

Eiszeitalter und Gegenwart

48. Band 1998

Mit 79 Abbildungen, 20 Tabellen und 2 Tafeln



Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung e.V.

Schriftleitung: JOSEF KLOSTERMANN



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

ISSN 0424 - 7116

Deutsche Quartärvereinigung e. V.

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

(1995 - 1998)

Präsident:	Prof. Dr. HORST HAGEDORN, Würzburg
Vizepräsidenten:	Prof. Dr. DIRK VAN HUSEN, Wien Prof. Dr. LEOPOLD BENDA, Hannover
Schriftleiter des Jahrbuchs:	Prof. Dr. JOSEF KLOSTERMANN, Krefeld
Schatzmeister:	Prof. Dr. ERNST-RÜDIGER LOOK, Hannover
Archivar:	Prof. Dr. KLAUS-DIETER MEYER, Hannover

Dem Vorstand gehören weiterhin an:

Dr. WERNER VON BÜLOW, Schwerin
Prof. Dr. LOTHAR EISMANN, Leipzig
Prof. Dr. THOMAS LITT, Bonn
Prof. Dr. HANSJÜRGEN MÜLLER-BECK, Tübingen
Prof. Dr. WOLFGANG SCHIRMER, Düsseldorf

Ordentliche Mitglieder zahlen einen Jahresbeitrag von 75,— DM.

Korporative Mitglieder zahlen 85,— DM.

Studenten, Rentner und andere Mitglieder ohne Einkommen können Ermäßigungen über die Geschäftsstelle formlos beantragen.

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:

Prof. Dr. J. KLOSTERMANN, De-Greiff-Straße 195, 47803 Krefeld.

Titelbild: Leh (Ladakh) Quartäre Ablagerungen im Tal (die Straße führt nach Khardungla, dem höchsten Paß der Welt), aus: KOTLIA et al. S. 180.

Gedruckt auf alterungsbeständigem Papier

Eiszeitalter und Gegenwart

Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der
Deutschen Quartärvereinigung e. V.

48. Band

Mit 79 Abbildungen im Text, 20 Tabellen
und 2 Tafeln

Herausgeber und Verlag: Deutsche Quartärvereinigung e.V. Hannover

Schriftleitung: JOSEF KLOSTERMANN

Vertrieb:



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

1998

Inhaltsverzeichnis

A. Aufsätze	Seite	Seite
<i>SMED, P.</i> : Die Entstehung der dänischen und norddeutschen Rinnentäler (Tunneltäler) - Glaziologische Gesichtspunkte1-18	1-18	
<i>STREHL, E.</i> : Glazilimnische Kames in Schleswig-Holstein19-22	19-22	
<i>FLORINETH, D.</i> : Surface geometry of the Last Glacial Maximum (LGM) in the southeastern Swiss Alps (Graubünden) and its paleoclimatological significance.....23-37	23-37	
<i>BOENIGK, W. & FRECHEN, M.</i> : Zur Geologie der Deck-schichten von Kärlich/Mittelrhein38-49	38-49	
<i>BLEICH, K. E.</i> : Zur Deutung und Bedeutung von Paläoböden im (süddeutschen) Löß50-56	50-56	
<i>GÜNSTER, N., SKOWRONEK, A., PFEIFFER, L., STEPHAN, S. & VEERHOFF, M.</i> : Zur Paläopedologie pliozäner Schwemmfächersedimente im Becken von Granada (Hochandalusien)57-66	57-66	
<i>SEMEL, A.</i> : Lockerbraunerden, periglaziale Solifluktsdecken und holozäne Kolluvien im Oberwald (Hoher Vogelsberg)67-71	67-71	
<i>PFEIFFER, TH.</i> : Die fossilen Damhirsche von Neumark-Nord (Sachsen-Anhalt) - <i>D. dama geiselana</i> n. ssp.72-86	72-86	
<i>BECKER-HAUMANN, R.</i> : Das älteste Pleistozän im Illergletscher-Vorland - Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Paläogeographie der Biberkaltzeit im schwäbischen Alpenvorland87-101	87-101	
<i>SIEBERTZ, H.</i> : Mittelalterliche bis spätmittelalterliche Dünenbildung in Cornwall und deren Beziehung zum „Little Ice Age“ in Mitteleuropa102-109	102-109	
<i>SCHIRMER, W.</i> : Havara on Cyprus - a surficial calcareous deposit110-117	110-117	
<i>MÜLLER, A.</i> : Zur postglazialen Sedimentationsgeschichte des Großen Jasmunder Boddens, südliche Ostsee118-132	118-132	
<i>KREUZ, A., NOLTE, S. & STOBBE, A.</i> : Interpretation pflanzlicher Reste aus holozänen Auensedimenten am Beispiel von drei Bohrkernen des Wettertales (Hessen)133-161	133-161	
<i>SANTEL, W. & VON KOENIGSWALD, W.</i> : Preliminary report on the middle Pleistocene small mammal fauna from Yarimburgaz Cave in Turkish Thrace162-169	162-169	
<i>SCHMITZ, R. W. & KRAINITZKI, H.</i> : Die phylogenetische Stellung der Neandertaler im Licht erster DNA-Analysen170-176	170-176	
<i>KOTLIA, B. S., HINZ-SCHALLREUTER, I., SCHALLREUTER, R. & SCHWARZ, J.</i> : Evolution of Lamayuru palaeolake in the Trans Himalaya: Palaeoecological implications177-191	177-191	
B. DEUQUA-Mitteilungen192-203	192-203	
C. Berichte204-208	204-208	
D. Buchbesprechungen209-216	209-216	
E. Mitteilungen217-218	217-218	

ISSN 0424-7116 ©Deutsche Quartärvereinigung e. V., Hannover

Schriftleitung: J. KLOSTERMANN

Für den Inhalt der Arbeiten sind die Verfasser allein verantwortlich

Herstellung:

Niederrhein-Verlag K. H. Hilbertz, Flensburger Zeile 30, 47829 Krefeld

Die Entstehung der dänischen und norddeutschen Rinntäler (Tunneltäler) - Glaziologische Gesichtspunkte

PER SMED*)

rinnen valley, tunnel valley, wide tunnels, law of ice movement, law of water movement,
buried valleys, glacier tongue theory

Kurzfassung: Die alte Tunneltal-Theorie (USSING 1907) ist immer umstritten gewesen, besonders weil die so benannten Täler mehr als 1 km breit sein können. Es wurde behauptet, daß so breite Tunnel oder Hohlräume unter Gletschereis unmöglich seien. Seit 1950 haben Fortschritte in der Glaziologie (besonders NYE 1952 und SHREVE 1972) bewirkt, daß die Tunneltal-Idee neu belebt worden ist. Lange und schmale Eiszungen, wie sie noch heute auf vielen Karten von Norddeutschland gezeigt werden, sind nach NYE nur in Gebirgslandschaften möglich. Dagegen entspricht SHREVES Bild vom Verlauf subglazialer Wasserströme genau dem aus Dänemark, Holstein und Mecklenburg bekannten Muster von Osern und Rinntälern. KUSTER & MEYER (1979) und EHLERS & LINKE (1989) interpretieren die begrabenen norddeutschen Täler („incisions“) als subglaziale Schmelzwasserrinnen. Bis heute fehlt jedoch eine befriedigende Erklärung der zuweilen großen Talbreite. Eine Gruppe dänischer Forscher (vor allem HUMLUM) hat versucht, diesem Mangel abzuhelfen. Es ergibt sich, daß ein sukzessives Entstehen die wahrscheinlichste Lösung ist. Im Winter, wenn wenig Schmelzwasser anfällt, preßt das Gletschereis den Tunnel zusammen, so daß der Tunnelquerschnitt die verstärkte Wasserführung des Frühjahrs nicht fassen kann. Ein neuer Tunnel muß in den Untergrund eingeschnitten werden. Wenn sich dieser Prozeß jedes Jahr wiederholt, ist das Resultat eine breite Talsohle. Es wird gezeigt, daß die Morphologie dänischer Tunneltäler bis in alle Einzelheiten durch diesen Vorgang erklärt werden kann, und daß eine entsprechend detaillierte Erklärung durch keine der bis heute angebotenen alternativen Theorien geboten werden kann.

[The genesis of the so-called “rinnen“ incisions (tunnel valleys) in Denmark and North Germany. A glaciological approach.]

Abstract: The original tunnel valley theory was put forward by USSING 1907. Its validity has, however, been doubted by most German geologists since then, especially because many so-called tunnel valleys are surprisingly wide (1 km or more). It was claimed that so wide tunnels or cavities under the ice were impossible. Since 1950, progress in glaciology (especially NYE 1952 and SHREVE 1972) has caused a revival of the tunnel valley

concept. Long and narrow ice tongues which have been postulated for North Germany by some researchers, according to NYE are only possible in mountainous terrain. On the other hand, SHREVE'S picture of the subglacial stream pattern matches precisely the known pattern of eskers and valley incisions in Denmark, Holstein, and Mecklenburg. KUSTER & MEYER (1979) and EHLERS & LINKE (1989) interpret the buried valley incisions in northern Germany as eroded by subglacial streams. Until now, however, their large width has not been sufficiently explained. A group of Danish scientists including OLE HUMLUM has discussed this problem. A successive origin of the valleys appears to be most probable: during the winter with its reduced meltwater flow, the tunnel is narrowed by ice pressure. Therefore, it cannot carry the vastly increased amount of water during the spring, and a new tunnel has to be eroded, presumably partly into the substratum. Annual repetition of this process causes wide valley bottoms, only small parts of which were ever water-filled at any given time. It is shown that the morphology of the Danish tunnel valleys can be explained in every detail by such a sequence of events, and that no alternative theory can offer an equally satisfactory explanation.

Vor knapp 100 Jahren hat der dänische Geologe N.V. USSING (1903, 1907) die Auffassung vertreten, daß die großen Täler in Mitteljütland durch Schmelzwassererosion unter dem Eis entstanden seien. Obwohl Täler desselben Typs in der südlichen Umgebung der Ostsee weit verbreitet sind, regten sich in Deutschland bald skeptische Stimmen. Es schien unvorstellbar, daß durch subglaziale Schmelzwässer Täler von solcher Breite entstehen könnten. KARL GRIPP wies darauf hin, daß die Flensburger Förde 3 km breit sei, der Aabenraa Fjord sogar 4 km. Für GRIPP (1964) und PAUL WOLDSTEDT (1950) stand fest, daß diese Rinnen von schmalen Gletscherzungen ausgeschürft worden sein mußten, wie man sie von den Alpen hier kennt.

Man wußte jedoch seinerzeit recht wenig davon, was im und unter dem Eis vorging. In der Folge der Untersuchungen von „Camp-Century“ auf

* P. SMED, Lektor, cand. mag., Stiholmsvej 1, 8, DK-3460 Birkerød, Dänemark

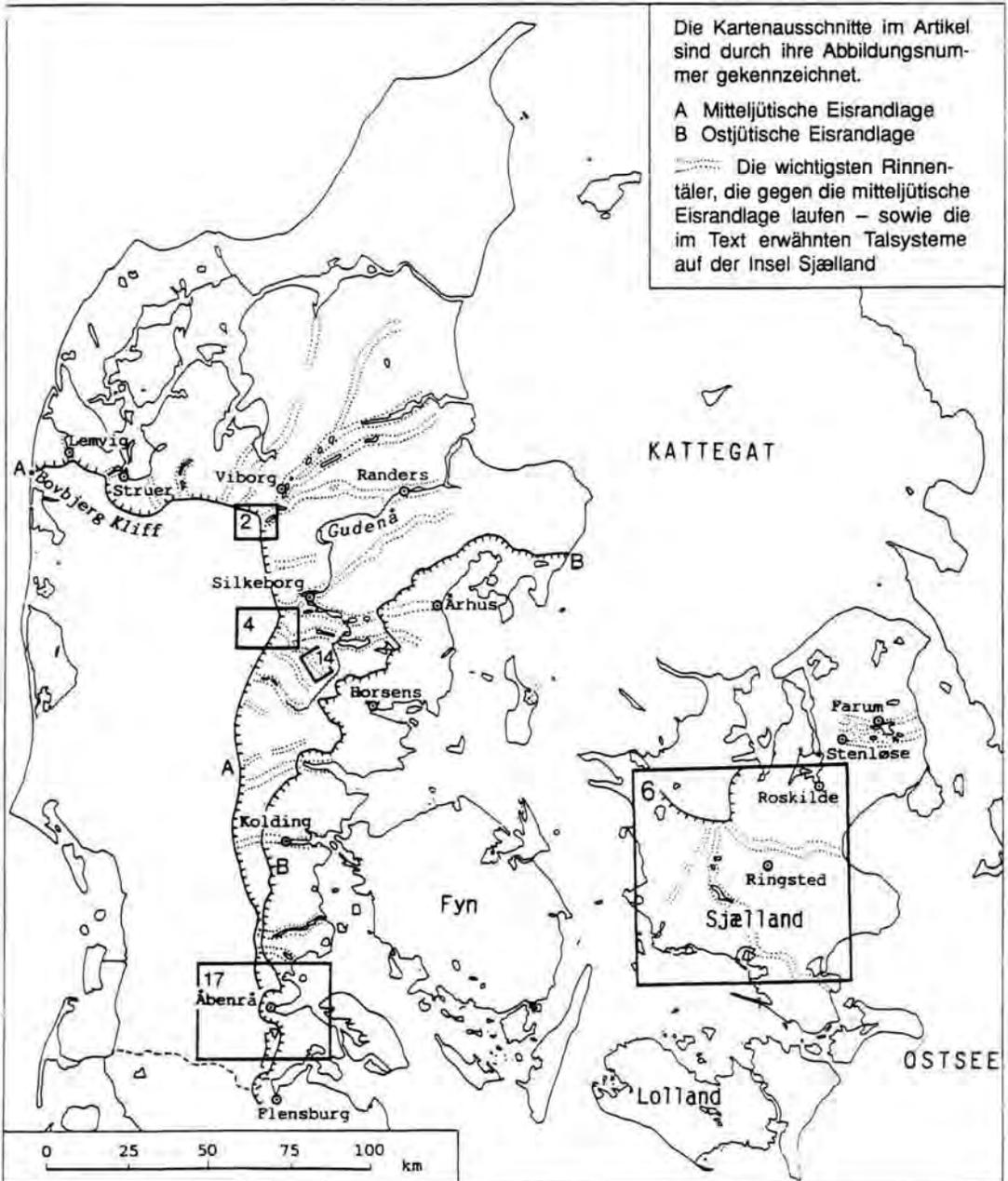


Abb 1: Lage der im Artikel erwähnten Lokalitäten.

Fig. 1: Localities mentioned in the article. Map sections used as illustrations are designated through their figure numbers. A: Mid Jutland ice margin line. B: East Jutland ice margin line. The most important "Rinnen" incisions in Jutland and on the island Sjælland are shown as dotted double lines.

dem nordgrönländischen Inlandeis bei Qanaq kam es in den 50er Jahren zu einem Aufblühen der Glaziologie. J. F. NYE (1952) arbeitete mit vielen zusammen daran, die Kräfte, die die Gletscherbewegung bewirken, in mathematischen Formeln auszudrücken. Es hat leider lange Zeit

gebraucht, bis dieses Spezialwissen in die glazial-morphologischen und -geologischen Überlegungen in Dänemark, Schweden und Deutschland Eingang gefunden hat.

Aus den Formeln von NYE kann hergeleitet werden, daß in einem Tiefland wie Schleswig-Hol-

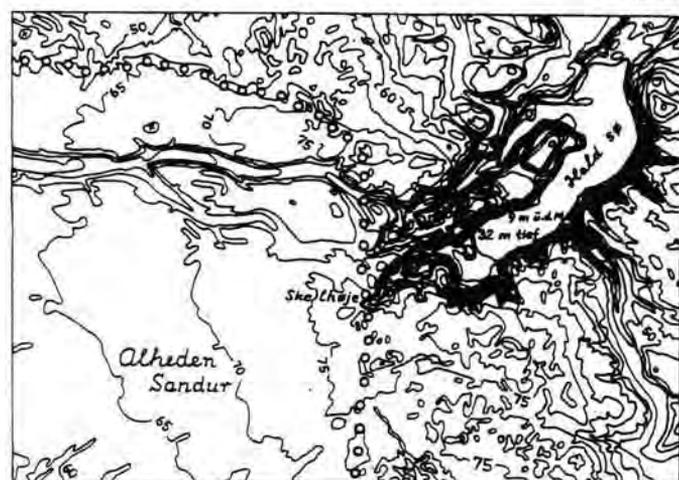
stein, Mecklenburg oder Dänemark eine Gletscherzunge nur etwa halb so lang wie breit sein kann. Ihre Form kann daher nicht wesentlich länglicher als ein Halbkreis sein. In gebirgigem Gelände verhindern die steilen Talflanken, daß sich die Eiszungen nach allen Seiten gleichmäßig ausdehnen; letzteres ist aber der Fall, wenn keine seitliche Begrenzung vorliegt. Das kann man an heutigen Eiskappen in ebenem Gelände beobachten, z. B. den Nordrändern des Vatnajökull und des Myrdalsjökull auf Island. Gletscherzungen von 30-40 km Länge und 2-6 km Breite, wie man sie sich für die Entstehung der Tunneltäler vorgestellt hat, sind physikalisch in einer Landschaft wie der norddeutschen nicht möglich. Hinzu kommt, daß die gedachten Eiszungen sich aufwärts bewegt haben sollen, von der Ostsee und vom Kattegat her kommend bis in die Mitte von Jütland oder Mecklenburg. Das steht im Widerspruch zu den physikalischen Grundregeln. Die diesbezüglichen Vorstellungen GRIPPS über die eiszeitliche Formung Schleswig-Holsteins müssen aufgegeben werden.

In Dänemark ging die Tunneltal-Theorie in die Schulbücher ein und wurde auf diese Weise für mehrere Generationen zum Allgemeingut. Die

Skeptiker setzten sich dennoch am Ende durch (KAJ HANSEN, 1971). Seine Schlußfolgerung, daß anstelle der Schmelzwassertunnel schmale Eiszungen die Täler geformt hätten, stimmte mit GRIPP überein. In den folgenden Jahren wurden viele Versuche unternommen, alternative Erklärungen zu finden.

USSINGS (1903, 1907) Argumentation kann auf die folgende Weise dargestellt werden.

1. Die westjütischen Sanderflächen sind Schwemmkegel, entstanden, als das Schmelzwasser aus dem Gletschertor ins Freie trat. Der Strom teilte sich dort in viele schmale Arme auf, die sich fächerförmig nach allen Seiten ausbreiteten (Abb. 5 und 15). Das Ergebnis ist, daß ein flacher Sedimentkegel aufgeschüttet wird, dessen höchster Punkt am Gletschertor liegt. Alle westjütischen Sanderkegel haben ihren höchsten Punkt an der mitteljütischen „Hauptstillstandslinie“ der Weichselvereisung. Die großen ostjütischen Täler laufen rechtwinklig zur „Hauptstillstandslinie“, und die meisten von ihnen enden am höchsten Punkt eines angrenzenden Sanderkegels - nach USSING somit am Gletschertor.



Höhenlinien:
Äquidistanz 5 m

●●●●●● Mitteljütische Eisrandlage

Abb. 2: Beispiel eines Tunneltales: Hald Sø (Hald-See) und Alheden Sandur, SW von Viborg, Jütland. Vervielfältigung mit Genehmigung Nr. A 246-96 von Kort- und Matrikelstyrelsen, Kopenhagen.

Fig. 2: Contour map of the transition between the Hald Sø incision (tunnel valley) and the Alheden sandur plain, SW of Viborg, Jütland. Contour interval 5 meters. The Mid Jutland ice margin line is shown as a row of small circles.

Die Isohypsendarstellung sowohl in Abb. 2 als auch in Abb. 4 (oben) zeigt das westliche Ende eines der großen ostjütischen Talsysteme sowie einen Teil des vorgelagerten Schmelzwassersanders. Die konzentrisch verlaufenden Höhenlinien deuten die Kegelform des Sanders an (ein etwas jüngerer Schmelzwasserstrom hat sich in die Fläche eingeschnitten und dabei das heutige Kolpendal geformt). In Abb. 4 (unten) sind die Verhältnisse in einer geomorphologischen Kartenskizze erläutert. Man sieht, daß der Saltenä-Talboden von einer Anzahl 20-30 m hoher Rücken überragt wird, und daß sich das Tal an seinem westlichen Ende in drei Arme aufspaltet. Die Talsohle steigt an der Übergangsstelle zum Schwemmkegel auf gut 100 m über dem Meeresspiegel an. Es liegt nahe, daß die drei "Finger" zu drei Gletschertoren geführt haben, die vielleicht nacheinander aktiv waren. Hieraus folgert, daß das Tal der heutigen Saltenä (2 km breit, 100 m tief) von Schmelzwasser aus-

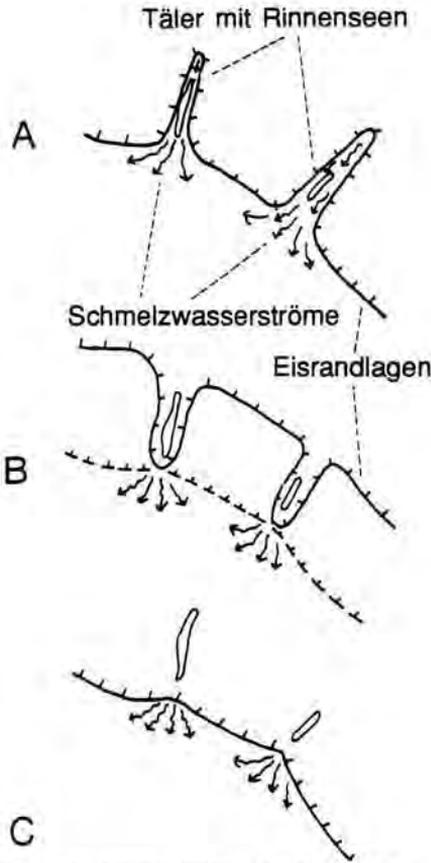


Abb. 3: Drei verschiedene Möglichkeiten, einen Eisrand zu konstruieren. Alle drei Zeichnungen sollen dieselbe Landschaft darstellen; die gestrichelte Randlage in (B) markiert eine frühere Eisrandlage, die der Randlage in (C) entspricht. (A) wird vielfach in Mecklenburg angewendet (FRANZ 1965, SCHULZ 1967, RÜHBERG 1987), (B) entspricht GRIPPS Vorstellungen, wie sie in Schleswig-Holstein angewendet wurden, (C) ist die normale dänische Deutung. Nur (C) läßt sich mit den Gesetzen der Gletscherbewegung vereinbaren.

Fig. 3: Principles in common use when constructing ice margin lines. (A) in Mecklenburg, (B) in Schleswig-Holstein, and (C) in Denmark. The dot-and-dash line in (B) represents "an earlier ice margin" (identical with the line in (C), so that two stages separated in time are used to explain the same features which in (C) are ascribed to one and the same event. The mode used in (C) is the only one compatible with the physical (glaciological) laws.

geräumt worden ist, das in einem Tunnel unter dem Eis geflossen ist. USSING hat sich diesbezüglich nicht klar ausgedrückt, aber NÖRDMANN und GRY haben später in Vorträgen und Diskussionen hervorgehoben, daß der Strom sich auch geteilt oder verlagert haben könnte, wo-

bei jeweils der ältere Lauf durch niederfallende Eisblöcke blockiert wurde. Das Zusammenreffen der Talenden mit den höchsten Punkten der Schwemmkegel genau an der Eisrandlinie findet sich an so vielen Stellen, daß es sich unmöglich um einen Zufall handeln kann. Außer beim Tal westlich von Silkeborg, beim Hald-Sø-Tal und auch auf der Insel Sjælland (Abb. 6), sowohl bei kleinen als auch bei großen Tunneltälern.

2. Tunneltäler haben ein ungleichmäßiges Längsprofil. Das heißt, daß ihr Talweg auf und ab verläuft und wannenartige Vertiefungen enthält, die heute von Seen und Mooren erfüllt sind (Abb. 14). Daher können diese Täler nicht durch einen normalen Fluß erzeugt worden sein. In einem Rohr (Tunnel) kann dagegen im Unterschied zu einem subaerischen Wasserlauf das Wasser lokal aufwärts fließen. Das unausgeglichene Längsprofil belegt allerdings nur, wie ein Tunneltal *nicht* entstanden ist. Auch Grabenbrüche weisen ein unausgeglichenes Längsprofil mit eingeschalteten Seen auf.
3. Täler nach Art von USSINGS Tunneltälern findet man nur in Nord- und Ostjütland, nicht im Südwestteil der Halbinsel. Ihre Verbreitung ist auf den Teil Jütlands beschränkt, der in der letzten Eiszeit vom Eis bedeckt worden ist. Die größeren dieser Täler enden an der mitteljütischen Eisrandlinie; keines von ihnen läßt sich weiter nach Südwesten verfolgen, auch nicht in begrabenem Zustand. Alle Erosionstäler, die sich südwestlich der Eisrandlage befinden, haben die Form normaler Flußtäler mit ebenem Talboden und kontinuierlichem Gefälle des Talwegs.
4. Am Boden der Tunneltäler oder in deren Verlängerung finden sich oft Oser und andere Rücken aus Schmelzwasserablagerungen (siehe Abb. 6 und 15). Oser stellen gewissermaßen Abgüsse des letzten lokal ausgebildeten Tunnels im Eis dar. Da die Oser schmaler sind als die Tunneltäler, drängt sich der Gedanke auf, daß die Schmelzwässer nicht das gesamte Tunneltal ausgefüllt haben. Dies stimmt mit den Erkenntnissen der heutigen Glaziologie überein.
5. Kein Tunneltal ist länger als 70 km. Die meisten sind sogar deutlich kürzer. Das paßt zu der Tatsache, daß der Schmelzwasserabfluß

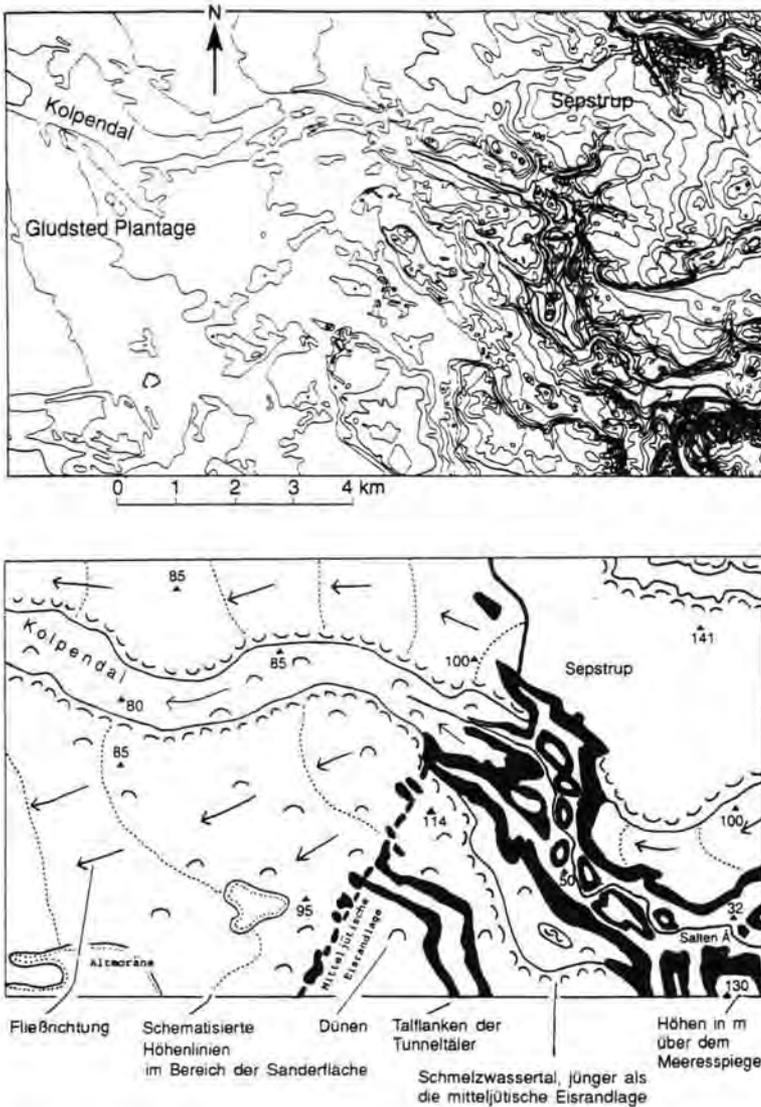


Abb. 4: Isohypsendarstellung (oben) und geomorphologische Skizze (unten) des Überganges zwischen dem Saltenä-Tunneltal und der westlich vorgelagerten Sanderfläche, südwestlich von Silkeborg (Jütland). Vervielfältigt mit Genehmigung Nr. A 246-96 von Kort-og Matrikelstyrelsen (Zeichnung: Der Verfasser).

Fig. 4: Contour map (above) and geomorphological sketch (below) of the transition between the Saltenä tunnel valley and the sandur plain west of the end point of this valley, SW of Silkeborg, Jutland. On the sketch below, the tunnel valley slopes are marked by a dark screen; a row of black dots represents the outermost Weichselian ice margin; dotted contour lines mark the sandur plain; Kolpendal is a younger erosion valley cut down into the sandur; "Altmoräne" is low hilly landscape formed during the Saalian glaciation.

unter dem Eis auf eine mehrere Zehner von Kilometern breite Zone am Rand des Inlandeises begrenzt ist (= die Ablationszone).

Keiner von USSINGS fünf Punkten konnte ernsthaft entkräftet werden; dennoch gab es eine Reihe von Einwänden.

A) Das Gletschereis wurde als weitgehend wasserdicht aufgefaßt. Im Sommer entsteht an der Gletscheroberfläche Schmelzwasser. Es wurde behauptet, daß dieses Wasser nur durch Spalten in das Eis einsickern könne. Da Spalten nicht tiefer als 30 bis 40 m reichen (größere Tiefen werden durch den Eisdruck verhindert), wurde gefolgert, daß das Wasser die Gletschersohle nicht erreichen könne. Trotzdem wurde zum Teil behauptet, daß Tunneltäler und Oser entstehen, wo das Wasser in Spalten an der Gletschersohle abfließt. Spalten, die über eine Entfernung von 10-30 km von der Gletscheroberfläche bis zur Gletschersohle reichen, gehören jedoch in den Bereich der Phantasie; mit der aus Island bekannten Neigung der Gletscheroberfläche können 40 m tiefe Spalten die Gletschersohle nur im äußersten, etwa 0,5 km breiten Randbereich des Eisschildes erreichen. Das Mißverständnis liegt darin, daß die Masse des Wassers nicht durch Spalten zur Gletschersohle gelangt, sondern auf andere Weise (siehe unten).

B) Tunnel unter dem Eis können höchstens 30-50 m breit sein, sonst würden sie zusammenbrechen. Ein 1 km breiter Tunnel (z.B. im Hald Sø-Tal) wurde als physikalisch unmöglich angesehen. Dabei wurde übersehen, daß

es sich nicht um einen echten "Hohlraum" handelt. Das Wasser ist spezifisch schwerer als Eis und kann daher das Eis anheben, ohne daß dabei

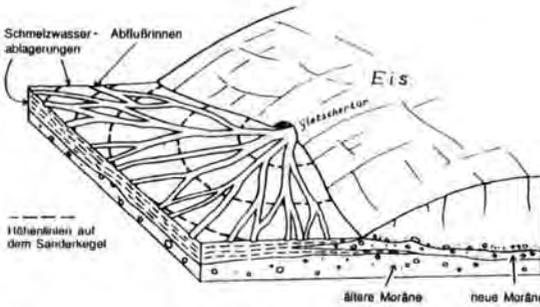


Abb. 5: Entstehung eines Sanderkegels. Der Sander wird aus dem Material aufgeschüttet, das das Schmelzwasser mitführt. Das Gefälle des Kegels ist vom Gletschertor fort gerichtet.

Fig. 5 :Genesis of a sandur cone. Contour lines show that the cone surface is inclined away from an apex where the mouth of the subglacial stream is found ("Gletschertor"). Neue Moräne = recently deposited till. Ältere Moräne = older till.

große (hohe, breite) Hohlräume unter dem Eis entstehen - die sogenannten Hohlräume sind wassererfüllt. 1996 haben wir einen Beweis dafür bekommen, daß solche wassergefüllten Hohlräume unter dem Eis existieren können: Nach dem Vulkanausbruch bei Bardarbunga (Vatnajökull, Island) dauerte es einen Monat, bis die dadurch entstandenen ungeheuren Wassermengen (mehrere km³) durch Gletschertore über den Skeidarasandur abfließen. In der Zwischenzeit muß das Wasser in Hohlräumen unter dem Eis aufgestaut worden sein.

C) Die Sohle des Hald Sø liegt 23 m unter dem Meeresspiegel. Der höchste Punkt des proglazialen Sanderkegels bei Skelhoje, nur 2 km vom See entfernt (Abb. 2), liegt dagegen 80 m über dem Meeresspiegel. Wenn USSINGS Idee stimmen soll, muß das Schmelzwasser hier auf eine Entfernung von 2 km einen Anstieg von 103 m bewältigt haben, das heißt, eine Steigung von 1:20. Das sah man - ohne eigentlich darüber zu diskutieren - als unmöglich an. Auch diese Vorstellung ist irreführend; darauf soll im folgenden eingegangen werden.

1972 berechnete SHREVE den Eisdruck und den Wasserdruck und kombinierte die Ergebnisse mit vorliegenden Beobachtungen. Eines der Ergebnisse von SHREVE widerspricht direkt dem Argument (A) der Geologen: Es ist nicht richtig, daß

das Gletschereis wasserdicht ist. Die Eisbewegung bewirkt, daß kleine Zwischenräume zwischen den Eiskristallen entstehen. Das Schmelzwasser sickert durch diese feinen Hohlräume nach unten. Die kleinen Hohlräume vereinigen sich zu größeren. Die Fließgeschwindigkeit, und damit die transportierte Wärmemenge, und damit das Schmelzen der Eiswände, sind in engeren Hohlräumen geringer als in größeren. Das Ergebnis ist ein baumartig verzweigtes Entwässerungssystem, dessen Hauptäste durch die Aufnahme des Wassers aus den schmalen Seitenästen allmählich nach unten breiter werden (Abb. 10). Diese Röhren haben nichts mit Spalten zu tun. Der Eisdruck kann sie nicht schließen, solange sie wassererfüllt sind - unabhängig davon, wie tief im Eis sie verlaufen. Der Wasserdruck ist nämlich überall größer als der Eisdruck, weil das Wasser spezifisch schwerer als Eis ist.

