- USINGER, H. (1978): Pollen- und großrestanalytische Untersuchungen zur Frage des Bölling-Interstadials und der spätglazialen Baumbirken-Einwanderung in Schleswig-Holstein.- Schr. Naturwiss. Ver. Schleswig-Holstein, **48**: 41-61, 6 Abb.; Kiel.
- WEGMÜLLER, S. (1966): Über die spät- und postglaziale Vegetationsgeschichte des südlichen Jura.- Beitr. geobot. Landesaufn. Schweiz, **48**: 143 S., 18 Abb., 3 Taf., 14 Beil.; Bern.
- (1977): Pollenanalytische Untersuchungen zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte der französischen Alpen (Dauphiné).- 173 S., 15 Abb., 7 Tab., 10 Beil.; Bern (Haupt).
- WELTEN, M. (1982): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in den westlichen Schweizer Alpen: Bern-Wallis.- Denkschr. Schweizer Naturforsch. Ges., **95**: 104 S., 44 Abb., 37 Beil.; Basel, Boston (Birkhäuser).

Manuskript eingegangen am 9. 7. 1993

Kurzbericht über die Tibet-Exkursion 14-A im Rahmen des XIII. INQUA-Kongresses 1991 in Peking

MATTHIAS KUHLE*

Die Exkursion galt der Frage nach dem Ausmaß der pleistozänen Vergletscherung des größten Hochlandes und seiner Gebirgssysteme. Das internationale Interesse machte die Tibet-Querfahrt zu der am besten besuchten Exkursion des Kongresses. Es war ein Interesse, das durch den relativ hohen Kostenaufwand bei wenig komfortablen Reisebedingungen in "Klapperbussen", mit mehreren Übernachtungen um 4500 Meter Höhe in Militärstationen und recht gemischter Verpflegung - nach den Berichten über die Vor-Kongreß-Exkursion nicht vollständig unvorbereitet - auf die Probe gestellt worden ist.

Die Diskussionen waren munter bis lebhaft und das Wetter an einigen Plateau-Überfahrt-Tagen ungewöhnlich schön, so daß selbst von der Straßentrasse aus wissenschaftlich Wesentliches zu beobachten möglich war. Um es vorweg zu nehmen: Die Meinungen waren geteilt, was die vom Verfasser anhand der Befunde zahlreicher Expeditionen behauptete vorzeitliche Inlandvereisung Tibets betrifft. Speziell einige der deutschen Teilnehmer, so z. B. L. EISSMANN (Altenburg) und K. HEINE (Regensburg), sprachen sich deutlich bis vehement **gegen** eine großflächig abdeckende Vergletscherung aus. Hingegen zeigten sich anwesende Quartärgeologen und Geomorphologen aus Skandinavien, Kanada und den USA - wie z. B. R. H. LAGERBÄCK (Uppsala), R. W. BARENDREGT (Alberta), wahrscheinlich auch J. LUNDQUIST (Stockholm) und andere - von der einstigen Existenz des in Rede stehenden Tibet-Eises überzeugt. Inzwischen bestätigten einige von ihnen (z. B. T. J. HUGHES (Maine), R. H. LAGERBÄCK und R. W. BARENDREGT) ihre Stellungnahmen auch schriftlich.

Auf dem ersten Fahrtabschnitt von Xining (2000 m ü. M.) bis zum Koko Nor (Qinghai Hu, 3000 m ü. M.) wurde ein 3520 m hoher Paß, auf dem erratisches Material diagnostiziert werden konnte, überquert. Hier in der Nordabdachung des Riyue

Shan (36°21'N/101°12'E) reichte eine vorzeitliche Talvergletscherung mindestens bis auf 3100 m ü. M. hinab. Einige der skandinavischen und kanadischen Exkursionsteilnehmer meinten, in Grobblockakkumulationen und trogförmigen Talquerprofilen Hinweise auf ein tiefstes Gletscherende in 2800 m ü. M. gesehen zu haben.

Die Fahrt folgte anschließend dem Koko Nor-Süd-ufer, von dem aus die granitene Altflächenreste des 4500 m hohen Koko Nor Shan (Qinghai Nan Shan) mit eingearbeiteten Karen (Bottnar-Typ) und Kurztrögen zu sehen waren. - Der Koko Nor Shan wurde über einen gut 4000 m hohen Paß (36°40'N/99°30'E) zum Becken von Carka hinüber im anstehenden Schiefergestein überfahren. Obwohl die Phyllitoberflächen vielerorts durch Frostverwitterung aufgeraut sind, blieb der Glaziallandschaftscharakter weitgehend unbestritten. Das anschließende südexponierte Zungenbecken hingegen wurde aufgrund im ersten Bus lautgewordener Zweifel auf gestauchte glazifluviale Schotter hin etwas eingehender begangen. Die glazigenen Stauchungen wurden von zwei Teilnehmern aus den USA bzw. Alaska angezweifelt und die Schotter als glazifluvialer Genese bestätigt. - Wegen des nebligen Regenwetters waren die Bortensanderrampen nördlich des Salzsees von Carka (35°53'N/99°41'E) nur sporadisch in Umrissen von der Straßentrasse aus sichtbar. In der Dämmerung wurde das Zungenbecken westlich des Hoerhkuo Shan-Trogtalausganges (35°47'N/99°33'E) durchfahren und in der Dunkelheit die Militärstation Qagan Us am Ostrand der Tsaidam-Depression erreicht.

Am Tag darauf fuhren die Exkursionsbusse am Südrand des über 400 km langen Tsaidam-Beckens bis nach Golmud. Sie folgten bei besser werdenden Sichtverhältnissen dem Kuen Lun-Gebirge, welches den Nordrand des zentralen Tibetplateaus ausbildet. Natürlich war es aus Zeitmangel respektive wegen der relativen Unzugänglichkeit nicht möglich, die zahlreichen Endmoränen, Sanderwurzeln und Schotterflurenansätze in den Kuen Lun-Talausgängen aufzusuchen. Der glaziäre Formenschatz war jedoch

* Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. M. KUHLE, Geographisches Institut, Goldschmidstraße 5, 37077 Göttingen

als rundgeschliffene Altflächenlandschaft mit eingelassenen - teilweise Satzendmoränen enthaltenden - Karen oberhalb von 3500 bis 3800 m ü. M. längs der gesamten Fahrstrecke gegenwärtig und erinnerte an sehr ähnliche skandinavische Fjellandschaften. Unterhalb dieser heute periglazialen Höhenstufe war eine gesteinsunabhängige Formungsstufe linearer Erosion und Runsenspülung, die wie mit dem Lineal gezogen von jenen glazialen Grundschliffen abgesetzt ist, deutlich.

Die mit Akkumulat verfüllte Tsaidam-Depression weist längs der Straße Schotterfächer auf, die zum Becken hin mit limnischen Sedimenten verzahnt sind. Die Uferlinie des eiszeitlichen Tsaidam-Sees wird über weite Strecken durch einen Flugsandwall markiert, der kupsen-artig durch Tamariskenbüsche gebunden worden ist. Ihr Wachstum ist abhängig von dem wasserstauenden Horizont der einsetzenden lakustrinen Sedimente. Weiter waren Barcchanfelder zu sehen - dazwischen schütterer Zwergsträucher - und Flugsandflächen an den Bergfüßen hinauf. Ein Ausflug von der Verkehrssiedlung Golmud nach Norden galt den Salzgewinnungsbecken im Zentrum der Tsaidam-Depression. - Bei ungewöhnlich gutem Wetter wurde südlich von Golmud auf das hier 4600 bis 4900 m hohe Tibetplateau hinaufgefahren und die 400 km lange Strecke bis zum Tou Tou-River zurückgelegt. Ein vom Verfasser vorgestelltes, ausgeprägtes Karniveau am Plateaurand sowie die Formungszäsur von gerundeten, glazigenen Bergen und Hängen zur tieferen fluvialen Höhenstufe blieben von den Exkursionsteilnehmern unbestritten. Eine wahrscheinlich spätglaziale polymikte Moränenablagerung bei der Siedlung Nachitai (3560 m ü. M.) wurde hingegen kontrovers kommentiert, wobei als alternative Deutungsmöglichkeit ein Mursediment (mudflow-Fächer) angeführt wurde. Als eindeutiger Beweis von glazigenem Transportmechanismus bei sehr großer Eismächtigkeit wurden die mächtigen, bis auf 5300 m ü. M. hinaufliegenden, erratika-führenden Moränenablagerungen nahe dem Kuen Lun-Paß (oberhalb des aufgesprengten Pingos) akzeptiert. Es handelt sich um Fernmoräne, deren Granitblockkomponenten aus dem zentraltibetischen Gebirgszug des Tanggula Shan von Südwesten - dem Plateaugefälle folgend - über Entfernungen von 450 bis 750 km herantransportiert und von einem Auslaßgletscher am konvexen Gefällebruch hier am Nordrand des Inlandeises (35°30'N/94°10'E) abgelegt worden sind. Die Moränenpositionen belegen eine Mindesteismächtigkeit von 600 m. - Mehrere deutsche Teilnehmer schlossen sich jedoch der von einigen chinesischen Kollegen (Prof. ZHENG BENXING et al.) vorgestellten Erklärungsvariante an, nach der diese ausgedehnten Moränen mit ihren Erratikaanteilen, welche Bergrücken aus anstehenden Schiefen überlagern, anstatt aus Zentral Tibet von

nördlich benachbarten tieferen Granitbergen stammen könnten und inzwischen über 1000 m weiter herausgehoben worden sind, als ihre Herkunftsgebiete. Man vertrat damit also die Auffassung, daß inzwischen das gesamte Gefällesystem gekentert ist und seine Richtung - von ehemals Nord nach Süd, d. h. zum Hochplateau hin anstatt aus diesem heraus - nun von Süd nach Nord veränderte. - Auf dem Plateau selbst erkannten einige Exkursionsteilnehmer in den abgerundeten Felsrücken klassische glazigen Rundhöcker und Schiffschwelle in allen typischen Modifikationen ihrer Ausgangsgesteine sowie in den Schlifffwannen dazwischen abgelagerte charakteristische Grundmoräne. Einige deutsche und österreichische Teilnehmer widersprachen diesen Diagnosen, *ohne allerdings alternative Erklärungsmuster* für eine derartige Landschaftsbeschaffenheit bereit zu haben. Vermeintliche Toteisdepressionen wurden vereinzelt als Deflationswannen oder Permafrost-(Tundren-)Seen gedeutet. Aber auch die Versuche, ein normales fluviales Relief wiederzuerkennen, gerieten in Schwierigkeiten, weil zugehörige Kennformen fast vollständig fehlten. Weder die zahlreichen Übertiefungen noch die feinmaterialreiche diamiktische, unklassierte Beschaffenheit der weitflächigen, gering-mächtigen Lockermaterialdecke wollen hierzu passen. Überdies fehlen Terrassen - mit Ausnahme von in lokalen Nebentalmündungen unterschrittenen Schwemmfächern - völlig in diesen wellig-hügeligen Hochflächenbereichen. In diesem Zusammenhang ist erwähnenswert, daß die in vorzeitlichen Inlandeisgebieten arbeitenden Kollegen aus Nordamerika und Skandinavien keine Verständnisschwierigkeiten bezüglich einer Glazialgenese des hochtibetischen Formenschatzes hatten und auch die "Sauberkeit", d. h. Detritus- und Schotterarmut dieser Landschaft als einen indirekten Inlandeisindikator akzeptierten. - Die Etappe vom Tou Tou-River (4500 m ü. M.) nach Nagqu führte über den Ostteil des zentraltibetischen Tanggula Shan (6621 m hohe Gebirgsgruppe) mit einer 5300 m hohen Wasserscheide auf diesem Nord-Südprofil. Während die chinesische Exkursionsleitung radiometrische Altersbestimmungen von östlich der Route sichtbaren Endmoränen in den wenige Kilometer ausgedehnten, unmittelbaren Vorfeldern von Talgletschern anführten, die ins letzte Hochglazial gehören und auf eine damals kaum größere Vereisung als es die heutige ist, hinweisen sollen, stellte der Verfasser in die Phase der Deglaziation eingeordnete Liniamente von erratischen Granitblöcken, 200 bis 300 m über dem Tanggula Shan Paß (32°50'N/91°50'E), vor. Sie belegen, daß eine abdeckende Vereisung mit annähernd ebener Oberfläche über diese Wasser- bzw. Fisscheide hinweggezogen sein muß. Wesentlich war weiter die Diskussion über die Genese von ausgedehnten Granit-

blocklehmen, die die beckenförmigen Ebenheiten zwischen abgerundeten Bergen und Schwellen auskleiden. Ein Teil der Exkursionsgruppe sah in ihnen klassische Grundmoränen; ein anderer hielt periglaziäre Entstehung trotz des bedeutenden Tiefganges der großen Blöcke im Feinsubstrat und des fehlenden Gefälles für nicht auszuschließen. – Zwischen Nagqu (4550 m ü. M.) und Lhasa wurde der erste Fahrtabschnitt im Schneetreiben absolviert. Schnee bleibt hier über der Permafrostgrenze auch im Sommer manchmal Dezimeter tief liegen. Ab Mittag waren dann die Grundmoränen mit sehr großen Granitblöcken südöstlich des Nyainquentanglha (30°N/90°15'E) und westlich davon die 1500 m über den Dekakilometer breiten Talboden hinaufziehenden glaziären Dreieckshänge (ganz so, wie sie von W. M. DAVIS bereits um die Jahrhundertwende für die ehemals vereisten Rocky Mountains beschrieben worden sind) sichtbar. Ein Teil der hocheiszeitlichen Grundmoränenblocklehme ist in diesen großen Talausträumen südöstlich des Nyainquentanglha von spätglazialen, grobmaterialreichen, nur flüchtig klassierten Schotterfluren sowie an ihrer Oberfläche ausgespülten, glazigenen Diamiktiten abgedeckt.

Auch der letzte Haltepunkt in einem Konfluenzbereich war der vorzeitlichen glaziären Reliefgestaltung von drei Tälern mit Trogprofilen und hochgelegenen Flankenschliffen gewidmet (30°N/90°40'E, 4100 - 3900 m ü. M.). Beinahe allgemeiner Zustimmung erfreuten sich an dieser Lokalität eine klassische Rundhöckerform in Riegelbergposition, die mit flacher Stoß- und steiler Leeseite dem Talgrund aufgesetzt ist, sowie zwei Generationen von Ufermoränen im Ausgang des von Süden einmündenden Nebentales, die vom Verfasser ins Spätglazial eingeordnet worden sind. – Kurz vor Lhasa belebte die Frage von Konvergenzen zu glazigenen Glättungen durch Desquamation, die speziell im Granit wirksam ist, die Diskussion im Bus. – Recht erfrischend waren der Bazarbesuch und die Besichtigung des Potala in Lhasa selbst, zumal man weitgehend sicher sein konnte, keiner glazialgeologischen Überzeugungsarbeit ausgesetzt zu sein. Dennoch ließ sich sogar bei dieser Gelegenheit eine Diskussion über die anthropogenen Entstehungsmöglichkeiten von Strudeltöpfen (bzw. Gletschermühlen) nicht vermeiden.

Manuskript eingegangen am 21. 1. 1994



Abb. 1: Diese am Südrand Tibets nördlich des hohen Himalaya (Everest-Gruppe) aus 6000 m ü. M. südöstlich der Exkursionsroute gemachte Aufnahme (Bergkamm zwischen Karma- und Khartatal, 28°01'N/87°02'E) zeigt die nach dem unmittlerbaren Eisschwund der letzten Jahrhunderte hinterlassene Rundhöcker- und Grundmoränenlandschaft, wie sie für kalarides Gletschereis des vorzeitlichen Inlandeises typisch war. Derartige Schliff- und Grundmoränenlandschaften gehören zum Charakteristikum des tibetischen Hochlandes und seiner Gebirge. Photo M. Kuhle

Präwürmzeitliche Eiskeile und Kryoturbationsformen östlich Bordeaux - eine Mitteilung zur Ausdehnung des vorzeitlichen Permafrostbereichs in Südwestfrankreich

KARL-ÜLRICH BROSCHE*)

Terraces, sand, gravel, cryoturbation, ice wedges, permafrost, spatial distribution,
Dordogne, Aquitaine Basin

Im Sommer 1987 entdeckte der Autor am südlichen Talhang des Isle-Tales 100 m östlich des Ortsschildes von Mussidan an der Nationalstraße N 89 Libourne-Perigeux in der "Sablère du Cabillon", heute von einem Castrol-Michelin-Dienst genutzt, präwürmzeitliche syngenetische Eiskeile und Kryoturbationsformen (BROSCHÉ 1989: 145 - 146). Dabei handelte es sich m. W. um das südlichste präwürmzeitliche Eiskeilvorkommen im Südwesten Frankreichs, das weder bei KAISER (1960, Tafel 1) noch bei WASHBURN (1979: 296), wo die in erweiterter Form publizierte Karte von KAISER (1960: Tafel 1) dargestellt wird, verzeichnet wird. Nach diesen Darstellungen gibt es lediglich ein würmzeitliches Vorkommen von Eiskeilen im Gebiet westlich von Bordeaux, das wahrscheinlich die Untersuchungen von BASTIN & CAILLEUX (1941) wiedergibt. Die nächsten weiter nördlich gelegenen Vorkommen von Eiskeilen liegen nach den Karten von KAISER (1960) und von KAISER in WASHBURN (1979: 296) bei Angoulême an der Charente, die er der Karte von TRICART in CAILLEUX, GUILCHER & TRICART (1956, Plate III, 34) entnommen hat.

Der im Sommer 1992 von mir wieder aufgesuchte Aufschluß in der 25 bis 30 m hohen Schotterterrasse am Südufer der Isle weist ca. 7 bis 10 m oberhalb der Niederterrasse einen Horizont auf, der kryoturbiert gestört ist und mehrere Eiskeile erkennen läßt. Diese Mitteilung wird deshalb veröffentlicht, weil die Qualität vor allem der Abb. 1 in der Mitteilung von 1989 nicht optimal ist und weil im Jahre 1992 ein weiterer sehr deutlicher Eiskeil (Abb. 1) und eine bemerkenswerte Schichtenstörung im gleichen Horizont gefunden wurde (Abb. 2). Der der Mittel- oder Oberterrasse der Isle zuzuordnende Sedimentkörper besteht aus einer Wechselfolge von hellen, z. T. gelblichen und rostigen Sanden, lehmigen Sanden, Kiesen, Schottern und blaugrauen Tönen. Gegenüber dem Jahre 1987 hatte sich die Wand durch Abstürze ein wenig zurückverlegt, so daß frische Aufschlußwände entstanden wa-

ren. Auch scheinen seit 1987 andere Geologen oder Geographen den Aufschluß in der Zwischenzeit aufgesucht und an mehreren Stellen angekratzt zu haben.

Der deutlichste Eiskeil, der hier von mir je gefunden wurde, ist in Abb. 1 zu erkennen. Wie bei manchen mitteleuropäischen Eiskeilen weisen die Eiskeilschultern keine glatten Flächen auf, sondern eine Miniaturtreppe.



Abb. 1: Sand-, ton und kiesgefüllter syngenetischer präwürmzeitlicher Eiskeil am Südrand des Isle-Tales östl. Mussidan (östl. Bordeaux). Länge des Maßstabes 1,4 m, Länge des Eiskeils über 2,5 m. Die Struktur wurde 7-10 m oberhalb der Niederterrasse in einem der Mittel- oder Oberterrasse zuzuordnenden Sedimentkörper im Sommer 1992 angetroffen.

Dies ist an der linken Seite besonders deutlich zu erkennen. Das blaugraue Tonband, das besonders auf der linken Seite des Eiskeiles zu erkennen ist, ist als Eiskeilfüllmaterial nach dem Austauen des Eiskeiles

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. K.-U. BROSCHE, Institut für Geogr. Wissenschaften der Freien Universität Berlin, Fachrichtung Physische Geographie, Grunewaldstraße 35, 12165 Berlin

am Rande des ehemaligen Eiskeiles in diesen hineingeflossen. Es ist in Fetzen sogar im unteren Teil des Keiles erkennbar. Im oberen Teil weist die Eiskeilpseudomorphose Kiese und Schotter auf, die aus einem Kies-Schotterband stammen. Das gesamte Eiskeil-Füllmaterial ist deutlich dunkler, nämlich rötlich-bräunlich. Diese Färbung weist auf eine in der Eiskeilspalte erhöhte Wasserzirkulation hin, wie sie sich auch auf fast waagerechten Sedimentbändern zu erkennen gibt und hier die Tüxenschen Bänder bildet. Insgesamt gesehen weist die intensive Verwitterung des Sedimentkörpers auf ein mindestens rißzeitliches Alter hin, wenn man die Erfahrungen von mitteleuropäischen Flußsedimenten, glazifluviatilen Sedimenten oder Moränen zugrunde legt. Der in Abb. 1 sichtbare syngenetische Eiskeil i. S. von GALLWITZ (1949) ist über 2,5 m lang und damit deutlich länger als die von mir 1989 mitgeteilten Formen. Der Maßstab, eine Hacke zum Abschaben der Wände, mißt 1,4 Meter.

Wenige Meter nördlich der Lokalität des Eiskeils, aber stratigraphisch etwa in der gleichen Schicht wie der obere Teil des Eiskeils, befindet sich ein merkwürdiges medizinballähnliches Gebilde. Es liegt knapp oberhalb des graublauen Tonbandes, das schon in der Abb. 1 hervorgehoben wurde. Es gehört offenbar zu der intensiv verknieteten und verwürgten Schicht, die bei BROSCHE (1989: Abb. 1) oberhalb der Kinder zu erkennen ist. Um eine klare Kryoturbationserscheinung, die sich in das Schema von PISSART (1970) einpassen ließe, handelt es sich freilich nicht. Jedoch ist der Schichtenverband durch dieses Gebilde klar zerrissen worden. Die Intensität dieser Schichtenstörung verwundert nicht angesichts der Befunde des Jahres 1987 (in BROSCHE 1989, Abb. 1). Wenn man die z. T. klare Begrenzung dieses ballartigen Gebildes besonders im oberen Teil betrachtet, erscheint auch eine andere Deutung nicht ganz ausgeschlossen zu sein: es könnte sich um ein in gefrorenem Zustand transportiertes Sand-Tongeröll handeln, wie es zuletzt von WENZENS (1992, Abb. 8) aus Südspanien abgebildet ist. Dieses könnte mitten in einer Sedimentationspause des Flusses Isle entstanden sein. Der syngenetische Eiskeil weist hierauf ebenso hin wie das mehrfach erwähnte graublau Tonband in Abb. 1 und 2.

Dies dürfte am ehesten in einer Sedimentationspause entstanden sein, als dieser südliche Teil des Sedimentkörpers der Isle trocken fiel, die Isle sich vielleicht weiter nördlich geringfügig einschnitt und damit die Voraussetzungen für Stillwasserverhältnisse im Bereich des Aufschlusses schuf. Unter diesen Stillwasserverhältnissen konnte dann das graublau Tonband zur Ablagerung gelangen, und danach, als diese Lokalität weiter trocken lag, konnten unter Permafrostbedingungen Eiskeilspalten, ein Kryoturbationshorizont und wahrscheinlich auch abgerolltes Sand-Tongerölle entstehen. - Es sei daran erinnert, daß bei BROSCHE (1989, Abb. 2) ein weiterer sehr deutlich, entwickelter, syngenetischer, kiesgefüllter Eiskeil veröffentlicht wurde.



Abb. 2: „Periglacial involution“ oder abgerolltes, in gefrorenem Zustand transportiertes Sandtongeröll an der gleichen Lokalität und in der gleichen stratigraphischen Lage wie der Eiskeil von Abb. 1. Foto im Juli 1992 aufgenommen.

Abschließend sei hervorgehoben, daß der 1989 von mir erbrachte Beleg für einen präwürmzeitlichen Permafrostboden durch die neuen Befunde gestützt wird.