In „temperierten“ Gletschern hat die Gletscherbasis das ganze Jahr über eine Temperatur nahe 0°C. Während die Lufttemperatur im Jahresgang kräftigen Schwankungen unterliegen kann (ein Beispiel aus Jotunheimen, Norwegen: mittlere Januartemperatur -14°C; mittlere Julitemperatur +5°C), pflanzen sich die Schwankungen im Inneren des Eises nur langsam fort und werden mit zunehmender Tiefe immer geringer. In 25 m Tiefe ist ein völliger Ausgleich erreicht. Hier entspricht die Temperatur das ganze Jahr über dem Jahresmittelwert der Temperatur (im genannten Beispiel: -5°C). Unterhalb dieser Tiefe bewirkt die Zufuhr von Erdwärme und die Reibungswärme vom Gleiten des Gletschers über den Untergrund, daß die Temperatur des Eises nach unten hin ansteigt. Alles deutet darauf hin, daß Schmelzwasserrohre, falls sie in temperierten Gletschern die „kalte Schicht“ in 25 m Tiefe überwinden können, auch bis zur Gletschersohle gelangen können.

Im Winter kommt das Versickern von Wasser von der Gletscheroberfläche zum Stillstand. Die schmalen Hohlräume frieren zu oder werden durch die Gletscherbewegung geschlossen. Im nächsten Sommer öffnen sich allmählich neue Röhren. Gletschermühlen entstehen dort, wo Bäche an der Gletscheroberfläche auf eine Spalte treffen. Die Gletscherspalten und -mühlen sind aber nicht gleichmäßig an der Gletscheroberfläche verteilt. Von großen Teilen der Gletscheroberfläche kann das Schmelzwasser keine Gletschermühle erreichen. Bäche an der Gletscheroberfläche und Gletschermühlen sieht man vor allem im Frühjahr. Im Sommer verringert sich ih-

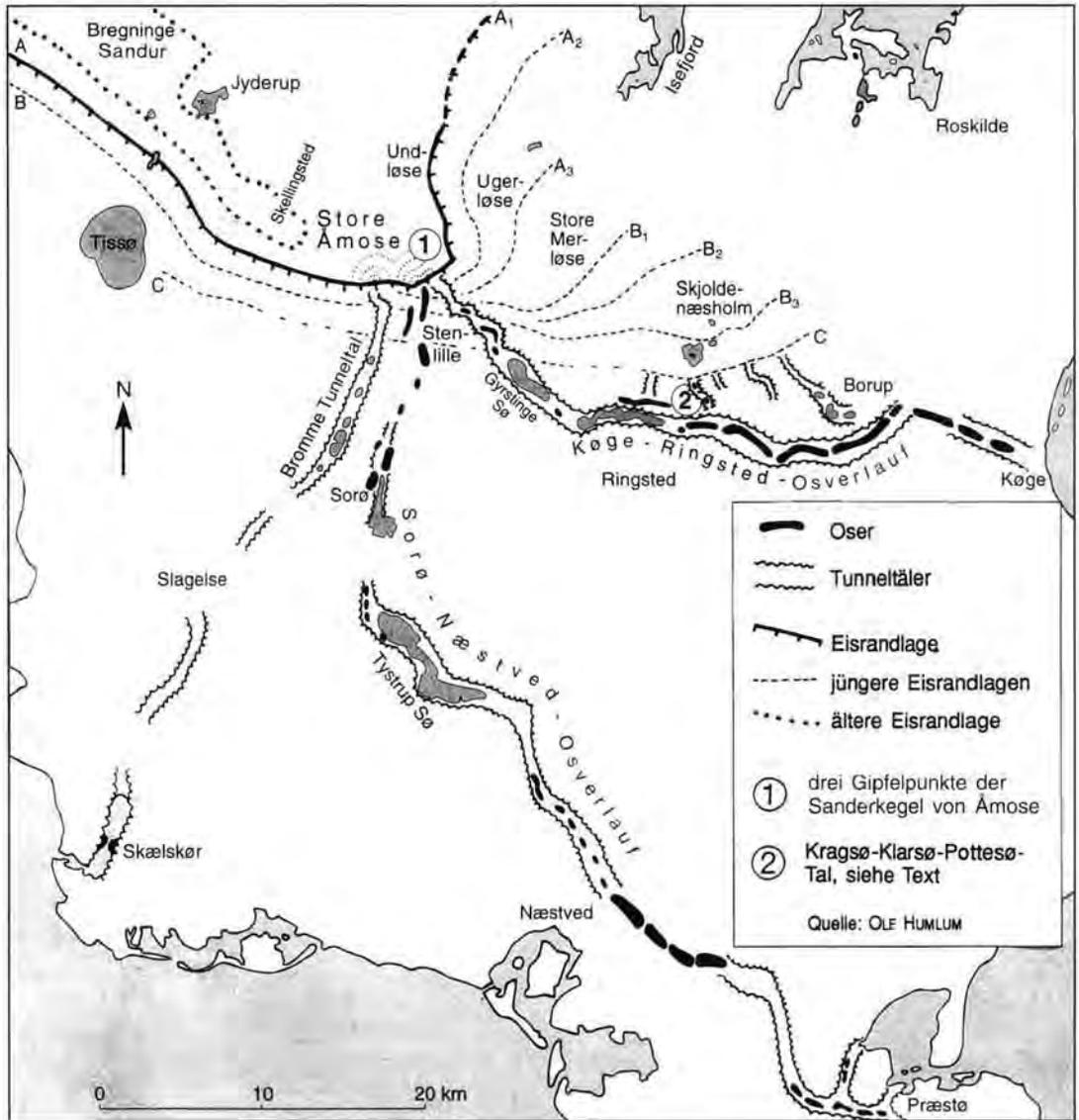


Abb. 6: Drei große subglaziale Wasserläufe mündeten gegen Ende der letzten Eiszeit südlich von Åmosen, Sjælland. Für jedes der drei Tunneltäler läßt sich auf der vorgelagerten Sanderfläche ein höchster Punkt mit groben Kiesablagerungen am ehemaligen Eisrand nachweisen. Bei Køge - Ringsted und Søro - Næstved finden sich Dänemarks beste Beispiele für die Kombination von Osern und Tunneltälern. Im Bromme-Tunneltal finden sich keine Oser; es muß aber gleichzeitig mit den beiden anderen Tunneltälern gebildet worden sein (Zeichnung: Der Verfasser).

Fig. 6: On the island Sjælland three large subglacial streams were simultaneously active during the "Baelthav" ice advance late in the Weichselian glacial. The mouths of the streams were situated close to one another, S of the Store Åmose bog. Three sandur cone apexes are found here, designated by their content of coarse melt-water gravel (1). The toothed line: main ice marginal zone in the area; dotted line: an older ice margin zone; dashed lines: slightly younger ice margin zones. Along the lines Søro-Næstved and Køge-Ringsted, the subglacial streams can be traced as alternating stretches of eskers (black) and "incisions" (tunnel valleys) (toothed lines), or as eskers situated at the bottom of such valleys. The Bromme tunnel valley contains no esker. (2): the Kragso-Klarsø-Pottesø valley, see text p. 16. The logically coherent genesis of all these features was shown by OLE HUMLUM 1976. The Søro-Næstved and Køge-Ringsted subglacial stream tracks are the best Danish examples of a combined occurrence of eskers and tunnel valleys. See also fig. 15.

re Wasserführung, da das Schmelzwasser sich andere Wege sucht: die oben erwähnten kleinen Hohlräume öffnen sich wieder.

Alle Hohlräume unter dem Eis bilden gemeinsam ein System kommunizierender Röhren. Die Gesetzmäßigkeiten, die für kommunizierende Röhren gelten, sollen hier kurz aufgeführt werden:

Im einfachsten Fall (Abb. 7) haben wir es nur mit einem einzelnen Gefäß zu tun. Das wäre ein Modell der Verhältnisse im Meer oder in einem See. Der Wasserdruck (der hydrostatische Druck) ist um so größer, je tiefer im Wasser der Punkt liegt. Die potentielle Energie ist dagegen im oberen Teil des Gefäßes hoch, im unteren niedrig. Die Summe von Druck und potentieller Energie ist

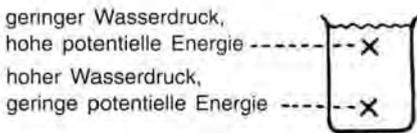


Abb. 7: Hydrostatischer Druck und potentielle Energie in einem Gefäß.

Fig. 7: Hydrostatic pressure and potential energy in a water tank.

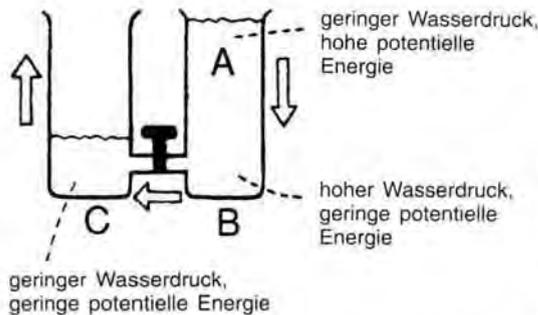


Abb. 8: Druck, und potentielle Energie in zwei Gefäßen, die mit einem Hahn verbunden sind. Pfeile: Strömung, wenn der Hahn geöffnet wird.

Fig. 8: Pressure and potential energy in two water tanks connected through a tap. Arrows: Stream when the tap has been opened.

überall in dem Gefäß gleich. Dieses Gleichgewicht sorgt dafür, daß sich keine Strömung ausbildet.

Die nächste Skizze (Abb. 8) zeigt zwei Behälter. In dem einen steht das Wasser höher als in dem anderen. Die Verbindung zwischen den beiden Behältern ist mit einem Hahn versehen. Solange der Hahn geschlossen ist, herrschen Verhältnisse

wie auf Skizze 1, und es gibt keine Strömung. Wenn der Hahn geöffnet wird, schaffen wir ein Gefälle in der Summe des Drucks und der potentiellen Energie vom Boden des rechten Behälters zum Boden des linken Behälters. Eine Strömung von (B) nach (C) setzt ein. Der Wasserdruck bei (B) sinkt; das höhergelegene Wasser bei (A) kann nun nach unten sinken. Im linken Behälter steigt die Wassersäule, bis die beiden Wasserspiegel auf gleicher Höhe sind.

Die Röhren in einem Gletscher sind kein geschlossenes System, weil Wasser aus dem Gletschertor fließt und im Sommer durch Schmelzen an der Gletscheroberfläche neues Wasser durch Versickerung (in das Eis hinein) hinzugefügt wird. Den-

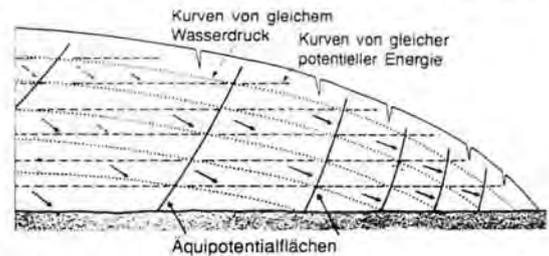


Abb. 9: Konstruktion von Äquipotentialflächen in einem Gletscher (nach JOHANNES KRÜGER 1989).

Fig. 9: Construction of equipotential planes through a glacier. Horizontal dashed lines: planes of equal potential energy. Inclined dotted lines: planes of equal water pressure. Full-drawn lines: equipotential planes. After JOHANNES KRÜGER 1989).

noch lassen sich die Gesetze, die für kommunizierende Röhren gelten, mit guter Annäherung auch auf dieses System übertragen.

Die Summe von Wasserdruck und potentieller Energie wird Potential genannt und mit dem griechischen Buchstaben Φ (phi) bezeichnet. Das Wasser fließt von Gebieten mit hohem Φ zu Gebieten mit geringem Φ . Den Verlauf der Äquipotentialflächen in einem Gletscher zeigt Abb. 9. Das Wasser fließt rechtwinklig zu den Potentialflächen, so wie es durch die Pfeile in Abb. 10 angedeutet wird.

Von dem Punkt, wo das Wasser die Gletschersohle erreicht, strömt es in Richtung Gletschertor. Abb. 10 zeigt, daß das auch der Fall ist, wenn die Gletschersohle in Richtung Gletschertor ansteigt. Die maximale Steigung, die das Wasser überwinden kann, wird durch die Neigung der Äquipotentialflächen bestimmt. Wenn die äußeren Umstände es dazu zwingen, kann das Wasser schräg zu den Äquipotentialflächen fließen, aber nie entgegen den Φ -Flächen.



Abb. 10: Äquipotentialflächen und Wasserbewegung in einem Gletscher nach dem Modell von SHREVE (1972).

Fig. 10: Equipotential planes and water movement through a glacier according to the model of SHREVE (1972). Dashed lines: equipotential planes. Arrows: stream directions. Examples of water pipes (tunnels) are shown.

Aus der Abb. 9 kann man berechnen, daß die Neigung der Φ -Flächen (in Richtung auf die Mitte des Eisschildes) etwa 11mal so groß ist wie die Neigung der Eisoberfläche an dieser Stelle. Damit läßt sich der Streiffall um den dänischen Hald Sø lösen. Die Äquipotentialfläche, die sich seinerzeit über dem See befunden hat, muß, wenn das Wasser auf eine Entfernung von 2 km um 103 m aufsteigen sollte, eine Neigung von mehr als 1:20 gehabt haben. Das bedeutet, daß die Eisoberfläche an dieser Stelle eine Neigung von mehr als 1:220 aufgewiesen haben muß. Die äußersten 2 km der

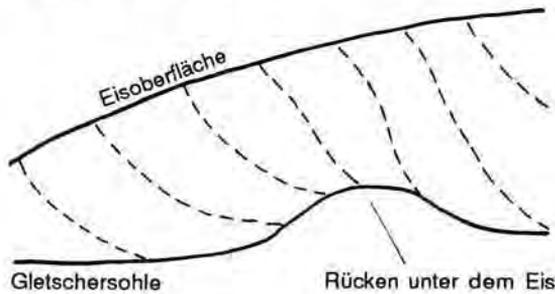


Abb. 11: Verlauf der Φ -Flächen, wenn das Eis ein Hindernis passiert.

Fig. 11: Course of the equipotential planes where the glacier passes an obstacle.

heutigen Gletscher Islands haben aber eine durchschnittliche Oberflächenneigung von 1:10. Ihr Gefälle ist also zweiundzwanzigmal größer als erforderlich, um eine Hohlform wie den Hald Sø entstehen zu lassen.

Sowohl der Eisdruck als auch der Wasserdruck nimmt auf der Luvseite eines Buckels unter dem Eis zu. Die Abb. 11 zeigt, wie die Φ -Flächen an dieser Stelle vorwärts verbogen werden, und dann auf der Leeseite stärker als durchschnittlich zurückbiegen. Abb. 12 zeigt dieselbe Situation

wie Abb. 11, aber von oben gesehen. Die gestrichelten Linien in diesem Bild sind nicht die Φ -Flächen, sondern deren Schnittlinien mit der Gletschersohle. Man sieht, daß sich die subglazialen Schmelzwasserströme in den Niederungen sammeln. Dennoch können kleine Ströme einen Höhenrücken kreuzen. Sowohl Abb. 11 als auch Abb. 12 zeigen, daß das Gefälle von Φ über Höhenrücken am größten und über Vertiefungen am geringsten ist. Die Strömungsgeschwindigkeit erhöht sich deshalb im Abstrom eines Höhenrückens und verringert sich in Niederungen. Ein Os ist daher in Niederungen groß und sandig, auf Höhenrücken dagegen klein und kiesig ausgebildet, oder es fehlt sogar völlig. Deutliche Beispiele für diesen Zusammenhang findet man z. B. auf Fyn (Dänemark).

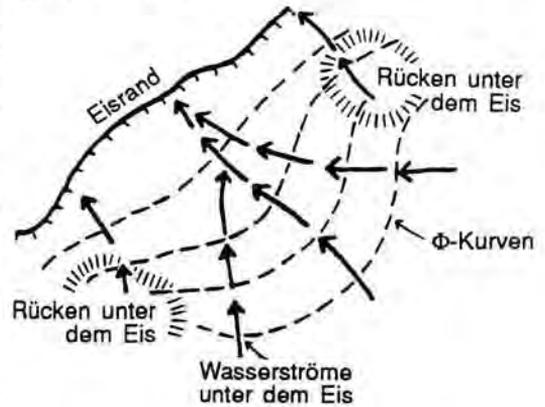


Abb. 12: Verlauf der Φ -Flächen auf der Gletschersohle, wenn Hindernisse (Rücken) unter dem Eis auftreten.

Fig. 12: Course of the equipotential lines at the bottom of a glacier (i. e., the intersection lines between the equipotential planes and the glacier base) where obstacles (hills) on the glacier bed are found. Explanation of signs see fig. 13.

Wo der Eisrand Loben bildet, ist das Eis in der Mitte der Loben jeweils dicker als in den zurückspringenden „Kerben“ des Eisrandes. Oft sind Höhenrücken unter dem Eis durch ihre Bremswirkung auf die Eisbewegung die Ursache dafür, daß sich der Eisrand in Loben (Zungen) aufgliedert. Der Zusammenhang zwischen diesen Verhältnissen ist in der Abb. 13 verdeutlicht. Man sieht, daß die Φ -Kurven auf großen Strecken parallel zum Eisrand verlaufen, daß aber Höhenrücken unter dem Eis Abweichungen von diesem Prinzip bewirken. Die Eisoberfläche steigt in den Kerben steiler an als in den Loben; die Φ -Flächen liegen daher im Bereich der Kerben am dichte-

sten zusammen. Hier fließt das Wasser am schnellsten; infolgedessen kommt es hier zu verstärkter Erosion. An dieser Stelle entstehen die größten Tunneltäler. Die meisten Tunnel unter

haben denselben morphologischen Charakter, z. B. denselben Typ von Talsohle und dasselbe Verhältnis zur umgebenden Landschaft wie die kleinen. Es beinhaltet meiner Meinung nach einen logischen Denkfehler, wenn man versucht, große und kleine Tunneltäler auf unterschiedliche Weise zu erklären, wie das einige Verfasser bis in jüngste Zeit getan haben (KRÜGER 1989, LARSEN, KRONBORG & BENDER 1979, LARSEN & KRONBORG 1994).

In Ländern, in denen der Untergrund aus Festgestein besteht, sind Tunneltäler nur selten anzutreffen. Parallelen zu unseren Taltypen findet man dagegen in früher vergletscherten Gebieten mit einem Untergrund aus Lockergestein. Hierzu zählen z. B. die nördlichen USA, das südliche Kanada, das westliche Rußland und große Teile Polens. SUGDEN & JOHN (1979) beschreiben englische Beispiele und heben hervor, daß die subglaziale Schmelzwassererosion wahrscheinlich viele Spuren hinterlassen hat; die Schwierigkeiten liegen darin, dies zu beweisen.

Schon um 1900 konnte man tief eingeschnittene, begrabene Täler aus der eiszeitlichen Landschaft Norddeutschlands. Von 1960 bis 1980 wurden so viele Bohrungen abgeteuft, daß man sowohl Längs- als auch Querprofile durch diese Täler konstruieren konnte (z. B. KUSTER & MEYER, 1979). Vor allem EHLERS (1994) hat die Beobachtungen zusammengefaßt und die Entstehung dieser Formen rekonstruiert. So viel kann gesagt werden:

1. Die Täler sind viele km lang, von 30 bis über 400 m tief und haben ein unausgeglichenes Längsprofil. Deshalb können sie nicht als normale Flußtäler entstanden sein.
2. Die Täler bilden ein unregelmäßiges Netzwerk. An verschiedenen Stellen kreuzen sie sich. Andere Täler enden plötzlich blind, obwohl sie wenige Kilometer vor ihrem Endpunkt noch breit und tief sind. LYKKE-ANDERSENS Idee, daß es sich um durch Gletschererosion übertiefte Flußtäler handelt (LYKKE-ANDERSEN, 1986), ist deshalb nach EHLERS (1994) zurückzuweisen. Das Talsystem weist keine Ähnlichkeit mit einem Flußsystem auf.
3. Die Täler der beschriebenen Art liegen alle innerhalb des ehemaligen Vereisungsgebietes in Norddeutschland, keines außerhalb. Deshalb muß man davon ausgehen, daß das Eis etwas mit ihrer Entstehung zu tun hat.
4. Bei den Tälern kann es sich nicht um Grabenbrüche handeln. Die tieferen Schichten weisen keine entsprechenden Störungen auf. Die tertiären Schichten lassen sich unter den Tälern

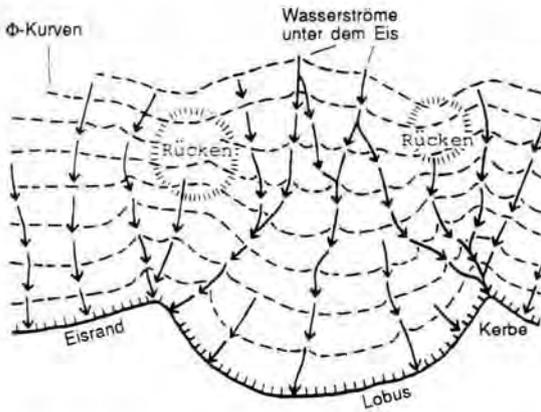


Abb. 13: Zusammenhang zwischen Eisrand und Φ -Kurven-Verlauf, wenn der Eisrand in Loben aufgeteilt ist.

Fig. 13: Courses of the equipotential lines (see fig. 12) and the subglacial stream pattern where the ice front is divided into lobes. Eisrand = ice margin. Kerbe = inward-bent angle. Rücken = obstacle (hill). Dashed lines = equipotential lines at the glacier bottom. Arrows = subglacial streams.

dem Eis haben ihre Mündung in oder nahe diesen Kerben. Hier befinden sich daher auch die größten Gletschertore.

Ein Zusammenhang zwischen Eistunneln (Osern), Eisrandkerben, Gletschertoren und Sanderflächen wurde bereits um das Jahr 1900 nachgewiesen, als die eiszeitlichen Landschaften Dänemarks, Mecklenburgs und Pommerns zum ersten Mal kartiert wurden (siehe auch Abb. 15). Tiefere Erkenntnisse über die Ursachen der Formung mußten warten, bis weitere Fortschritte in der Glaziologie erzielt waren. Untersuchungen unter aktiven Gletschern lassen sich schwerer durchführen als eine Kartierung der heimatischen Landschaft. Das wichtigste an SHREVES (1972) Feststellungen ist, daß seine Skizzen (siehe Abb. 13) genau auf das bekannte Landschaftsbild in Dänemark und Norddeutschland übertragbar sind. Sie illustrieren die physikalischen Prozesse, die dem Entstehen dieser Landschaft zugrunde liegen. Ein wichtiger Punkt ist, daß sowohl Tunneltäler als auch Oser dem Verteilungsmuster folgen, das SHREVE aufgezeigt hat (siehe z.B. Abb. 6), und daß das Muster sowohl für breite als auch schmale Tunneltäler gilt. Die großen Tunneltäler

wie außerhalb in gleichbleibender Tiefe nachweisen.

5. Es sieht nicht so aus, als gäbe es einen engen Zusammenhang zwischen Tälern und Salzstrukturen. Einige Täler liegen zwischen den Salzstrukturen, andere queren sie.
6. Die Ablagerungen, mit denen die Täler verfüllt sind, stammen alle aus dem Quartär. Hauptsächlich handelt es sich dabei um Schmelzwassersande und Beckentone, zum Teil auch um Kies. Moränenähnliche Lagen (Diamiktone) sind selten und können in den meisten Fällen entweder als Abrutschmassen oder als Fließmoräne (Material, das in verflüssigtem Zustand aus der Umgebung in die Täler geflossen ist) gedeutet werden. In den oberen Teilen der Rinnenfüllungen kommen interglaziale Ablagerungen vor, sowohl in mariner als auch in limnisch-telmatischer Fazies.
7. Mit Hilfe der interglazialen Ablagerungen lassen sich die meisten der Täler drei Gruppen zuordnen: Die tiefsten und am steilsten eingeschnittenen stammen aus der Elster-Eiszeit, einige breitere und weniger tiefe aus der Saale-Eiszeit. An Stellen, die in der letzten Eiszeit (Weichsel-Eiszeit) vom Eis bedeckt waren, kommen begrabene Täler vor, die außer durch eiszeitliche Ablagerungen mit postglazialen Schichten verfüllt worden sind. Daraus läßt sich zwanglos ableiten, daß diese in der Weichsel-Eiszeit entstanden sind. Im Gegensatz zu den älteren Rinnen sind die meisten Tunneltäler der Weichsel-Eiszeit jedoch heute noch im Gelände sichtbar.

Die unter 6. angeführten Punkte sprechen dagegen, daß Gletschererosion bei der Entstehung der Täler die entscheidende Rolle gespielt hat. Hinzu kommt, daß die älteren Schichten, die an den Talflanken austreichen, in der Regel scharf abgeschnitten sind (wie mit einem Messer) und nicht gestört sind. Aufschiebungen und andere Störungen, wie sie dem Eis zugeschrieben werden, kommen zwar vor, sowohl am Talboden als auch in den obersten Schichten an den Talflanken. Das Eis hatte demnach Auswirkungen auf die Täler und ihre Ausformung, aber die Störungen hatten einen untergeordneten Charakter.

Subglaziale Schmelzwassererosion bleibt offensichtlich als einzige Möglichkeit, um die Entstehung der begrabenen Täler zu erklären! Die Übereinstimmung mit den norddeutschen Rinnensee- und Fördentälern und mit den dänischen Tunneltälern ist so überzeugend, daß man kaum um eine gemeinsame Entstehung herumkommt. Einige

der begrabenen Täler sind allerdings so breit und tief, daß kaum genügend Schmelzwasser auf einmal unter dem Eis existiert haben kann, um die Täler auszugraben. Deshalb vermuten EHLERS & WINGFIELD (1991), daß es sich um plötzliche Ausbrüche großer Wassermengen gehandelt haben könnte, ähnlich den isländischen Gletscherläufen (jökulhlaups). Solange die Entstehung der Täler nicht feststeht, zieht EHLERS (1994) vor, sie als „Rinnen“ (incisions) zu bezeichnen anstatt als Tunneltäler.

Unter dem Einfluß der Erkenntnisse aus England (SHREVE 1972) und Deutschland ist inzwischen die Tunnelal-Theorie in Dänemark wieder neu belebt worden. Der wichtigste Vertreter dieser Erneuerung ist der Glaziologe OLE HUMLUM, Geografisk Institut, Kopenhagen, ohne dessen Hilfe dieser Artikel nicht hätte geschrieben werden können.

Das große Problem bei der Deutung der Tunneltäler, von GRIPP um 1920 bis EHLERS & WINGFIELD 1991 und LARSEN & KRONBORG 1994, war immer die *große Breite* der Täler. SHREVE (1972) führt in einer Tabelle auf, wie groß die Wassermenge pro Minute sein muß, um einen Tunnel mit bestimmtem Durchmesser offen zu halten. Falls der Druck abnimmt, preßt das Eis die Tunnelwände nach innen. Um einen Tunnel von einem Durchmesser von 1 km offen zu halten, benötigt man eine Wassermenge etwa in der Größenordnung der Wasserführung der Donau in Rumänien. In Jütland finden sich aber Tunneltäler dieser Größe in einem Abstand von jeweils etwa 20 km auf der ganzen Strecke von Kolding über Viborg bis Bovbjerg (s. Abb. 1). Um die erforderliche Wassermenge bereitzustellen, müßten so viele Schmelzwasserströme von der Größenordnung der Donau gleichzeitig geflossen sein, daß, um sie zu speisen, das gesamte Inlandeis in Dänemark innerhalb von weniger als 10 Minuten geschmolzen wäre. Folglich muß man sich nach einer anderen Erklärung umsehen.

Die Vorstellung, daß die Täler nicht auf einen Schlag erzeugt worden sind, sondern sukzessive, und daß der Tunnel zu keinem Zeitpunkt die ganze Breite des Tales eingenommen hat, sondern schmaler gewesen ist und sich verlagert hat, wurde bereits mehrfach erwähnt (Abb. 15). Der Vorschlag ist alt, wurde aber bis vor kurzem nicht ernst genommen (KRÜGER 1989). Wenn wir mit EHLERS (1994) alle anderen Möglichkeiten ausschließen, bleibt vielleicht nur diese Lösung, obwohl erwogen werden muß, ob Gletscherläufe (jökulhlaups) bei der Bildung der Tunneltäler

eine Rolle gespielt haben. Eine Betrachtung der Verhältnisse unter dem Inlandeis nach heutigem Wissensstand kann hier vielleicht das Verständnis der Vorgänge vertiefen:

Zunächst einmal wissen wir, daß die Schubspannung im Eis (der Eisdruck) einen Tunnel allmählich einengt, wenn der Wasserdruck darin nachläßt (oder wenn der Tunnel luffertfüllt wird). Es ist schwer zu beurteilen, wie rasch diese Einschnürung in Jütland während der Eiszeit abgelaufen ist, aber man kann nach HUMLUM (pers. Mitt.), wenn man die Bewegungsgeschwindigkeit der heutigen isländischen Gletscher in Betracht zieht, einen Wert von 5-15 m im Laufe eines Winters abschätzen.

Zum anderen wissen wir, daß die Unterschiede zwischen sommerlicher und winterlicher Wasserführung bei Gletscherflüssen viel größer sind als bei normalen Flüssen. Eine gewisse Menge Schmelzwasser wird das ganze Jahr über an der Sohle temperierter Gletscher produziert, während der Zufluß von der Gletscheroberfläche im Winter zum Erliegen kommt. Einer der Abflüsse des Hoffellsjökull auf Island wurde im Winter zu $4 \text{ m}^3/\text{s}$ gemessen. Im Sommer variierte die Wassermenge stark; das Maximum lag bei $150 \text{ m}^3/\text{s}$, dem 38fachen des winterlichen Abflusses. Im Mai-Juni stieg die Wasserführung zunächst auf das zehnfache, bis schließlich das Haupt-Maximum um St. Johannis eintrat (KRÜGER 1989). Ein Tunnel an der Gletschersohle könnte wahrscheinlich nach sechs Monaten allmählicher Einschnürung eine solche Flut nur schwer fassen. Das Frühjahrsschmelzwasser ist sedimentreich, und da die Strömung sehr turbulent ist, hat das Wasser eine große Erosionskraft.

Die Lockersedimente Dänemarks und Norddeutschlands waren unter den Gletschern nicht gefroren; man muß sie sich als das ganze Jahr über wassergesättigt vorstellen. Es leuchtet ein, daß sich unter diesen Bedingungen ein neuer Tunnel parallel zum alten Abfluß schnell ausbilden könnte, und daß der neue Tunnel sich zunächst in den Untergrund einschneidet anstatt sich einen Weg durch das Eis zu schmelzen. Im Laufe des Sommers würde sich der neue Tunnel vielleicht stabilisieren, wobei sich der alte Abflußweg eventuell schließen würde. Im folgenden Jahr könnte sich dieser Vorgang wiederholen. Die Strecke, entlang derer sich ständig neue Tunnel einschneiden, würde auf diese Weise jedes Jahr breiter. Blockierte Tunnel würden sich im Laufe weniger Jahre völlig schließen - nicht durch Wasser, das gefriert, und vielleicht auch

nicht durch niederstürzende Eisblöcke, sondern durch das massive Gletschereis, das sich in den Hohlraum hineinpreßt. Wenn dieser Vorgang sich z.B. über 500 Jahre wiederholt, entstünde auf diese Weise eine breite Talzone, von der vielleicht 90% durch Gletschereis erfüllt wären.

Das Eis schmilzt hauptsächlich von oben. Die beinahe keilförmigen Eispartien, die von der Basis des Inlandeises in die Tunneltäler hineinragen, könnten als Toteis zurückbleiben und zuletzt im Verlauf des Abschmelzens durch jüngere Sedimente und vom Gletscher abgerutschtes Material begraben werden.

Auf diese Weise verstanden, bilden die Tunneltäler ein normales Glied der glazialen Landschaftsentstehung in Gebieten mit einem Untergrund aus unverfestigten Schichten. Die Entstehung der Tunneltäler kann dann als Ergebnis der extremen Schwankungen in der Schmelzwasserproduktion im Laufe des Jahres interpretiert werden, wie auch die Korngrößenschwankungen in unseren Kiesgruben und die Varven der Eisstauseen. *Der beschriebene Prozeß setzt keine Grenzen dafür, wie breit oder tief ein Tunneltal werden kann* (Abb. 15). Das Argument, daß die Täler so breit seien, ist damit außer Kraft gesetzt. Der scheinbare Widerspruch dazwischen, daß die Täler aussehen, als seien sie von Wasser erodiert worden, und daß ihre charakteristischsten Abschnitte durch Toteis-Sackungen geprägt sind, ist aufgehoben.

Die Morphologie der dänischen Tunneltäler (s. Abb. 14) läßt sich durch den beschriebenen Prozeß zwanglos erklären: Längsrücken an der Talsohle unterteilen sie in schmalere Abschnitte; Seitenäste lassen sich in das Moränen-Hinterland verfolgen; neue Seitenarme kommen dazu; „Henkel“ weichen zur Seite aus und schließen sich wieder an das Haupttal an. Abb. 14 zeigt all diese, und außerdem auch die oft beschriebenen Merkmale der Tunneltäler: Seen und Moore im Talverlauf und eine Wasserscheide quer zum Tal (zwischen Ring Sø und Sømose.) Siehe auch Abb. 15.

Für mich haben die übrigen Erklärungsversuche, die im Laufe der Zeit vorgeschlagen worden sind, den Charakter von Notlösungen: Sie können in Einzelfällen oder Grenzfällen Gültigkeit haben, aber es gibt Probleme, wenn man versucht, sie allgemein anzuwenden.