Schriftenverzeichnis

- BASTIN, A. & CAILLEUX, A. (1941): Action du vent et du gel dans la région bordelaise. Bulletin de la Société Géologique de France.
- BROSCHE, K.-U. (1989): Präwürmzeitliche Eiskeile und Kryoturbationsformen östlich Bordeaux - eine Mitteilung zur Ausdehnung des vorzeitlichen Permafrostbereichs in Südwestfrankreich. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, **39**: 145-146; Hannover.
- CAILLEUX, A., GUILCHER, A. & TRICART, J. (1956): Phénomènes périglaciaires d'âge présumé Würm: 34, Plate 3 in Tricart, Jean, Cartes des phénomènes périglaciaires quaternaires en France: Carte géologique détaillée de la France (Mémoires) 40 S.
- GALLWITZ, H. (1949): Eiskeile und glaziale Sedimentation. - *Geologica*, **2**: 1 - 24; Berlin.
- KAISER, K. (1960): Klimazeugen des periglazialen Dauerfrostbodens in Mittel- und Westeuropa. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, **11**: 121 - 141; Öhringen/Württemberg.
- PISSART, A. (1970): Les phénomènes physiques essentielles liés au gel, les structures périglaciaires qui en résultent et leur signification climatique. - *Ann. Soc. Géol. Belgique*, **93**: 7 - 49.
- WASHBURN, A. L. (1979): *Cryopedology*. Edward Arnold; 406 S., London.
- WENZENS, G. (1992): Mittelquartäre Klimaverhältnisse und Reliefentwicklung im semiariden Becken von Vera (Südostspanien). - *Eiszeitalter und Gegenwart*, **42**: 121 - 135; Hannover.

Buchbesprechungen

A. G. DAWSON (1992): *Ice Age Earth - Late Quaternary Geology and Climate*, 293 S., 81 Abb., 9 Tab., 16 Phot.; London-New York (Routledge).

Das neue Buch von ALASTAIR DAWSON ist eine Einführung in die Probleme der Quartärforschung, bezogen auf den Zeitabschnitt vom Eem bis heute, der am besten bekannt ist.

Aber wie gut ist dieser Zyklus wirklich bekannt? DAWSON führt dem Leser die vielen offenen Fragen vor Augen, von der ungeklärten Ausdehnung der Vereisungen (arktische Gebiete, Hochland von Tibet) über den ungeklärten Beginn der Weichsel-Vereisung (schon vor dem Brörup?), bis hin zu den unsicheren Korrelationen zwischen den verschiedenen Vergletscherungsgebieten und erst recht vom Land zum Meer. Durch die Diskussion einer Vielzahl von Fragen und Problemen, von denen manche nicht gerade im Mittelpunkt der deutschen Quartärforschung stehen, bietet das Buch eine willkommene Anregung, den eigenen Horizont zu erweitern.

Grundlage der klimastratigraphischen Untergliederung des Eiszeitalters sind die Ergebnisse der Untersuchungen an Tiefseesedimenten und Eiskernen. Diese werden im Kapitel 2 erläutert. Dabei wird auch auf die Schwierigkeiten eingegangen, die der Versuch einer paläoklimatischen Ausdeutung der Sauerstoff-Isotopenkurve mit sich bringt. Ein Beispiel bietet die Klimaschwankung der Jüngeren Dryaszeit, die in Nordwesteuropa zu einem erheblichen Gletschervorstoß geführt hat, aber z. B. im Camp-Century-Eisbohrkern kaum in Erscheinung tritt. Dagegen scheinen die Eiskerne Hinweise auf eine ganze Reihe sehr kurzfristiger Klimaschwankungen zu geben, von denen bisher weder die genaue zeitliche Einstufung noch die tatsächlichen Auswirkungen bekannt sind.

Im nächsten Kapitel ("Ice Age Palaeoclimates and Computer Simulations") werden die globalen Zusammenhänge der eiszeitlichen Klimaveränderungen betrachtet. Die großen Eismassen der Nordhemisphäre hatten Auswirkungen auf die atmosphärische Zirkulation und führten zu Änderungen der Niederschlagsverteilung; in den Tropen führte verstärkte Aridität zu einem starken Rückgang des tropischen Regenwaldes. In den Meeren beeinflussten Schmelzwasser und Treibeis die ozeanische Zirkulation; im Nordatlantik kam es zu verstärkter Schichtung und zu einer Einschränkung der Produktion von nordatlantischem Tiefenwasser (NADW). Die Modellierung der eiszeitlichen Klimaschwankungen ist nach wie vor mit großen Unsicherheiten behaftet.

DAWSON weist zu Recht darauf hin, daß selbst einfache Tatsachen wie die maximale Ausdehnung der Eismassen bisher nicht hinreichend geklärt sind.

Man neigt häufig dazu, die Vereisungsgeschichte des Quartärs auf das eigene Gebiet zu beziehen. Deutschland ist von der nordeuropäischen Vereisung nur randlich erfaßt worden. DAWSON geht bei seiner Betrachtung vom skandinavischen Raum aus und weist auf die Existenz ausgedehnter Vereisungen während der Isotopenstadien 4, 5b und 5d hin. In Norwegen sind in diesen Zeiten Gletscher bis an den Rand des heutigen Festlandes vorgestoßen, während sich in Norddeutschland keine entsprechenden Eisvorstöße nachweisen lassen.

Zu den bemerkenswerten Kapiteln des Buches zählen diejenigen über vulkanische Aktivitäten (10), Verformungen der Erdkruste (11) und die Diskussion der Milankovich-Zyklen (13). Da ALASTAIR DAWSON selbst vor allem auf dem Gebiet der quartären Schwankungen des Meeresspiegels arbeitet, gibt es ferner ein hervorragendes, wenn auch knappes Kapitel zum Thema "Schwankungen des Meeresspiegels" (12).

Das Buch ist keine leichte Lektüre. Der Autor setzt voraus, daß der Leser zumindest mit den Grundzügen des Quartär vertraut ist. Bezüglich der Untersuchungsmethoden zur Rekonstruktion der Klimageschichte wird der Leser bereits in der Einleitung auf BRADLEYS "Quaternary Paleoclimatology" (1985) verwiesen. DAWSON legt großen Wert darauf, offene Fragen und Widersprüche bei der Deutung verschiedener Sachverhalte vorzustellen, was gelegentlich etwas verwirrend wirkt. Am Ende der Kapitel wird jedoch jeweils der Wissensstand noch einmal übersichtsmäßig zusammengefaßt. Weniger glücklich mag der deutsche Leser darüber sein, daß bei der Diskussion der Entwicklung der skandinavischen Vereisung der südliche Randbereich (und damit Norddeutschland) nicht vorkommt. Die Alpen finden sich nicht im Index; die Pyrenäen werden dagegen zweimal, der Ural einmal genannt. Etwas unbefriedigend erscheint mir auch, daß die Vegetationsgeschichte des Eiszeitalters so gut wie gar nicht diskutiert wird. Das Literaturverzeichnis mit knapp 500 Titeln gibt einen Überblick vor allem über die englischsprachige Literatur zu den Themen des Buches. Das Schwergewicht liegt dabei auf Arbeiten der letzten 20 Jahre. Das ausführliche Register erlaubt ein rasches Nachschlagen.

SKUPIN, K., SPEETZEN, E. & ZANDSTRA, J. G. (1993): Die Eiszeit in Nordwestdeutschland; Zur Vereisungsgeschichte der Westfälischen Bucht und angrenzender Gebiete. - 143 S., 49 Abb., 24 Tab., 2 Taf. und 2 Karten in der Anlage; Krefeld (Geolog. Landesamt).

Der (zu)vielsprechende Titel wird durch den Untertitel sogleich modifiziert. So ergibt sich ein kompaktes Thema, denn nach herrschender Vorstellung (Diskussion an vielen Stellen des Werks) beschränkt sich die Vereisungsgeschichte der Westfälischen Bucht auf einen frühen bis mittleren, in seiner Länge nicht näher bekannten Zeitabschnitt der Saale-Eiszeit, in Norddeutschland auch als Drenthe-Stadium bezeichnet. Damals rückte das nordische Inlandeis - unterbrochen durch kurze Rückschmelzphasen - dreimal in die Westfälische Bucht vor. Der erste und weiteste Vorstoß erfolgte zunächst durch die Tieflandpfote westlich des Teutoburger Waldes - erst später wurde auch dieser überfahren - und erreichte den Niederrhein und das Vorland des Haarstrangs. Die beiden folgenden Vorstöße bedeckten nur Teile der Bucht und ließen den Teutoburger Wald eisfrei. Zwischen 2. und 3. Vorstoß wurde der Münsterländer Kieszug als zeitweilig zwischen Toteisblöcken gelegene Entwässerungsrinne des Eises gebildet. Das nordische Geschiebespektrum des ersten Vorstoßes spiegelt eine südschwedische Geschiebevormacht wieder; der zweite Vorstoß ist durch einen markanten Anteil von Gesteinen aus dem mittelschwedischen Dalarna gekennzeichnet; der jüngste Vorstoß hat eine deutliche ostfennoskandische Geschiebevormacht.

Mit dem Beobachtungsinventar für diese kurze Zeit ließe sich ein weitaus dickerer Band füllen, wäre es nicht - vor allem den erstgenannten Autoren - gelungen, sich durch straff gegliederte Einzelkapitel, präzise Sprache und zahlreiche übersichtliche, zusammenfassende Grafiken auf die wesentlichsten Aspekte zu beschränken.

Derartige Kapitel sind gewidmet:

- dem Aufbau und der Mächtigkeit der Grundmoränen (maximale Mächtigkeit NW des Teutoburger Waldes

bis 20 m; dazu anschauliche Übersichtskarte der Grundmoränenverbreitung in der Westfälischen Bucht), - den Spuren der Glazialtektonik und der Eisbewegung (u. a. mit einer Übersicht über Vorkommen von Äsern, Kames und Drumlins),

- Großgeschieben (u. a. mit petrographischem Vergleich der Zusammensetzung von Unterkreidesandsteinfindlingen und ihren Liefersubstraten samt entsprechenden Aussagen über Eistransportwege).

Die zahlreichen Übersichtskarten und Fundpunkttabellen verlocken zu eigenen Befahrungen und Untersuchungen.

Breiter Raum ist den folgenden Untersuchungen nordischer Leitgeschiebe gewidmet. In stratigraphisch und regional über den engeren Untersuchungsraum hinausgehenden Erörterungen wird die Methodik der Leitgeschiebestatistik nach HESEMANN und ihre Fortentwicklung nach ZANDSTRA mit ihren Ergebnissen vorgestellt. Wenn auch nicht alle Zahlenwerte statistisch überzeugend erscheinen (auch werden Zählungen aus Ackeraufsammlungen einbezogen), ist doch die oben erwähnte geschiebekundliche Charakterisierung der drei Drenthe-zeitlichen Eisvorstöße ein akzeptables Ergebnis, das auf Nachbargebiete in Norddeutschland übertragen werden sollte.

Das Werk wird beschlossen durch ein zusammenfassendes Kapitel mit anschaulichen Verbreitungskarten der drei Eisvorstöße, gefolgt von einem ungewöhnlich ausführlichen Literaturverzeichnis, von Zähltabellen kristalliner Leitgeschiebekollektionen und von einem Fachwörterverzeichnis.

Als unerläßliche Information zur Quartärgeologie von Westfalen und als Anreiz für weitere Untersuchungen wird die Broschüre eine weite Verbreitung finden.

J.-P. GROETZNER

VAN ZEIST, W. & S. BOTTEMA (1991): Late Quaternary Vegetation of the Near East. - Beihefte zum Tübinger Atlas des Vorderen Orients, Reihe A (Naturwissenschaften) Nr. 18, 156 S.,
Dr. Ludwig Reichert Verlag (Wiesbaden)

Die vorliegende Publikation entstand im Rahmen des oben genannten TAVO-Projektes als Ergebnis langjähriger Forschungsarbeiten der Autoren und anderer Wissenschaftler auf dem Gebiet der Vegetationsgeschichte des Vorderen Orients. Intention dabei war, neben der Aufarbeitung und Präsentation pollenanalytischer Daten aus dem Spätpleistozän und Holozän in Pollendiagrammen und paläogeographischen Karten, Vegetationsveränderungen und ihren Kausalzusammenhängen nachzugehen. Die Autoren haben zunächst die rezenten naturräumlichen Verhältnisse und Vegetationstypen beschrieben und letztere als "potentiell natürliche Vegetation" als Karte niedergelegt. Von besonderer Bedeutung ist eine zusammenfassende Darstellung zahlreicher Oberflächenpollenspektren aus dem Nordwesten und Südwesten der Türkei, dem Iran, aus Syrien und aus Israel, die repräsentativ für den modernen Pollenniederschlag der rezenten (zwar weitgehend anthropogenen), wesentlichen Vegetationstypen dieser geographischen Räume sind. Diese Daten geben erstaunliche Auskünfte darüber, wie Taxa jeweils im Pollenniederschlag vertreten sind und helfen, die fossilen Pollenspektren besser zu verstehen und zu interpretieren. Das umfangreichste, darstellende und diskutierende Kapitel der regionalen Vegetationsgeschichte umfaßt den westlichen Iran, den Südosten der Türkei, das südlich-zentrale und südwestliche Anatolien, Nord- und Ostsyrien und die Levante (Nordwestsyrien und nördliches Israel). Die vorgestellten Pollenspektren entstammen Bohrkernen aus Seessedimenten oder Torfen. Die meisten Abfolgen sind ^{14}C datiert, so daß für verschiedene Zeitscheiben im Spätglazial und Holozän

Vegetationsmuster, teilweise auch Einwanderungs- und Ausbreitungswege rekonstruiert werden konnten und für überregionale Vergleiche herangezogen werden können. Pollenspektren aus archäologischen Fundstellen halten die Autoren für nicht aussagekräftig in bezug auf die Rekonstruktion der regionalen vegetationsgeschichtlichen Abläufe, da selektive Prozesse die Pollenerhaltung unter trocken-sauerstoffreichen Bedingungen völlig verfälschen können. Die Beispielführung spricht im Fall der diskutierten Standorte eindeutig gegen das Heranziehen der Befunde dieser archäologischen Grabungen. Zum Schluß wird die frühholozäne Vegetations- und Klimaentwicklung angrenzender Gebiete vorgestellt (Ägypten, nördlicher Sudan, Sinai und Negev, Jordanien, die Arabische Halbinsel und Afghanistan).

Das Fazit dieser gründlichen, übersichtlich aufgebauten und umfangreichen Dokumentation liegt im Nachweis der klimakontrollierten Vegetationsveränderungen im Nahen Osten während des Spätpleistozäns und weiten Teilen des Holozäns; früheste palynologische Nachweise in See- und Marschsedimenten für menschliche Aktivitäten in diesem Raum lassen sich erst im 4. Jahrtausend BP feststellen, obwohl eine Reihe von älteren, neolithischen Siedlungsplätzen durchaus auf ackerbauliche Tätigkeit und Viehhaltung des Menschen hindeuten.

Die Publikation gibt eine grundlegende Einführung und Übersicht über Umweltveränderungen im Jungpleistozän und Holozän des nahen Ostens anhand vegetationsgeschichtlicher Studien und ist dem Naturwissenschaftler wie Historiker zu empfehlen.

B. URBAN

GÜNTER BRÄUER & Fred SMITH (Herausgeber): *Continuity or Replacement. Controversies in Homo sapiens evolution.*
 231 S., zahlr. Abb. u. Tab.; A. A. Balkema, Rotterdam 1992

Der Band legt ausgewählte Beiträge zum Symposium 1988 in Zagreb vor, das Teil des 12. Internationalen Kongresses für Anthropologie und Ethnologie gewesen ist. Damals war die Diskussion über die Herkunft des Homo sapiens auch in den Medien wieder unter Eindruck der Datierungshypothesen über die DNA-Sequenz-Analysen besonders aktuell. Es wurde die sogenannte "Eva-Hypothese" entwickelt, nach der anzunehmen sein sollte, daß der Ursprung der Art Homo sapiens ausschließlich in Afrika läge und diese sich von dort aus über den ganzen Globus verbreitet hätte. Bis dahin bestand überwiegend die Vermutung, daß der moderne Mensch, unter dem man ausschließlich den Homo sapiens sapiens verstand, als Träger des europäischen und vorderasiatischen Jungpaläolithikums (verkürzt: Cromagnon-Mensch) seine erste Ausbildung in den Steppen Nordeurasiens gefunden hatte. Er galt als "Kulturbringer" und regelrechter "Überwinder" des älteren, archaischen und auch intellektuell "primitiven" Neandertalers. Allerdings wurde schon relativ frühzeitig aus dem Homo neanderthalensis ein Homo sapiens neanderthalensis, also lediglich eine morphologische Unterart des Homo sapiens (C. L. BRACE 1962). Doch das half wenig: neben dem kausal-philosophischen Übergangsproblem vom Homo erectus zum Homo sapiens war nun auch noch das zwischen den Unterarten sapiens neanderthalensis und sapiens sapiens getreten. Die Debatte wurde mit dem alten dogmatischen Eifer der Anthropologen, die sich ja durchaus als Teilsparte der soziologischen Philosophie verstehen, fortgesetzt. Auf breiten historischen Quellenstudien aufbauende realistischere Ablaufrekonstruktionen, die eher für eine weltweite tendentielle Sapiensisierung über beide morphologische Grenzzonen hinweg sprachen (H. MÜLLER-BECK 1967), blieben dabei unbeachtet.

Der hier zu besprechende Band läßt gut erkennen, was von der "Eva-Hypothese" bleibt. Der erste Beitrag von CH. P. STRINGER stellt die Problematik noch einmal zusammen. Schon hier wird deutlich, wie schwer sich und anderen sogar Spezialisten das Leben durch unscharfe Terminologien machen. Es wird zwar der Neandertaler erwähnt und in der Tabelle auch "zeitgleich" mit Ngandong dargestellt, aber die doch wohl kaum noch debattierbare Zugehörigkeit des Neandertalers zur Art Homo sapiens wird nirgends erwähnt. Immerhin wird deutlich, daß die Zeitgenossen des Neandertalers (meist recht wenige Individuen und daher statistisch nicht eben sicher vergleichbar) auch einfach als späte Varianten der lokalen oder regionalen erectus-Populationen oder archaischen sapiens-Populationen aufgefaßt werden können. Wobei die Neandertaler-Region das größte Gebiet mit den zahlreichsten Belegen (was natürlich auch statistisch-mathematisch seine Bedeutung hat) umfaßt, zu

denen auch Individuen gehören, die mindestens in die Tiefseeklimazone 5a, ja im Falle von Weimar-Ehringsdorf für manche Autoren sogar in die Zone 4 gehören!

Auch im zweiten Beitrag von M. H. WOLPOFF wird die Entwicklung der einschlägigen Theorien nachgezeichnet, von den auf frühe, aber nur wenig abgesicherte Datierungen beruhenden Annahmen von R. PROTSCH bis zu den auf sehr einfache chronometrische Interpretationen beruhenden Ableitungen aus den DNA-Analysen. Morphologisch kommt er zum klaren Schluß, daß sich auch die modernen Formen des Homo sapiens sapiens nicht nur regionalisieren, sondern in unterschiedlichem Maß an ihre Vorläuferpopulationen angliedern lassen. Er lehnt die "Eva-Hypothese" gut begründet ab.

Selbst R. L. CANN muß einräumen, daß die DNA-Analysen zwar regionale Differenzierungen ermöglichen, aber für feinere Zeitaussagen nicht unmittelbar genutzt werden können. Hier sind konkrete Datierungen der Befunde unabdingbar. Im Grunde bewegen wir uns also - diesmal auf dem Gebiet der Genforschung - wieder dort, wo auch schon einmal die Ethnologen der Wiener Schule die realen Abläufe der pleistozänen Kulturentwicklung aus den aktualistischen Beobachtungen bei noch mehr oder weniger eigenständig lebenden Jägergruppen ableiten wollten. Wie komplex derartige Modelle (Rekonstruktionen im Sinne historischer Chroniken) werden können, zeigt der Beitrag von G. LUCOTTE, der bei afrikanischen Pygmäen, die jeder Anthropologe für Angehörige der Unterart Homo sapiens sapiens hält, einen eher altertümlich wirkenden Genpool bei Y-Chromosomen feststellt. Also auch hier weitere Differenzierung der Variablen mit zunehmender Forschung.

Ohne Zweifel kann G. BRÄUER in seinem Aufsatz die regionale Entwicklung im subsaharischen Afrika vom Homo erectus zum Homo sapiens belegen. Die Übergangszone bewegt sich zwischen 400 000 und 100 000 Jahren vor heute, wobei freilich die Kalibrierung der unterschiedlichen Datierungsverfahren noch unsicher bleibt. Damit ergibt sich aber auf jeden Fall ein Zeitraum, der auch in Europa ähnlich zu diskutieren ist, wenn etwa die "lange" Chronologie von Bilzingsleben und seinen späten erect-Belegen einbezogen wird (G. MANIA 1990), die auch bis in die Tiefseezone 9 hinabreichen könnte. Leider enthält der Band nur einen umfassenden archäologischen Beitrag von F. T. MASAO über das Middle Stone Age in Tanzania, das sich etwa ebenfalls in den Zeitraum von 200 000 bis 40 000 vor heute datieren läßt, also den oberen Zeitraum jener Übergangszone umfaßt, den auch G. BRÄUER für die Zeitzone des Überganges zum Homo sapiens ansetzt. Er entspricht in Mitteleuropa dem Ende des Altpaläolithikums (im Sinne der Definition

von F. BORDES) am Ende des Mittelpleistozäns und des Mittelpaläolithikums im engeren Sinne (nicht ohne gute Gründe bei H. MÜLLER-BECK 1967 als "oberes Altpaläolithikum" zusammengefaßt).

Auf die folgenden Einzelbeiträge kann hier nicht näher eingegangen werden. Festzuhalten bleibt freilich, daß die Datierungen der Menschenreste aus den Klasies River Höhlen am Kap nur indirekt erfolgte und ihre Zugehörigkeit zur Tiefseezone 5 keineswegs unbestreitbar ist; sie könnten auch erst aus 4 oder sogar noch dem unteren 3 stammen. Datierungsprobleme, die denen in Mitteleuropa etwa durchaus entsprechen.

Genetisch interessant sind die Beobachtungen von A. G. MORRIS, nach denen der Abstand der jungpleistozänen Menschenreste von denen der holozänen morphologisch beträchtlich ist. Außerdem liegen auch deutliche Differenzen zwischen San (Buschmännern) und anderen benachbarten (eingewanderten) Afrikanern in Südafrika vor.

Die Beiträge von F. H. SMITH, J. H. KIDDER, R. L. JANTZ und D. W. FRAYER machen noch einmal deutlich, daß in Europa zwischen *H. s. neanderthalensis* und *H. s. sapiens* tatsächlich eher eine Verschiebung der subregionalen Merkmalskombinationen erkennbar wird als ein plötzlicher Bruch. Dabei werden wichtige mitteleuropäische Funde nicht einmal einbezogen (Stetten/Vogelherd oder Weimar-Ehringsdorf). Ein von F. FACCHINI und G. GUIBERTI veröffentlichter atavistischer *H. s. sapiens* macht das Problem nicht einfacher, zeigt aber mit realistischen Fehlerangaben für dessen Protactinium/Uranium Datierung mit $51\ 000 \pm 12\ 000$ in welchen Größenordnungen die chronometrischen Probleme liegen. Denn dieser Wert gibt eine nicht selektierbare Zeitstreuung bei doppelter Standardabsicherung (die bei derartigen Datierungen zu empfehlen ist) zwischen 76 000 und 27 000 Jahren an - also genau eben jene Spanne, wo in ganz Europa die Neandertalermerkmale in den Populationen durch "modern-sapientische" ersetzt werden. Natürlich gelten derartige Chronometrie-Probleme mit Th/Serien-Daten auch genauso für Afrika. Das bedeutet naturgemäß, daß die ganze Diskussion, wie im Pleistozän ja durchaus üblich, auch eine erhebliche chronometrische Problematik in sich trägt.

Auch Überlegungen zu Unterschieden im postcranialen Skelett der unterschiedlichen morphologischen Gruppen,

die G. E. KENNEDY anstellt, führen zu keinen klaren Differenzierungen. Sie zeigen aber immerhin, daß tatsächlich auch mit regionalen Differenzierungen der Entwicklungen zu rechnen ist, deren Rang aber unklar bleibt. Im Bereich der Artefaktmorphologie ist dies klarer. Allerdings muß hier konkreter gearbeitet werden als mit den allgemeinen Überlegungen, die F. B. HARROLD vorlegt.