Die Vorstellung, daß Gletscherzungen die Täler ausgegraben haben, muß infolge der heutigen glaziologischen Erkenntnisse aufgegeben werden, und es muß hinzugefügt werden, daß sie

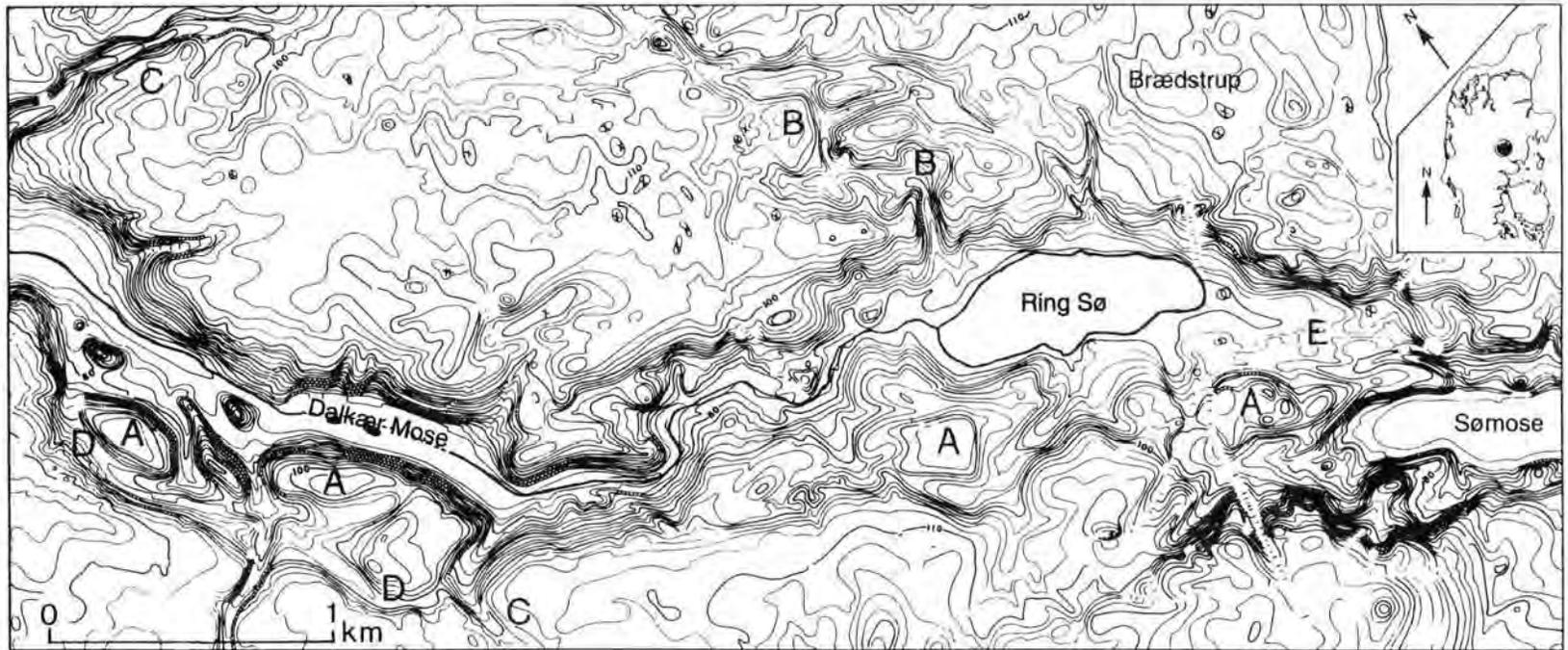


Abb. 14: Ein typisches Tunneltal in Jütland. Ausschnitt aus dem Isohypsenbild der Karte M 2710 Brædstrup 1:20.000, verkleinert. Isohypsen im 2-m-Abstand. Höhenangaben in Metern. Vervielfältigt mit Genehmigung Nr. A 246-96 von Kart- og Matrikelstyrelsen. (A) Rücken, die die Talsohle in mehrere Arme aufteilen; (B) Abzweigungen, durch die Wasser vom Haupttal aus in die Umgebung geströmt ist; (C) Seitenarme, durch die Wasser aus der Umgebung ins Haupttal geströmt ist; (D) henkelartige Nebenrinne; (E) heutige Talwasserscheide.

Fig. 14: A typical tunnel valley in Jutland. Section of the topographical map M 2710, reduced scale. Contour interval 2 m. (A) Ridges subdividing the valley bottom into parallel tracks. (B) Valley tracks branching out into the surroundings. (C) Valley tracks (presumably) eroded by tributary streams running into the main course. (D) Handle-like lateral valley branches. (E) Present watershed.



Abb. 15: Landschaft im Vorfeld des Woodworth Glacier im Tasnuna Valley, Alaska. Luftaufnahme vom 8. August 1938, 6.45 Uhr. 1 = Gletscher. 2 = durch subglaziale Schmelzwasserströme erodierte Rinnen (Tunneltäler). Beachten Sie bitte, daß die Rinnen von der tiefliegenden Wasserfläche links nach rechts auf höheres Gelände ansteigen. Das belegt, daß das Wasser bergauf gelaufen ist, als die Rinnen gebildet wurden. 3-4 = Os. Bei (3) sieht man, daß der Osrücken in einer breiten Rinne liegt, diese aber nicht ausfüllt. 5 = Position des Eisrandes, als das Os gebildet wurde. 6 = Sanderfläche, die auf die von USSING beschriebene Weise von einem Schmelzwasserstrom gebildet wurde, der sich vom höchsten Punkt am Gletschertor (7) aus in viele Flußarme aufgeteilt hat. Die dunklen Flecken sind Bäume. Quelle: BRADFORD WASHBURN, Museum of Science, Boston, USA.

Fig. 15: Landscape at the margin of the Woodworth glacier, Tasnuna valley, Alaska, 8. 8. 1938. (1) Glacier. (2) Valley tracks eroded by subglacial streams. Note that the tracks run from the water puddle at left upwards on to dry land at right, i.e. that the water did run uphill when the valleys were eroded. (3)-(4) Esker. By (3) it can be seen that the esker ridge lies in a broad furrow which it does not fill in, compare fig. 6. (5) Position of the ice margin when the esker was deposited. (6) Sandur plain, formed in the way shown on fig. 5. The dark dots are trees.

auch mit den allgemeinen Vorstellungen von der Wirkung des Eises im Widerspruch steht. Eiserosion kann im wesentlichen auf zwei Weisen wirken:

a) dadurch, daß einzelne Partikel von der Gletschersohle aufgenommen werden; dies geschieht oft gleichzeitig über große Areale, denn die Temperaturverhältnisse an der Glet-

schersohle bestimmen, ob das stattfindet oder nicht;

- b) dadurch, daß Schollen von Untergrundmaterial an der Sohle des Gletschers festfrieren und vorwärts transportiert werden, ohne daß deren innere Struktur verändert wird. Die Schollen können eventuell zu bogenförmigen Höhenrücken (Endmoränen) aufgestapelt werden. Auch im zuletzt genannten Fall wirkt die Erosion über eine breite Fläche. Die Eintiefung schmäler, scharf begrenzter Rinnen ohne wesentliche Störung der angrenzenden Schichten liegt nicht in den Möglichkeiten des Eises. Dagegen wirkt die Wassererosion genau auf diese Weise - und deshalb sehen die Tunneltäler so aus.

LARSEN & KRONBORG (1994) halten fest an der Vorstellung, die auch schon von LARSEN, KRONBORG & BENDER (1979) geäußert wurde, nämlich daß die Talbildung in Mitteljütland durch Bruchlinien im Untergrund (Verwerfungen) beeinflusst worden ist. Hierzu kann gesagt werden, daß der Untergrund in ganz Dänemark von Bruchlinien durchzogen ist. Die meisten verlaufen in nordwest-südöstlicher Richtung, weil sie ein Teil der fenno-skandischen Randzone (der sogenannten Sorgenfrei-Tornquist-Zone) sind (VARV 1992). Im Gebiet zwischen Horsens und Silkeborg verlaufen die Tunneltäler parallel zu dieser Bruchzone. Für die-

ses Gebiet mag die Vorstellung von LARSEN & KRONBORG zutreffen (siehe z.B. LYKKE-ANDERSEN, 1995). Aber auf der Strecke von Silkeborg über Viborg nach Lemvig drehen die Richtungen der Tunneltäler von Südost-Nordwest über Ost-West und Nordost-Südwest bis Nordnordost-Südsüdwest. Man sucht vergebens nach entsprechenden Erscheinungen im Verlauf der Bruchlinien. Die Übereinstimmungen in der Umgebung von Horsens sind ein Sonderfall, vielleicht ein Zufall. Dagegen verlaufen die Tunneltäler überall rechtwinklig zu USSINGS Eisrandlinie, nicht nur generell, sondern auch wenn man deren örtliche Bögen mit in Betracht zieht.

LARSEN & KRONBORG (1994) führen an, daß die jütischen Tunneltäler rechtwinklig zu den Formationsgrenzen im Untergrund verlaufen. Dazu ist zu sagen, daß es auch typische Tunneltäler auf Sjælland und Lolland gibt, wo dies nicht zutrifft. Die Tunneltäler verlaufen dagegen überall in der Bewegungsrichtung des Eises, unter dem sie vermutlich entstanden sind, USSINGS Eisrandlage verläuft überwiegend parallel zu den Formationsgrenzen, aber das kann daran liegen, daß die beiden Phänomene eine gemeinsame Ursache haben: Sowohl die Schichtgrenzen als auch die Eisrandlinie halten - im großen und ganzen - einen konstanten Abstand vom Festgestein der skandinavischen Halbinsel.

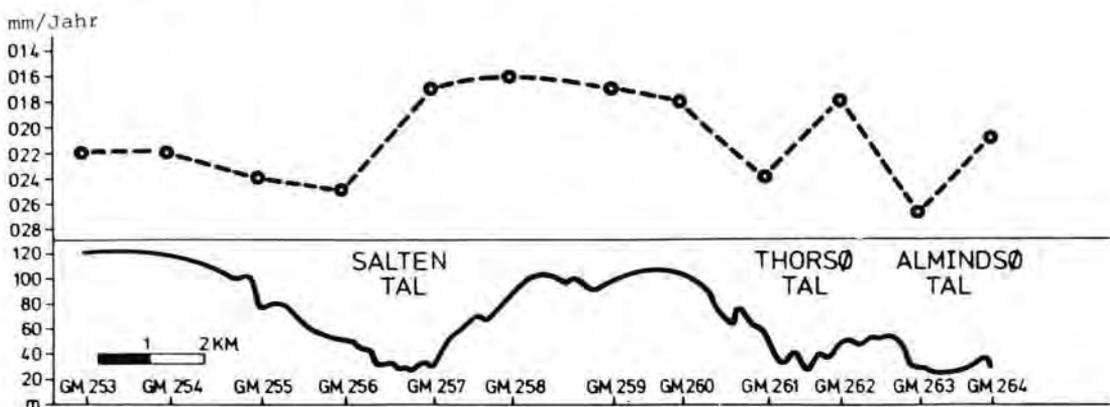


Abb. 16: Darstellung der Senkungsbeträge entlang eines Profils durch Mitteljütland nach KRONBORG (1979). Zur Erläuterung siehe Text: Oben (gestrichelte Linie): Senkung, mm/Jahr, für die Zeit 1891-1958. Meßstationen im GM-System für Präzisionsnivelements, ausgeführt 1891 und 1958 vom Geodätisk Institut (heute: Kort- og Matrikelstyrelsen), Kopenhagen. Unten (ausgezogene Linie): Gelände-profil, 25fach überhöht. Zahlen auf der senkrechten Achse: Meter über dem Meeresspiegel.

Fig. 16: Contemporary subsidence of the land surface along a profile through middle Jutland, according to precision levellings made by the Geodætisk Institut, Copenhagen, in the years 1891 and 1958. Full-drawn line, below: landscape section, height scale in meters, 25 times exaggerated as compared to length scale. GM: Points of measuring. Dashed line, above: Subsidence in mm/year (note that the largest values are found at the valley sides).

In LARSEN, KRONBORG & BENDER (1979) findet sich eine Abbildung (siehe Abb. 16), die zeigt, daß sich die ostjütische Landschaft in den Jahren 1891 bis 1958 gesenkt hat. Die Verfasser weisen darauf hin, daß sich das Saltenå-Tal stärker als seine Umgebung abgesenkt habe und daß es sich dabei um einen Grabenbruch handeln könne, in dem bis heute eine abwärts gerichtete Bewegung festzustellen sei. Hier liegt aber eine Fehlinterpretation vor: Der Punkt, der am Boden des Saltenå-Tales liegt (GM 257), hat sich mit 18 mm/Jahr *geringer* abgesenkt als seine Umgebung, nicht stärker. Die Punkte an den Flanken der drei großen Täler haben sich stärker abgesenkt als alle übrigen Punkte, sowohl an den Talsohlen als auch auf den Höhen. Die einfachste Erklärung hierfür ist, daß es sich um die Auswirkung von Bodenkriechen oder abwärtsgerichtete Bewegung auf Grund des Pflügens handelt, ganz gewöhnliche Hangprozesse, die überall im Gelände festzustellen sind. Es ist dennoch möglich, daß einige Tunneltälerruchlinien im Untergrund oder älteren Schichtgrenzen folgen. Vom Århus-Tal wird angenommen, daß es vor der Saale-Eiszeit angelegt worden ist, möglicherweise schon im Tertiär. Das Tal des Flusses Gudenå folgt auf einer Strecke von ca. 20 km östlich und westlich von Randers der Randsenke um eine Salinarstruktur. Daran ist nichts merkwürdig: Täler können wieder benutzt werden, weil die Erosion dazu neigt, den Linien zu folgen, auf denen bereits Vorarbeit geleistet wurde. So ist wohl bekannt, daß Roskilde-Fjord auf Sjælland einer Bruchlinie folgt. Dennoch zeigt der Verlauf der Oser in seiner Umgebung an, daß die Hohlform auch als Schmelzwassertunnel unter dem Eis des letzten Gletschervorstoßes gewirkt hat.

Die hier vorgeschlagene Interpretation der Tunneltäler bietet gleichzeitig eine Erklärung für eine Reihe von Phänomenen, die vorher schwer zu erklären waren. Beispiele:

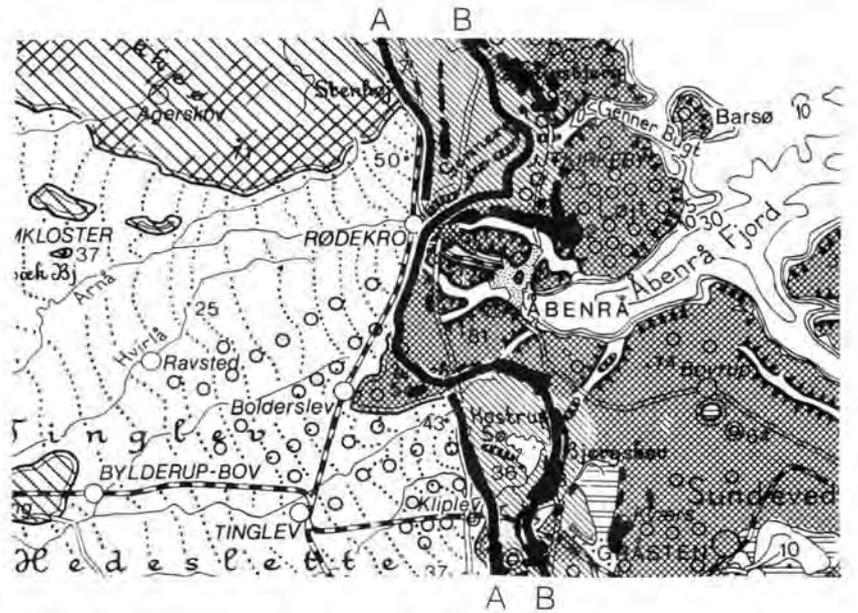
- a) Die Beobachtung, daß Oser oft an der Sohle von Tunnelälern oder in deren Verlängerung auftreten (Abb. 6 und 15), aber schmaler als diese sind, wurde bereits erwähnt. Das paßt genau zu der neuen Auffassung von der Tunnelälentstehung, wäre ohne diese aber nur schwer zu erklären.
- b) Die Tunneltäler, die Nordsjælland etwa in ost-westlicher Richtung in der Umgebung von Farum – Stenløse kreuzen (Abb. 1), scheinen keine Verbindung zu den Ausgangspunkten von Sanderkegeln aufzuweisen. Die oberste Moräne in diesem Gebiet ist von einem Eis ab-

gelagert worden, das sich etwa in südsüdost-nördnordwestlicher bis süd-nördlicher Richtung bewegt hat, das heißt fast quer zu den Tälern. Die Täler müssen aus dem nächstälteren Eisvorstoß stammen, in dem sich das Eis annähernd ost-westlich bewegt hat. Sie sind erhalten geblieben, weil sie mit Toteis ausgefüllt waren. Eine derartige Verfüllung mit Toteis ist ein integrativer Bestandteil der beschriebenen Tunnelältebildung.

- c) KRÜGER (1989) hebt hervor, daß an Stellen mit einem steilen Eisrand die Äquipotentiallinien dicht geschart liegen. Das Schmelzwasser fließt deshalb schnell und erodiert den Untergrund. Wo das Eis dagegen eine geringe Neigung aufweist, treten große Abstände zwischen den Äquipotentiallinien auf. Das Schmelzwasser wird daher langsam fließen, und die Chancen sind groß, daß es abgelagert anstatt zu erodieren. Die Tunneltäler entstehen deshalb in Vorstoßphasen des Eises, die durch einen steilen Eisrand gekennzeichnet sind, während die Oser während der Abschmelzphasen entstehen. Das mitteljütische Eis, d.h. in Deutschland das Eis des Brandenburger/Pommerschen Vorstoßes, das USSINGS Tunneltäler hervorgebracht hat, muß während der überwiegenden Zeit seiner Existenz einen recht steilen Eisrand gehabt haben.
- d) Infolge der hier beschriebenen Tunnelälte-Theorie wurden die Tunneltäler größer (breiter und tiefer), je länger das Eis an einer bestimmten Stelle liegengeblieben ist. Es sieht so aus, als könne man die Dauer eines Eisvorstoßes aus der Größe der Tunneltäler ableiten. Das ostjütische Eis (vermutlich der Rosenthal-Vorstoß), das infolge neuerer Altersbestimmungen für einige hundert Jahre existiert hat, hat nur wenige und kleine Tunneltäler gebildet. Der mitteljütische Eisvorstoß, der für die Entstehung von USSINGS großen Tunnelältern verantwortlich war, hat wahrscheinlich etwa 2000 bis 4000 Jahre gedauert. Große Tunneltäler und große Sanderflächen (wie die westjütischen) gehören zusammen. Ihre Größe verdanken sie kaum Gletscherläufen (jökulhlaups), sondern einer langen Bildungsdauer. Abb. 6 zeigt ein interessantes Beispiel aus Sjælland. Der Verlauf der Eisrandlinien, wie er von OLE HUMMUM (1976) festgelegt wurde, kann infolgedessen so gedeutet werden, daß das Stadium C kürzere Zeit gedauert hat als A bis B. Das kleine Pottesø-Klarso-Kragso-Tal nordöstlich von Ringsted ist ein typisches Beispiel für

ein Tunneltal, das an der Eisrandlinie C endet. Wir haben es hier mit einem Tal zu tun, das in wenigen Jahren von einem Wasserstrom erzeugt wurde, der seinen Lauf vielleicht nicht verlagert hat. Das Tal ist von derselben Größenordnung wie die meisten Oser.

e) Aabenaa Fjord (Abb. 17) ist ein Sonderfall eines jütischen Fjords, der sowohl sehr breit als auch tief ist, und dessen inneres Ende von einer zungenförmigen Eisrandlinie umgeben ist. Fast alle Tunneltäler münden im Gegensatz zu diesem Tal in einer Kerbe im Eisrand (siehe Abb. 1, 6, 13). Wenn diese Förde als Tunneltal angesehen werden soll, müssen diese Abweichungen auf besondere Bedingungen zurückzuführen sein. Nun weiß man inzwischen, daß das Gebiet um Aabenraa in der letzten Eiszeit zweimal vom Eis bedeckt war, zum ersten Mal während des mitteljütischen (pommerischen) Vorstoßes (USSINGS Eisvorstoß), und danach während des ostjütischen („Rosenthal-“)Eisvorstoßes - und daß der zungenförmige Vorsprung der Eisrandlinie zu dem jüngsten, also dem ostjütischen Eisvorstoß gehört (HANSEN 1978). Westlich der Stadt Aabenraa finden sich mehrere kleine Tunneltäler, die fächerförmig auf den Rand der Eiszunge zulaufen; sie



Zeichenerklärung:

	Moränenlandschaft der Weichseleiszeit, toniger Boden		
	Moränenlandschaft der Weichseleiszeit, sandiger Boden		
	Altmoräne, toniger Boden		
	Altmoräne, sandiger Boden		Tunneltäler
	Endmoränenlandschaft		Oser
	Sanderflächen		Toteisrelief

Abb. 17: Aabenraa Fjord und Umgebung. Ausschnitt aus Per Smeds „Landskabskort over Danmark, blad nr.3 (Geografiforlaget)“. A = mitteljütische Eisrandlinie; B = ostjütische Eisrandlinie.

Fig. 17: Aabenraa fjord (inlet) and vicinity, section of "Landskabskort over Danmark", sheet 3 (SMED). A = Mid Jutland ice margin line. B = East Jutland ice margin line. Explanation of signs, from above: Weichselian moraine landscape, clayey; the same, sandy; Saalian moraine landscape, clayey; the same, sandy; end moraines; sandurs; tunnel valleys; eskers; dead-ice relief.

sind unter dem ostjütischen Eis gebildet worden. Die tiefe Förde, die nordost-südwestlich streicht, ist offenbar schon vorher angelegt gewesen. Die Förde könnte ursprünglich ein Tunneltal des mitteljütischen Eisvorstoßes gewesen sein; der ostjütische Vorstoß hat nur seine Form modifiziert. Das ostjütische Eis hat sich in ähnlicher Weise auch in Nordjütland verhalten, mit Zungen, die in offenbar schon vorher vorhandene Niederungen vorgestoßen

sind; keine der Zungen sind jedoch mehr als halb so lang wie breit (siehe Abb. 1).

Es sei daran erinnert, daß für GRIPP (1964) Aabenraa Fjord einer der Anstöße gewesen ist, die die (falsche) Gletscherzungen-theorie ausgelöst haben. Kurioserweise müssen wir in diesem speziellen Fall GRIPP teilweise Recht geben; aber dies ist ein Sonderfall, der nicht verallgemeinert werden kann. Aabenraa Fjord ist ein Mittelding zwischen einem Tunneltal und einem Zungenbecken. Ein Verständnis dessen, was hier vorgegangen ist, setzt eine klare Vorstellung der beiden Komponenten voraus, die an der Entstehung beteiligt waren. Möge dieser Artikel hierzu einen Beitrag leisten.

Danksagung

Dieser Artikel hätte nicht ohne die Hilfe von OLE HUMLUM, Glaziologe am Geografisk Institut, Universität von Kopenhagen, geschrieben werden können. Humlums Geduld damit, komplizierte Zusammenhänge zu erklären, ist fast einzigartig. Zeitmangel hat ihn daran gehindert, diesen Artikel selbst zu schreiben. JURGEN EHLERS, Hamburg, hat das Manuskript ins Deutsche übersetzt. Beiden möchte ich für ihre Mühe danken.

Schriftenverzeichnis

- EHLERS, J. (1994): Allgemeine und historische Quartärgeologie. Enke, Stuttgart. 358 S., 176 Abb.
- & LINKE, G. (1989): The origin of deep buried channels of Elsterian age in Northwest Germany. *Journal of Quaternary Science*, **4**: 255-265.
- & WINGFELD, R. (1991): The extension of the Late Weichselian/Late Devensian ice sheets in the North Sea Basin. *Journal of Quaternary Science*, **6**: 313-326.
- FRANZ, H.-J. (1965): Die Geomorphologie des Jungmoränengebietes, in: GELLERT, J. F. (Hrsg.): Die Weichsel-Eiszeit im Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik: 212-229. Berlin: Akademie-Verlag.
- GRIPP, K. (1964): Erdgeschichte von Schleswig-Holstein. Karl Wachholz-Verlag, Neumünster. 411 p., 57 Tafeln.
- GRUBE, F. (1979): Übertiefe Täler im Hamburger Raum. *Eiszeitalter und Gegenwart*, **29**: 157-172.
- HANSEN, K. (1971): Tunnel valleys in Denmark and Northern Germany. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, **20**: 295-306.
- HANSEN, S. (1978): Sidste nedslings maksimumsudbredelse i Syd- og Midtjylland. DGU, Årbog 1976: 139-152.
- HUMLUM, O. (1976): Sorø- og Stenlilleegnens geomorfologi. Unpublished report, Geographical Institute, Univ. of Copenhagen. 383 pp.
- KRÜGER, J. (1989): Gletscheren og landskabet. 77 pp. København (Gyldendal).
- KUSTER, H. & MEYER, K.-D. (1979): Glaziäre Rinnen im mittleren und nordöstlichen Niedersachsen. *Eiszeitalter und Gegenwart*, **29**: 135-156.
- LARSEN, G. & KRONBORG, C. (1994): Det mellemste Jylland; Geologisk set. Skov- og Naturstyrelsen/Geografforlaget. 272 pp.
- LARSEN, G., KRONBORG, C. & BENDER, H. (1979): Det midtjyske Søhøjland. Geologi. Århus amtskommune, Amtsfredningskontoret. 31 pp.
- LYKKE-ANDERSEN, H. (1986): On the buried Norreå valley. *Geoskrifter*, **24**: 211-223.
- (1995): Om tunneldalenes natur. *Geologisk Nyt* (**3**): 17-19.
- NYE, J. F. (1952): The mechanics of glacier flow. *Journal of Glaciology*, **2**: 82-93.
- RÜHBERG, N. (1987): Die Grundmoräne des jüngsten Weichselvorstoßes im Gebiet der DDR. *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften*, **15**: 759-767.
- SCHULZ, W. (1967): Abriß der Quartärgeologie Mecklenburgs. *Archiv der Freunde der Naturgeschichte Mecklenburgs*, **XIII**: 99-119.
- SHREVE, R. L. (1972): Movement of water in glaciers. *Journal of Glaciology*, **11**: 205-214.
- SMED, P. (1995): Tunneldale - er dannet af smeltvand under isen. *Geologisk Nyt* (**1**): 19-23, (**2**): 19-23.
- SUGDEN, D.E. & JOHN, B. S. (1979): *Glaciers and landscape*, 376 pp. London (Arnold).
- USSING, N. V. (1903): Om Jyllands Hedesletter og Teorieme for deres Dannelse. *Det Kgl. Danske Videnskabernes Selskabs Forhandling*, **2**: 99-164.
- (1907): Om Floddale og Randmoræner i Jylland. *Det Kgl. Danske Videnskabernes Selskabs Forhandling*, **4**: 162-214.
- VARV (1992): *Geologisk kort over den danske undergrund*, red. E. HÅKANSSON & S.S. PEDERSEN.
- WOLDSTEDT, P. (1950): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. 464 S. Stuttgart (Koehler).
- WOLDSTEDT, P. & DÜPHORN, K. (1974): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter, 3. Auflage. 500 S. Stuttgart (Koehler).

Manuskript eingegangen am 6. Januar 1997

Glazilimnische Kames in Schleswig-Holstein

EBERHARD STREHL*)

Pleistocene, Weichselian, basin sediments, Schleswig-Holstein

Kurzfassung: Im Gebiet der Weichselvereisung in Schleswig-Holstein wurden in den letzten Jahren bei der geologischen Landesaufnahme mehrere Vorkommen von gegenüber ihrer Umgebung hoch liegenden, ungestört gelagerten Beckensedimenten gefunden. Es handelt sich meist um schluffige Tone, feinsandige Schluffe und schluffstreifige Feinsande, die während des Eiszerfalls ursprünglich in Lücken im Gletschereis (Toteis) sedimentiert wurden und nach dem vollständigen Niedertauen des Gletschers infolge Reliefumkehr Erhebungen bildeten. Es werden drei typische Vorkommen beschrieben.

[Glacilimnic Kames in Schleswig-Holstein]

Abstract: In the area of Weichselian glaciation in Schleswig-Holstein in the past years several occurrences of compared with their environs highly situated undisturbed basin sediments were found during geological mapping. Mostly occur silty clays, fine sand striped silts and silt striped fine sands, which during the ice decay were originally deposited in blanks in the glacier ice (dead ice), and became hills after the complete down melting of the glacier due to relief inversion. Three typical occurrences are described.

Einführung

Bei der geologischen Kartierung für die Geologische Übersichtskarte 1: 200 000 Blätter CC 1518 Flensburg und CC 2326 Lübeck wurden im Jungmoränengebiet (Gebiet der ehemaligen weichselzeitlichen Vergletscherung) an mehreren Stellen hoch liegende glazilimnische (Becken-) Absätze gefunden, die aufgrund ihrer ungestörten, horizontalen Lagerung nicht vom Gletschereis gestaucht sein können.

Es handelt sich ganz überwiegend um schluffige Tone, feinsandstreifige Schluffe und schluffstreifige Feinsande, die in stehenden Gewässern in Lücken im Gletscher in Zeiten des Eisabbaus abgesetzt wurden. Später kam es beim vollständigen Niedertauen des Gletschers zu einer Reliefumkehr, als sich die in den Gletscherlücken angehäuften Beckensedimente gegenüber den ehemals vom Gletscher bedeckten Gebieten zu Vollformen herausbildeten.

Stellvertretend für die Vorkommen heute hoch liegender Beckenablagerungen werden drei typische Beispiele beschrieben: Ein interessantes Vorkommen, auch in lagerstättenkundlicher Hinsicht, ist das Vorkommen von Ülsby nördlich von Schleswig, das im wesentlichen aus feinsandstreifigem Beckenschluff besteht. Hoch liegende, vom Eis nicht gestauchte Beckenablagerungen treten besonders im Bungsberggebiet recht häufig auf. Hier konnten z.B. bei Schönwalde Beckentone in

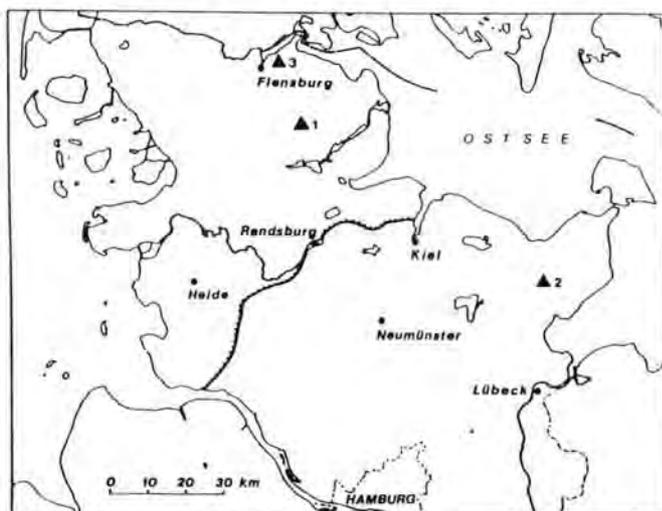


Abb. 1 Lageplan der Vorkommen: 1 = Ülsby, 2 = Schönwalde am Bungsberg, 3 = Flensburg

Fig. 1 Location of the occurrences

*) Anschrift des Verfassers: Dr. E. STREHL, Landesamt für Natur und Umwelt, Abt. Geologie und Boden, Hamburger Chaussee 25, 24220 Flintbek

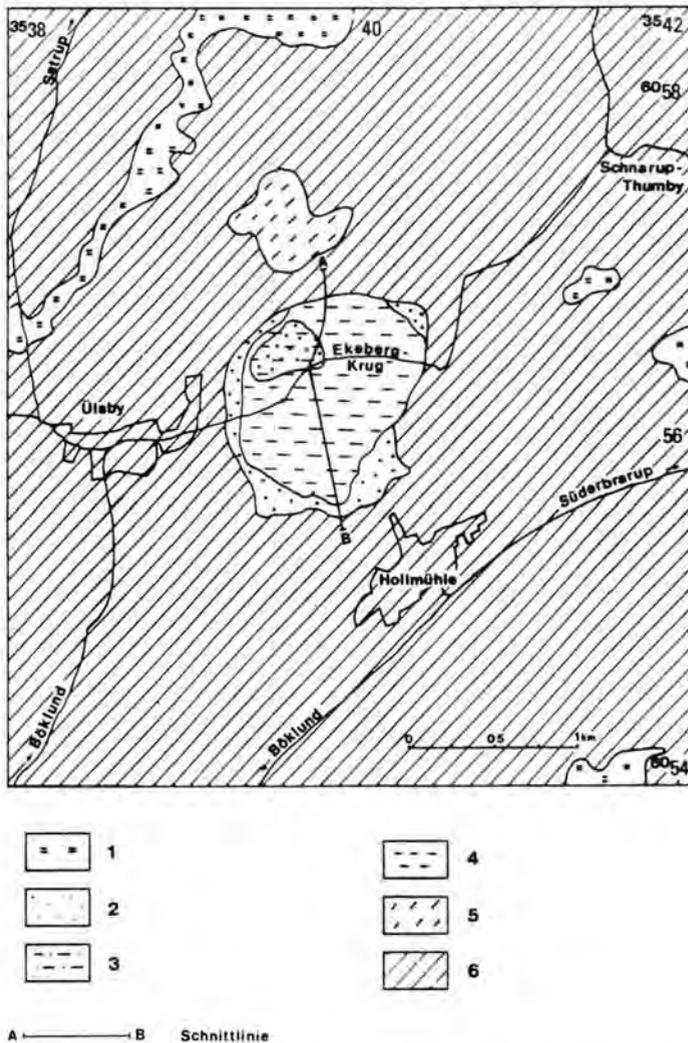


Abb. 2 Geologische Karte des Gebietes Ülsby (vereinfacht) 1 = Niedermoortorf, 2 = Schmelzwassersand, 3 = Schmelzwassersand über Beckenschluff, 4 = Beckenschluff, nicht gestaut, 5 = Beckenschluff, gestaut, 6 = Geschiebelehm und Geschiebemergel (1 = Holozän, 2-6 = Pleistozän, Weichsel-Eiszeit)

Fig. 2 Geological map of the Ülsby area (simplified)

1 = lowbog peat, 2 = meltwater sand, 3 = meltwater sand over basin silt, 4 = basin silt, not pushed, 5 = basin silt, pushed, 6 = till (1 = Holocene, 2-6 = Pleistocene, Weichsel ice age)

einer Höhe von 100 bis 110 m nachgewiesen werden, die mit zu den am höchsten gelegenen Beckensedimenten in Schleswig-Holstein zählen. Als drittes Vorkommen wird der kleine auffällige Hügel aus Beckenfeinsand und Beckenschluff bei Flensburg beschrieben, auf dem seit einigen Jahren der Flensburger Fernsehturm steht.