Es ist verblüffend, wie wenig entsprechende Details ihm bekannt sind, obwohl etwa F. T. MASAO im gleichen Band dazu Beispiele gibt. Auch die Beiträge von J. F. SIMEK für Frankreich, von O. SOFFER für das nördliche Eurasien und O. BAR-YOSEF für Südwestasien bringen zumindest entsprechende Teildaten. Danach ist klar, daß sich archäologisch durchaus Unterschiede erkennen lassen, die aber keineswegs direkt mit den Differenzierungen der Menschenformen zu korrelieren sind. Kennzeichnend ist dabei wieder, daß BAR-YOSEF aus der einfachen Zeitfolge die zwar übliche, aber historisch wenig sinnvolle wertende Kausalität macht, nach der sich die erfolgreichen jungpaläolithischen Gruppen gegenüber den unterlegenen Neandertaler-Populationen durchsetzen. Ein Modell als Rekonstruktion, das den tatsächlichen fließenden Ablösungs- und Akkumulationsvorgängen überhaupt nicht gerecht wird.

Auch der Beitrag von PH. J. HABGOOD macht noch einmal deutlich, wie schwierig die Gruppenbildung anthropologischer morphologischer Merkmale tatsächlich schon deskriptiv ist. Wie weit diese Gruppierungen dann Populationsabgrenzungen ermöglichen, ist ein weiteres Problem, das zudem eben nicht auch noch kulturelle Relevanz haben muß. Ein sehr umfassender Beitrag von RHYS JONES, dem sicher wichtigsten Paläohistoriker Australiens, beschließt den äußerst informativen und aktuellen Band. Er stellt die tatsächlichen Befunde zur ersten Kolonisierung Australiens durch Menschen zusammen, die sich auch wieder zu einem guten Teil als chronometrische Probleme erweisen, über die man gerne allzu rasch hinweggeht.

Literatur: C. L. BRACE: Refocusing on the Neanderthal problem. *Am. Anthropol.* 64, 1962: 729-741; D. MANIA: Auf den Spuren des Urmenschen. Die Funde von Bilzingsleben, Theiss, Stuttgart 1990; H. MÜLLER-BECK in: R. GRAHMANN & H. MÜLLER-BECK: Urgeschichte der Menschheit, Kohlhammer, Stuttgart 1967: 139 ff.

H. MÜLLER-BECK

D. MOL & H. VAN ESSEN (1992): De Mammoet. Sporen uit de Ijstijd. 144 S., 64 Abb., 8 Tab., 112 Zit., BZZTÖH, 's-Gravenhage. ISBN: 90-6291-728-3

Seit V. E. GARUTT 1964 sein Buch "Das Mammut" veröffentlicht hatte, wurde kein erneuter Versuch unternommen, den Kenntnisstand zu der wohl populärsten Tiergruppe pleistozäner Kaltfaunen der Nordhemisphäre aktualisiert darzustellen. Diesem Anliegen stellen sich nun die Autoren - zwei Amateurpaläontologen im besten Sinne des Wortes, die bereits durch eine Reihe von Fachpublikationen insbesondere zu fossilen Proboscidiern bekannt wurden.

Einleitenden Worten von P. Y. SONDAAR (Utrecht) folgt zunächst eine geraffte Darstellung der Stratigraphie und Klimageschichte des mittel- bzw. nordwesteuropäischen Quartärs. Die Vorstellungen zur Verbreitungsgeschichte der Gattung *Mammuthus* basieren im wesentlichen auf MAGLIO (1973). Das zweite Kapitel stellt Systematik und Morphologie der wichtigsten Vertreter europäischer Rüsseltiere (einschließlich Mastodonten) dar.

Bemerkenswert sind zeichnerische Rekonstruktionen der jeweiligen Kopfgestaltung aus der Hand VAN ESSENS. Nachdem die Thematik des endpleistozänen Aussterbens der Mammute kurz gestreift wurde, berichten die beiden Sammler über Fundsituationen in den Niederlanden und auf dem Boden der Nordsee (Schleppnetz-Fischerei). Kernstück des Buches ist eine vorwiegend auf niederländischem Material der Sammlung MOL basierende Abhandlung der Mammutosteologie. Neben einer ausführlichen Darstellung phylogenetischer und individueller Parameter der Gebißentwicklung, die als methodi-

sche Anleitung zur Materialbestimmung gelten darf, werden auch die postcranialen Elemente akribisch vorgestellt. Für den Paläontologen besonders wertvoll sind Angaben zu einigen in der bisherigen Literatur zumeist vernachlässigten Skletteilen (vertebrae, costae, sternum etc.).

Die folgenden Erläuterungen zum äußeren Erscheinungsbild der Mammute fassen die Informationen aus den Kadaverfunden des sibirischen Permafrostgebietes zusammen. Das abschließende siebente Kapitel ist hervorragenden Skelett- und Kadaverfunden der Mammut-Linie (*M. meridionalis*, *M. trogonterii*, *M. primigenius*) des paläarktischen Raumes (mit Ausnahme Chinas) - ihrer stratigraphischen und phylogenetischen Position sowie ihrer oft interessanten Erforschungsgeschichte gewidmet.

Knappe Fachworterklärungen, eine Liste der wichtigsten quartär-paläontologischen Sammlungen bzw. Ausstellungen Europas, eine Übersicht zu paläontologischen, zoologischen, geologischen und archäologischen Arbeitsgruppen der Niederlande und ein mit Bedacht zusammengestelltes Schriftenverzeichnis sowie das Register runden den Band ab. Nicht zuletzt werden auch die instruktiven Abbildungen dazu beitragen, "De Mammoet" zu einem beachteten Buch im Kreise der an Eiszeitfragen interessierten Leserschaft werden zu lassen.

R.-D. KAHLKE JR.

M. BOLUS (1992): Die Siedlungsbefunde des späteiszeitlichen Fundplatzes Niederbieber (Stadt Neuwied). Ausgrabungen 1981 - 1988 (mit Beiträgen von G. ROTH, S. STEPHAN, R. C. ROTTLÄNDER), 255 S., 153 Abb., 5 Taf., 69 Tab.; Bonn (Dr. Rudolf Habelt Verlag).

M. BOLUS veröffentlicht mit seinem Buch eine Neuverlage von drei, z. T. bereits in Magisterarbeiten an der Universität Köln dargestellten Ausgrabungsarealen in Niederbieber, am Nordostrand des Neuwieder Beckens (Rheinland-Pfalz). In den Jahren 1981 bis 1988 wurden dort insgesamt sieben größere Flächen und 48 je 2 x 1 m große Sondagen aus der Allerödzeit archäologisch untersucht. Sie wurden nach dem Ausbruch des Laacher-See-Vulkans um etwa 9080 v. Chr. durch Bimsablagerungen versiegelt.

Zu Beginn des Buches steht ein allgemeiner, einführender Teil, der die Lage und Entdeckung des Fundplatzes, die archäologischen Untersuchungen, die Topographie, die Fundverteilung, die Typologie, die naturwissenschaftlichen Datierungen und letztlich eine Umweltrekonstruktion umfaßt. Anschließend geht der Autor in gesonderten Kapiteln auf die Funde und Befunde der beiden auf einem Geländesporn gelegenen Flächen I und IV sowie der Talfläche III ein. Die Flächen I und IV stellen jeweils einen Siedlungsplatz mit zentral gelegener Feuerstelle und einer aufgrund der Verteilung der Artefakte angenommenen Behausung dar. In Fläche III kann auf eine Feuerstelle nur indirekt durch verbrannte Funde geschlossen, eine Behausung jedoch nicht nachgewiesen werden. Alle Areale zeichnen sich durch eine rege Gesteinsartefaktproduktion aus. Der wissenschaftliche Teil schließt mit der Darstellung eines Modells des Gesamtbefundes und der kulturellen Einordnung des Fundortes im Vergleich zu international erforschten, zeitgleichen Plätzen. Eine Zusammenfassung der Ergebnisse findet sich in deutscher, englischer, französischer und russischer Sprache.

In den Kapiteln mit der Darstellung der Areale I, IV und III zeichnet M. BOLUS in schlüssiger und anschaulicher Form die unterschiedlichen verwendeten Rohmaterialien, die Bearbeitungstechnik der Artefakte, deren Formenspektrum sowie die Zusammensetzung der

Jagdbeute und eine Beschreibung der Feuerstellen auf. Daraus ergibt sich innerhalb der Befundinterpretation das Gesamtbild der einzelnen behandelten Flächen: Fläche I und IV als Werk- und Siedlungsplatz, Fläche III als relativ kurz benutzter Werkplatz. Als Rohmaterial ist vor allem Chalzedon für die Flächen I und IV, Baltischer Feuerstein für die Fläche I und Maasfeuerstein für die Flächen III und IV belegt. Der Autor verdeutlicht, daß das Rohmaterial aus zum Teil über 100 km Entfernung nach Niederbieber gelangte und vielfach erst dort zu Artefakten zerlegt wurde. Eindrucksvoll werden die Auf- und Aneinanderpassungen innerhalb der Artefaktgruppen beschrieben, die Rückschlüsse auf das eigentliche Produktionszentrum und den Standort einer Behausung ermöglichen.

Für den Leser stellt es eine große Erleichterung dar, daß die Artefakte im Text und nicht in einem Tafelanhang dargestellt sind. Die Verteilung einzelner Artefaktgruppen und zusammensetzbarer Stücke sowie Konzentrationen lassen sich anhand übersichtlicher Graphiken ablesen. 69 Tabellen am Ende des Buches ermöglichen einen schnellen Blick auf die Auswertungsergebnisse. Offensichtlich bedingt durch den Druck erscheinen einige Fotoabbildungen im Tafelteil leider etwas unscharf. Eine kurze, jeweils knapp einseitige Vorlage ihrer Auswertungsergebnisse geben G. ROTH über die Mollusca (S. 22), S. STEPHAN über Mikromorphologische Analysen (S. 88) und R. C. ROTTLÄNDER über die Fettanalysen zweier Sedimentproben (S. 137).

Die Vorlage über die Siedlungsbefunde des späteiszeitlichen Fundplatzes Niederbieber stellt eine interessante und lesenswerte Lektüre dar. Die durchdachte Gliederung wird auch dem mit der Materie nicht vertrauten Leser eine schnelle und gründliche Einarbeitung in die Thematik ermöglichen.

J. OBLADEN-KAUDER

HANTKE, R. (1992): Landschaftsgeschichte. - Erd-, Klima- und Vegetationsgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete in den letzten 30 Millionen Jahren. 312 S., 27 Farbbabb. u. Landkarten, 41 SW-Zeichn., 8 Tab.; Thun (ecomед-Verlag).

Entgegen der Verlagsankündigung wendet sich das Buch von R. HANTKE nicht an die geowissenschaftliche Fachwelt, sondern eher an den geowissenschaftlich interessierten Laien, der sich über die Geologie der Schweiz informieren möchte. Der Autor verwendet nämlich einführend 43 (von 312) Seiten, um - teilweise sogar banale - geowissenschaftliche Grundlagen (Petrographie, Struktur, Tektonik, Sedimentologie, Paläontologie, Chronologie, Paläoklimatologie, Geomorphologie, Hydrologie) darzulegen. Die Wortwahl läßt keinen Zweifel daran, daß der nicht vorbelastete Laie angesprochen ist.

Im folgenden wird die geologisch/tektonische Struktur der einzelnen Baueinheiten der Schweizer Alpen abgehandelt. Dabei unterteilt der Autor prinzipiell in Regionen nördlich und südlich der alpinen Hauptwasserscheide. Die Lektüre detaillierter Beschreibungen selbst nur wenige qkm großer tektonischer Einheiten ist für den mit den regionalen Gegebenheiten nicht vertrauten Leser über weite Strecken sehr ermüdend.

Wer - wie im Untertitel avisiert - Informationen zur Vegetations- oder Klimageschichte erwartet, wird enttäuscht. In der Beschreibung der Regionen nördlich der alpinen Hauptwasserscheide sind so gut wie keine Informationen zur Vegetation und zum Klima dargelegt.