Die hoch liegenden Beckenschluffe bei Ülsby

Das etwa 100 ha große Vorkommen liegt unmittelbar östlich von Ülsby, Kreis Schleswig-Flensburg, zwischen r 35 39 350 - 40 450 und h 60 55 600 - 56 800 (TK 25 Nr. 1323 Satrup) und etwa 12 km nordnordöstlich von Schleswig (s. Abb. 1, vgl. GÜK 200 Nr. CC 1518 Flensburg). Bei etwa ovalem Umriss hat es eine Nord-Süd-Erstreckung von 1,2 km, eine Ost-West-Erstreckung von etwas über 1 km und erhebt sich plateauartig mit fast ebener Geländeoberfläche und einer durchschnittlichen Höhe von +43 m NN um 5 m bis 7 m über seine Umgebung.

Das Vorkommen besteht aus bis zu 9 m mächtigen feinsandstreifigen weichselzeitlichen Beckenschluffen, die mit einer Basischicht aus bis zu 5 m Schmelzwassersand auf der weichselzeitlichen Grundmoräne aus Geschiebelehm und Geschiebemergel lagern (s. Abb. 2 und 3).

Auffallend ist die tiefgründige Verwitterung der Beckenschluffe. Diese sind nach den durchgeführten Sondierungen bis zu 6,2 m entkalkt (s. Abb. 3), was wohl auf die exponierte Lage und die Wechsellagerung mit Feinsandlagen zurückgeführt werden kann. Eine Sedimentmischprobe ergab beim Brennen in der Ziegelei Jöns, Schleswig, einen feinen, roten Stein. Damit besitzt das Vorkommen auch ein Lagerstättenpotential.

Die hoch liegenden Beckentone bei Schönwalde am Bungsberg

Im Raum Schönwalde am Bungsberg wurden im Bereich des Kartenblattes 1: 25 000 Nr. 1830 Neustadt in Holstein vom Verfasser drei separate Vorkommen von ungestört gelagerten Beckentonen auskartiert (s. Abb. 4, vgl. GK 25 Nr. 1830 Neustadt i.H. und GÜK 200 Nr. CC 2326 Lübeck), die nach H. J. STEPHAN z.T. auf das Gebiet des Karten-

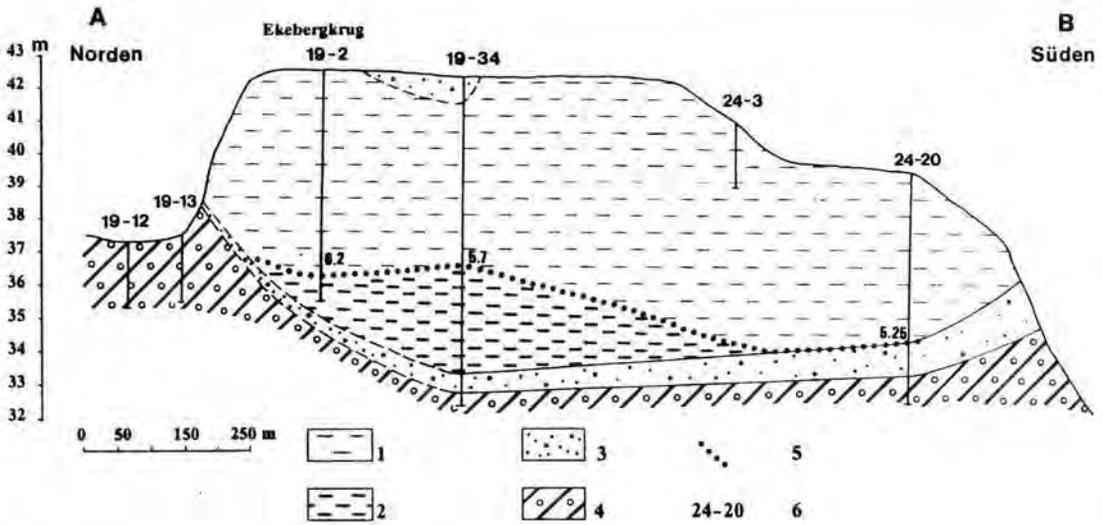


Abb. 3 Schnitt A-B durch das Plateau-Kame von Ülsby

1 = Beckenschluff, entkalkt, 2 = Beckenschluff, kalkhaltig, 3 = Schmelzwasserrand, 4 = Geschiebemergel, 5 = Grenze der Entkalkung, 6 = Bohrungs-Nr.

Fig. 3 Section A-B through the occurrence of Ülsby

1 = basin silt, decalcified, 2 = basin silt, calcareous, 3 = meltwater sand, 4 = till, 5 = limit of decalcification, 6 = boring number

blattes 1:25 000 Nr. 1730 Hansühn reichen. Alle drei Vorkommen liegen in einer Höhe von +100 bis +110 m NN und bilden jeweils eine mehrere Meter mächtige Deckschicht auf Erhebungen aus Geschiebemergel. Der Beckenton ist meist ungeschichtet und etwas schluffig, untergeordnet auch schluffstreifig.

Das Vorkommen von hoch liegenden Beckensedimenten bei Flensburg

Das Vorkommen liegt etwa 1 km östlich des östlichen Stadtrandes von Flensburg, Ortsteil Engelsby, zwischen r 35 32 350 - 650 und h 60 73 500 - 850 (s. GK 25 Nr. 1223 Husby). Es hat einen ovalen Umriss, eine Nord-Süd-Erstreckung von etwa 350 m, eine Ost-West-Erstreckung von ca. 300 m und eine Höhe von 63,6 m, wobei es sich um ca. 13 m über seine Umgebung erhebt (Kuppenkame).

Nach den 2-m-Sondierungen der geologischen Kartierung und mehreren 15- bis 20-m-Sondierungen durch die Fa. Thiel für den Bau des Fernsehturmes des NDR, Sender Flensburg, besteht der Hügel im oberen Teil aus schluffstreifigen Feinsanden, die zur Tiefe hin in feinsandstreifige Schluffe übergehen. Es wurden maximal 18 m

Beckensedimente erbohrt. Sie lagern auf Geschiebemergel, der auch in der näheren Umgebung an der Geländeoberfläche, bis etwa 2 m u. Gelände zu Geschiebelehm entkalkt, allgemein ansteht.

Vorkommen in benachbarten Gebieten

In Mecklenburg-Vorpommern kommen nach BREMER (1996) auf Blatt 1:25 000 Nr. 2131 Schönberg auch hoch liegende, ungestört gelagerte Beckenablagerungen vor: ca. 2 km östlich der Stadt Schönberg (schluffige Feinsande) und in der Südostecke des Blattes (Schluffe). Ein weiteres Vorkommen befindet sich auf Blatt Nr. 2443 Möllenhagen östlich Waren/Müritz, wo unmittelbar nördlich der Ortslage Möllenhagen Schluffe anstehen (nicht publiziert). Ferner besteht ein großer Teil der Vollformen auf der Insel Usedom aus Beckensedimenten. Diese wurden allerdings noch vom jüngsten weichselzeitlichen Gletschervorstoß überfahren und tragen daher stellenweise eine Geschiebelehmdecke (RÜHBERG in MÜLLER et al. 1995).

Noch weiter östlich beschrieb KEILHACK (1892) Vorkommen von „Deckthon“ in Hinterpommern und Westpreußen.

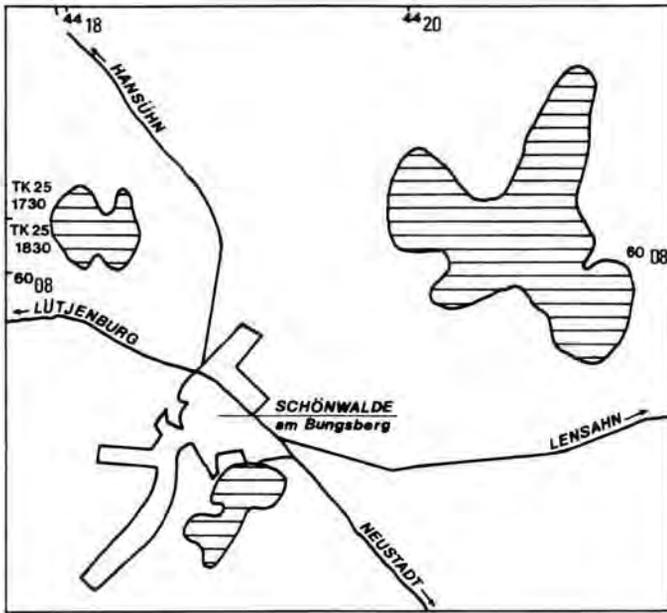


Abb. 4 Geologische Karte des Gebietes Schönwalde am Bungsborg (stark vereinfacht) 1 = Beckenton, 2 = überwiegend Geschiebelehm und Geschiebemergel

Fig. 4 Geological map of the Schönwalde am Bungsborg area (strongly simplified) 1 = basin clay, 2 = prevailing till

In Dänemark kommen nach HANSEN (1940: 73 pp) zahlreiche Hügel aus ungestört gelagerten Beckensedimenten als sog. Plateaubakke-Issøer oder Fladbakke-Issøer vor. Sie haben einen Durchmesser von 100 m bis 4 km, erheben sich 5 bis 20 m über ihre Umgebung und weisen analog zu dem oben beschriebenen Vorkommen von Ülsby eine fast ebene oder nur schwach gewellte Oberfläche auf. Die Vorkommen sind über das ganze ehemals weichselzeitlich vereiste Gebiet verbreitet und treten z.B. zahlreich bei Tommerup auf der Insel Fünen und östlich von Lynge in Nord-Seeland auf (s. Abb. 5 in HANSEN 1940).

Schriftenverzeichnis

- BREMER, F. (1996): Erläuterungen zur Geol. Karte von Mecklenburg-Vorpommern, Bl. 2131 Schönberg, 44 S., 5 Abb., 5 Tab., 10 Kt., Schwerin (GIA).
- HANSEN, S. (1940): Varvighed i danske og skaanske senglaciale Aflejringer. - Danmarks Geologiske Undersøgelse. II. Række, Nr. 63, 468 S., 45 Taf., 2 Kt., Kopenhagen.
- KEILHACK, K. (1892): Der baltische Höhenrücken in Hinterpommern und Westpreußen. - Jb. Kgl. Preuss. Geol. Landesamt f. das Jahr 1889; Berlin.
- MÜLLER, U., RÜHBERG, N. & KRIENKE, H.-D. (1995): The Pleistocene sequence in Mecklenburg-Vorpommern, in: Glacial deposits in North-East Europe. S. 501-514, Taf. 63-67; Rotterdam (A.A. Balkema).

Geologische Karten

- Geologische Karte von Schleswig-Holstein 1: 25 000 Nr. 1223 Husby; Kiel 1996.
- Geologische Karte von Schleswig-Holstein 1: 25 000 Nr. 1323 Satrup (im Druck)
- Geologische Karte von Schleswig-Holstein 1: 25 000 Nr. 1830 Neustadt in Holstein; Kiel 1986.
- Geologische Übersichtskarte 1: 200 000 Nr. CC 1518 Flensburg; Hannover 1993.
- Geologische Übersichtskarte 1: 200 000 Nr. CC 2326 Lübeck; Hannover 1987.

Manuskript eingegangen am 26. März 1997

Surface geometry of the Last Glacial Maximum (LGM) in the southeastern Swiss Alps (Graubünden) and its paleoclimatological significance

DURI FLORINETH*

Last Glacial Maximum, Swiss Alps, trimlines, flowdirection, modelling, paleoglaciology, paleoclimatology

Abstract: Using detailed field evidence provided by trimlines on former nunataks, erratic boulders and the orientations of glacial striae, the surface geometry in the accumulation area during the Last Glacial Maximum was reconstructed for the area of SE Switzerland and adjacent Italy. Collectively, the trends of trimline elevations, flowlines deduced from glacial striae and bedrock morphology along the longitudinal valleys and their tributaries indicate that the former accumulation area consisted of an ice dome with the ice divide located over the area enclosed by Schlarignia, Cinuoschel, Livigno and Piz Bernina. It attained a minimum altitude of approximately 3000 m. Modelling the topography of the ice surface using a Geographical Information System (GIS) is consistent with these results.

The paleoclimatological signal included in this surface geometry was used to draw conclusions about the main atmospheric paleocirculation patterns and to outline the principal precipitation areas for the Alps during the last glaciation. It followed from this that ice build-up was principally related to dominating precipitation by southerly circulation (foehn). The prevalence of foehn circulation most likely reflects a southward shift of the North Atlantic polar atmospheric front and of the accompanied storm track due to the advancing margin of sea ice.

There exists good agreement between these assumptions and (a) results of global circulation models for the time of the LGM; (b) estimations of basal shear stress values and flow velocities for Ice Age glaciers; and (c) interpretations of paleowind indicators.

[Die Oberflächengeometrie des letzteiszeitlichen Maximums (LGM) in den südöstlichen schweizer Alpen (Graubünden) und ihre paläoklimatologische Bedeutung]

Kurzfassung: Anhand detaillierter Feldbefunde, wie z.B. Schlifffgrenzen an ehemaligen Nunatakern, der Verteilung erratischer Blöcke und der Orientierung von Gletscherschrammen, wurde die Oberflächengeometrie des Akkumulationsgebietes des letzteiszeitlichen Maximums im Gebiet Südostschweiz und Norditalien rekonstruiert. Der Höhenverlauf der Schlifffgrenzen, die aus den Strömungsdaten abgeleiteten Fließbewegun-

gen des Eises, und die Morphologie des Felsuntergrundes entlang der Haupt- und Seitentäler deuten darauf hin, daß das ehemalige Akkumulationsgebiet aus einem Eisdome bestand. Die Eisscheide lag dabei über dem von Schlarignia, Cinuoschel, Livigno und Piz Bernina eingeschlossenen Gebiet und erreichte eine minimale Höhe von ca. 3000 m. Diese Resultate konnten durch eine Modellierung der Topographie dieser Eisoberfläche mit Hilfe eines Geographischen Informationssystems (GIS) bestätigt werden.

Das Klimasignal, welches in dieser Gletschergeometrie enthalten ist, wurde anschließend genutzt, um vorherrschende atmosphärische Zirkulationsmuster und die daraus resultierenden Hauptniederschlagsgebiete in den Alpen während des letzten Hochglazials zu bestimmen. Es läßt sich daraus folgern, daß für den Aufbau des Eisdomes vorwiegend Niederschläge von Südtaulagen verantwortlich waren. Die Dominanz der Südtaulagen ist eine direkte Folge der vorrückenden Meereseisgrenze im Nordatlantik. Letztere bedingte eine Verlagerung der atmosphärischen Polarfront und der damit verbundenen Hauptzugbahn zyklonaler Störungen um bis zu 20° südwärts.

Diese Ergebnisse korrespondieren gut mit (a) den Resultaten globaler Zirkulationsmodelle für das LGM; (b) Schätzungen der basalen Schubspannungen und der Fließgeschwindigkeiten für die Eiszeitgletscher; und (c) mit der Interpretation von Paläowind-Indikatoren.

Introduction

Paleoglaciological reconstructions are usually done by means of mapping geological and geomorphological depositional features in the areas below the equilibrium line altitude (ELA), and of erosional features in the former accumulation area. Detailed field evidence in the former ablation area and recent progress in the field of computer technology has led to increasing interest in numerical modelling and reconstructing Pleistocene Alpine glaciers, especially in connection with the following questions: (a) the maximal extent of the former piedmont lobes (KELLER 1988), (b) the stratigraphic correlation of the different advances (PENCK & BRÜCKNER 1909; HANTKE 1980;

* Adress of the Author: D. Florineth, Geologisches Institut, Universität Bern, Baltzerstrasse 1, CH-3012 Bern, Switzerland.

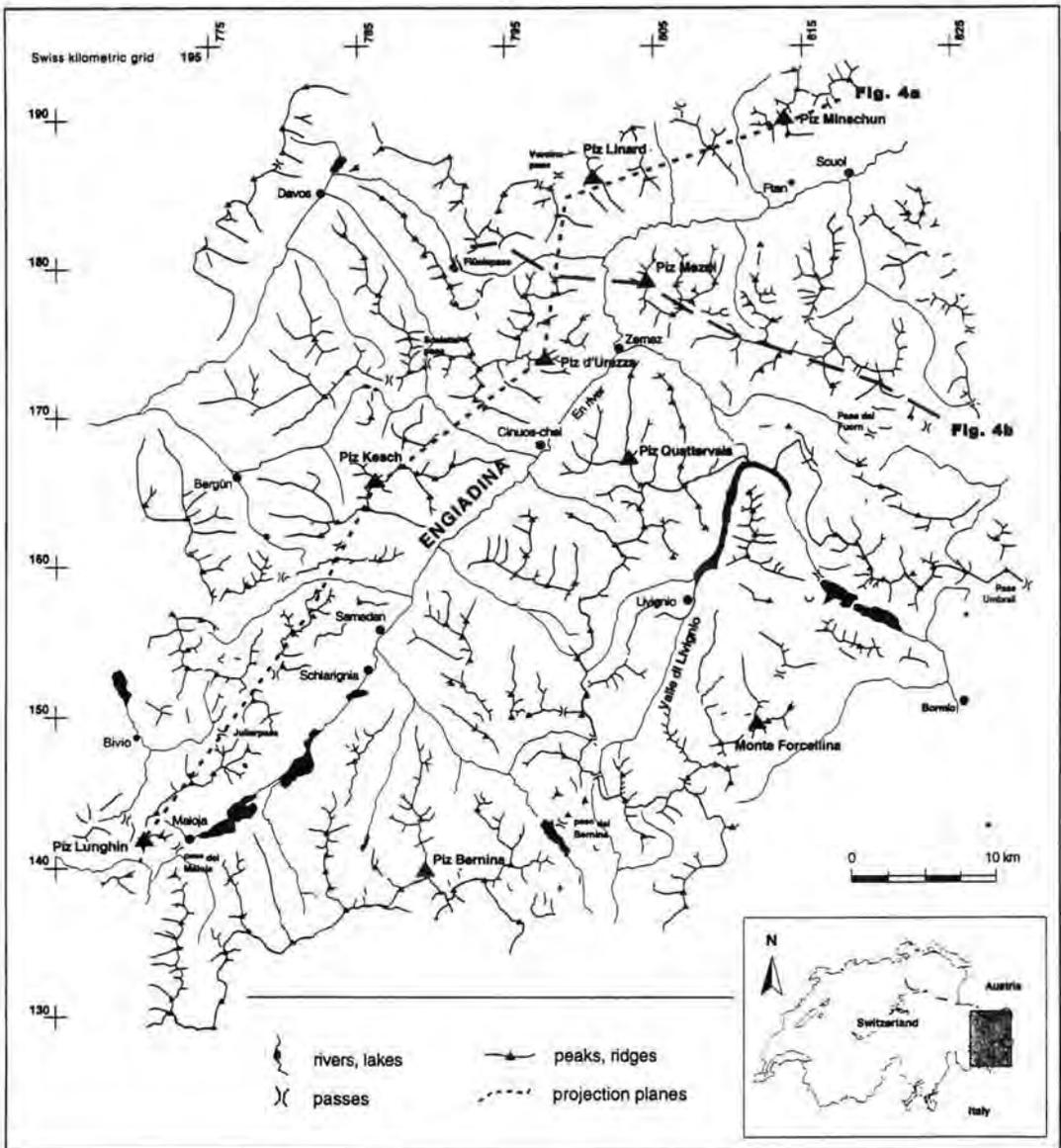


Fig. 1: Index map of southeastern Switzerland (Graubünden), northeastern Italy and western Austria with the locations mentioned in the text. Dashed lines give positions of cross-sections (Figs. 4a and 4b).

Abb. 1: Geographische Übersichtskarte der Südostschweiz und der angrenzenden Gebiete Italiens und Österreichs mit den im Text erwähnten Lokalitäten. Die Profilsuren der Fig. 4A und 4B sind ebenfalls angegeben.

SCHLÜCHTER 1991), (c) estimations of paleoglaciological parameters (BLATTER & HAEBERLI 1984), (d) the geological evidence for glacier modelling (HAEBERLI & SCHLÜCHTER 1987) as well as (e) conclusions about prevailing paleoclimatic conditions (HAEBERLI 1991a, 1991b). JACKLI (1962, 1970) compiled a detailed map of the Last Glacial Maximum (LGM) for all of Switzerland mostly from local investigations. The map published by VAN HUSEN (1987) covers the LGM in the Eastern Alps and

their forelands. Despite some uncertainties (Rhein glacier, [KELLER 1993] southern Switzerland [BINI 1987; FELBER 1993]) these survey maps still rank as some of the best reconstructions, particularly with respect to the accumulation area. It is true that paleoglaciological modelling has experienced significant progress in recent years, but the geometry of former glaciers and ice-sheets nevertheless remains uncertain in the area above the ELA. As the accuracy of each (paleo)glaciological

reconstruction is only as reliable as the geological/geomorphological input data, the basic problem of modelling former ice bodies is given by the limited field evidence (overprinting by younger glacier advances, weathering, burial by snow and sediments, etc.) in the former accumulation area. Thus, due to the results acquired in the ablation area, the geometry of the alpine Ice Age glaciers was generally assumed to be strongly related to the present river system, i.e. ice-flow being the same as today's rivers. This hypothesis seems to be correct for the ablation area where minor variations in bed topography channelled the massive valley glaciers and stream flow of the ice predominated. The assumption, however, appears less valid at high altitudes in the central Alps, because mapping of glacial-erosion features indicate up-valley flow of some Ice Age glaciers, and ice transfluency over high altitude passes. Such features are in disagreement with existing reconstructions of the LGM. It is therefore evident that a realistic geometry of the last glacial ice body cannot be achieved by applying the conclusions drawn from investigations in the well-documented Swiss Plateau and Prealpes to the poorly understood inner alpine area.

The aim of this research project is to improve our understanding of the altitude and topography of the accumulation area during the LGM using geological and geomorphological evidence. Special interest is focused on (a) reconstructing flowlines of the ice at the LGM by mapped ice flow patterns, (b) modelling the ice surface in the former accumulation area by trimline evidence and (c) the possibilities to draw paleoclimatic conclusions from the shape of the former accumulation area.

Field area

Detailed mapping of glacial-erosion features in the central Alps of eastern Switzerland has already been carried out. The area described here is situated in the easternmost part of Graubünden (Switzerland) and adjacent Italy (Fig. 1).

This region is characterised by two large, southwest - northeast striking valleys (Engiadina and Valle di Livigno), emptying to the northeast and situated at a mean altitude of 1500 - 1700 m. The gradient of these longitudinal valleys is low, while the shorter tributaries are rather steep. On both sides of these valleys the peaks of the different massifs have an average altitude of 2900 - 3400 m, while the Bernina massif in the southwest reaches an elevation of 3500 - 4000 m. Despite a very con-

tinental climate with a mean annual precipitation amounting to just some 70 - 90 cm per year, the highest parts of these mountains remain glaciated today.

The bedrock geology of the area, described by various authors (e.g. SPITZ & DYHRENFURTH 1914; CORNELIUS 1935; BÖSCH 1937; HEIERLI 1955; TRÜMPY 1960; SPILLMANN 1993) is important to the present study because most of the glacial history is inferred from erosional traces on bedrock. This area exposes Penninic nappes in the west (Margna-Sella nappe and Platta nappe) and east (Tasna nappe), overlain by a stack of Austroalpine nappes (Fig. 2). The latter comprise the Upper Austroalpine Silvretta nappe (para- and orthogneisses, amphibolites) to the north, the S-charl-, Quaternals and Ortler nappes (Triassic and Jurassic sediments) to the east and the Campo/Languard nappe (gneisses) to the southeast as well as the Lower Austroalpine Err- and Bernina nappes (crystalline basement and Mesozoic sediments) to the southwest.

Mapping results

Glacial-erosion features and erratics

Fig. 3 shows the main localities of mapped glacial erosional features, including trimlines, striations, glacial polish, crescentic fractures and gouges as well as roches moutonnées. These features are scattered between the bottoms of the valleys and the trimline, superimposed on glacially-moulded bedrock. Glacial polish was found in only a few sites such as passes where ice-flow was constricted. The state of preservation of glacial polish and striae is highly dependent on the bedrock lithology. Fine grained igneous rocks preserve striations well, while carbonate rocks, slates and gneisses do not hold striations because of comparatively rapid physical weathering by granular disintegration or exfoliation.

The possibility of measured features being influenced by younger glacier advances was avoided by restricting the field survey to peaks and ridges near the trimline and to passes outside the moraines of the Younger *Dryas*.

In the region of Passo del Maloja (1815 m) striations, chattermarks and roches moutonnées occur on the glacially-moulded gneissic bedrock of the Margna-Sella nappe, but they are not common. Directly at the hospice, P-forms as well as numerous potholes can be found. Ice-flow direction was up-valley, towards southwest to west, as can be derived from striations and stoss-and-lee features. Erratics in the pass area from the Err- and

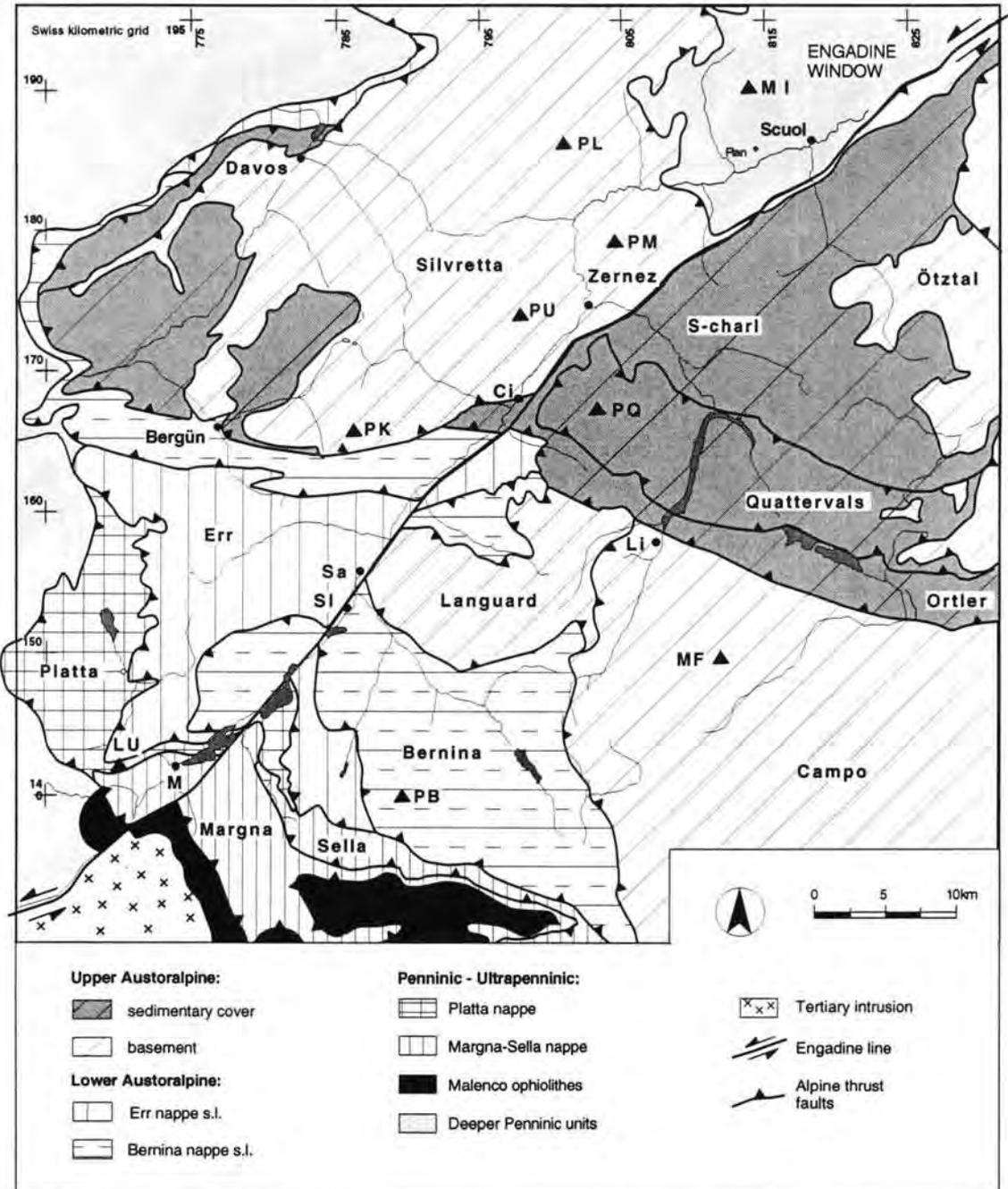


Fig. 2: Tectonic map of Austroalpine and Penninic nappes of the study area and of the Engadine Line, areal cover as Fig. 1; after FROITZHEIM & MANATSCHAL (1996), slightly modified.

Abbreviations: Ci - Ciuos-chel, Li - Livigno, M - Maloja, MF - Monte Forcellina, MI - Piz Minschun, LU - Piz Lunghin, PB - Piz Bernina, PK - Piz Kesch, PL - Piz Linard, PM - Piz Mezdi, PQ - Piz Quattervals, PU - Piz d'Urezza, Sa - Samedan, Sl - Schlarigna.

Abb. 2: Tekonische Karte des Arbeitsgebietes mit der Darstellung der verschiedenen Ostalpinen und Penninischen Decken sowie der Spur der Engadinerlinie (gleiche geographische Lage wie in Abb. 1). Nach FROITZHEIM & MANATSCHAL (1996), leicht abgeändert.

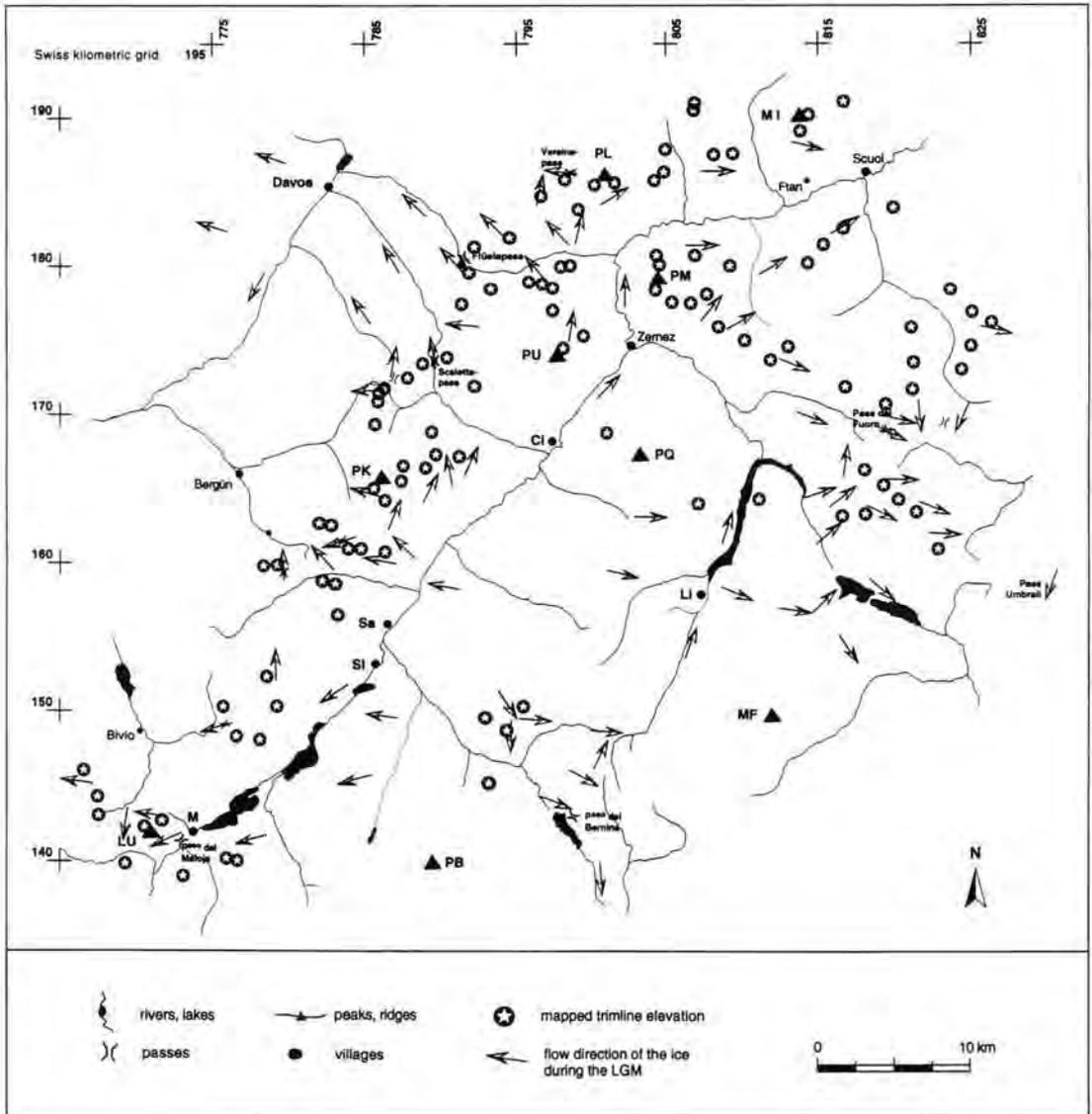


Fig. 3: Schematic map with the localities of measured paleoglaciological features for LGM - trimline position and flow direction. Abbreviations: see Fig. 2.

Abb. 3: Vereinfachte geographische Karte welche die Lage der kartierten paläoglacziologischen Indikatoren für die Fließrichtung und Höhe (Schliffgrenzen) des Eises während des letzteiszeitlichen Maximums darstellt. Vgl. Abb. 2 für die Abkürzungen.

Bernina nappes, exposed more to the east, like diorite, „Saluverbreccia“ and „Juliergranit“ (STAUB 1938, 1951; CORNELIUS 1951) confirm this flow direction.

North of the En river, in the area between Julierpass (2284 m) and Vereina pass (2585 m) glacially-smoothed granitic and gneissic outcrops of the Err-, Bernina, and Silvretta nappe are common up to an altitude of 2850 m. Fine-grained granites show well-preserved striations and glacial polish,

but weathering removed these features almost completely from the coarse-grained granites and gneisses. All striations give evidence of the main ice-flow towards northwest and north, with northerly ice-transfluences for all passes north of the En river. The most impressive example of such an ice-transfluence is represented by the pass south of Preda. The surface of this granitic ridge is glacially-moulded and littered with angular blocks of glacially transported local bedrock

but mostly lacks striations. However, the orientation of the roches moutonnées shows an overflow of the ridge towards the north. Moreover, in some places, detailed plotting of striations clearly illustrates the deviation of the general northerly flow around nunataks, and the pattern of ice deflected around these obstacles. At Piz Kesch for example, ice-flow direction along the western slope is towards the northwest while the flow direction changes from northeastwards in the southeast to northwards in the north at Pass dal Scaletta and Sertigpass; this example illustrates how ice was deflected around nunataks on its way to the north.

The situation is different southeast of Zernez, at Pass dal Fuorn (2149 m), where glacially-smoothed bedrock of the sedimentary S-charl nappe is exposed (Fig. 2). Here, the surface of the widespread dolomitic outcrops suffered granular disintegration and, thus, most of the small-scale glacial erosional features have been removed. In contrast to these carbonates, some few outcrops of Verrucano (Permian sandstones and breccias) preserved striations and can be used to determine former ice-flow. Both chattermarks and striations are rare and mainly restricted to Verrucano outcrops or to recently exposed carbonate outcrops such as the occurrences along the road across Pass dal Fuorn. Scattered crystalline erratics (Juliergranit and Albulgranit) of the Err- and Bernina nappes (DÖSSEGGER 1974) and boulders of a Jurassic breccia originally exposed in the area of Livigno suggest a general flow direction from the west to the east. Combined with the trends of striations and stoss-and-lee-features, this direction indicates that ice flow was formerly across Pass dal Fuorn towards southeast.

At Passo del Bernina (2054 m), south of the En river there is also evidence of overriding by ice. The pass area in cross section has a typical U-shape in the glacially sculptured crystalline bedrock of the Bernina nappe. Evidence of former glacier activity is the numerous striated, polished and grooved surfaces which are found all over, up to an altitude of about 2900 m. West of the pass, at 2600 m there are two generations of striations which are carved in the fine-grained granite. At the southern end of the glacially eroded basin, presently filled by Lago Bianco, P-forms are found. All features indicate former ice-flow across the pass with a flow direction towards the south. In summary, the reconstruction of flowlines by glacial striae in the area described yield a well defined star-like pattern of former ice flow direction

similar to reconstructed flow patterns of the former ice sheets in North America and Scandinavia. The centre from where the ice was able to flow in all directions is assumed to have been in the area between Piz Bernina and Piz d'Urezza.

The trimline

Trimlines are glacial-erosion features etched into bedrock, marking the maximum erosion level of the former ice body into pre-existing weathered bedrock. They describe the boundary between an ice-moulded downslope area and a frost-affected upslope zone (THORP 1981; BALLANTYNE 1990). Depending upon the bedrock lithology, this boundary may be either sharp, occurring within a few meters, or rather diffuse, with a vertical gradual transition zone of 50 to 100 m. From the trimline upwards there are neither erosional nor depositional features. Trimlines are developed best in landscapes with alpine topography where numerous ridges, spurs, arrêtes and steep peaks interrupted the former ice surface as nunataks. Consequently, mapping of trimlines in areas like the Alps provides an excellent, and often the only, evidence for accurate reconstructions of former ice surfaces.

North of the En river a conspicuous trimline occurs on almost all peaks and steep ridges and shows consistent elevations across lithologic and structural breaks. It is best developed and coherent in crystalline bedrock of the Err- and Bernina nappes. South of the En river trimline data are rare because of unfavorable bedrock such as slates and fine-grained sediments. However, a trimline is still visible at Passo del Bernina and in the area of Pass dal Fuorn.

The shape of the former ice surface is best illustrated by plotting the mapped trimline on (a) a SW - NE projection plane representing an 80 km long transect from Piz Lunghin to Piz Minschun aligned parallel to the Engiadina and (b) on a 35 km long transect from Flüelapass to Pass dal Fuorn aligned NW - SE, perpendicular to the first transect (Fig. 1). The result (Fig. 4A) shows a continuous rise of the trimline from 2720 m at Piz Lunghin to 2930 m at Fcla. Pischa, west of Piz Kesch; it then decreases smoothly to 2810 m at Piz Linard and further to 2610 m at Piz Minschun. Between Piz Kesch and Piz d'Urezza, the trimline reaches a maximum altitude of 2880 - 2930 m. This trend is in agreement with considerations about ice-movement along the Engiadina inferred from the distribution of erratics and measurements of striated bedrock (STAUB, 1938; CORNELIUS, 1951).

Fig. 4B indicates a rising trimline from 2780 m in the northwest at Flüelapass to 2820 m at Piz Mezdi, north of Zernez; it then drops again towards the southeast to 2680 m at Pass dal Fuorn, suggesting the ice divide lay in the area of Zernez. Other transects aligned NW - SE reveal much the same picture as Fig. 4B, with a progressive decline in trimline altitude towards the southeast and northwest, away from its maximum elevation of about 2900 m located right above the bottom of the Engiadina. Again, this trend is consistent with information on ice flow directions inferred from independently mapped glacial erosional features (SPITZ & DYHRENFURTH 1914; BÖSCH 1937; HEIERLI 1955).

The intersection of the different transects allows a reconstruction of the regional trend of trimline elevations. As described earlier, the trimline attains its highest elevation of 2950 m or even more in the area between Piz Bernina and Piz d'Urezza and smoothly slopes northeastward to 2600 m and southwestward to 2720 m. A steeper decline of trimline elevations is found across the ridges to the northwest and to the southeast. This pattern displays a gradual decline of trimline altitudes in all directions from the centre in the upper part of Engiadina, and is consistent with the conclusions drawn from flowlines determined by striation trends. Again, the reconstruction of the ice surface, when ice stood at the trimline, indicates that there was a high elevation zone in the area enclosed by Piz Bernina, Piz Kesch, Piz d'Urezza, Piz Quattervals and Monte Forcellina (Fig. 3). The ice was drained predominately downstream towards the northeast and up-valley towards the southwest by ice streams but, as documented by striation measurements, it also spilled over the ridges to the northwest and to the southeast of the Engiadina and flowed into the ice streams of the Rhein and Etsch glaciers.

Bedrock morphology

With the exception of some nunataks, ice age glaciers have reshaped the pre-existing relief to a glacially moulded landscape. The result is the typical U-shaped cross-section of the valleys. Most of the short, steep tributaries end today as hanging valleys because the large longitudinal valleys draining most of the ice experienced much stronger glacial erosion. As far as Engiadina is concerned, all tributaries between Passo del Maloja and Schlarignia are hanging valleys and then again from Cinuos-chel on downstream. Tributaries between Schlarignia and Cinuos-chel however,

end at the level of the main valley floor and the lower section of these valleys is characterised by a very small gradient. This is also true for tributaries of Valle di Livigno upstream from Livigno.

Glacial erosion did not only shape the cross-sections, but also modified their longitudinal profiles forming basins and troughs. On a profile of the Engiadina a distinct change in slope occurs at Cinuos-chel (Fig. 4A). Whereas the elevation of the valley floor constantly decreases downstream from Cinuos-chel, it displays a nearly consistent elevation of about 1700 m on the section between Cinuos-chel and Passo del Maloja, with a step of about 50 m in the area of Schlarignia and an abrupt end of the valley at Passo del Maloja. The situation along Valle di Livigno with Livigno as a hinge, is even more pronounced.

Several possible interpretations can be made for the reduced basal erosion in particular sections of the valleys mentioned. One explanation is tectonic, as Cinuos-chel and Livigno lie at the boundary between a crystalline nappe (Silvretta and Languard) and a sedimentary nappe (Quattervals nappe). Additionally, this nappe boundary is cut by the younger sinistral transform fault (Engadine line) which runs parallel to the floor of the Engiadina (Fig. 2). Both, the nappe boundary as well as the transform fault may have resulted in differential basal glacial erosion.

Second, the area of reduced erosion formerly may have been covered by ice of a cold based glacier. In this scenario, there would have been no basal erosion as the cold based ice was frozen to its bed and, therefore, permitted no slip between the ice and its bed.

The third interpretation is that it represents an area which was at or beneath the ice divide of a former dome-type glaciation. Observations from regions formerly covered by ice sheets such as North America or Scandinavia show that very little or even no basal erosion may take place below the central part of an ice dome (DENTON & HUGHES 1981).

This third hypothesis is favoured for the following reasons: The occurrence of striated bedrock and chattermarks all over the study area up to the trimline clearly show that the ice was at pressure-melting point, permitting basal sliding even at high altitudes. Therefore, the possibility of cold based ice frozen to its bed can be excluded. The tectonic interpretation also is not very plausible because at Cinuos-chel it is the sedimentary Quattervals nappe which is less eroded than the crystalline Silvretta nappe but at Livigno it is the

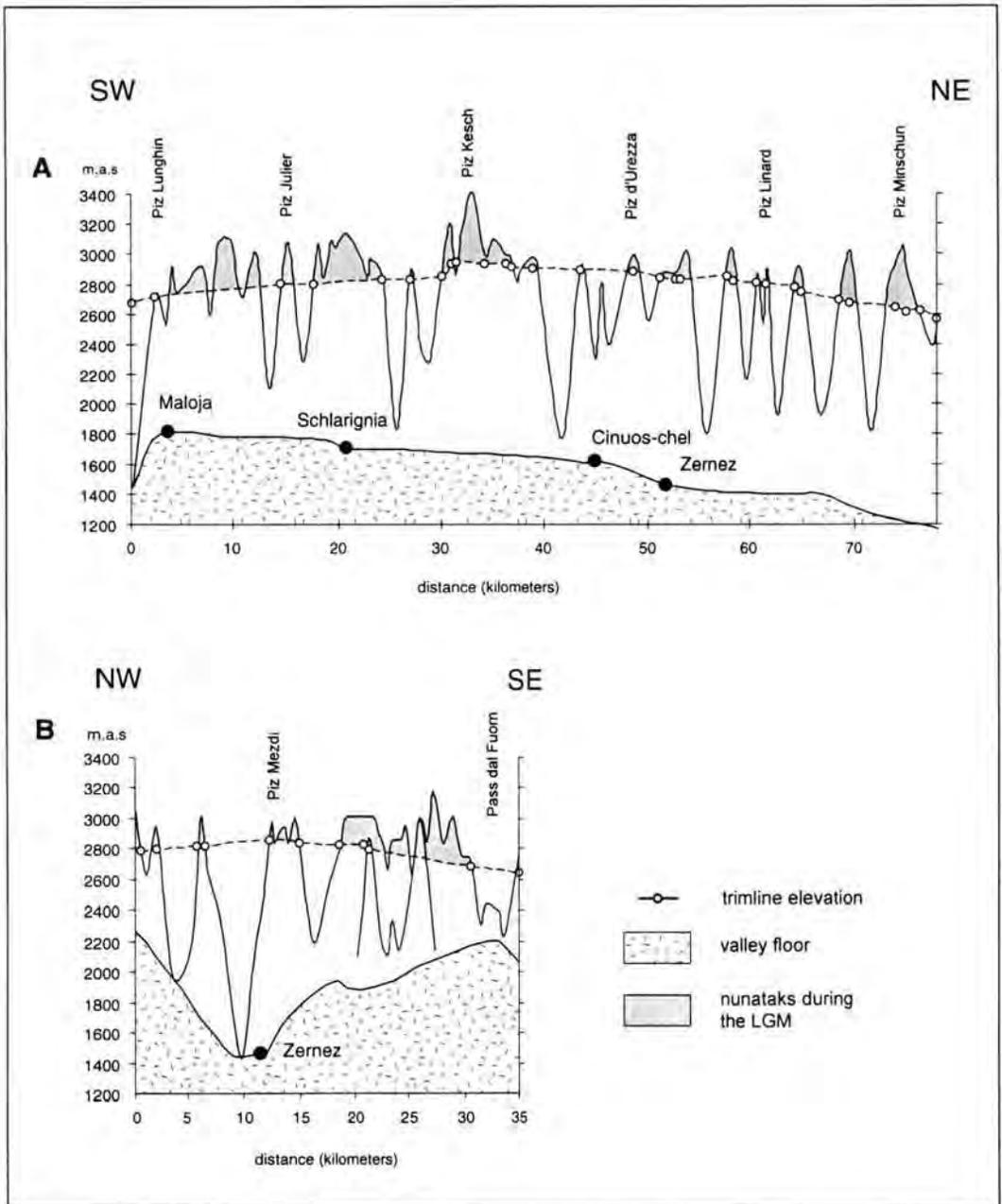


Fig. 4: A) Trimline elevations along a SW - NE transect parallel to the Engiadina valley. Trimline culmination between Schlarignia and Ciuuos-chel (vertical exaggeration x 15). B) Trimline elevation along a NW - SE transect from Flüelapass to Pass dal Fuorn. Trimline culmination overhead Zernez, progressively declining northwest- and southeastwards (vertical exaggeration x 14). Position of transects see Fig. 1.

Abb. 4: A) Schlifflgrenzhöhen entlang eines SW-NE-Profiles parallel zum Engadin. Die Kulmination der Schlifflgrenze bzw. der Eisoberfläche befindet sich im Gebiet zwischen Schlarignia und Ciuuos-chel (15fach überhöht). B) Der Verlauf der Schlifflgrenze entlang eines NW-SE-Profiles zwischen Flüelapass und Pass dal Fuorn. Die Schlifflgrenze ist am Höchsten über dem Talboden des Engadins in der Umgebung von Zernez und fällt sowohl nach Südosten wie auch nach Nordwesten ab (14fach überhöht). Die Lage der Profilsuren ist in Abb. 1 angegeben.

opposite. On the other hand the sudden change of inclination (and thus a different erosional strength) can neither come from the Engadine line as this transform fault, normally promoting erosion, does not appear at first at Cinuos-chel, but is present on the whole length from Zernez up to Passo del Maloja. In addition, a similar change of inclination is also found along Valle di Livigno where there is no fault. Moreover, the area of reduced erosion coincides almost perfectly with the area of an ice dome already described by the interpretation of trimline elevations and striation data.

In summary, the results obtained by trimline elevation, the orientation of glacial-erosion features and the bedrock morphology indicate that there was a dome-type glaciation at the LGM in the area described. The trend of trimline elevations show that the ice surface achieved an altitude of 2950 m to 3000 m over the area enclosed by Piz Bernina, Piz Kesch, Piz d'Urezza and Monte Forcellina. From this central high area it descended gradually in all directions. Flowlines deduced from striation trends and the distribution of erratics are perpendicular to former ice-surface contours as determined by trimline elevations and confirm the presence of this ice-dome. Finally, the bedrock morphology and the sudden change of inclination along the longitudinal valleys can be explained perfectly by the zone of no erosion lying below a former ice divide, but cannot be explained satisfactorily by tectonics.

Reconstruction of glacier geometry for the LGM by GIS

In addition to transects with the regional trend of the trimline on well defined projection planes, a three-dimensional ice surface for the whole area has been computed with a geographical information system (GIS). This study describes a first attempt to make use of the techniques for surface modelling and analysis provided by GIS (WEIBEL & HELLER 1991) in order to assist the reconstruction of a three dimensional ice surface of the accumulation area during the LGM.

Modelling of the ice surface by GIS was done as follows: First, a TIN (triangulated irregular network) data model has been computed from the point data containing all mapped field evidence for surface elevation with x, y coordinates and z values and line data representing the digitised contours of the map published by VAN HUSEN (1987). In order to ascertain that the modelling is not affected by „rough“ or inexact data, digitised

isolines have been considered only outside the mapped area. A common digital format for representing surfaces in a matrix of equally spaced sample points are digital elevation models (DEM or DTM). A first interpretation of a DEM is referred to as a lattice and therefore the TIN surface data which is based on irregularly spaced point and line data was converted to a lattice. A linear interpolation method was used to calculate missing points inside the triangles. In the last step, this lattice containing the elevation values for a continuous, smooth ice surface was intersected with a digital terrain model (DTM) so as to clip the peaks protruding the ice surface as nunataks.

Fig. 5 shows the ice surface during the LGM as reconstructed by GIS. For clarity, the surface altitude is displayed with contours at intervals of 200 m.

Paleoclimatic implications

Located in the central part of the Alps, the study area represents a key location concerning atmospheric circulation patterns; this is true not only for the present climate but also for paleoclimates. Consequently, the results provided by the reconstruction of the LGM ice surface in this area are crucial for understanding atmospheric circulation and the precipitation patterns in the period of massive ice build-up from 28000 BP to 23000 BP (SCHLÜCHTER 1991).

Before turning to former climatic conditions, the characteristic precipitation patterns of today's most important weather situations are discussed (Fig. 6).

At present, in the Alps there are two different weather systems responsible for the principal supply of precipitation. Moist air masses from the precipitation-bearing cyclones produced in the North Atlantic are brought to the Alps either by westerly winds across central France or via southern France and northern Italy by the southerly winds (foehn weather situation). The cooling effect of the Alps on the incoming moist air masses causes different precipitation patterns, either with elevated precipitation in the northwest and a precipitation shadow in the south(east), or the opposite. Both of these situations can be observed in the study area: during northwest winds which prevails on more than 50% of all days, precipitation is highest in the north and northwest of the Engadina. In contrast, during foehn weather (25% of all days) precipitation is highest in the south (Fig 6). The boundary between these two diffe-

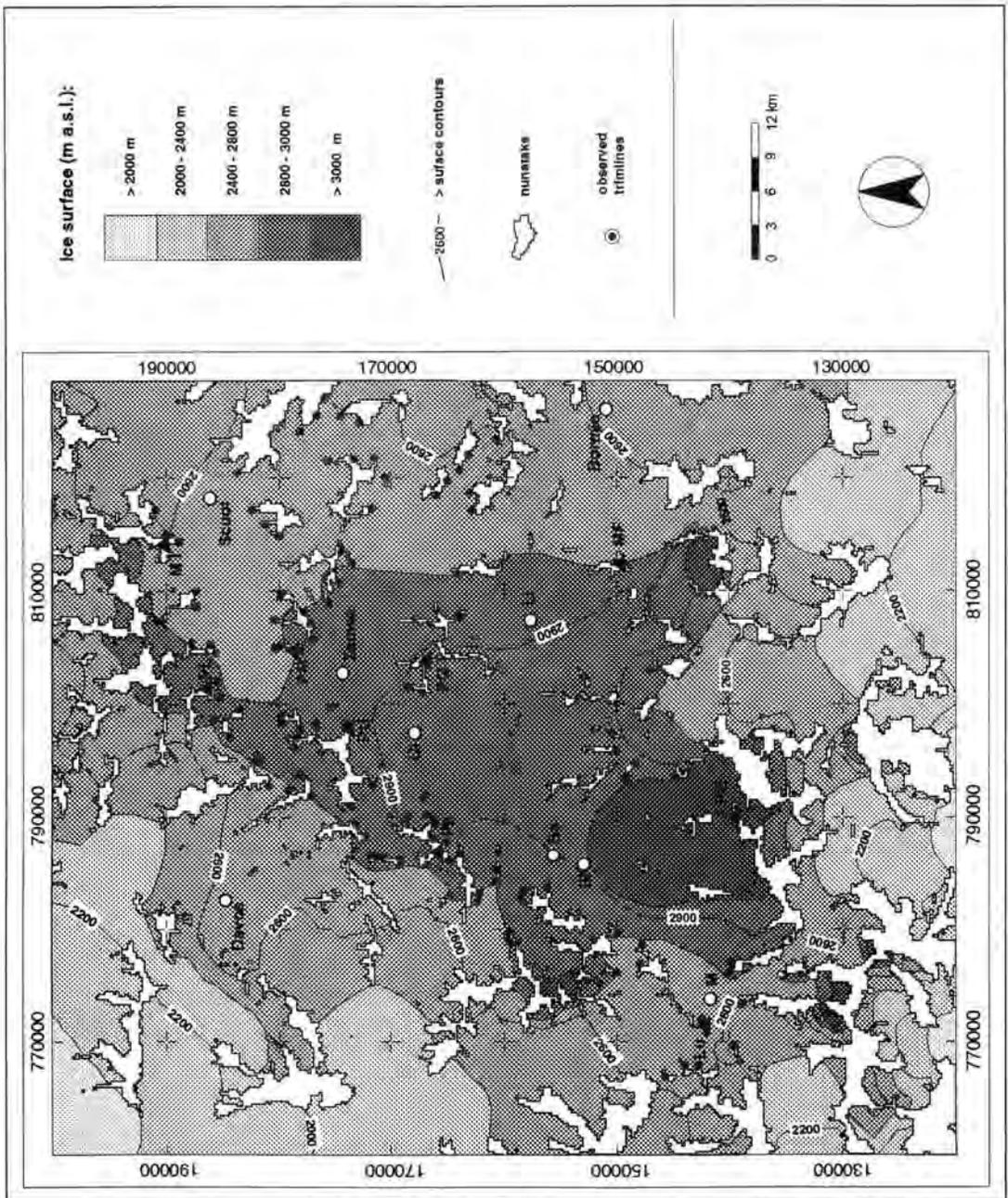


Fig. 5: Three-dimensional of the LGM ice surface in eastern Switzerland and parts of Italy and Austria with contours at 200 m intervals. The calculations for the GIS supported reconstruction are principally based on mapped trimline elevations. Note the extension of the area with an ice surface altitude above 2800 m, representing the centre of the ice dome. Abbreviations: see Fig. 2.

Abb. 5: Dreidimensionales Modell der Eisoberfläche während des LGM in der Südostschweiz und den Intervallen von 200 m. Die Datengrundlage für dieses, mit Hilfe eines GIS berechneten Modells bilden insbesondere die kartierten Schriffgrenzen. Man beachte die Ausdehnung des Gebietes, dessen Eisoberfläche die Höhe 2800 m übersteigt. Dieses Gebiet stellt ungefähr das Zentrum des Eisdomes dar. Vgl. Abb. 2 für die Abkürzungen.

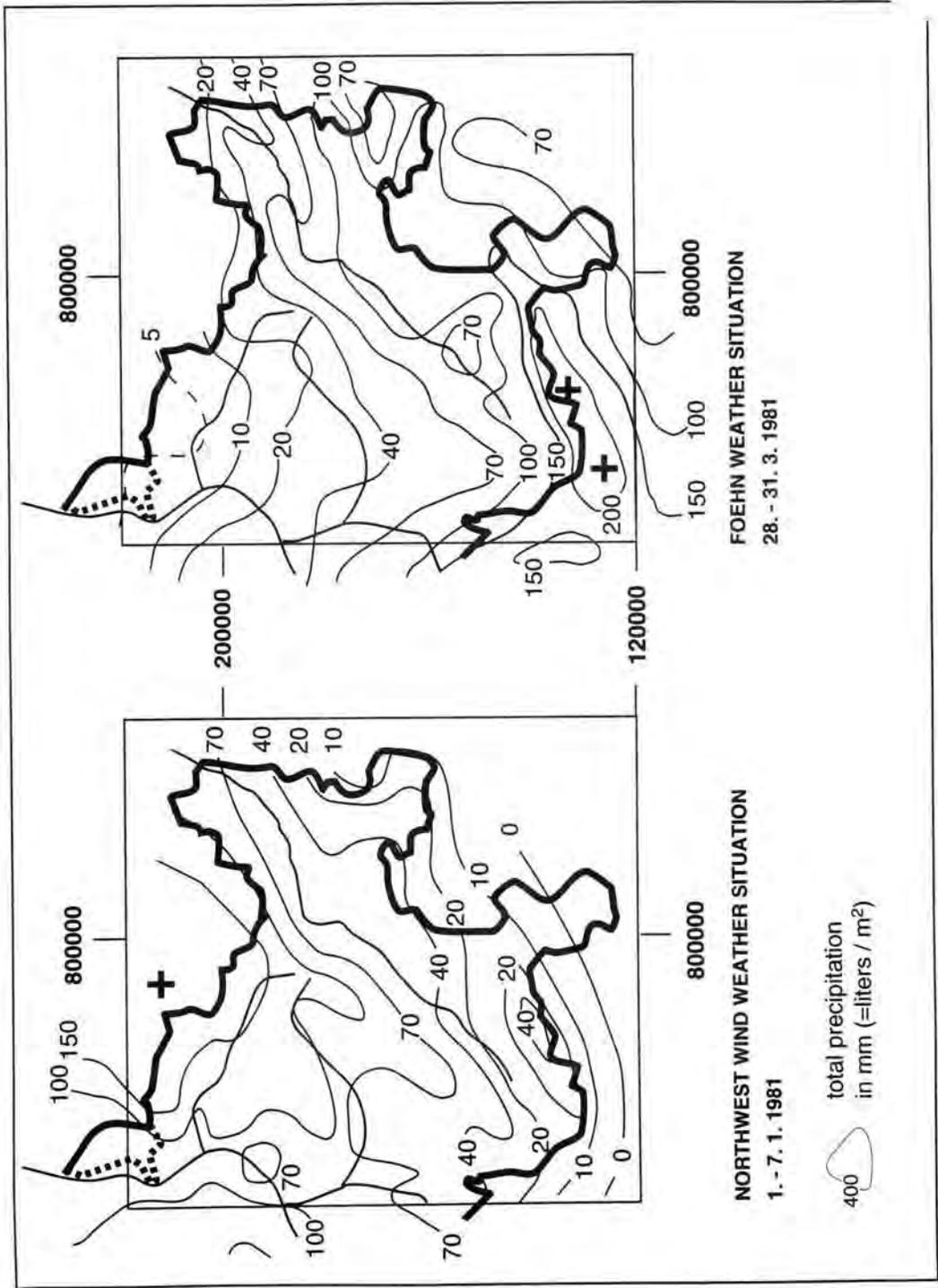


Fig. 6: Precipitation pattern and contours for a) westerly and b) southerly atmospheric circulation in the study area. Modified after GENSLE & SCHÜEPF (1991).

Abb. 6: Niederschlagsmuster und Isohyeten für eine ausgewählte a) Westwindwetterlage und b) Südtaulage (Föhn) im Untersuchungsgebiet. Abgeändert nach GENSLE & SCHÜEPF (1991).

rent precipitation areas is marked on the precipitation charts by the isoline of 70 mm/m² and coincides with the ridge from Julierpass, Piz Kesch, Flüelapass to Pass dal Fuorn. Additionally, there is a distinct difference in the total amount of precipitation. The maximal precipitation values during a typical föehn weather situation are in general locally restricted but significantly higher than during (north-)west weather situations when precipitation extends over a wider area. This is important, when taken into account, as shown in figure 6, that the former situation lasted only half as long as the latter.

At present westerly circulation is about 50% more frequent than southerly circulation. From this we may conclude that during about 60% of all days in an average year the weather in Graubünden is dominated by westerly winds and consequently the total annual precipitation must be considerably higher in the northern parts of Graubünden than in the Engiadina and adjacent valleys to the south.

Prevailing paleocirculation patterns during the last glaciation can be determined by comparing these modern precipitation patterns to the reconstructed Ice Age topography. The configuration of the ice surface has the potential to provide insight into past precipitation patterns and to outline the main precipitation areas. Like the isolines of precipitation, the contours of the ice surface roughly represent the main precipitation areas and approximate the precipitation pattern responsible for the ice build-up, in spite of deformation by ice flow (Fig. 5).

The most striking feature is that the contours of the ice surface computed by GIS and the isolines of föehn weather correspond very well with one another, i.e. the ice surface reaches its maximum altitude in the areas with maximum precipitation due to southerly circulation. On the other hand, there is a marked discrepancy with respect to the isolines of the northwest wind weather conditions. It appears, therefore, that the build-up of the ice was related mainly to precipitation by southerly winds similar to today's föehn. On the contrary, the influence of the westerlies was much less important for precipitation in the Swiss Alps, at least during the last phase of the Würm glaciation. The most reasonable explanation for the dominance of southerly circulation during isotope stage 2 is a displacement of the North Atlantic polar atmospheric front towards the equator due to the advancing margin of pack ice. In such circumstances, the build-up and prevailing tracks of

the cyclones likewise moved southwards to a new position south of the Alps; this would have promoted southerly circulation and thus a decline in precipitation away from the southern fringe of the Alps and the development of permafrost conditions in the northern part of the Central Plateau (Fig 7).

The hypothesis presented here was tested further by comparing it to the results from simulations of global ice age atmospheric circulation and climate in the northern hemisphere (KUTZBACH & WRIGHT 1985; BROCCOLI & MANABE 1987; KUTZBACH, et al. 1991). These numerical models show that global climate during the LGM was overwhelmingly dominated by permanent high pressure cells over North America, Greenland, Scandinavia and the British Isles due to the presence of ice sheets. The upper tropospheric westerly jet stream was divided into two branches, one southerly and one northerly, which flowed around both the Laurentide and Eurasian ice sheets. In Eurasia, this anticyclonic circulation with cold northeasterly winds adjacent to the southeastern sector of the ice sheet (MEYER & KOTTMEIER 1989) played a major part in the development of extensive periglacial areas in Central Europe (WASHBURN 1979; FRENZEL 1991). Such changes of atmospheric circulation were associated with changes in oceanic circulation, and the extent of sea ice increased markedly: For example, the southern limit of permanent pack ice during winters in the North Atlantic reached as far south as 40 - 50°N, and 60°N during summers (CLIMAP 1976). The displacement of the polar oceanic front southward to the latitude of New York and Spain (RUDDIMAN, et al. 1980) was accompanied by an equivalent shift of the polar atmospheric front and the associated mid latitude cyclones of about 10 - 20°; this caused the related storm tracks to move south and to flow from west to east across the Mediterranean. As a result the Mediterranean area and the Southern Alps were subjected to increased rainfall and decreased evaporation (BONATTI 1966; BARTOLAMI, et al. 1977).

Paleowind indicators such as sedimentary structures in Loess sediments (MEYER & KOTTMEIER 1989) and the orientations of dunes (POSER 1948) also have been used to reconstruct past atmospheric circulation in Europe during the LGM. These studies provide additional evidence of anticyclonic circulation in the immediate vicinity of the Eurasian ice sheet, severe periglacial conditions in Central Europe, and a displacement of the main track of the mid latitude cyclones towards

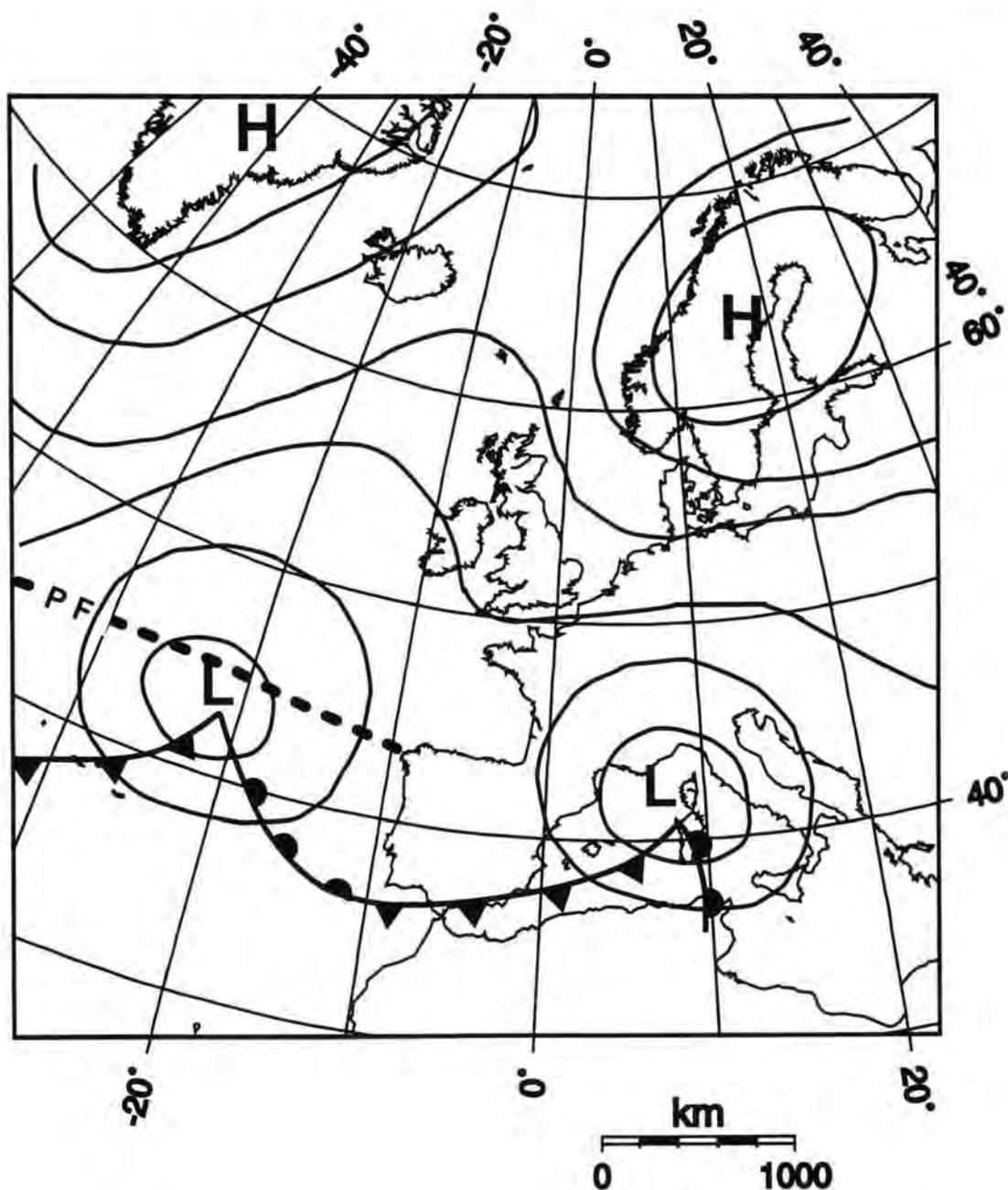


Fig. 7: Assumed characteristics of a typical synoptic weather chart during isotope stage 2. The position of the reconstructed LGM polar atmospheric front (PF) in the North Atlantic during winters according to RUDDIMAN, et al. (1980). (from MEYER & KOTTMEIER 1989).

Abb. 7: Anzunehmende Merkmale einer typischen synoptischen Wetterkarte während des letzteiszeitlichen Maximums (Isotopstufe 2) (nach MEYER & KOTTMEIER, 1989).

the equator.