Im wesentlich kürzeren Abschnitt, der sich mit den Gebieten südlich der Wasserscheide befaßt, finden sich innerhalb der einzelnen Regionalkapitel hier und da meist nur kurze Informationen zur Vegetation des Tertiärs und Quartärs, so über die spätoligozäne Floren von Rivaz und Monod oder die späteiszeitliche und holozäne Vegetationsgeschichte in der Westschweiz. Das Pollenspektrum der Bohrung Mensingen (warum wurde diese Bohrung ausgewählt?) wird nur in Worten kurz skizziert, obwohl das Diagramm sicherlich informativer wäre. Da diese Beschreibungen schlaglichtartig und ohne Zusammenhang untereinander präsentiert werden, ist das Wort "Vegetationsgeschichte" unangebracht.

Das Paläoklima wird generell an nur wenigen Stellen in dürftigen Sätzen skizziert, so daß auch der Terminus "Klimageschichte" des Buchtitels übertrieben ist.

Insgesamt ist das Buch von R. HANTKE neben einem Reiseführer für geologisch Interessierte nur als Nachschlagewerk geeignet; der Autor hat aufgrund seiner langjährigen Arbeiten in den Schweizer Alpen eine Vielzahl von Informationen akkumuliert, die dem einen oder anderen bei der Bearbeitung regionaler Fragestellungen nützlich sein können.

R. STRITZKE

FAEGRI, K. & IVERSEN, J. (1993): Bestimmungsschlüssel für die nordwesteuropäische Pöllenflora. 85 S., 453 Abb., G. Fischer, Jena.

Das Buch ist die ins Deutsche übersetzte, aktualisierte Fassung des Pollenschlüssels, dessen Original im "Textbook of Pollen Analysis" der beiden Autoren zu finden ist. Es richtet sich an den praktischen Pollenanalytiker. Nach wenigen, einleitenden Seiten grundlegender Pollenanatomie nimmt der Bestimmungsschlüssel den Hauptteil des Buches ein. Der Hauptschlüssel fußt auf der lichtmikroskopisch leicht nachvollziehbaren Unterteilung in vesiculate, zusammengesetzte, polyedrische, bilaterale, subtetraedrische sowie rotationsellipsoide Pollenkörner. Die nachfol-

gende Bestimmung bis auf das Niveau der Familie, Gattung oder Art wird durch Handskizzen unterstützt, die die wichtigsten Bestimmungsmerkmale des jeweiligen Pollenkorns hervorheben.

Das Buch endet mit einem kurzen morphologischen Glossar zur Pollenkornanatomie.

Insgesamt ist das Buch eine - nicht zuletzt auch vom Umfang und Format her - äußerst praktikable Hilfe bei der routinemäßigen Bestimmung von Pollenfloraen.

R. STRITZKE

HANTKE, R. (1992): Eiszeitalter - Die jüngste Erdgeschichte der Alpen und ihrer Nachbargebiete. - 1901 Seiten, zahlr. Abb., Tab., Taf., z. T. farbig, 6 großform. Faltkarten, 4 Faltkarten; Landberg (ecomed Fachverlag)

Das vorliegende, enorm umfangreiche Werk umfaßt insgesamt drei Bücher. Der erste Band erschien 1978 zum erstenmal, der zweite 1980 und der dritte schließlich 1983. In der vorliegenden, zu einem Buch zusammengefaßten Neuauflage sind die neuesten Forschungsergebnisse berücksichtigt.

Die drei Teile des Buches tragen folgende Überschriften:

- Teil 1: Klima, Flora, Fauna, Mensch
Alt- und Mittel-Pleistozän
Vogesen, Schwarzwald, Schwäbische Alb, Adelegg
- Teil 2: Letzte Warmzeiten, Würm-Eiszeit, Eisabbau und Nacheiszeit der Alpen-Nordseite vom Rhein- zum Rhone-System
- Teil 3: Westliche Ostalpen mit ihrem bayerischen Vorland bis zum Inn-Durchbruch und Südalpen zwischen Dolomiten und Mont Blanc.

Im **Teil I** des Buches werden zunächst allgemeine Fakten zum Quartär, zur Eiszeitforschung und zum Klima im Laufe der Erdgeschichte zusammengestellt. Zu Beginn werden die Klimaverhältnisse im Präkambrium, während der huronischen Vereisung und weiterer jüngerer Vereisungen beschrieben. Die beigegefügte Quartär-Tabelle stammt aus den 70er Jahren und gibt infolgedessen nicht den neuesten Stand der Forschung wider. Leider fehlt an dieser Stelle die Darstellung der Sauerstoffisotopenstufen, die mittels zahlreicher Tiefseebohrungen ermittelt wurden und inzwischen eine Schlüsselrolle bei der stratigraphischen Untergliederung des Quartärs einnehmen. Es schließt sich eine hochinteressante Abhandlung über die Erforschung des Eiszeitalters an. Dort werden auch sehr knapp die verfügbaren Datierungsmethoden erläutert. Es folgt eine Beschreibung klimaanzeigender Ablagerungen und Erosionsformen. Die Skala des Erläuters reicht von der Talbildung über Schneegrenzen und Firnlinien bis hin zur Bedeutung von Waldgrenzen. Auch auf Erosion durch und Bewegung von Gletschern sowie auf Drumlins und Moränen wird eingegangen. Neben einer Fülle anderer Fakten werden auch die Gletscherrandbereiche und deren sedimentologische Eigenschaften beschrieben. Besonders interessant ist auch das Kapitel über Lösstratigraphie, das eine Vielzahl von Anknüpfungspunkten auch für weit entlegene Regionen bietet. Wie bei einem Buch, das den alpinen Raum beschreibt, nicht anders zu erwarten, werden bei den Hinweisen auf eine beginnende Erwärmung Bergstürzen und Schuttfächerbildungen ausführliche Abschnitte gewidmet. Auch eine Beschreibung warmzeitlicher Dokumente fehlt nicht. Diese ersten Kapitel des Buches, aber nicht nur diese,

bestechen durch eine exzellente Bebilderung mit großer Aussagekraft. Auch die benutzte Drucktechnik läßt sich nur mit dem Wort "hervorragend" umschreiben.

Das nächste größere Kapitel beschreibt die Pflanzenwelt. Ausführlich werden Makroreste und Pollenspektren erläutert. In diesem Kapitel finden sich ebenfalls ausgezeichnete, z. T. sogar farbige Bilder. Der gesamte Abschnitt ist stratigraphisch sehr gut gegliedert. Bei den Florenfolgen wird der Gliederungsweise von Menke gefolgt. Es wird also die Florenfolge Nordwest-Deutschlands beschrieben. Im Abschnitt "Tierwelt" werden nicht nur die Landlebewesen, sondern auch die marinen Organismen des Eiszeitalters ausführlich vorgestellt. Das Kapitel, in dem der Mensch und seine Kulturen beschrieben werden, ist sehr knapp und straff gegliedert. Es präsentiert sich gewissermaßen als kurzes Lehrbuch, so daß es jedem Studenten ans Herz gelegt werden kann, diesen Abschnitt aufmerksam zu studieren. Eine ausführlichere tabellarische Darstellung wäre an dieser Stelle wünschenswert.

Mit der Überschrift "Pliozän, Alt- und Mittel-Pleistozän" beginnt die eigentliche Beschreibung der verschiedenen Regionen. Der Teil 1 des Buches konzentriert sich dabei auf Vogesen, Schwarzwald, Schwäbische Alb und Adelegg. Das übergeordnete Gliederungsprinzip dieser Kapitel ist die Stratigraphie, gefolgt von den unterschiedlichen Regionen. Mit Hilfe eines sehr ausführlichen Ortsregisters findet man sich rasch zurecht. Am Anfang der Kapitel sollte bei einer Neuauflage eine stratigraphische Tabelle stehen, in der die jeweiligen regionalen stratigraphischen Bezeichnungen zu finden sind. Ebenso sollte sich am Anfang der Kapitel eine kleine Übersichtskarte befinden, die es dem Ortsunkundigen ermöglicht, die beschriebenen Lokalitäten leichter aufzufinden. Am Ende eines jeden Kapitels findet sich eine Fülle von Literaturzitate, die ein vertiefendes Studium bestimmter Regionen oder stratigraphischer Abschnitte ermöglichen. Besonders instruktiv ist der Überblick über die Würm-Eiszeit und das Holozän, der sich nicht nur auf den alpinen Raum beschränkt. Stratigraphische Problemfälle werden hier deutlich angesprochen. Bei der Fülle von Problemen bezüglich der stratigraphischen Gliederung wäre ein solcher Abschnitt für das Riß-Glazial ebenso notwendig. Die Seiten über historische Gletscherkunde bestechen erneut durch schöne Abbildungen, historische Karten und Stiche, z. T. sogar farbig. Den Abschluß der Beschreibungen über die alpinen Regionen bildet ein Tektonik-Kapitel. Es wird deutlich, daß Falten und Tektonik meist älter sind als Riß und Würm. Mittels des Landesnivelements können aber auch rezente Verstellungen nachgewiesen werden. Den Schluß des ersten Teils bilden die Beschreibungen des nördlichen außeralpinen Raums.

Die Überschrift des **zweiten Teiles** beginnt mit "Letzte Warmzeiten, ..." Dem Leser wird erst allmählich beim Lesen der folgenden Kapitel klar, was gemeint ist. Eine kurze Definition der "Letzten Warmzeiten" zu Beginn des Teils 2 mit einem Hinweis auf die darin enthaltenen stratigraphischen Probleme würde dem Leser das weitere Studium sicher erleichtern. Auch der zweite Teil des Buches besticht durch eine Fülle von Informationen und Beschreibungen. Die Schilderungen der geologischen Verhältnisse beginnen im Osten, im Bereich des Bodensees und Vorderrheins. Konsequenterweise werden nach Westen hin sämtliche Gletscher des Würm-Glazials beschrieben. Ihre Ausdehnung, ihre Sedimente und der Eisabbau werden erläutert. Beim Lesen dieser Kapitel fällt es dem Ortsunkundigen zunächst schwer, sich zu orientieren. Man lege sich gutes Kartenmaterial bereit. Besser wäre, zu Beginn eines jeden Kapitels ein kleines Übersichtskärtchen mit den wichtigsten Örtlichkeiten abdruckend. Die im laufenden Text wiedergegebenen Karten sind für eine Übersicht in der Regel nicht geeignet. Die großen Faltafeln in der Anlage helfen bei der Orientierung. Aber auch hier wäre es hilfreich, wenn die wichtigsten Ortschaften und Landschaftsnamen eingedruckt wären. In den Tafeln sind eine Vielzahl von Eisrandlagen abgebildet. Ein Farbdruck der Eisrandlagen würde die Orientierung ebenfalls deutlich vereinfachen. Die Beschreibungen einzelner Gletscher sind in der Regel in der gleichen Abfolge aufgebaut, so daß der Leser sich im Text rasch zurechtfindet und die gesuchten Informationen bekommt. Bemerkenswert ist die Tatsache, daß auch archäologische Funde und, soweit notwendig und verfügbar, historische Darstellungen und Karten wiedergegeben werden. An einigen Stellen wird dem Leser die Information auf sehr gute und instruktive Weise nahegebracht. So findet sich beispielsweise ein Luftbild, in dem der würmzeitliche Eisrand des Bodensee-Rhein-Gletschers mit seinen Schmelzwasserrinnen eingezeichnet ist. Auch Landschaftsaufnahmen, in denen die wichtigsten Strukturen schwarz nachgezeichnet sind, haben einen hohen Informationswert. Sehr interessant sind auch die Interpretationen der Seismikprofile aus dem Zürich-See und dem Zuger See. Den Entstehungsgeschichten sämtlicher Seen sind ebenfalls ausführliche Kapitel gewidmet. Bei fast allen Beschreibungen wird immer wieder deutlich, welche Bedeutung Bergstürze im alpinen Raum für die Bildung von Stauseen und für das Sedimentationsgeschehen insgesamt zukommt. Ein besonders schönes Beispiel, das auch kartennäßig ausgezeichnet dokumentiert ist, stellt die Bergsturzlandschaft von Flims, Reichenau und Domleschg dar.

Der **dritte Teil** des Buches ist dem ostalpinen Raum bis zum Inn-Durchbruch einschließlich des bayerischen

Vorlandes und den Südalpen zwischen Dolomiten und Mont Blanc gewidmet. Zunächst werden die Bayerischen Alpen und ihr Vorland, dann der Inn-Gletscher beschrieben. Es folgen die Süd-Alpen mit dem Etsch-Gletscher, dem Gebiet zwischen Gardasee und Comer See sowie die Beschreibung des Adda-Gletschers. Erläuterungen zum Tessin-Gletscher sowie zu den Gletschern zwischen Lago d'Orta und Dora Baltea runden das Bild ab. Am Schluß dieses dritten Teils werden die alpinen Vereisungen mit jenen Nord-Europas und Nord-Amerikas verglichen. Ein ausgesprochen interessantes Kapitel. Den konsequenten Abschluß des Gesamtwerks bildet ein Abschnitt über die Klimaveränderungen im Laufe des Eiszeitalters sowie ein Kapitel über die Ursachen der Eiszeit.

Auch im Teil 3 des Buches werden in bewährter Manier die einzelnen Gletscher mit ihrer größten Ausdehnung, den von ihnen hinterlassenen Sedimenten und ihren Rückzugsstadien sehr ausführlich beschrieben. Auch in diesem Band finden ur- und frühgeschichtliche Funde ihren gebührenden Platz. So wird beispielsweise der Inn-Gletscher in allen Einzelheiten beschrieben. Beginnend im schweizerischen Anteil seines Akkumulationsgebiets, über die Inntal-Terrassen bis hin zu den präwürmzeitlichen Schottern im Vorfeld des Inn-Gletschers wurden alle geologischen Einzelheiten erläutert. Bei der Beschreibung des spätwürmzeitlichen Inn-Gletschers wird, wie schon in den vorangegangenen Teilen des Buches, die Vegetationsentwicklung, in diesem Fall des Rosenheimer Sees, berücksichtigt. Besonders ausführlich und sehr aufschlußreich sind die Beschreibungen zur Ur- und Frühgeschichte im Etsch- und Eisacktal. Ausgezeichnet sind auch in diesem Abschnitt wiederum die Fotos, die zudem oft farbig sind. Auch dieser Teil des Buches zeichnet sich dadurch aus, daß die Beschreibung der einzelnen Regionen in der bereits bekannten Reihenfolge erfolgt. Zunächst werden, soweit möglich, ältere Gletscherstände erläutert. Beschreibungen des Würms und Spätwürms schließen sich an. Gefolgt vom Holozän und/oder der Vegetationsentwicklung. Danach werden die Ur- und Frühgeschichte abgehandelt.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß es sich bei dem vorliegenden, eigentlich dreibändigen Gesamtwerk, das zu einem Buch zusammengefügt wurde, um eine beeindruckende, umfassende Darstellung des alpinen Raumes im Quartär handelt. Es liefert dem Leser eine nahezu erschöpfende Fülle von Informationen und eine Vielzahl von Literaturhinweisen, die ein weiteres detailliertes Studium bestimmter Regionen ermöglichen. Für jeden Wissenschaftler, der sich mit dem Quartär des alpinen Raumes befaßt, sollte dieses Buch zur Standard-Ausrüstung gehören.

J. KLOSTERMANN

HANTKE, R. (1993): Flußgeschichte Mitteleuropas.
- 459 S., 242 Abb.; Stuttgart

Es gibt eine Fülle von Literatur, die sich mit der geologischen Geschichte verschiedener Flüsse Europas auseinandersetzt. Die jeweiligen Autoren untersuchen dabei in der Regel nur einen bestimmten, regional begrenzten Abschnitt eines Flusses. Bisher war es außerordentlich schwierig, sich in kurzer Zeit in die Geologie eines Flußgebietes einzuarbeiten. So waren auch Vergleiche zwischen unterschiedlichen Flußsystemen Europas bisher kaum möglich. Dieser Mangel ist durch das vorliegende Buch "Flußgeschichte Mitteleuropas" nun beseitigt. Der Autor hat eine enorme Menge von Publikationen gesichtet und zu einer Flußgeschichte Mitteleuropas kompiliert. Leider fehlt in dieser Kompilation die Diskussion strittiger Probleme. Eine Fülle von Abbildungen und Tabellen erlaubt einen guten Überblick über die Entwicklungsgeschichte des jeweiligen Flusses. Aber es werden nur ausgewählte Tabellen vorgestellt. Bei einer Neuauflage des Buches sollte der Versuch unternommen werden, die verschiedenen stratigraphischen Auffassungen einander in Tabellenform deutlich gegenüberzustellen. Nur so kann dem mit einem bestimmten Flußgebiet noch nicht vertrauten Forscher sofort vor Augen geführt werden, wo stratigraphische Fragen und Widersprüche einer Lösung harren.

Das gesamte Buch ist sowohl stratigraphisch als auch regional ausgezeichnet gegliedert. Die jeweilige Flußgeschichte wird von ihren frühesten Anfängen im Tertiär über das gesamte Quartär bis in die Gegenwart erläutert. Von der Akkumulation und Erosion über Klimaveränderungen bis hin zur heutigen Landschaft werden alle Aspekte behandelt. Bevor die einzelnen Flüsse Mitteleuropas in dieser Weise beschrieben werden, erläutert der Autor in gebotener Kürze die erdwissenschaftlichen Methoden, die die Grundlagen für die Erforschung einer Flußgeschichte darstellen. Darin werden paläozoologische und -botanische Verfahren ebenso vorgestellt wie die Untersuchung von Isotopenverhältnissen, die unterschiedlichen atmosphärischen Zirkulationen, die Bedeutung der Tektonik für ein Flußsystem und vieles andere mehr. Schmerzlich wird in diesem Zusammenhang ein sedimentologisches Kapitel vermißt; sind doch sedimentologische Untersuchungen an Flußablagerungen die Grundlage

fast aller sich anschließenden Forschungen. Die wichtigsten Sedimentstrukturen und deren Genese - beispielsweise verwilderter und mäandrierender Flußsysteme - gehören in ein solches Buch.

Dem einführenden Kapitel des Buches schließen sich die Beschreibungen der einzelnen Flußsysteme an. Sie beginnen im Osten mit der Weichsel. Anschließend werden die Flüsse und Flußsysteme abgehandelt, die sich im Westen anschließen. Es folgt eine ausführliche Darstellung der Donau und ihrer Nebenflüsse. Danach wird die Rhone mit ihren Nebenflüssen und abschließend das Abflußsystem des Po beschrieben.

Auch die Erläuterungen zu den jeweiligen Flußsystemen sind übersichtlich und einheitlich gegliedert. Sie erfolgen immer vom Quellgebiet bis hin zur Mündung. Die bedeutendsten Schichtenfolgen werden unter Berücksichtigung ihrer wichtigsten Charakteristika erläutert. Fundstellen glazialer und interglazialer Sedimente werden beschrieben. Soweit möglich, werden die Zusammensetzung der Schichtenfolgen, z. T. auch ihre Sedimentstrukturen, ihr Polleninhalte, die darin enthaltenen Faunen, Artefakte und durchgeführte Datierungen aufgelistet.

Meeresspiegelschwankungen und Veränderungen der Küstenlinien im Laufe des Quartärs werden immer wieder diskutiert. Vermutlich beeinflusst durch das Arbeitsgebiet des Autors wird dem Einfluß der Tektonik auf das Abflußgeschehen eine erhebliche Bedeutung zubilligt. Diese Deutung dürfte sich aber keinesfalls auf den gesamten mitteleuropäischen Raum übertragen lassen.

Das vorliegende Buch war in der geologischen Literatur lange Zeit überfällig. Es stellt eine gute Kompilation für den Geologen dar, der sich in ein Flußgebiet neu einarbeiten muß oder aber für jenen, der die Flußgeschichten verschiedener Abflußsysteme Mitteleuropas miteinander vergleichen will. Die Bebilderung des Buches ist sehr gut und informativ. Ein Mangel bleibt jedoch die deutliche Gegenüberstellung verschiedener stratigraphischer Auffassungen. Diesem Mangel sollte in einer Neuauflage des Buches, die sicherlich bald anstehen dürfte, abgeholfen werden.

J. KLOSTERMANN

FRENZEL, B. (Hrsg.) 1993: Oscillations of the Alpine and Polar Tree Limits in the Holocene. - Paläoklimaforschung Band 9; 234 S., 81 fig, 8 tab.; Stuttgart, Jena, New York (Gustav Fischer Verlag).

Im vorliegenden Buch werden neue Untersuchungsergebnisse im Rahmen des Forschungsprojektes "European palaeoclimate and man since the last glaciation" vorgestellt. Es wird versucht, anhand der Schwankungen der Waldgrenzen in alpinen und polaren Regionen Klimaschwankungen während des Holozäns zu rekonstruieren. Dabei ist man bestrebt, den anthropogenen Einfluß soweit wie möglich zu quantifizieren. So ist es durchaus möglich, daß spontane Klimaänderungen anthropogen induziert sind. Die vorliegenden Untersuchungen fußen in erster Linie auf der Pollenanalyse, der Analyse von Makroresten und von Baumringen. Insbesondere aus den Baumringen läßt sich eine Vielzahl paläoklimatologischer Informationen gewinnen.

Für Baumringstudien sind die polaren und alpinen Regionen insbesondere deshalb gut geeignet, weil das Wachstum der Baumringe dort wohl in erster Linie von der Sommertemperatur gesteuert wird. Die Beiträge des Buches sind nach verschiedenen Regionen geordnet. Die ersten Arbeiten befassen sich mit dem fennoskandischen Raum. Es schließen sich mehrere Beiträge aus den europäischen Alpen an. Es folgen Einzelbeiträge über die West-Karpaten und den Ural. Den Abschluß bilden ein Beitrag über radiodensitometrische Untersuchungen der Baumringdichte und ein kritischer Beitrag über die Methode der Untersuchungen von Baumgrenzen. Als erfreuliche Tatsache ist zu vermerken, daß in diesem Band 9 der Paläoklimaforschung fast jedem Beitrag eine deutsche Zusammenfassung vorangestellt ist. Eine Tatsache, die eigentlich selbstverständlich sein sollte, aber bisher durchaus nicht selbstverständlich war. Da die Beiträge von unterschiedlichen Autoren stammen, verwundert es nicht, daß die Qualität der Abbildungen sehr stark variiert. Die Bandbreite reicht von "ausgezeichnet" bis "mit minimalem Informationsgehalt".

Die ersten Beiträge, die sich mit dem finnischen und nordfennoskandischen Raum befassen, versuchen unter anderem, den anthropogenen Einfluß auf die Waldgrenze zu erfassen. Im nördlichen Finnland zeigt sich, daß der anthropogene Einfluß wohl nur lokal wirksam wurde. Untersuchungen subfossiler Kiefernstämme zeigen, daß die Klimaentwicklung regional durchaus differenziert vor sich geht. KULLMANN zeigt in seinem Beitrag zur Veränderung der Baumgrenze in Schweden, daß diese Grenze dort empfindlich auf Klimaveränderungen reagiert. KULLMANN schließt aus den Veränderungen auf eine Abkühlung im Laufe der letzten 50 Jahre. Diese Deutung widerspricht den Temperatur-Messungen europäischer meteorologischer Stationen, die eine

Temperaturerhöhung während dieser Zeit belegen. Offenbar spielen bei der Temperaturentwicklung in Schweden regionale Faktoren eine bedeutende Rolle. Dieser Beitrag zeigt deutlich, daß man aus kleinräumigen Untersuchungen keinesfalls Rückschlüsse auf großräumige Klimaschwankungen ziehen darf. Ein Artikel über die Wuchshöhen der Moorbirke nahe der Baumgrenze in Nord-Schweden und Island zeigt, daß auch dort kein eindeutiger Zusammenhang zwischen Klima und Wuchshöhe herzustellen ist. Die Wuchshöhe wird in erster Linie durch das Nährstoffangebot gesteuert. Diese unterliegt aber neben den Klimaschwankungen einer Fülle von anderen Faktoren. KARLEN rekonstruiert die Klimaschwankungen des Holozäns nicht nur aufgrund der Vegetationsverbreitung, sondern auch durch die Spuren verschiedener weit reichender Gletscherausdehnungen. Auch MATTHEWS untersucht in seinem Beitrag Gletschervorstöße mittels glazigen-limnischen Sedimente. Er zieht außerdem Bodenbildungen, Moränenablagerungen und andere Spuren zur Rekonstruktion des Klimas heran. Auch im Beitrag von VORREN et al. wird dieser interessante interdisziplinäre Ansatz weiterverfolgt und vertieft. Die Autoren vergleichen physikalisch-meteorologische Messungen mit Jahresringen und stratigraphischen Sequenzen aus Torf- und Seesedimenten.