Finally, calculations of basal shear stress values and surface velocities of 18 BP Ice Age glaciers in and around the Swiss Alps (HAEBERLI & PENZ 1985) also indicate climatic conditions south of the Alps which were warmer and more humid than in the north.

Conclusions

The reconstruction of the ice surface by paleoglaciological field data shows that during the LGM ice poured northward through the passes of Julier, Albula, Scaletta, Füela and Vereina as well as southwards through Pass dal Fuorn and Passo del Bernina. Flowlines derived from glacial erosional features below the trimline, the distribution of erratics and the trends of trimline elevations indicate that the last glacial ice body consisted of a dispersal area with the ice divide situated in the triangle Schlarignia - Cinuos-chel - Livigno and attained a minimum altitude of approximately 3000 m. Bedrock morphology which cannot be explained satisfactorily by tectonic features also supports the reconstruction of an ice dome with radial outflow. A three-dimensional reconstruction of the ice surface using GIS supports the interpretation of this ice dome.

The configuration of the ice surface during the LGM has the potential to provide insight into past climatic conditions and therefore allows the prevailing precipitation pattern which led to the ice build-up to be reconstructed. When modern precipitation patterns are compared with the shape of the reconstructed accumulation area for the LGM, it becomes evident that the configuration of the past atmospheric pressure system during the last glaciation was different to today's, with southerly circulation prevailing at that time. The predominance of foehn is correlated with the southward displacement of the polar atmospheric front that caused the related mid latitude cyclones having tracked eastwards across the Mediterranean. The results from this study fit well with the reported evaluations of paleowind indicators, the results of simulations of global ice age atmospheric circulation as well as calculations of basal shear stress values and surface velocities of Alpine Ice Age glaciers.

Acknowledgements

This study forms part of my PhD - thesis undertaken at the University of Berne. Thanks are due to Ch. Schlüchter for many stimulating discussions, comments and suggestions; L. Zraggen for his constructive criticism and discussions regard-

ing the circulation patterns; Ch. Schlüchter, S. Ivy-Ochs and B. Shoytk for their critical reviews that greatly helped to improve the present article. Swiss National Science Foundation grant 21-43469.95 supported this work.

Literature

- BALLANTYNE, C. K. (1990): The Late Quaternary glacial history of the Trotternish Escarpment, Isle of Skye, Scotland, and its implications for ice-sheet reconstruction. - *Proceedings of the Geologists' Association*, **101**: 171-186.
- BARTOLAMI, G. C., FONTES, J. C., MARKGRAF, V. & SALIEGE, J. F. (1977): Land, sea and climate in the northern Adriatic region during late Pleistocene and Holocene. - *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **21**: 139-156; Amsterdam.
- BINI, A. (1987): *L'apparato glaciale würmiano di Como*. - Tesi di Dottorato di Ricerca, Università di Milano, 603 p.
- BLATTER, H. & HAEBERLI, W. (1984): Modelling temperature distribution in alpine glaciers. - *J. Glaciol.*, **5**: 18-22.
- BONATTI, E. (1966): North Mediterranean climate during the last Würm glaciation. - *Nature*, **209**: 984-985; London.
- BÖSCH, H. (1937): *Geologie der zentralen Unterengadiner Dolomiten*. - Dissertation, Univ. Zürich, 110 p.
- BROCCOLI, A. J. & MANABE, S. (1987): The influence of continental ice, atmospheric CO₂, and land albedo on the climate of the last glacial maximum. - *Climate Dynamics*, **1**: 87-99.
- CLIMAP, P. M. (1976): The surface of the ice age earth. - *Science*, **191**: 4232; 1131-1136.
- CORNELIUS, H. P. (1935): *Geologie der Err-Julier-Gruppe: Das Baumaterial (Stratigraphie und Petrographie, exc. Quartär)*. - Beitr. geol. Karte Schweiz, NF, **70**: 1; 1-321; Bern.
- CORNELIUS, H. P. (1951): *Geologie der Err-Julier-Gruppe, III. Teil: Quartär und Oberflächengestaltung. Hydrologie*. - Beitr. geol. Karte Schweiz, NF, **70**: 3; 1-75; Bern.
- DENTON, G. H. & HUGHES, T. J. (Eds.) (1981): *The Last great Ice Sheets*; 484 p.; New York (John Wiley and Sons).
- DÖSEGGGER, R. (1974): *Verrucano und „Buntsandstein“ in den Untenengadiner Dolomiten*. - Dissertation, Univ. Zürich, 171 p.
- FELBER, M. (1993): *La storia geologica del Tardo-Terziario e del Quaternario nel Mendrisiotto (Ticino meridionale, Svizzera)*. - Tesi di Dottorato, E.T.H. Zurigo, 617 p.
- FRENZEL, B. (1991): *Das Klima des Letzten Interglazials in Europa*. - In: B. Frenzel (Ed.): *Klimageschichtliche Probleme der letzten 130000 Jahre*. 51-78; Stuttgart (Gustav Fischer Verlag).
- FROITZHEIM, N. & MANATSCHAL, G. (1996): Kinematics of Jurassic rifting, mantle exhumation, and passive-margin formation in the Austroalpine and Penninic nappes (eastern Switzerland). - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **108**: 9; 1120-1133.

- GENSLER, G. & SCHLEPP, M. (1991): Witterungsklimatologie von Graubünden. - In: H. ELSASSER & M. BOESCH (Eds.): Beiträge zur Geographie Graubündens. 7-17; Egg/ZH (Fotorotar AG).
- HAEBERLI, W. (1991a): Glazialmorphologische und paläoglaziale Modelle. - In: M. MONBARON & W. HAEBERLI (Eds.): Fachtagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft; p. 7-20; Berichte und Forschungen Geographisches Institut Freiburg/CH, 3.
- (1991b): Zur Glaziologie der letzteiszeitlichen Alpenvergletscherung. - In: B. FRENZEL (Ed.): Klimageschichtliche Probleme der letzten 130 000 Jahre. 409-420; Stuttgart (Gustav Fischer Verlag).
- & PENZ, U. (1985): An attempt to reconstruct glaciological and climatological characteristics of 18 ka BP ice conditions in and around the Swiss Alps. - *Z. Glescherkd. Glazialgeol.*, **21**: 351-361; Innsbruck.
- & SCHLÜCHTER, C. (1987): Geological evidence to constrain modelling of the Late Pleistocene Rhonegletscher (Switzerland). - In: *The Physical Basis of Ice Sheet Modelling (Proc. Vancouver Symp., August 1987)*; p. 333-346; IAHS-Publication No. 170.
- HANTKE, R. (1980): Eiszeitalter. - 703 p.; Thun. (OTU).
- HEIERLI, H. (1955): Geologische Untersuchungen in der Albuzone zwischen Crap Alv und Cinooschel (Graubünden). - Dissertation, Univ. Zürich, 106 p.
- JÄCKLI, H. (1962): Die Vergletscherung der Schweiz im Würmmaximum. - *Eclogae geol. Helv.*, **55**: 2; 285-294; Basel.
- (1970): Die Schweiz zur letzten Eiszeit. - Karte 1:550000; Atlas der Schweiz, Blatt 6; Bundesamt für Landestopographie; Wabern, Bern.
- KELLER, O. (1988): Ältere spätwürmzeitliche Gletschervorstöße und Zerfall des Eisstromnetzes in den nördlichen Rhein-Alpen (Weissbad-Stadium/Bühl-Stadium). - *Physische Geographie*, **27**: 241 p.; Zürich.
- KUTZBACH, J. E., GALLIMORE, R. G. & GUETTER, P. J. (1991): Sensitivity experiments on the effect of orbitally-caused insolation changes on the interglacial climate of high northern latitudes. - *Quaternary International*, **10-12**: 223-230.
- KUTZBACH, J. E. & WRIGHT, H. E. (1985): Simulation of the climate of 18,000 years BP: results for the North American/North Atlantic/ European sector and comparison with the geologic record of North America. - *Quaternary Science Reviews*, **4**: 3; 147-188; Oxford.
- MEYER, H.-H. & KOTTMEIER, C. (1989): Die atmosphärische Zirkulation in Europa im Hochglazial der Weichsel-Eiszeit - abgeleitet von Paläowind-Indikatoren und Modellsimulationen. - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **39**: 10-18; Hannover.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. - 1199 p.; Leipzig. (Tauchnitz).
- POSER, H. (1948): Aeolische Ablagerungen und Klima des Spätglazials in Mittel- und Westeuropa. - *Die Naturwissenschaften*, **35**: 269-276 and 307-312.
- RUDDIMAN, W. F., SANCETTA, C. D., HIEBLER-HUNT, V. & DURAZZI, J. T. (1980): Glacial/interglacial response rate of subpolar North Atlantic water to climatic change: the record in ocean sediments. - *Quaternary research*, **13**: 33-64.
- SANCETTA, C. D., HIEBLER-HUNT, V. & DRAZZI, J. T. (1980): Glacial/interglacial response rate of subpolar North Atlantic water to climatic change: the record in ocean sediments. - *Quaternary research*; **13**: 33-64.
- SANCETTA, C. D. & MCINTYRE, A. (1977): Glacial/interglacial response rate of subpolar North Atlantic water to climatic change: the record in ocean sediments. - *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, **280**: 119-142.
- SCHLÜCHTER, C. (1991): Fazies und Chronologie des letzteiszeitlichen Eisaufbaus im Alpenvorland der Schweiz. - In: B. FRENZEL (Ed.): Klimageschichtliche Probleme der letzten 130 000 Jahre. 401-408; Stuttgart (Gustav Fischer Verlag).
- SPILLMANN, P. (1993): Die Geologie des penninisch-ostalpinen Grenzbereichs im südlichen Berninagebirge. - Ph.D. thesis, ETH-Zürich, 262 p.
- SPITZ, A. & DYHRENFURTH, G. (1914): Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scans und dem Stilsferjoch. - *Beitr. geol. Karte Schweiz, NF*, **44**: 1-235; Bern.
- STAUB, R. (1938): Die Frage einer Schlussvereisung im Berninagebiet zwischen Bergell, Oberengadin und Puschlav. - *Eclogae geol. Helv.*, **31**: 1; 125 - 136; Basel.
- (1951): Der Pass von Maloja. - Seine Geschichte und Gestaltung. - *Mitt. aus dem Geol. Inst. der ETH und Uni Zürich*, **45**: 84.
- THORP, P. W. (1981): A triline method for defining the upper limit of Loch Lomond Advance glaciers: examples from the Loch Levan and Glencoe areas. - *Scottish Journal of Geology*, **17**: 49-64.
- TRÜMPY, R. (1960): Zur Geologie des Unterengadins. - *Ergebnisse der wissenschaftlichen Untersuchungen im Schweizerischen Nationalpark*, **12**: 71-87.
- VAN HUSEN, D. (1987): Die Ostalpen in den Eiszeiten. - 24 p.; Wien. (Geologische Bundesanstalt Österreichs).
- WASHBURN, A. L. (1979): *Geocryology: A survey of periglacial processes and environments*. - 406 p.; London. (Edward Arnold Ltd.).
- WEBER, R. & HELLER, M. (1991): Digital Terrain Modelling. - In: D. J. MAGUIRE, M. F. GOODCHILD & D. W. RHIND (Eds.): *Geographical Information Systems: Principles and Applications*. 269-297; London (Longman).

Manuskript eingegangen am 2. Juni 1997

Zur Geologie der Deckschichten von Kärlich/Mittelrhein

WOLFGANG BOENIGK & MANFRED FRECHEN^{*)}

Middle Pleistocene, terraces, loess stratigraphy, interglacial paleosoils,
heavy minerals, Rhineland, West Germany

Kurzfassung: Das Profil der Tongrube Kärlich wurde geologisch neu bearbeitet, mit folgenden Ergebnissen:

1. Die Einstufung von Abschnitt A in den Jaramillo-Event ist nicht bewiesen. Abschnitt A kann jünger sein und damit in den Bavel-Komplex gehören.
2. Der quartäre Vulkanismus der Osteifel setzt in der Warmzeit ein, die Abschnitt F abschließt. Es gibt Hinweise im Profil von Kärlich, daß in der Westeifel der quartäre Vulkanismus schon deutlich früher, schon in der Matuyama-Epoche, einsetzte.
3. Eine Unterteilung von Abschnitt G, im Sinne von Razi Rad (1976), gibt es nicht und hat es nicht gegeben. Alle Sedimente von Abschnitt G zeigen eine Dominanz von brauner Hornblende im Schwermineral-spektrum.
4. Abschnitt H ist durch die markanteste Diskordanz des gesamten Profils in Abschnitt H-unten und Abschnitt H-oben geteilt.
5. Das „Kärlicher Interglazial“ ist zu unterteilen in ein Kärlicher Interglazial I, unter dem Brockentuff und ein Kärlicher Interglazial II, über dem Brockentuff. Die beiden Interglaziale sind durch mindestens eine Kaltphase voneinander getrennt.

[To the geology of the cover sediments of Kärlich/Mittelrhein]

Abstract: The section at Kärlich is one of the most important localities in Germany where Pleistocene fluvial sand and gravel as well as loess and loess derivatives are exposed. Based on recent geological investigations the stratigraphy of the cover sediments and the local stratigraphic correlations have to be reinterpreted. Our investigations indicate that:

1. The correlation of Unit "Abschnitt" A with the Jaramillo event is under discussion. It is likely that Unit A is younger and hence, correlated with the Bavelium complex.
2. The Quaternary volcanism of the East Eifel Volcanic Field began during the interglacial which tops Unit F. However, the volcanism of the West Eifel Volcanic Field began much earlier, most likely during the Matuyama chron.
3. There are no further subunits in Unit G, as proposed by Razi Rad (1976), indicated by a dominance of brown hornblende in the heavy mineral spectra for all sediments.
4. Unit H is subdivided into Unit H-lower part and Unit H-upper part by a marked unconformity.

5. The "Kärlich Interglacial" has to be subdivided into the Kärlich Interglacial I from below "Brockentuff" (phreatomagmatic tephra deposits) and a Kärlich Interglacial II from above this tephra layer. The two interglacials are separated by at least one cold phase or interstadial.

Die Deckschichten in der Tongrube Kärlich (Abb.1) wurden 1969 von BRUNNACKER et al. umfassend neu beschrieben und sind seitdem als vielgliedriges Standardprofil für das Mittelpleistozän des Rheinlandes international bekannt. In der über 25jährigen Folgezeit wurden immer wieder Einzelbeobachtungen veröffentlicht, von denen vor allem die Bearbeitung der Flora des Kärlicher Interglazials (BRITMANN 1990, 1991), der Fauna aus Abschnitt G (KOLFSCHOTEN 1990, KOLFSCHOTEN et al. 1990, KOLFSCHOTEN & TURNER 1986) und Datierungen der vulkanischen Einschaltung mit physikalischen Methoden (BOGAARD & SCHMINKE 1988, 1990, BOGAARD et al. 1989) zu nennen sind. BOGAARD et al. (1989) kommen aufgrund ihrer Datierungen der Tephralagen im Deckschichtenprofil von Kärlich zu der Auffassung, daß erhebliche Teile der Abfolge neu interpretiert werden müssen. Infolge des fortgeschrittenen Abbaus seit Ende der 60er Jahre ist die Verknüpfung der neuen Beobachtungen mit den alten Profilbeschreibungen nicht immer fehlerfrei. Es erfolgte daher eine vollständige geologische Bestandsaufnahme für die älteren Ablagerungen unter der Bezeichnung „Kärlich-Hauptwand“ (Abb.2) (BOENIGK & FRECHEN 1998 a) und für die jüngere Abfolge von der Lokalität „Kärlich-Seeufer“ (BOENIGK & FRECHEN 1998b). Die Hauptergebnisse dieser Arbeiten werden im folgenden zusammenfassend dargestellt. Parallel zu den geologischen Untersuchungen erfolgt eine paläontologische (KOLFSCHOTEN & RICHTER 1998) und eine archäologische Bearbeitung (VOLLBRECHT 1998, GAUDINSKI 1998). Die Beschreibung der Schichten erfolgte entsprechend der Unterteilung nach BRUNNACKER et al. (1969), die sich über Jahrzehnte bewährt hat. Die Abschnitte werden als lithologische Einheiten definiert und die Abgrenzung nicht durch klima- und stratigraphische Grenzen festgelegt.

^{*)} Anschrift der Verfasser: Prof. Dr. W. BOENIGK & DR. M. FRECHEN, Geologisches Institut der Universität zu Köln, Zülpicher Straße 49a, 50674 Köln

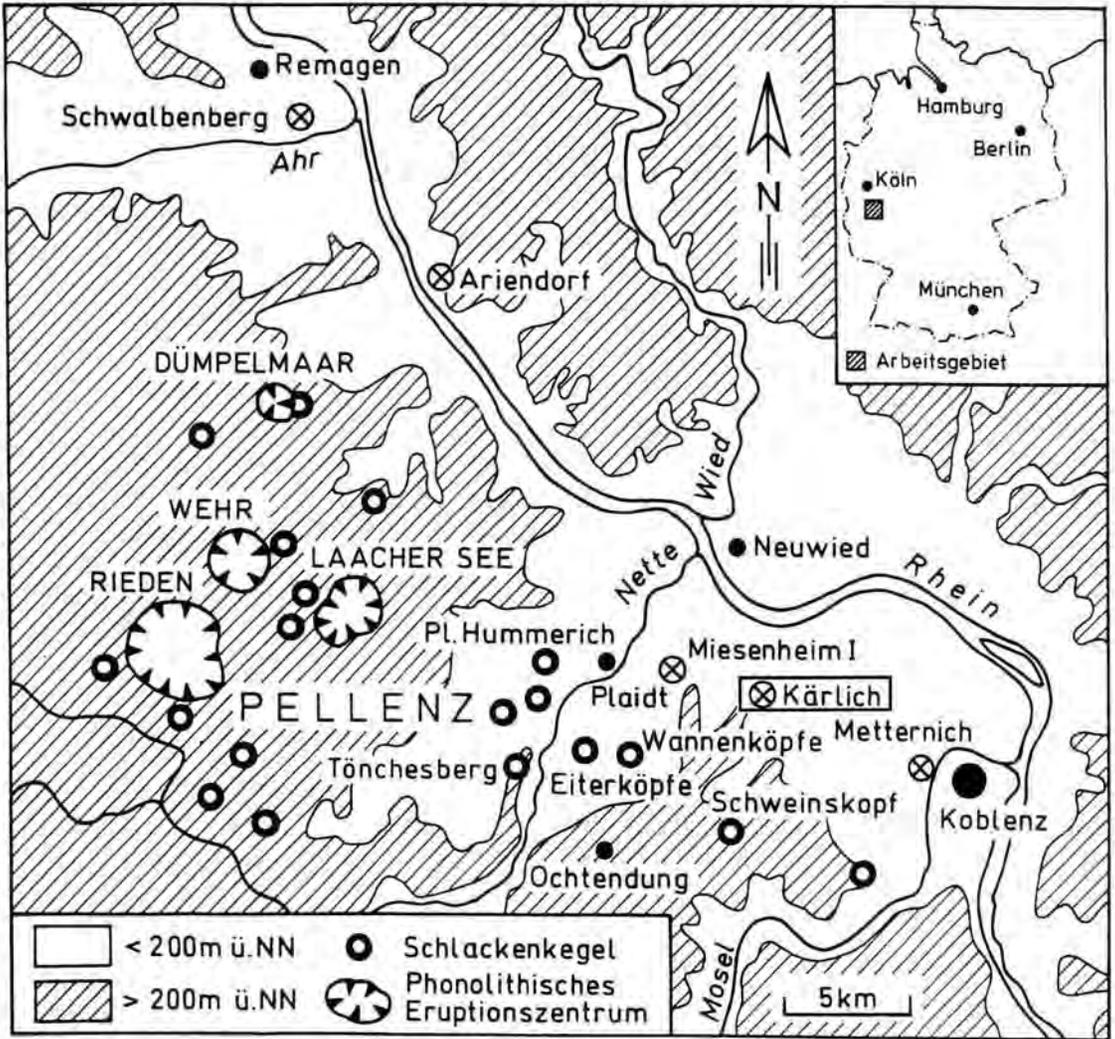
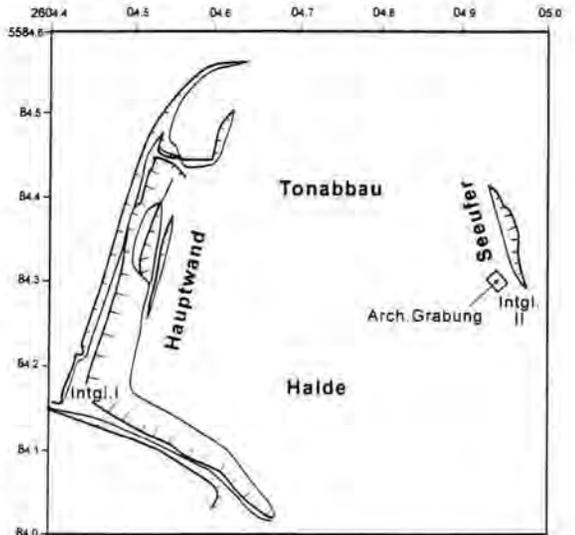


Abb.1: Übersichtsskizze zur Lage des Arbeitsgebietes

Fig. 1: Map showing the area of interest and the location of the section at Kärlich in the Neuwied basin, Germany.

Abb.2: Skizze der Abhauwände der quartärzeitlichen Sedimente in der Tongrube Kärlich mit der Hauptabhauwand und dem Profil des Kärlicher Interglazial I und dem Abbauareal von „Kärlich Seeufer“ mit der archäologischen Grabung und dem Profil des Kärlicher Interglazial II

Fig. 2: The section at Kärlich consists of two main areas of interest, the main wall with the profile of Kärlich Interglacial I and the excavation area of "Kärlich Seeufer" with the archaeological find horizon and the profile of Kärlich Interglacial II.



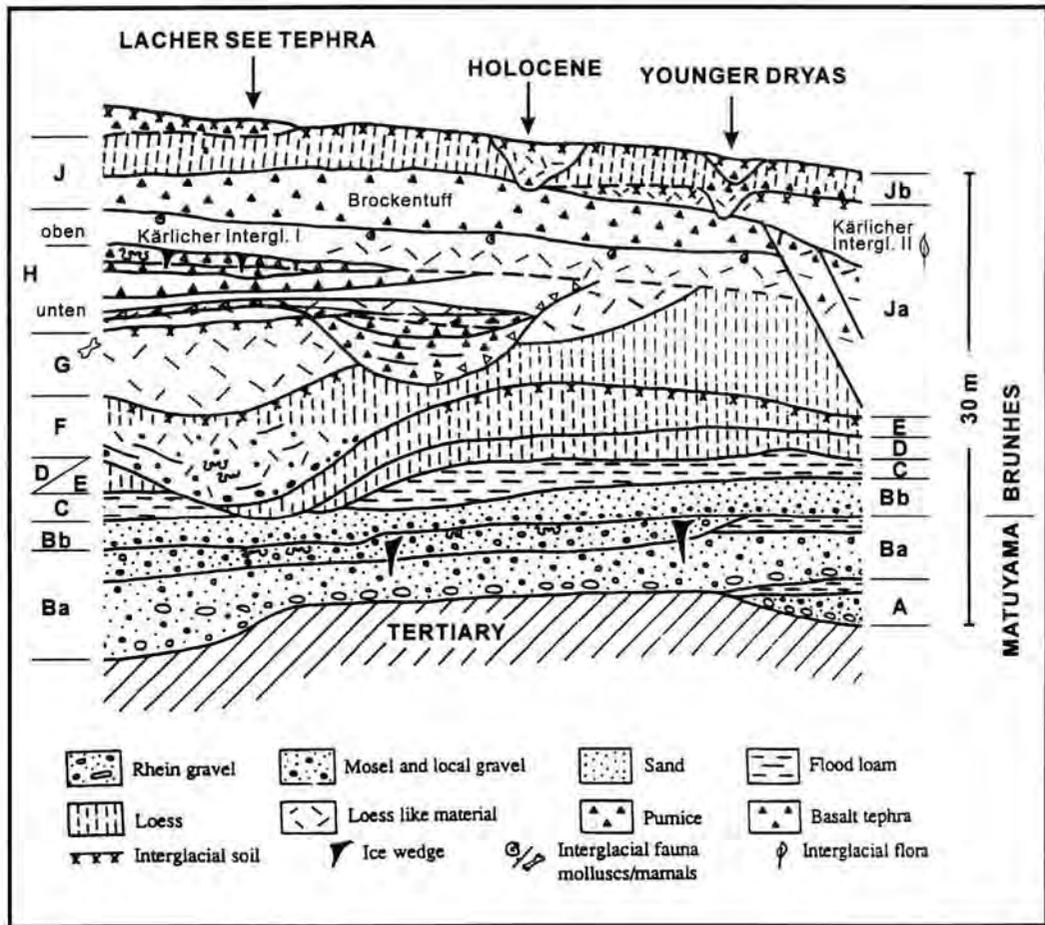


Abb. 3: Schema der quartären Deckschichtenfolge in der Tongrube Kärlich

Fig. 3: Stratigraphic sequence of the cover sediments from the clay pit at Kärlich.

Abschnitt A

Die Sedimente des Abschnitts A (Abb. 3) werden als Rinnenablagerungen, eingetieft in den tertiären Knubblen, beschrieben (MORDZIOL 1930, FRECHEN & VILLWOCK 1959, BRUNNACKER et al. 1969, KOČI et al. 1973, BOENIGK 1978, FROMM 1987, BOENIGK & FRECHEN 1998a). BOGAARD et al. (1989) beschreiben Sedimente des Abschnitts A als tektonisch verstellt, und zwar soll dieses tektonische Ereignis zwischen der Ablagerung der Sedimente von Abschnitt A und B stattgefunden haben. BOENIGK & FRECHEN (1998a) lehnen diese Interpretation ab und führen die Verstellung auf Hangrutsch im Spät- bis Postglazial zurück.

Zur Petrographie liegen aus den Sedimenten des Abschnitts A Geröllanalysen von FRECHEN & VILLWOCK (1959), BRUNNACKER et al. (1969), RAZI RAD (1976) und BOENIGK (1978) vor. Die Sandfraktion ist bei FRECHEN & VILLWOCK (1959) beschrieben,

und spezielle Analysen zur Schwermineralführung finden sich bei FRECHEN & VILLWOCK (1959), RAZI RAD (1976), BOENIGK (1978) und BOENIGK & FRECHEN (1998a).

Die Schotteranalysen ergeben einen durchschnittlichen Quarzgehalt in der Fraktion 20-50 mm Ø von 58 % und sind durch Lokalmaterial geprägt.

Die Schwermineralanalysen haben bei allen Bearbeitern hohe Anteile an Epidot erbracht, ein wesentliches Indiz für die Ansprache als unterpleistozäne Rheinablagerungen. Darüber hinaus wird bei BOENIGK & FRECHEN (1998) ein Moseleinfluß beschrieben, der mit einer geringen Pyroxenführung verbunden ist. Diese vulkanischen Minerale deuten darauf hin, daß schon zu dieser Zeit in der Westeifel quartärer Vulkanismus existierte und der Osteifelvulkanismus erst wesentlich später einsetzte.

Zur Altersbestimmung wurden neben der Analyse der petrographischen Zusammensetzung paläomagnetische Messungen durchgeführt (KOČI et al. 1973, BOENIGK et al. 1974 und FROMM 1987). Es wurde in allen drei Bearbeitungen methodisch unterschiedlich vorgegangen, dennoch ist das Ergebnis gleich: die feinkörnigen Sedimente sind invers magnetisiert. In den größeren klastischen Ablagerungen im tieferen Teil und den stärker pedogen überprägten Schluffen im höchsten Teil treten normale magnetische Feldrichtungen auf. Diese können entweder als sekundäre Magnetisierung oder als echte Feldumkehr interpretiert werden.

An Fossilien wurde ein Zahn von *Hippopotamus sp.* aus dem Abschnitt A genannt (BRUNNACKER et al. 1980). Die sedimentologischen Befunde sprechen für ein mäandrierendes Gewässer. Sedimentologie und Fauna zusammen deuten auf interglaziale Verhältnisse zur Zeit der Ablagerung. Die normalen magnetischen Feldrichtungen im höheren Teil können als Jaramillo-Event interpretiert werden. Bei dieser Deutung muß jedoch mit einer großen zeitlichen Lücke zum hangenden Abschnitt B gerechnet werden, die im Zusammenhang mit der Grobblocklage an der Basis des Haupt- bzw. Rhein-Schotters gesucht werden kann. Es bleibt jedoch auch die Möglichkeit, daß die gemessenen normalen magnetischen Feldrichtungen auf sekundäre Effekte zurückzuführen sind und dieses Interglazial des Abschnitts A in den Zeitraum zwischen Jaramillo-Event und Matuyama/Brunhes-Grenze einzustufen ist.

Abschnitt B

Der ca. 8 m mächtige, im gesamten Grubenbereich durchhaltende Schotterkörper (Abb. 3) ist komplex aufgebaut, wie schon die Beschreibung bei BRUNNACKER et al. (1969) und BOENIGK et al. (1974) zeigen (Tab.1).

Wie Tab.1 zeigt, besteht Abschnitt B aus 4 eigenständigen Schotterpaketen, die durch Hochflutlehm mit Auenboden bzw. Gley oder Diskordanz mit Blocklage voneinander getrennt werden. Schotteranalysen aus Abschnitt B finden sich bei BRUNNACKER et al. (1969) und BOENIGK (1978). Die Schwermineralfraktion wurde von FRECHEN & v.d. BOOM (1959), FRECHEN & HEIDE (1969), RAZI RAD (1976) und BOENIGK (1978) untersucht. Die petrographischen Analysen ergeben, daß man einen älteren Rheinschotter von einem jüngeren Moselschotter und einem dazwischen liegenden Mischschotter unterscheiden kann. Beim Moselschotter ist eine deutliche vulkanische Komponente im

Schwermineralspektrum erkennbar, die, wie für Abschnitt A, auf quartären Vulkanismus in der Westeifel zurückgeführt wird.

Tab. 1: Gliederung des quartären Terrassenschotters in Kärlich nach BRUNNACKER et al. (1969) und BOENIGK et al. (1974)

Table 1: Schematic sketch of the Quaternary terrace sediments after BRUNNACKER et al. (1969) and BOENIGK et al. (1974).

BRUNNACKER et al. (1969)	BOENIGK et al. (1974)
Abschnitt C	
Gley Hochflutlehm	Gley Hochflutlehm
Auenboden Hochflutlehm Oberer Schotter	Auenboden Hochflutlehm Moselschotter (oberer Schotter)
	brauner Auenboden lehmiger Hochflutsand Rhein-Mosel-Mischschotter mit Eiskeilpseudomorphosen und Kryoturbationen
Abschnitt B	
Gley Hochflutlehm Hauptschotter Blocklage	Gley Hochflutlehm Rheinschotter Blocklage
Unterer Schotter	nicht erschlossen
Abschnitt A	
Auenboden, stark pseudovergleyt Schotter	Auenboden, stark pseudovergleyt Schotter

Zur Altersbestimmung wurden die feinkörnigen Lagen des Abschnitts B mit verschiedenen Methoden paläomagnetisch untersucht (HEYE in BOENIGK et al. 1974, KOČI in BRUNNACKER et al. 1976, FROMM 1987). Übereinstimmend wird über eine inverse Magnetisierung der Rheinschotter berichtet. KOČI (zit. in BOENIGK 1978) gibt inverse Magnetisierung für die Hochflutsande auf dem Rhein/Mosel-Mischschotter an. Der die Terrasse abdeckende Hochflutlehm und die überlagernden Deckschichten werden übereinstimmend in allen drei Bearbeitungen als eindeutig normal magnetisiert beschrieben. Bei den Ergebnissen der Messungen an dünnen Sandlinsen in den Schottern muß mit einer nachträglichen Umorientierung der magnetischen Feldrichtung gerechnet werden. Damit bietet sich an, die Umkehr des

Magnetfeldes von der Matuyama- zur Brunhes-Epoche nach der Sedimentation des Hochflutsandes auf dem Mischschotter und vor der Ablagerung des Hochflutlehms auf dem Moselschotter zu suchen.

Eindeutig glaziale Klimaverhältnisse sind nur für den Mischschotter durch Eiskeilpseudomorphosen und Kryoturbationen belegt. Die zahlreichen Driftblöcke an der Basis von Abschnitt B sind ebenfalls Hinweise auf kaltes Klima. Die Hochflutlehme mit ihrer pedogenen Überprägung belegen dagegen Abschnitte günstigerer Klimabedingungen.

Abschnitt C - D - E

Über diesen unteren Teil der Deckschichten (Abb. 3) gibt es wenig neue Information. Es handelt sich im wesentlichen um verspülte lößartige Sedimente mit Solifluktsdecken (SGIBNEV 1998, BOENIGK & FRECHEN 1998a) mit zwischengeschalteten relativ schwachen Bodenbildungen. Äolische Ablagerungen sind nicht vorhanden. Die Zusammensetzung des Schwermineralspektrums (RAZI RAD 1976, BOENIGK & FRECHEN 1998a) wird stark durch die Körnung bestimmt. Feinkörnige Sedimente führen sehr viel Zirkon, sandige zeigen dagegen eine Dominanz des Rheinspektrums mit vorherrschend Epidot, gefolgt von Granat, grüner Hornblende und Alterit. Die Fauna, sowohl die Kleinsäugerfauna wie die Molluskenfauna (KOLFSCHOTEN & RICHTER 1998), enthalten interglaziale und glaziale Elemente und weisen, wie die Sedimente, auf Umlagerung underspülung hin.

Der Profilabschnitt C - E ist durch wiederholte Erosion-Akkumulation und Bodenbildung gekennzeichnet. Eindeutige interglaziale und hochglaziale Ablagerungen sind nicht vorhanden.

Abschnitt F

Mit der Ablagerung des Abschnitts F tritt im Profil von Kärlich zum ersten Mal Löss auf. Es wurde Schwemmlöss und echter äolischer Löss akkumuliert. Die Ablagerungen sind relativ wenig gegliedert. Im tieferen Teil kommen Sand- und Kieslagen vor. Die Kiese an der Basis bestehen aus aufgearbeitetem Kieseloolith-Material. Die Sande dagegen sind von pleistozäner rheinischer Fazies, z.T. fluvial, im höheren Bereich aber auch äolisch, abgelagert. Neben mehreren schwachen Naßböden unterteilt ein markanter brauner

Boden Abschnitt F. Die Schwermineralanalysen (RAZI RAD 1976, BOENIGK & FRECHEN 1998a) ergaben, daß Abschnitt F durch die Minerale Zirkon, Epidot, Granat und grüne Hornblende charakterisiert ist. Vulkanische Schwerminerale fehlen. Diese treten zum ersten Mal im Bt der Abschnitt F abschließenden Bodenbildung auf.