Die Abhandlungen, die sich mit Untersuchungen der Baumgrenzen im alpinen Raum befassen, zeichnen sich teilweise durch eine ausgezeichnete Dokumentation der erarbeiteten Daten in Form von Pollendiagrammen und Tabellen aus. Auch neuere Untersuchungsmethoden, wie beispielsweise die Stomata-Analyse werden vorgestellt.

Der Schlußbeitrag von HOLTMEIER zeigt noch einmal in aller Deutlichkeit die kritischen Punkte sämtlicher Untersuchungen auf. In Kürze heißt dies, daß erstens die Lage der Baumgrenze auf Klimaschwankungen mit mehr oder weniger großer Verzögerung reagiert und zweitens, das gravierendere Problem, daß die Klimafekte von anderen, oft stärkeren biotischen und anthropogenen Faktoren überlagert werden. Als Beispiel wird die Massenvermehrung von Schädlinginsekten erwähnt. Als Quintessenz des Buches bleibt festzuhalten, daß Paläoklimaforschung nur interdisziplinär sinnvoll durchführbar ist. Paläoklimatische Daten, die gut abgesichert sind, lassen sich nur interdisziplinär gewinnen. Das vorliegende Buch widmet sich ganz überwiegend nur einem, wenn auch sehr interessanten Aspekt der Paläoklimaforschung.

J. KLOSTERMANN

E. RUTTE (1992): Bayerns Neandertaler, 62 S., zahlreiche zum Teil farbige Abbildungen; München (Ehrenwirth).

Beginnend mit der Fundgeschichte des Neandertalers und seiner Namengebung wird dem Leser der Eindruck vermittelt, selbst dabei zu sein. Auch die Schwierigkeiten des Realschullehrers Fuhlrott mit den Wissenschaftlern seiner Zeit werden so anschaulich geschildert, daß der Leser gewissermaßen mitleidet. Insgesamt ist das kleine Buch klar gegliedert und knapp geschrieben. Bestechend ist eine Vielzahl von Vergleichen, die der Verfasser anstellt. So setzt er beispielsweise die Anzahl der bisher gefundenen Neandertal-Individuen mit der Einwohnerzahl eines vierstöckigen Wohnbaues gleich. Auch der Vergleich der Funde aus der Zeit des Neandertalers mit Leitformen des 20. Jahrhunderts, einem Kronkorken, wie

der Autor meint, ist sehr interessant. Eine genauere Stratigraphie dürfte sich in Zukunft aber wohl mit der Entwicklung des Kunststoffes vom Bakalit bis zum Polyäthylen machen lassen. Ein eklatanter Mangel des Buches liegt in der Tatsache, daß in keiner Weise auf neueste Forschungsergebnisse eingegangen wird. So werden die neuesten Datierungen aus Tiefseebohrkernen an keiner Stelle erwähnt. Auch die Ursachen der Eiszeiten sind nicht bekannt. Der Leser ist verblüfft. Insgesamt stellt das Büchlein eine instruktive Zusammenfassung über Bayerns Neandertaler dar.

J. KLOSTERMANN

CONARD, N. J. (1992): Tönchesberg and its position in the paleolithic prehistory of Northern Europe. 176 S., 69 Abb., 13 Taf., 21 Tab., Faltaf.; Bonn (Dr. Rudolf Habelt GmbH)

Das vorliegende Buch liefert eine umfassende Darstellung der am Tönchesberg gewonnenen Forschungsergebnisse. Klar gegliedert und reich bebildert werden die Ergebnisse in folgenden Kapiteln vorgestellt:

1. The archaeological background and problems
2. The geological and paleoenvironmental setting
3. The excavations
4. Finds from the penultimate glaciation at Tönchesberg
5. Finds from the last Interglacial complex at Tönchesberg
6. Finds from the last glaciation at Tönchesberg
7. Discussion and conclusions

J. KLOSTERMANN

Geologisches Landesamt Sachsen-Anhalt**Quartärgeologische Karten**

Beim Geologischen Landesamt Sachsen-Anhalt sind folgende quartärgeologische Karten neu erschienen:

- Geologische Übersichtskarte Sachsen-Anhalt 1:400 000 (1993), ISBN-Nr. 3-929951-002 gefaltet, mit Erläuterungen auf der Rückseite, plano, mit Erläuterungen auf der Rückseite, plano, ohne Erläuterungen auf der Rückseite
- Übersichtskarte Quartär, 0 - 5 m Teufe 1:200 000 Bl. 52, Halle, ISBN-Nr. 3-929951-01-0
- Lithofazieskarte Quartär, 1:50 000 Bl. Gardelegen 2063, 7 Blatt ISBN-Nr. 3-929951-02-9
- Bl. Haldensleben 2136, 5 Blatt ISBN-Nr. 3-929951-03-7

Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen

Beim Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen sind folgende Sonderveröffentlichungen über das Quartär erschienen:

- KLOSTERMANN, J. (1992): Das Quartär der Niederrheinischen Bucht. - 200 S., 30 Abb., 8 Tab., 2 Taf.; Krefeld
- SKUPIN, K., SPEETZEN, E., ZANDSTRA, J. G. (1993): Die Eiszeit in Nordwestdeutschland - Zur Vereisungsgeschichte der Westfälischen Bucht und angrenzender Gebiete. - 143 S., 49 Abb., 24 Tab., 2 Taf., 2 Kt; Krefeld

J. 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 Manuskripts sind die Stellen mit Bleistift zu kennzeichnen, an denen Abbildungen und Tabellen montiert werden sollen.

Sämtliche Abbildungsunterschriften müssen auch in englischer Sprache verfaßt werden.

Auf Fußnoten bzw. Anmerkungen (ohne Literaturangaben!) ist wegen höherer Druckkosten möglichst zu verzichten; wenn nicht zu vermeiden, dann durchnummerieren. Statt Seitenhinweise Angabe des Kapitels.

Das Manuskript ist der Redaktion in zweifacher Ausfertigung zuzusenden.

Den Manuskripten ist nach Möglichkeit eine entsprechende Diskette beizufügen, die mit dem Betriebssystem MS-DOS und dem ASC II-Code verarbeitet wurde.

Äußere Form des Manuskripts

Format DIN A 4 (210 x 297 mm), nur auf einer Seite beschreiben, 1 1/2 zeilig, mit Seitenzahlen versehen und nicht heften. Unter dem Titel der Arbeit folgt der ausgeschriebene Name des Autors und die Anzahl der Abbildungen, Tabellen und Tafeln. Die Anschrift des Verfassers ist auf der Titelseite unten anzugeben.

Literaturzitate im Text sind Kurzzitate, Beispiel: BÜTTNER, 1938). Dieses Zitat bezieht sich auf die gesamte Arbeit. Sind bestimmte Seiten, Abbildungen, Tafeln usw. gemeint, dann müssen diese genau angegeben werden (nicht BÜTTNER 1938: 3ff.). Beispiele für richtige und falsche Textzitate. Richtig: "... MÜLLER (1943: 76) ..." oder "... (MÜLLER 1943: 76)..." oder "... (KELLER 1956: Taf. 12 Fig. 3a-b)..." Falsch: "... MÜLLER schreibt (MÜLLER 1943: 76) ..." oder "... MÜLLER (MÜLLER 1943: 76) schreibt ..." Werden im Schriftenverzeichnis von einem Autor aus demselben Jahr mehrere Arbeiten aufgeführt, so sind diese durch Ordnungsbuchstaben zu kennzeichnen. Beispiele: (MÜLLER 1954a), (MÜLLER 1954b), (MÜLLER 1954 a, b), (MÜLLER 1954a: 147, 1954b: 224). Gemeinschaftsarbeiten werden folgendermaßen zitiert: (BECKER & FUCHS 1963); (BECKER & FUCHS & RECKE 1967). Bei einer größeren Autorengruppe kann das Zitat auf "... et al." gekürzt werden (MESSMER et al. 1969).

Schriftauszeichnung: Autorennamen unterschreiben Müller wird MÜLLER, wichtig wird w i c h t i g (gesperrt); Holoän wird **Holoän** (fett, z. B. für Überschriften). Die wissenschaftlichen Namen von Pflanzen und

Tieren (Gattungen, Untergattungen, Arten, Unterarten) erscheinen im Druck *kursiv*; sie sind im Manuskript mit geschlingelter Linie zu kennzeichnen. - Die Unterschriften der Abbildungen, Tabellen und Tafeln sind auf einem besonderen Blatt beizufügen.

Vorlagen von Abbildungen

Sie sollen eine Verkleinerung auf den Satzspiegel zulassen; es sind daher entsprechende Formate zu wählen und die Zeichnung ist in 2- bis 4facher Größe anzufertigen. Die Schrift darf nach der Verkleinerung nicht niedriger als 1 mm sein. Keine zu dichten Flächensignaturen verwenden und Beschriftung aussparen (freistellen). Photos für Autotypen nur auf glänzendem oder hochglänzendem weißem Papier, nicht chamois o. dgl. Photos nur verwenden, wenn unbedingt notwendig (Autotypen sind wesentlich teurer als Strichzungen). Alle Vorlagen sind mit dem Namen des Autors und der Abbildungs-Nummer zu versehen.

Schriftenverzeichnis

Es steht am Schluß der Arbeit und gibt Auskunft über die im Text zitierten Veröffentlichungen. Es wird nach Verfassern alphabetisch geordnet. Zitate aus Zeitschriften: Autor, Erscheinungsjahr in runden Klammern, Titel, - Zeitschrift (abgekürzt), Bandzahl bzw. Jahrgang (doppelt unterstrichen = Fettdruck), Seitenzahl (: 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.

Lieferbare Bände von
"Eiszeitalter und Gegenwart"

Stand 1. 1. 1994

| <u>Band-Nr.</u> | <u>Jahrgang</u> | |
|-----------------|-----------------|------------|
| 11 | 1960 | |
| 12 | 1962 | |
| 13 | 1962 | |
| 14 | 1963 | |
| 15 | 1964 | |
| 16 | 1965 | |
| - | - | vergriffen |
| - | - | vergriffen |
| 19 | 1968 | |
| 20 | 1969 | |
| 21 | 1970 | |
| 22 | 1971 | |
| 23/24 | 1973 | Doppelband |
| 25 | 1974 | |
| 26 | 1975 | |
| 27 | 1976 | |
| 28 | 1978 | |
| - | - | vergriffen |
| 30 | 1980 | |
| 31 | 1981 | |
| 32 | 1982 | |
| 33 | 1983 | |
| 34 | 1984 | |
| 35 | 1985 | |
| 36 | 1986 | |
| 37 | 1987 | |
| 38 | 1988 | |
| 39 | 1989 | |
| 40 | 1990 | |
| 41 | 1991 | |
| 42 | 1992 | |
| 43 | 1993 | |

Preis pro Band DM 85,-

Die Bände 11 bis 33 (20 Bände) werden an Mitglieder zum Preis von DM 20,- pro Band abgegeben; bei Abnahme aller 20 Bände reduziert sich der Preis auf DM 300,-.

Die Bände ab 34 kosten pro Stück DM 50,- für Mitglieder; bei Abnahme aller 10 Bände (Nr. 34-43) reduziert sich der Preis auf DM 400,-.

Bestellung an: Deutsche Quartär-Vereinigung, Stilleweg 2, 30655 Hannover.

Von den vergriffenen Bänden sind die Nr. 1 bis 5 sowie 8 und 10 als Nachdrucke von der Fa. Zwsets und Zeitlinger, Heereweg 347, P.O. Box 80, NL-2160 SZ Lisse für Mitglieder zum Preis von DM 55,- pro Band zu beziehen.