Bei BRUNNACKER et al. (1969) und BOGAARD et al. (1989) wird von einem Tuffband in Abschnitt F berichtet. Das wäre der Hinweis auf die erste vulkanische Tätigkeit während des Quartärs in der Osteifel. Die Bearbeitung der Lössprofile am Mittelrhein hat jedoch ergeben, daß vulkanische Schwerminerale nach dem Einsetzen der vulkanischen Aktivität in der Osteifel durch Verwehung,erspülung und solifluidale Verlagerung in den Deckschichten allgemein und mit großer Häufigkeit verbreitet sind. Das ist in Abschnitt F nicht der Fall. Daraus ergibt sich, daß das Vorhandensein eines Tuffbandes in Abschnitt F angezweifelt werden muß. Für den Tuff KAE-BT1 (BOGAARD et al. 1989, SCHIRMER 1990) konnte nachgewiesen werden, daß dieser Tuff nicht in Abschnitt F, sondern in Abschnitt G liegt (BOENIGK & FRECHEN 1998a). Für die Tuff-Linse in Abschnitt F bei BRUNNACKER et al. (1969) ist eine Überprüfung nicht mehr möglich. Man könnte dabei an eine Apophyse des Brockentuffs denken. Solche Apophysen sind in der Grube seit Mitte der 80er Jahre fast durchgängig an der Grenzfläche Tertiär/Quartär beobachtet worden. Sie sind bei BOGAARD et al. (1989) beschrieben. Solche Apophysen wurden auch in jüngeren Schichten nachgewiesen, auch in Abschnitt F.

Abschnitt F ist mit seiner ausgeprägten Lössakkumulation eindeutig einem Glazial zuzuordnen. Mehrere Naßböden und ein brauner Boden belegen Klimaschwankungen. Die Fauna (BRUNNACKER 1971, KOLFSCHOTEN & RICHTER 1998) deutet auf glaziale Steppenbedingungen. Bei BRUNNACKER et al. (1969) wird unter Kaltklimaindikatoren das Auftreten von Eiskeilen erwähnt. Die Formen werden aber nicht beschrieben, weder im Text noch in den Abbildungen. Diese Eiskeile werden in späteren Arbeiten (SCHIRMER 1990, 1995) zitiert. Da die Sedimente des Abschnitts F unbestritten glazialzeitlich sedimentiert wurden, ist die Möglichkeit, daß Permafroststrukturen auftreten, durchaus gegeben. Als Beweis sollten die erwähnten Eiskeilpseudomorphosen jedoch so lange nicht verwendet werden, bis eine genaue Beschreibung und Lokalisierung vorliegen. Die in den letzten Jahren zu beobachtenden Spalten

sind auf Setzungserscheinungen zurückzuführen (BOENIGK & FRECHEN 1998a). Sie sind damit keine Klimaindikatoren.

Abschnitt G

Bei den Ablagerungen des Abschnitts G handelt es sich um eine bis 7 m mächtige Rinnenfüllung (Abb. 3) von dunkelbraunen Lehmen, die in 5 Rhythmen gegliedert ist (BOENIGK & FRECHEN 1998a). Mehrere dieser Rhythmen sind durch kräftige Bt-Horizonte überprägt.

Petrographisch ist Abschnitt G durch die Dominanz der vulkanischen Minerale im Schwermineralspektrum gekennzeichnet, und zwar mit einer Vorherrschaft der braunen Hornblende über die Pyroxene, die ihrerseits in den jüngeren Ablagerungen dominieren. In Abschnitt G tritt der erste pleistozäne Tuffhorizont der gesamten Abfolge auf. Es ist der Horizont, der bei BOGAARD et al. (1989) als KAE-BT1 beschrieben ist (vgl. BOENIGK & FRECHEN 1998a).

Schwermineraluntersuchungen von RAZI RAD (1976) führten zu einer Untergliederung des Abschnitts G in Abschnitt Ga: Abschnitt ohne vulkanische Schwerminerale und Abschnitt Gb; Sedimente mit Dominanz von brauner Hornblende im Schwermineralspektrum.

BOENIGK & FRECHEN (1998a) konnten zeigen, daß seit der interglazialen Bodenbildung auf Abschnitt F die braune Hornblende durchgängig in Abschnitt G dominiert. Ein Abschnitt Ga ist im Gelände von keinem Bearbeiter beschrieben worden. Die Analysen von RAZI RAD (1976) wurden an Archivmaterial durchgeführt. Eine Verknüpfung dieser Proben mit in der Literatur beschriebenen Profilen ist nicht möglich. Es muß angenommen werden, daß es zu einer Verwechslung der Zuordnung der Proben gekommen ist. Die Untergliederung von Abschnitt G aufgrund der Schwermineralführung hat keinen realen Hintergrund und muß ersatzlos zurückgenommen werden. Die bei KOLFSCHOTEN et al. (1990) und KOLFSCHOTEN & TURNER (1996) vorgenommene Unterteilung von Abschnitt G erfolgte anhand des Tuffhorizontes KAE-BT1 in einen darunter liegenden Teil und einen jüngeren Teil. Diese Aufteilung hat nichts mit der Gliederung bei RAZI RAD (1976) zu tun, auch wenn die Bezeichnungen Ga und Gb verwendet werden.

Für eine klimatische Interpretation der durch Abschnitt G repräsentierten Zeitspanne stehen als Befunde Fließerden und Abspülsedimente als Indikatoren einer offenen Vegetation einerseits

und Parabraunerden als Waldböden und warmzeitliche Klein- und Großsäugerfunde (BRUNNACKER 1971, KOLFSCHOTEN et al. 1990, TURNER 1989, KOLFSCHOTEN & RICHTER 1998) andererseits zur Verfügung. Es finden sich aber auch Faunenelemente, die auf Steppenvegetation deuten (KOLFSCHOTEN & RICHTER 1998). Die Molluskenfauna (LOŽEK in BRUNNACKER 1971) deutet ebenfalls auf eine Lößsteppe als Lebensraum. Das Vorhandensein von Eiskeilen in Abschnitt G (BRUNNACKER et al. 1969, SCHIRMER 1990, 1995) ist nicht gesichert. Es liegt keine Beschreibung oder Abbildung vor. Bei Berücksichtigung aller Informationen zum Klima kann man feststellen, daß Beweise hochglazialer Bedingungen nicht vorhanden sind, dagegen finden sich viele Hinweise auf interglaziale bis interstadiale Umweltverhältnisse. Man könnte die gesamte Abfolge von Abschnitt G als Sediment einer Warmzeit interpretieren, wobei die Umlagerungen der Sedimente und Beimischung von kalkklimatischen Faunenelementen durch eine durch lokalen Vulkanismus verursachte instabile Landoberfläche zu erklären wäre.

Der Interpretation als Ablagerung nur einer Warmzeit stehen zwei Überlegungen entgegen:

1. Die Bodenbildungen auf Abschnitt F und in Abschnitt G sind so kräftig, daß zu ihrer Genese eine längere Zeit benötigt wird.
2. Der Übergang von *Mimomys* in Abschnitt F zu *Arvicola* in Abschnitt G (KOLFSCHOTEN & RICHTER 1998) sollte ebenfalls einen längeren Zeitabschnitt repräsentieren.

Abschnitt H

Im Gegensatz zum kräftig gefärbten Abschnitt G ist Abschnitt H stärker durch graue Farbtöne gekennzeichnet. Abschnitt H ist petrographisch im Gegensatz zu Abschnitt G durch das Einsetzen der Vorherrschaft der Klinopyroxene im Schwermineralspektrum charakterisiert. Die Obergrenze von Abschnitt H wird wie bei BRUNNACKER et al. (1969) an die Basis des Kärlicher Brockentuffs gelegt (Abb. 3), der im gesamten Aufschlußbereich einen gut faßbaren Leithorizont darstellt. Die Erweiterung des Abschnitts H auch auf Sedimente im Hangenden des Brockentuffs (BOSINSKI et al. 1980, SCHIRMER 1990, 1995) wird abgelehnt, weil dadurch eine klare Abgrenzung unmöglich wird. Die Ablagerungen von Abschnitt H bestehen aus mehreren Rhythmen von Erosion, Verspülung, Fließerde, z. T. Löß und Bodenbildung und werden durch eine ausgeprägte Diskordanz (Abb. 3) in einen unteren und einen oberen Abschnitt un-

terteilt. Die auffälligste Erscheinung in Abschnitt H sind die vulkanischen Tuffe aus Bims- und Basalt-Material.

Für die phonolithischen Tephren aus dem Abschnitt H liegen $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen vor (LIPPOIT et al. 1986, BOGAARD & SCHMINCKE 1988, 1990, BOGAARD et al. 1989, SCHMINCKE 1994), die die Ablagerungen des Abschnitts H in den Zeitraum um 450 ka datieren. Glaziales Klima ist für Abschnitt H in mehreren Horizonten durch Löß, Froststrukturen und Eiskeile nachgewiesen. Die Bodenhorizonte deuten auf wiederholte warmzeitliche Bedingungen (BOENIGK & FRECHEN 1998a). Interglaziale Bedingungen werden nur im höheren Teil im „Kärlicher Interglazial I“ erreicht.

FRECHEN & ROSAUER (1959) und MÜCKENHAUSEN (1959) beschreiben unter dem Brockentuff eine Braunerde und BRUNNACKER et al. (1969) eine Parabraunerde. Diese Bodenbildung ist in den letzten Jahren im Aufschluß Kärlich nur noch mit dem Kalkanreicherungs-horizont und der dazugehörigen Molluskenfauna in der hangenden Fließerde erhalten. Der A- und auch der B-Horizont sind während der starken Abtragungsphase, die H-unten von H-oben trennt (Abb.3), entfernt worden. Die Molluskenfauna wird von LOZEK (in BRUNNACKER 1971) und ROTH (1995) als warmzeitlich beschrieben.

Die Sedimente von Abschnitt H-oben verlangen eine besondere Beachtung, da diese Ablagerungen die Typ-Sedimente des „Kärlicher Interglazials“ (BRUNNACKER et al. 1975) nach BRUNNACKER et al. (1969) und BRUNNACKER (1971) darstellen.

Von URBAN (1978) und BOSINSKI et al. (1980) wurde der Begriff „Kärlicher Interglazial“ auch auf Sedimente im Hangenden des Kärlicher Brockentuffs übertragen. Da diese Sedimente pollenanalytisch untersucht werden konnten, wurde der Begriff „Kärlicher Interglazial“ zunehmend auf diese jüngeren Ablagerungen bezogen. Um Mißverständnissen vorzubeugen, wurde von BOENIGK (1995a, b) vorgeschlagen, das ursprünglich identifizierte Interglazial im Liegenden des Brockentuffs (BRUNNACKER et al. 1969, BRUNNACKER 1971), belegt durch eine Parabraunerde und eine interglaziale Molluskenfauna in der darüber liegenden Fließerde aus Bodenmaterial als „Kärlicher Interglazial I“ und das Interglazial, das pollenanalytisch in den Sedimenten im Hangenden des Kärlicher Brockentuffs nachgewiesen ist, als „Kärlicher Interglazial II“ zu bezeichnen. Zwischen diesen beiden warmklimatischen Phasen liegen nach dem heutigen Kenntnisstand mindestens (BOENIGK & FRECHEN 1998a):

- eine Erosionsphase, die die Parabraunerde bis auf den Cc-Horizont klappt
- die Sedimentation einer Fließerde aus Bodenmaterial mit einer Molluskenfauna eines trockenen, warmen Klimas
- eine schwache pedogene Überprägung mit intensiver Bioturbation
- die Sedimentation einer weiteren Fließerdedecke mit einer Molluskenfauna eines interglazialen Waldes
- eine geringe Pseudovergleyung der Fließerde
- die Ablagerung des Kärlicher Brockentuffs
- der Verstoß des Kärlicher Brockentuffs mit Bildung der Depression, in der die Sedimente des „Kärlicher Interglazials II“ liegen.

Aus dem Brockentuff wurden 4 Phlogopit-Einkristalle aus dem Kärlicher Brockentuff (KAE-BT4) mit der $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Methode datiert und ein Alter von 396 ± 20 ka ermittelt (BOGAARD et al. 1989). Die Eruption würde damit in der zweiten Hälfte des Interglazials von „stage 11“ der Sauerstoff-Isotopenkurve liegen, und man müßte eine voll entwickelte Parabraunerde im Liegenden vorfinden. Das ist aber nicht der Fall. Mikromorphologische Bodenuntersuchungen geben keinerlei Hinweis auf eine Braunerde oder Parabraunerde (BOENIGK et al. 1998). Der Geländebefund zeigt, daß schwach pedogen überprägte Fließerden mit umgelagerten warmzeitlichen Mollusken zu finden sind, die die Ablagerungen einem Frühglazial zuordnen. Dieser Befund wird bestätigt durch eine neuere Datierung durch BOGAARD (Vortrag: DFG-Abschlußkolloquium zum „Quartär der Eifel“ am 11. 6. 1997), die den Brockentuff in den Anfang von „stage 10“ (Abb. 4) stellt. Damit müssen „Kärlicher Interglazial I“ und „Kärlicher Interglazial II“ streng voneinander getrennt werden. Die warmklimatischen Florenreste, von denen SCHIRMER (1990) von der Basis des Brockentuff berichtet, können als kurze Klimabesserung in einem Interstadial angesprochen werden.

Abschnitt J

Abschnitt J beginnt mit dem im gesamten Grubenbezirk vertretenen mehrere m-mächtigen Kärlicher Brockentuff. Darüber folgt in der Regel jungweichselzeitlicher Löß mit Resten von Laacher-See-Tuff. Nur im Osten ist die Abfolge komplexer ausgebildet. Als erster beschreibt SCHIRMER (1970) und dann ROHDENBURG & SEMMEL (1971) eine Deckschichtenfolge, die durch eine Parabraunerde und verschiedene interstadiale Böden untergliedert ist. Seit 1980 waren in der

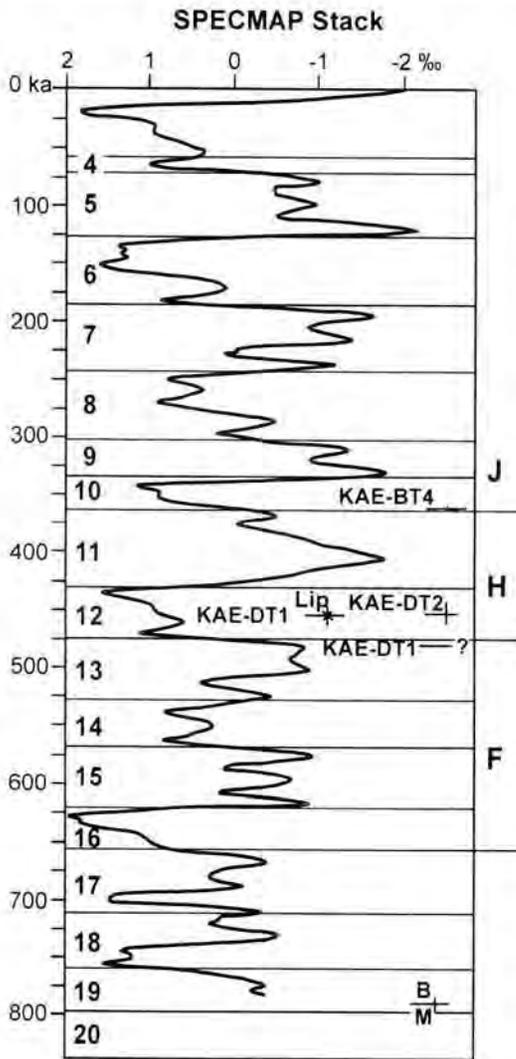


Abb. 4: Die SPECMAP-Sauerstoffisotopenkurve nach BASSINOT et al. (1994) mit den Daten der Ar/Ar-Datierungen aus Kärlich nach LIPPOLT et al. (1986) und BOGAARD & SCHMINCKE (1988, 1990) sowie v. d. BOGAARD (1997, Vortrag zum DFG-Abschluß-Kolloquium „Quartär der Eifel“). Die Position der M/B-Grenze ist nach TAUXE et al. (1996) eingetragen.

Fig. 4: Chronological results of the Kärlich site; SPECMAP curve after BASSINOT et al. (1994) and B/M boundary after TAUXE et al. (1996), Ar/Ar data from LIPPOLT et al. (1986), BOGAARD & SCHMINCKE (1988, 1990) and v. d. BOGAARD (oral presentation during the 1997 seminar "Quaternary of the Eifel Area", German Science Foundation).

Südostecke der Grube in einer Depression humose Sedimente erschlossen, die aufgrund ihres Floren-Inhaltes in eine Warmzeit eingestuft wurden

(URBAN 1983, BITTMANN 1990, 1991, KRÖGER et al. 1991, BITTMANN & MÜLLER 1996). Wie oben ausgeführt, müssen diese interglazialen Ablagerungen als „Kärlicher Interglazial II“ bezeichnet werden. Die vollständigste Entwicklung der Sedimentabfolge über dem Brockentuff ist in der Depression in der SE-Ecke der Tongrube erschlossen und als Lokalität „Kärlich Seeufer“ (Abb. 2) bezeichnet. Es wird angenommen, daß die Depression auf vulkanotektonische Ereignisse im Zusammenhang mit phreatomagmatischer Eruption zurückzuführen ist (BOENIGK & FRECHEN 1998b).

Unmittelbar nach der Bildung der Depression kam es zu Rutschungen, durch die Terrassenschotter, Löß und Brockentuff als Schollen oder als Hangschutt in die Senke verlagert wurden. Danach bildete sich ein See, der mit zum Hangenden feiner werdenden Sedimenten, von Sand über Ton zur rein organischen Mudde gefüllt wurde. Die Mudde ist im zentralen Teil der Senke feinkörnig, am Rand grob mit vielen Holzresten. Auf diese Mudde legen sich Muren oder sandige debris flows in mehreren Paketen. Sie fallen steil von Südwesten in die Senke ein (BOENIGK & FRECHEN 1998b), was auf einen Transport von Süden bzw. Südwesten in die Depression deutet. Die einzelnen debris flows sind durch Hiaten voneinander getrennt, was sich durch geringe Aufarbeitung durch fließendes Wasser an der jeweiligen Oberfläche zeigt. Sie haben eine relativ gleichmäßige Mächtigkeit von ca. 1 m, enden mit steiler Stirn und sind übereinander und z. T. nebeneinander gelagert. Das Material der debris flows besteht aus aufgearbeitetem Brockentuff. Es ist schlecht sortiert und zeigt keine interne Schichtung. Die Gesamtmächtigkeit dieser Ablagerungen beträgt maximal 240 cm. Dies ist die archäologische Fundschicht von „Kärlich Seeufer“ (GAUDINSKI et al. 1996). Der Abgang der debris flows fällt in eine Phase von Klimaverschlechterung und Übergang der Vegetation vom interglazialen Wald „Kärlicher Interglazial II“, in eine Waldtundra bis Tundra, wie die Untersuchungen von BITTMANN (1991) zeigen.

Über den Ablagerungen der debris flows folgen dunkelgraue Tone und Silte mit mud flows und drei geringmächtigen humusreichen Mudden bzw. Torfen, die in einem Sumpfbereich mit zeitweise offener Wasserfläche sedimentiert wurden. Klimatisch umfaßt diese Abfolge einen Wechsel von stadialen und interstadialen Bedingungen (BITTMANN 1991). Über der jüngsten Schicht mit hohem organischen Anteil erfolgt ein signifikanter Wechsel im Sediment. Es dominieren braune Farben. Die Ablagerungen bestehen aus gut ge-

stage d ¹⁸ O	vulkanische Minerale	Mittelrhein			Niederrhein		Niederlande					
		Kärlich	Miesenheim I	Ariendorf	BOENIGK 1995 ergänzt		ZAGWIJN 1985 verändert					
1	viel Pyroxen	Parabraunerde	Holozän	Parabraunerde	Holozän							
		Löß	Glazial	Löß-Decke III	j				Weichselian			
		Parabraunerde	Interglazial	Parabraunerde	ab				Eemian			
		stadiale+interstad. Flora	Glazial	Löß-Decke II	aa				Saalian			
		Seeabl. m. Flora	Kärlicher Intergl. II	Parabraunerde	b							
		Brockentuff	Kärlicher Intergl. I	Löß-Decke I	a							
		Löß, Eiskeile	Glazial	Ariendorfer Intergl.	b							
		12		Bims u. Basalttuff	Glazial	Bims u. Basalttuff			mMT	MT III	Frimmersdorfer Intergl.	Holsteinian ?
				Parabraunerde	Interglazial	Interglazial			warmzeitl.	a	MT II	Niederaußemer Intergl.
		13	viel braune Hornblende	Parabraunerde						b		
Parabraunerde						a						
Intergl. Fauna						HT IV ?						
16	sehr wenig vulkanische Minerale	Parabraunerde	Interglazial			HT III	Rosmalen-Zone	Intergl. III				
		Erosion				HT II	Weert-Zone	Glazial B				
		Mimomys Löß	Glazial		jHT Schotter			Woensel-Zone	Intergl. II			
		Bodenbildung										
19 20	B M	Bodenbildung Fließerde										
		Hochflutehm										
		Schotter, Eiskeile	Interglazial						Glazial A Intergl. I ?			
		Hochflutehm	Glazial									
		Schotter										
Schotter Driftblöcke												
		A	Hochflutehm Schotter	Interglazial		HT I	Sterksel-Zone	Leerdam Interglazial ?				

"CROMERIAN"

Tab. 2: Korrelation der stratigraphischen Abfolgen von Mittelrhein, Niederrhein und den Niederlanden
 Table 2: Pleistocene stratigraphy of sequences from the Middle and Lower Rhine Area and The Netherlands

bankten lehmigen Hangabspülungen. Zwei gut erkennbare Pseudogleye sind eingeschaltet. Den Abschluß bildet der Rest eines sehr kräftigen Bt-Horizontes mit unterlagerndem Kalkanreicherungshorizont. Darüber akkumulierte gelblicher, frischer kalkhaltiger Löß bis zur künstlichen Oberfläche.

Chronostratigraphie

In Tabelle 2 sind die lokalen Stratigraphien vom Mittelrhein den Abfolgen vom Niederrhein und den Niederlanden gegenübergestellt. Die Korrelation erfolgt im ersten Ansatz aufgrund der petrographischen Zusammensetzung der Ablagerungen. Dabei wird vor allem das Auftreten der Schwerminerale des quartären Eifelvulkanismus in den Sedimenten herangezogen. Der Wechsel im Schwermineralspektrum im Top von Abschnitt F, mit dem ersten Einsetzen des quartären Eifelvulkanismus, und im Top von Abschnitt G, mit dem Wechsel der Dominanz von brauner Hornblende zur Dominanz von Pyroxen, liefert zwei Leitmarken. Darüber hinaus wird die Brunhes/Matuyama-Grenze in Abschnitt B zur Datierung der Abfolge herangezogen. Die Verknüpfung des Abschnitts A mit dem Jaramillo-Event scheint nach den vorliegenden Daten möglich, ist aber nicht bewiesen. Ein jüngerer Alter für Abschnitt A, Leerdam Interglazial, ist aus der Sedimentabfolge wahrscheinlicher. Als drittes Argument werden die physikalischen Datierungen der Bimse in Abschnitt H (BOGAARD & SCHMINCKE 1988, 1990) herangezogen, die den kalkklimatischen Abschnitt auf ca. 450 ka festlegen und damit eine Korrelation mit stage 12 der Sauerstoffisotopenkurve aus dem marinen Bereich erlauben.

Im nächsten Schritt werden die Klimaindikatoren für die Abfolge von Glazial/Interglazial-Zyklen ausgewertet. Das führt zur Verknüpfung von Abschnitt F, mit seinen eindeutig glazial geprägten Sedimenten, mit stage 16 (Abb. 4). Auf eine weitergehende Verknüpfung der Abfolge von Kärlich mit der Sauerstoffisotopen-Kurve wird verzichtet, da keine eindeutigen Belege vorliegen.

Größere Unstimmigkeiten ergeben sich vor allem bei der Korrelation von Abschnitt J mit den anderen Stratigraphien. Zum einen ist das Alter der Seeablagerungen des Kärlicher Interglazials II unsicher, denn die palynologische Interpretation stimmt nicht mit den Befunden zur Säugerfauna aus Kärlich Abschnitt G. Zum anderen liegen unterschiedliche Ergebnisse zur Datierung des Brockentuffs, der das Kärlicher Interglazial I vom

Kärlicher Interglazial II trennt, vor. Eine neuere physikalische Datierung führt zu einer Einstufung des Tuffs in stage 10 der Sauerstoffisotopenkurve, eine Kaltphase. Die warmklimatischen Ablagerungen von Kärlicher Interglazial I und II sind damit durch mindestens eine Kaltphase voneinander getrennt. Die Schichtenfolge über dem Kärlicher Interglazial II liefert keine genaueren Einstufungsmöglichkeiten. Es scheint festzustehen, wie die Beobachtungen im Aufschluß Kärlich Seeufer und die Arbeiten von SCHIRMER (1970) und ROHDEMBOURG & SEMMEL (1971) beschreiben, daß mindestens ein Interglazial, belegt durch einen kräftigen Bt-Horizont, im Hangenden vom Kärlicher Interglazial II vorhanden ist.

Die Korrelation mit den anderen Stratigraphien (Tab. 2) scheint in sich stimmig. Es ergibt sich aber für das Profil Ariendorf ein Widerspruch zwischen der Deckschichtenstratigraphie und der physikalischen Datierung des Bimses über der jüngsten fossilen Parabraunerde, die ein Alter von 215 ka (BOGAARD & SCHMINCKE 1990) erbrachte. Dieser Wert datiert die Parabraunerde in ein Interglazial, das älter als Eem-zeitlich ist, was anhand der Deckschichtenfolge nicht zu erwarten ist und auch durch die Säugerfauna dieses Profils nicht gestützt wird (STEENSMA & KOLFSCHOTEN 1998). Man müßte annehmen, daß in allen aufgeführten Stratigraphien im jüngeren Mittelpleistozän ein voller Glazial/Interglazial-Zyklus fehlt. Unterstützt wird diese These durch ein Abzählen der Sauerstoffisotopenstadien. Akzeptiert man das Fehlen eines Klimazyklus, dann ist die Korrelation in Tabelle 2 für das jüngste Mittelpleistozän und Jungpleistozän nicht mehr vertrauenswürdig.

Dank:

Wir bedanken uns bei der DFG (Bo 413/5-1,2,3) für finanzielle Unterstützung der Forschungsarbeiten.

Literaturverzeichnis

- BASSINOT, F. C., LABEYRIE L. D., VINCENT, E., QUIDELLEUR, X., SHACKLETON N. J. & LANCELOT, Y. (1994): The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. - *Earth and Planetary Science Letters*, **1226**: 91-108; Amsterdam.
- BITTMANN, F. (1990): Neue biostratigraphische Korrelation des Kärlicher Interglazials (Neuwieder Becken/Mittelrhein). - In: W. SCHIRMER (Hrsg.): *Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas*. - *Deutscher Führer* **1**: 67-70; Dormagen.

- (1991): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen an mittel- und jungpleistozänen Ablagerungen des Neuwieder Beckens (Mittelrhein). - *Jahrb. d. Römisch-Germanischen Zentralmuseums Mainz*, **38**, Jg.: 83-190; Mainz.
- & MÜLLER, H. (1996): The Kärlich Interglacial site and its correlation with the Bilshausen sequence. - In: TURNER, Ch. (Ed.): *The early Middle Pleistocene in Europe*. - 187-193; Balkema, Rotterdam.
- BOENIGK, W. (1978): Gliederung der altquartären Ablagerungen in der Niederrheinischen Bucht. - *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, **28**: 135-212; Krefeld.
- (1995a): Terrassenstratigraphie des Mittelpleistozän am Niederrhein und Mittelrhein. - *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, **52**: 71-81.
- (1995b): Central Upland margin Traverse. - In: SCHIRMER W. (ed.): *Quaternary field trips in Central Europe*. - Vol. **1**, 559 - 598; München.
- & FRECHEN, M. (1998a): Zur Geologie von Kärlich Hauptwand. - *Röm. Germ. Zentralmuseum*; im Druck; Mainz.
- & FRECHEN, M. (1998b): Zur Geologie von Kärlich-Seeufer. - *Mainzer Geowissenschaftl. Mitteilungen*, im Druck; Mainz.
- FRECHEN, M. & SCHWEITZER, U. (1998): Mikromorphologische Untersuchungen an Paläoböden aus Koblenz-Metternich und Kärlich, Rheinland. - *Mainzer Geowissenschaftl. Mitteilungen*, im Druck; Mainz.
- & HEYE, D., SCHIRMER, W. & BRUNNACKER, K. (1974): Paläomagnetische Messungen an vielgliedrigen Quartär-Profilen (Kärlich/Mittelrhein und Bad Soden i. Taunus). - *Mainzer Naturw. Arch.*, **12**: 159-168; Mainz.
- BOGAARD, C. V. D., BOGAARD, P. V. D. & SCHMINCKE, H.-U. (1989): Quartärgeologisch-tephrostratigraphische Neuaufnahme und Interpretation des Pleistozänprofils Kärlich. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, **39**: 62-86; Hannover.
- BOGAARD, P. V. D. & SCHMINCKE, H.-U. (1988): Aschelagen als quartäre Zeitmarken in Mitteleuropa. - *Die Geowissenschaften*, **6**: 75-84; Weinheim.
- & SCHMINCKE, H.-U. (1990): Die Entwicklungsgeschichte des Mittelrheinraumes und die Eruptionsgeschichte des Osteifel-Vulkanfeldes. - In: SCHIRMER, W. (Hrsg.): *Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas*. - *deuqua-Führer*, **1**: 166-190; Hannover.
- BOSINSKI, G., BRUNNACKER, K., LANSER, K.P., STEPHAN, S., URBAN, B. & WÜRGES, K. (1980): Altpaläolithische Funde von Kärlich, Kreis Mayen-Koblenz (Neuwieder Becken). - *Arch. Korrespondenzbl.*, **10**: 295-314; Mainz.
- BRUNNACKER, K. (1971): Beiträge zur Stratigraphie des Quartär-Profiles von Kärlich am Mittelrhein. - *Mainzer naturwiss. Archiv*, **10**: 77-100; Mainz.
- BRUNNACKER, K. & BOENIGK W., KOČI, A. & TILLMANN, W. (1976): Die Matuyama-Brunhes-Grenze am Rhein und an der Donau. - *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **151**: 358-378; Stuttgart.
- BRUNNACKER, K., LÖHR, H., BOENIGK, W., PUISSEGUR, J. & POPLIN, F. (1975): Quartär-Aufschlüsse bei Ariendorf am unteren Mittelrhein. - *Mainzer Naturwiss. Archiv*, **14**: 93-141; Mainz.
- BRUNNACKER, K., STREIT, R. & SCHIRMER, W. (1969): Der Aufbau des Quartär-Profiles von Kärlich/Neuwieder Becken (Mittelrhein). - *Mainzer Naturw. Arch.*, **8**: 102-133; Mainz.
- BRUNNACKER, K., WÜRGES, K. & URBAN, B. (1980): Kärlich (Terrassenschotter mit Lößdeckschichten). - In: *Tagung der Deutschen Quartärvereinigung, Aachen 1980, Exkursion 1: Mittel- und Niederhein*: 79-86; Köln.
- DEBUYST, R., DEJEHET, F., CALLENS, F. & FRECHEN, M. (1998): ESR-dating of tooth enamel from the Kaerlich-Seeufer site in Germany. - *5th ESR Conference in Obninsk, Russia (May 1998)*: Proceedings.
- FRECHEN, J. & BOOM, G.V.D. (1959): Die sedimentpetrographische Horizontierung der pleistozänen Terrassenschotter im Mittelrheingebiet. - *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, **4**: 89-125; Krefeld.
- & HEIDE, H. (1969): Tephrostratigraphische Zusammenhänge zwischen der Vulkantätigkeit im Laacher-See-Gebiet und der Mineralführung der Terrassenschotter am unteren Mittelrhein. - *Decheniana*, **122**: 35-74; Bonn.
- & ROSAUER, E. A. (1959): Aufbau und Gliederung des Würm-Profiles von Kärlich im Neuwieder Becken. - *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, **4**: 267-282; Krefeld.
- & VILLWOCK, R. (1959): Die ältesten Quartärsedimente in der Tongrube Kärlich im Neuwieder Becken. - *Fortschr. Geol. Rheinland u. Westfalen*, **4**: 267-282; Krefeld.
- FROMM, K. (1987): Paläomagnetische Bestimmungen zur Korrelation altpleistozäner Terrassen des Mittelrheins. - *Mainzer Geowissenschaftliche Mitteilung*, **16**: 7-29; Mainz.
- GAUDZINSKI, S. (1998): Kärlich-Seeufer. Untersuchungen zu einer altpaläolithischen Fundstelle im Neuwieder Becken (Rheinland/Deutschland). - *Jahrb. d. Röm.-Germ. Zentralmuseums Mainz*, (im Druck).
- BITTMANN, F., BOENIGK, W., FRECHEN, M. & KOLFSCHOTEN, Th. v. (1996): Palaeoecology and Archaeology of the Kärlich-Seeufer Open-Air Site (Middle Pleistocene) in Central Rhineland, Germany. - *Quaternary Research*, **46**: 319-334; Washington.
- KOČI, A., SCHIRMER, W. & BRUNNACKER, K. (1973): Paläomagnetische Daten aus dem mittleren Pleistozän des Rhein-Main-Raumes. - *N. Jb. Geol. Paläontol. Mh.*, **1973** (9): 545-554; Stuttgart.
- KOLFSCHOTEN, Th. v. (1990): The evolution of the Mammal fauna in the Netherlands and the Middle Rhine Area (Western Germany) during the Late Middle Pleistocene. - *Mededelingen Rijks Geol. Dienst*, **43**: 3-69; Heerlen.
- & RICHTER, J. (1998): The smaller mammals from the early Middle Pleistocene sequence at Kärlich (Germany). - *Röm. Germ. Zentralmuseum*, im Druck; Mainz.
- ROTH, G. & TURNER, E. (1990): Mollusken und Säugetierfauna aus der Tongrube Kärlich. - In: SCHIRMER, W. (Hrsg.): *Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas*. - *deuqua-Führer*, **1**: 70-74; Hannover.
- & TURNER, E. (1996): Early Middle Pleistocene mammalian faunas from Kärlich and Miesenheim I and their biostratigraphical implications. - In: C. Turner (Hrsg.): *The Early Middle Pleistocene in Europe*. - 227-253; Rotterdam.
- KROGER, K., BOGAARD, P. V. D., BITTMANN, F. & TURNER, E. (1991): Der Fundplatz Kärlich-Seeufer. Neue Untersuchungen zum Altpaläolithikum im Rheinland. - *Jahrb. d. Röm.-Germ. Zentralmuseums Mainz*, **35**: 111-135; Mainz.

- LIPPOLT, H. J., FUHRMANN, U. & HRADETZKY, H. (1986): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age determinations on sanidines of the Eifel volcanic field (Federal Republic of Germany): Constraints on age and duration of a Middle Pleistocene cold period. - *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, **59**: 187-204; Amsterdam.
- MÖRDZIO, C. (1930): Das Tertiär- und Diluvialprofil von Kärlich. - *Z. deutsch. geol. Ges.*, **82**: 599-600; Berlin.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1959): Die stratigraphische Gliederung des Löß-Komplexes von Kärlich im Neuwieder Becken. - *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **4**, 283-300; Krefeld.
- RAZI RAD, M. (1976): Schwermineraluntersuchungen zur Quartär-Stratigraphie am Mittelrhein. - *Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln*, **28**: 164 S.; Köln.
- ROHDENBURG, H. & SEMMEL, A. (1971): Bemerkungen zur Stratigraphie des Würm-Lösses im westlichen Mitteleuropa. - *Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **99**: 246 - 252; Wiesbaden.
- RÖTHL, G. (1993): Mollusken aus dem Mittelpleistozänen „Kärlicher Interglazial“ der Tongrube bei Kärlich (Neuwieder Becken/Mittelrhein). - *Jahrb. Röm. Germ. Zentralmus.*, **40**: 75-102; Mainz.
- SCHIRMER, W. (1970): Das jüngere Pleistozän in der Tongrube Kärlich am Mittelrhein. - *Mainzer Naturwiss. Arch.*, **9**: 257-284; Mainz.
- (1990): Kärlich - Forschungsstand 1990. - In: SCHIRMER, W. (Hrsg.): Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. - *deuqua-Führer*, **1**: 60-67; Hannover.
- (1995): Stop 37: Clay pit of Kärlich. - In: SCHIRMER, W. (Hrsg.): Quaternary field trips in Central Europe. - *Volume 1*: 525-526; Verlag Dr. Friedrich Pfeil; München.
- SCHMINCKE, H.-U. (1994): Vulkanismus im Laacher See Gebiet. - *Geol. Vereinigung-Exkursionsführer Nr. 1*, 1-52; Kiel.
- SGIBNEV, V. (1998): Zur Frage der genetischen Zugehörigkeit der lößähnlichen Sedimente in der Tongrube Kärlich (Neuwied/Mittelrhein). - *Röm. Germ. Zentralmuseum*, im Druck; Mainz.
- STELNSMA, K. & KOLFSCHOTEN, TH. V. (1998): The Middle Pleistocene (Saalian) smaller mammals (*insectivora, rodentia*) from Ariendorf, central Rhineland, Germany. - *Jahrb. Röm. Germ. Zentralmus.*; im Druck, Mainz.
- TAUXE, L., HERBERT, T., SCHACKLETON, N. J. & KOK, Y. S. (1996): Astronomical calibration of the Matuyama-Brunhes boundary: Consequences for magnetic remanence acquisition in marine carbonates and the Asian Loess sequences. - *Earth and Planetary Science Letters*, **140**: 133-146; Amsterdam.
- TURNER, E. (1989): Middle and Late Pleistocene macrofaunas of the Neuwied Basin region (Rhineland-Palatinate) of West Germany. - *Diss. Univ. Birmingham*, 480 S.; Birmingham.
- URBAN, B. (1978): Die Stellung des „Kärlicher Interglazial“ am Mittelrhein. - In: Nagl, H. (Hrsg.): Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung. - 649-654; *Festschr. J. Fink*, Wien.
- (1983): Biostratigraphic correlation of the „Kärlich interglacial“, Northwestern Germany. - *Boreas*, **12**: 83-90; Oslo.
- VOLLBRECHT, J. (1998): Archäologie. - *Röm. Germ. Zentralmuseum*; im Druck; Mainz.

Manuskript eingegangen am 14. November 1997

Zur Deutung und Bedeutung von Paläoböden im (süddeutschen) Löß

KLAUS EBERHARD BLEICH*

paleosols, loess arrangement, catenar sequence, characteristic periglacial features,
reconstruction of characteristics of the site, Southern Germany, Quarternary

Kurzfassung: Voraussetzung für Altersabschätzung und palökologische Einstufung der Paläoböden im Löß ist die Kenntnis von Relief- und Landschaftsposition. An Beispielen aus Süddeutschland wird dargestellt, daß bereits dadurch Eigenschaften (wie Hydromorphie oder veränderte Mächtigkeiten und Humusgehalte) erklärbar sind, die in Unkenntnis der Situation auch als Kriterien für Art und Dauer von Klimaphasen herhalten mußten. Für den Vergleich von Löß/Boden-Abfolgen ist die quantitative Ermittlung von Intensität und Ausmaß der Bodenentwicklung an geeigneten Paläoböden und rezenten Vergleichsböden zweckmäßig. Daraus resultiert eine Beschränkung auf vollständig erhaltene Böden in ebener Lage, jedoch nicht die Vorstellung von einer monotypischen Ausstattung der Paläobodenlandschaften. Auch diese Böden sind durch kaltzeitliche Überprägung verändert. Die unterschiedliche Bedeutung der Bodenhorizonte für die Rekonstruktion der Klimaentwicklung wird abschließend herausgestellt.

[Interpretation and significance of paleosols in loess (especially in Southern Germany)]

Abstract: Prerequisite for the estimation of age and paleoecological interpretation of paleosols in loess is the cognizance of relief and landscape position. Examples from Southern Germany show that already by this properties (like hydromorphy or a change of soil depth and humus contents) can be explained that, in ignoring the situation, were used as criteria for character and length of climatic influences. For the comparison of loess/paleosol sequences, the quantitative determination of intensity and extent of soil formation (in kg per m²) concerning suitable fossil and recent soils of the same landscape is reasonable. This requires the limitation on completely preserved soils in plateau position, but does not necessarily imply the imagination of a monotypically developed soil-landscape. These soils, too, have been alternated by periglacial features. The different importance of soil horizons for the reconstruction of the paleoclimate is put out finally.

1 Einleitung

Wie die rezenten Böden, so sind auch die Paläoböden im Löß das getreue Abbild ihrer Entstehung und Überprägung oder Teilzerstörung in

einer bestimmten Relief Lage. Statt sich einzelne als diagnostisch angesehene Horizonte daraus zunutze zu machen und damit stratigraphische Vergleiche anzustellen sollte man die Aussagekraft der überlieferten Böden in einer ganz anderen Richtung erforschen, nämlich im Hinblick auf ihre Einordnung in eine warm- oder kaltzeitlich geprägte Catena. Dies nicht nur, weil dadurch z. B. geringmächtig entwickelte besser von geköpften (anderswo tiefgründig entwickelten) Böden unterschieden werden können, sondern auch, weil sich aus dem Vergleich möglichst verschiedener Catenen annähernd gleicher Zeitalterschnitte ein umfassendes Bild aller Bodenbildungsvorgänge einschließlich der Umlagerung ergibt. Es wären dann nicht nur Bodenhorizonte (manchmal ohne Berücksichtigung ihres parautochthonen oder allochthonen Charakters) zueinander in Beziehung zu setzen, sondern auch Vorgänge der Umlagerung mit solchen der Überprägung. Anstelle der schematischen Charakterisierung beliebiger Anschnitte träte die Beschreibung der Bodendynamik an Hängen in Raum und Zeit. Ein besseres Verständnis dieser (bisher lokalklimatisch schlecht definierten) Vorgänge im Grenzbereich zwischen Bodenentwicklung und Sedimentation der periglazialen Landschaften wäre die Folge.

2 Zum Reliefbezug von Paläoböden im Löß

2.1 Paläoböden als Teil einer Catena

Bei der Entwicklung der Paläoböden genüßten, wie eigene vergleichende Untersuchungen in den Lößlandschaften der Filder bei Stuttgart ergaben (BLEICH & SCHLICHTING 1979: 783-786) bereits geringe Reliefunterschiede für die Differenzierung in trockenere und feuchtere (stau-, hang- und grundwasserbeeinflusste) Bereiche, so daß erst deren veränderte laterale oder vertikale Ausdehnung im Laufe der Zeit auf andere als die reliefbedingte, nämlich klimagesteuerte Durchfeuchtung schließen ließe. Mit zunehmender Relief-

* Anschrift des Verfassers: Dr. K. E. BLEICH, Umlandstraße 65, 72631 Aichtal-Grötzingen

energie verstärkten sich auch die Mächtigkeitsunterschiede bei Böden und Horizonten, ohne daß zunächst Köpfung im Erosions- und Aufhöhung im Akkumulationsbereich erkennbar wären. Das änderte sich dann, wenn die Intensität der Umlagerung die der Bodenentwicklung überstieg. Gemische aus Ober- und Unterbodenmaterial traten bei teilweiser Entblößung des Unterbodens (am höheren Hang) auf und wurden allmählich durch humusarme braune Kolluvien abgelöst, selten dann durch Lößkolluvien aus dem C-Horizont (kalkhaltige Unterbodenkolluvien können auch nachträglich aufgekalkt sein). - Demgegenüber sind durch Bodenfließen auch im Akkumulationsbereich schärfere Grenzen zwischen den aufgelagerten Decken möglich und Schollenabgleitungen in größerem Ausmaß gegeben, die zu diskordanter Lagerung führen. Bei der Sedimentation änderte sich bis zum Mittelhang herauf die Hangform, sowohl durch Verflachung in den Aufschüttungsbereichen als auch durch asymmetrische Anlagerung, die eine variierende Obergrenze der Hangsedimente bewirkten (und damit einen wiederholten Wechsel mit der Erosion in diesem Hangabschnitt). Ebenso konnte polsterartige Lößakkumulation die Hangform verändern. In der Folge entstanden dann besonders reich gegliederte Lößserien (wie in Dertingen II, RÖSNER 1990: 83-95).

An Flachhängen nehmen in Fließerden und geköpften Böden Lamellengefüge und Frostspaltenetze als Teugen des damaligen Periglazialklimas zu, ebenso auf Hochflächen in intakten Böden, zu den Zentren der Hochflächen anderswo auch steilgestellte Steine als Relikte der Kryoturbation in feuchteren Arealen.

Mit der Annäherung an eine ebene Lage nehmen in Fließerden und Böden Lamellengefüge und Frostspaltenetze als Zeugen des damaligen Periglazialklimas zu. Zu den Zentren der Hochflächen auch steilgestellte Steine als Relikte der Kryoturbation in feuchteren Arealen.

2.2 Änderung der Paläoböden in großräumig lateraler Richtung

Bestimmte Gesetzmäßigkeiten zur Paläobodenverbreitung im süddeutschen Löß wurden bereits an anderer Stelle (BLEICH 1983, 1996) dargelegt; sie können hier verkürzt wiedergegeben werden, ergänzt um eigene Geländebeobachtungen. So

haben steile Hänge nahe am Liefergebiet die Lößakkumulation zwar begünstigt, die Erhaltung der Paläoböden aber benachteiligt, wie (z. B. am Kaiserstuhl, KODARY EISSA 1968) in größerer Zahl erhaltene, stark erodierte Unterböden anzeigen. Hier wie auch in den angrenzenden Landschaften ist sowohl luv- als auch leeseitige Anlagerung zu beobachten, wobei erstere durch die Einschaltung von Sandlagen gekennzeichnet ist (RÖSNER 1990: 82, BLEICH & PAPPENFLUSS 1991: 775-778). - An den weniger steilen Talhängen (wie in der Vorbergzone des Oberrheintals) herrschen geköpft Böden am Oberhang und im unteren Hangteil kolluvial aufgehöhte oder solifluidal überschichtete Böden vor (z. B. bei Buggingen, BRONGER 1969/70). Ein genügend hoher, halbwegs senkrechter Anschnitt zeigt die jüngsten Böden in Oberhang- und die ältesten in Hangfußposition, erweckt also den (falschen) Eindruck, als seien die in der Löß/Boden-Abfolge dokumentierten Warmzeiten nach oben trockener und kürzer geworden. Auf den angrenzenden welligen Hochflächen (wie am Südsaum des Kraichgaus) ist ihre Zahl bereits geringer und die Erhaltung oft durch Bodenfließen beeinträchtigt, an dem auch Bodenreste aus der Zeit vor der Lössanwehung beteiligt sind. Zu den ausgedehnteren Verebnungen (meist an Schichtflächen) hin nimmt die Trennung durch noch kalkhaltigen Löß zwischen den Paläoböden ab und in diesen (wie auf den Fildern, ALAILY 1972) gewöhnlich der Staunäseeinfluß zu, sofern nicht im Untergrund verkarstete Karbonatgesteine anstehen (wie in der östlichen Flächenalb, BLEICH 1993: 101).

Zu den entfernteren und höhergelegenen Verebnungsflächen (Schurwald, Hohenlohe u. a.) hin werden diese Abfolgen durch mehrschichtige kalkfreie Decken abgelöst, deren tiefere Teile jeweils in die spätere(n) Bodenbildung(en) einbezogen wurden und daher nicht als fossil zu bezeichnen sind. Eine zeitliche Parallelisierung scheidet an der durch große Lücken unterbrochenen und durch wechselnden Lokalcharakter gekennzeichneten Verbreitung. Relikte Merkmale sind in den mehrschichtigen Decken besonders ausgeprägt, wenn sich zwischenzeitlich die Entwicklungsrichtung änderte. So sind sowohl in älteren als auch in rezenten Böden weitverbreitet kaltzeitliche zu finden (Lamellen, Frostspalten mit Laacher Bims, BLEICH et al. 1987: 148-151), aber auch im tieferen Unterboden frühholozäne Tonbeläge, die vielerorts (ausgenommen die Areale stärkster Staunässeprägung) mit zunehmender Pseudovergleyung relik geworden sind. Mäßige

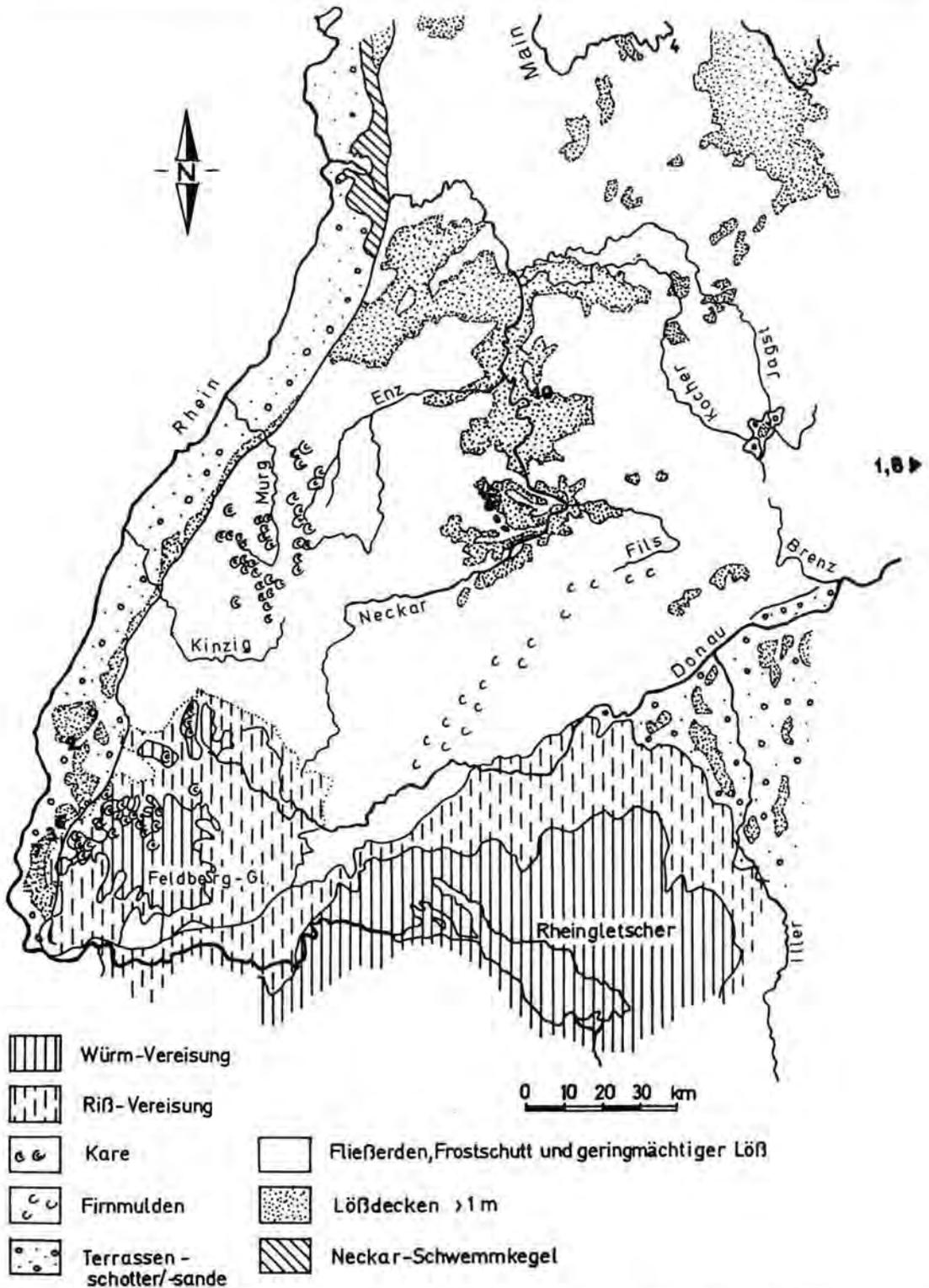


Abb. 1: Lage der zitierten Aufschlüsse im süddeutschen Periglazialgebiet. 1 = Attenfeld, 2 = Bötzingen, 3 = Buggingen, 4 = Dertingen, 5 = Echterdingen, 6 = Heitersheim, 7 = Hülgelheim, 8 = Mauern, 9 = Riegel, 10 = Steinheim.

Wechselfeuchte geht zu den heute kühl-feuchteren Gebieten in anhaltende Staunässe über, deren Einfluß stellenweise in Plateaulage von der ältesten Lössschicht an nachweisbar ist, dort aber auch aus einer Vergleyung von lehmig-sandigen Terrassensedimenten hervorgegangen sein kann (BLEICH 1987: 709-712). Abnehmende Lössmächtigkeit wird an Hängen von Flachmulden durch Beimengung toniger oder sandiger Fließerdren teilweise kompensiert.

Somit nimmt zunächst in vertikaler und dann immer mehr auch in lateraler Richtung der Staunässeinfluß zu, wobei neben die Relief- und Gesteins- (oder vielmehr Paläoboden-) einflüsse zunehmend der des kühl-feuchter werdenden Klimas tritt. Betrachtet man eine einzelne Lössabwehungsphase an der Basis der letztkaltzeitlichen Sedimentfolge (BLEICH 1996: 8), so wird auch hier die Dominanz des Lokalklimas deutlich: Während am Rande des Oberrheintals frischer Löss sedimentiert wurde, entstand im mittleren Neckarland ein zunehmend kalkhaltiger Tschernosem, von dem in der südlichen Frankenalb nur die Wurmröhren und Krotowinen im letztwarmzeitlichen Boden zu sehen sind. Hier kam in den Wurmröhren Bt-Material bis in den fossilen Ah-Horizont und umgekehrt Oberbodenmaterial mit den Krotowinen bei entsprechender Auftautiefe bis in den tieferen Unterboden. Im mittleren Neckarland engte sich die Bioturbation auf die fossile Schwarzerde ein; in der Vorbergzone des Oberrheintals wurde stattdessen fossiles Oberbodenmaterial in den Krotowinen bis in den frischen Löss im Hangenden befördert (BRONGER 1966: 18). Das Klima wurde dorthin somit deutlich kälter und trockener: Genügenden Pflanzenwuchs für die Humusakkumulation verhinderte die Trockenheit, tiefere Aktivität der gefrorene Unterboden.

3 Zur Einschätzung von Genese und Alter der Bodenbildung

Sollen Paläoböden im Löss zur stratigraphischen Gliederung der Abfolgen herangezogen werden, so scheint dafür auf den ersten Blick die gesicherte Kenntnis der Entstehung in situ zu genügen. (Da Umlagerung nämlich jederzeit stattfinden konnte, hebt sich hiermit die stratigraphische Bedeutung gänzlich auf.) Beim Vergleich einer Gliederung mit der an einer anderen Stelle gewinnen jedoch „diagnostische“ Horizonte an Bedeutung, und dies gilt auch für die paläoklimatologische

Deutung der verwendeten Böden. Zuverlässige Vergleiche sind allerdings nur an vollständig erhaltenen Böden in ebener Lage zu erreichen, die eine quantitative Ermittlung der Bodenbildung erlauben. Bei diesen sind Intensität (je kg Boden) und Ausmaß (je m² Bodenareal, wofür neben der Mächtigkeit auch das Raumgewicht aller Horizonte bekannt sein muß) anhand prozeßspezifischer Analysen zu ermitteln (beim Tschernosem somit nicht nur aus Körnung, Kalk- und Humusgehalten, sondern zusätzlich aus Humus- und Kalkverteilung).

Als warmzeitlich sind pleistozäne Böden dann einzustufen, wenn sie das Klimaxstadium der rezenten in der gleichen Landschaft mindestens erreicht haben. Wegen der schlechten Erhaltung der meisten fossilen und rezenten Oberböden in Lösslandschaften sind hier bereits die ersten Abstriche bei der Vergleichsgenauigkeit zu machen (BRONGER 1966: 47 und 1969/70: 303; ALAHLI 1972: 20; BLEICH 1996: 3). Böden, die durch laterale Stoffzu- oder -abfuhr beeinträchtigt sind, ergeben verfälschte Werte. Während bei den erodierten Böden nicht nur das Ausmaß unterschätzt wird, sondern (infolge Fehlens der am stärksten verwitterten Oberböden) auch die Intensität, steigt bei rascher kolluvialer Aufhöhung von Böden nur das Ausmaß an. Die Intensität verringert sich sogar nach oben wieder, wenn der Erosionszustand der hangauf gelegenen Zulieferböden weiter fortgeschritten ist und mit dem Unterboden- auch Ausgangsmaterial mobilisiert wird.

Einer bestimmten Warmzeit lassen sich Böden nach den obigen Kriterien dann zuordnen, wenn sie sich in gleicher Ausprägung zwar in anderen Abfolgen, aber nicht innerhalb einer Abfolge wiederholen. Mit der Einengung auf einen unverwechselbaren Klimaabschnitt steigen auch die Anforderungen an die Homogenität (BRONGER et al. 1976: 23) bzw. Rekonstruierbarkeit der Ausgangsgesteine (SCHLICHTING 1982: 272) bei den verglichenen Böden. Auch ist sicherzustellen, daß der zur Referenz herangezogene rezente Boden nicht Relikte einer älterwarmzeitlichen Bodenentwicklung enthält (die sich am ehesten nach kaltzeitlicher Überprägung zu erkennen geben).

4 Probleme der palökologischen Deutung

Je stärker warmzeitliche Böden periglazial überprägt, in Teilen verlagert oder erodiert sind, desto eher charakterisieren sie mittlerweile die Land-

oberfläche der darauffolgenden Kaltzeit. Hierbei sind die Oberböden besonders betroffen; auch sind die weiterentwickelten Böden augenscheinlich am stärksten verändert, und daraus resultiert auch eine nachträgliche Veränderung der Standortseigenschaften (BLEICH 1996). So führen verringerte Humusgehalte in den Ah-Horizonten zur Annahme niedrigerer Kationenaustausch-Kapazität und schlechterer N-Versorgung, zusammen mit Gefügeverschlechterung (bei Lamellenstruktur oder Kohärenz) und überhöhter Lagerungsdichte ($>1,7$ in Attenfeld, BLEICH a.a.O.: 5) auch zu Fehlschlüssen auf geringere Durchwurzelbarkeit und Wasserspeicherleistung. Kalkzufuhr aus dem Löß im Hangenden (mit pH-Anhebung auf > 7 und Aufkalkung bis in den Unterboden) veränderte ursprünglich deutlich versauerte Standorte und verringerte nachträglich (über die gesunkene Löslichkeit der Ca-Phosphate) das P-Angebot, eventuell auch (über den Basenaustausch bei Ca/K-Antagonismus) die K-Verfügbarkeit. Um wieviel günstiger der fossile Boden am Höhepunkt seiner warmzeitlichen Entwicklung also einzuschätzen war, bleibt weitgehend im Verborgenen.

5 Zur stratigraphischen Bedeutung bestimmter Bodenhorizonte

Stratigraphie hat zum Ziel, die Gleichaltrigkeit von Lagen allgemein (im vorliegenden Falle von Bodenhorizonten) in verschiedenen beobachteten Abfolgen zu belegen und bei neu entdeckten zur Gliederung zu benutzen. Daß dies bei irgendwann umgelagertem Bodenmaterial nicht funktioniert, wurde oben bereits angedeutet. Ein treffendes Beispiel ist hierfür der obere Verbraunungshorizont in der Abfolge von Heitersheim (BRONGER et al. 1966: 195, Abb. 1b). Der Löß darunter ist „z. T. leicht verbraunt mit Krümelgefüge“. Es ist also nicht schwer sich vorzustellen, daß die untere Verbraunungszone vom nachfolgenden Löß nur ungenügend bedeckt war und bei stärkerer Umlagerung erst zu einem Boden/Löß-Gemisch und dann zu einer Schichtwiederholung führte. Die obere „Verbraunungszone“ ist oben z. T. feingeschichtet und von Oxidkonkretionen durchsetzt. Ob ihr unterer Teil im Zuge der stärkeren Durchfeuchtung seine sekundären Kalkausscheidungen erhielt oder überhaupt erst aus dem Hangenden selektiv wiederaufgekalkt wurde (weil er lockerer war?), ist nicht zu erkennen, aber wahrscheinlich (BECZEDEÁK et al. 1997: 243). Auch die untere Verbraunungszone von Heitersheim ist nicht durch Bodenbildung in situ zu erklären, sondern durch Bodenumlagerung bei be-

ginnender Lößanwehung. Zwar weicht ihr Tonmineralbestand vom Löß im Liegenden deutlich ab; er ähnelt aber dem im Hangenden. Nun hat ALAILY bereits (1972) auf den nach oben abnehmenden lokalen Anteil in jeder der Lößdecken auf den Fildern hingewiesen. Neu ist jedoch die Erkenntnis, daß bei genügender Konzentration eigene bodenähnliche Horizonte entstehen. So setzt der Bv-Horizont im Profil Attenfeld mit seiner Tonabnahme zwar die Tendenz der Oberbodenhorizonte darunter aus der letztwarmzeitlichen Parabraunerde fort; er zeigt aber andererseits mit glimmerreicherem Sandanteil und mehr Mittelsand die Beimengung von frischem Löß an (BLEICH 1966, Abb. 1 auf S. 2). Die „Verbraunungszone“ im Profil Bötzingen (KHODARY EISSA 1968) übertrifft an Mächtigkeit die Bt-Horizonte verschiedener Warmzeiten darunter. Mit über 1% Humus übersteigt sie nicht nur die Humusgehalte der Verbraunungszone von Heitersheim; sie enthält auch ein Mehrfaches der „Humuszone“ über dem mittleren fossilen Boden von Buggingen, die nur 0,2 bis 0,3% Humus aufweist (BRONGER 1969/70, Abb. 11 neben S. 296). Von der Schwarzerde in Steinheim (BLEICH & WÜRSTER 1983: 466) abgesehen, unterscheiden sich die süddeutschen Humus- und Verbraunungszone also nur durch ihre Färbung, die durch Humusabbau und der Mischung entstammende Goethitgehalte bestimmt wird. Der 0,7 m mächtige, marmorierte Bt-Horizont an der Basis des letztkaltzeitlichen Lößes von Echterdingen (ALAILY 1972) ist dem Bv-Horizont von Attenfeld mit 3,7-3,8% Fe₂ und 1,6% Fe₃ ähnlich, auch durch seine Kalkfreiheit; diese könnte eine schwache Verbraunung in situ nach der Ablagerung begünstigt haben. Ob er seine Tonbeläge ebenso wie in Attenfeld aus dem Bt-Horizont der rezenten Parabraunerde im Hangenden bezog, hier wie dort durch mehrere Dezimeter Löß hindurch, ist heute nicht mehr auszumachen.

Das zeigt, daß selbst auf bestimmte Lagen begrenzte Vorgänge sich über einen langen Zeitraum verteilen können und nicht einfach zu datieren sind. Es gilt also nicht nur zwischen klimaabhängigen und -unabhängigen Horizontprägungen zu unterscheiden, sondern auch zwischen zeitgleichen und jüngeren. Letzteres wirkt bei Rückbau oder Umkehr der bestehenden Verhältnisse besonders spektakulär (wobei fortschreitende Abkühlung den ersten Fall und Aufkalkung versauerter Böden den zweiten charakterisiert). Hierzu sollten erst noch mehr Erfahrungen gesammelt werden. Als klimaunabhängig

kann für sich genommen die Prägung durch Stau-, Hang- und Grundwasser gelten, doch deutet ebenso der reliefunabhängige Wechsel mit trockener Bedingung (wie in Attenfeld beobachtet; BLEICH 1996: 8) wie überregionale Gleichzeitigkeit der Erscheinungen (die nicht allein aus deren Existenz hergeleitet werden sollte!) auf eine Klimaveränderung hin. Dagegen ist ein stark grundwasserbeeinflusster Boden ohne beherrschende Frostverformung noch kein „Tundragley“ (Gegenbeispiel bei BLEICH 1983: 80) und kein Beleg für ein „Interstadial“, da er auch unter kaltezeitlichen Bedingungen entstanden sein könnte.

Welche Züge wirklich entwicklungsbedingt sind, ist angesichts zahlreicher Überlappungen von Prozessen, Mischformen von Böden und relikten Merkmalen auch in rezenten Lössböden nicht immer leicht zu beurteilen. Doch setzt sich wohl die Meinung durch, daß z. B. Pseudovergleyung nicht einfach eine Folge der Tonverlagerung sei; sonst dürfte es ja in den Löss/Boden-Abfolgen unter den warmzeitlichen Böden so gut wie keine Parabraunerden mehr geben! Weitau häufiger sind verdichtete Paläoböden, kühl-feuchteres Klima und Auswirkungen der Relieflage die Ursachen. Daß Züge der späteren warmzeitlichen Bodenentwicklung sich an vorgegebenen Periglazialstrukturen orientieren (z. B. Tonverlagerung an Lamellen im Lösslehm und Taschenböden aus Löss im Terrassensand, Bleichung und Rostsäume an Frostspaltennetzen von Pseudogleyen aus Lösslehm u. a.), ohne deshalb selbst relikot zu sein, sei hier der Vollständigkeit halber wenigstens erwähnt.

6 Schluß

Eine erfolgversprechende Auswertung der Anschnitte im Löss erfordert

- die genaue Kenntnis und Dokumentation der Relieflage, in der das Gesamtprofil sich entwickelt hat und ihrer Veränderungen in der Zeit,
- die strengere Auswahl untersuchungswürdiger Bodenprofile und die Anwendung prozeßspezifischer Analysen,
- den quantitativen Vergleich der untersuchten Paläoböden mit rezenten der gleichen Landschaft (nach ebenso strenger Auswahl),
- die Analyse der Prozeßabfolge im Gesamtprofil und die kritische Zuordnung zu erkennbaren Umweltfaktoren,

- die Synthese aller beobachteten und dokumentierten Vorgänge der Lösssedimentation, Bodenbildung und -umlagerung zu einem komplexen vierdimensionalen „Klimamodell“ der Entwicklung in Raum und Zeit.

7 Schriftenverzeichnis

- ALAILY, F. (1972): Entstehung von Decklehmen aus Lias α -Schichtflächen in SW-Deutschland und deren Veränderung durch Bodenbildung. Diss. Hohenheim (Selbstverlag), 1-104, Stuttgart.
- BECEZ-DEÁK, J., R. LANGOHR, E. P. VERRECCHIA (1997): Small scale secondary CaCO_3 accumulations in selected sections of the European loess belt. Morphological forms and potential for paleoenvironmental reconstruction. - *Geoderma* **76**: 212-252, Amsterdam.
- BLEICH, K. E. & E. SCHLICHTING (1979): Gliederung und Gruppierung von Pedochoren, dargestellt für das Albvorland. - *Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch.*, **29**: 783-786, Göttingen.
- BLEICH, K. E. (1983): Geschichte der eiszeitlichen Böden. - In: *Urgeschichte in Baden-Württemberg*, herausg. von H. Müller-Beck, Stuttgart (Theiss), 65-89 und 516-517.
- & WURSTER, R. (1983): Eine Lage von vulkanischen Gläsern im Süddeutschen Jungpleistozän. - *Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch.* **38**: 461-466, Göttingen.
 - (1987): Reliktische Pseudovergleyung in Lössböden NO-Württembergs? - *Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch.*, **55**/II, 709-712, Göttingen.
 - et al. (1987): Exkursionsführer zur Jahrestagung 1987 in Stuttgart-Hohenheim. - *Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch.* **54**: 1-246, Göttingen.
 - & K.-H. PAPPENFUSS (1991): Zur Entstehung der Löss/Boden-Abfolge in Hochflächenlagen auf der südlichen Frankenalb. - *Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch.* **66**/II, 775-778, Göttingen.
 - (1993): Landoberflächen und Böden der Ostalb - ein Beitrag zur Landschaftsgeschichte. - In: *Karst und Höhle 1993, Karstlandschaft Schwäbische Ostalb*, herausg. vom Verband der deutschen Höhlen- und Karstforscher e.V. München, 95-111 und Farbtafeln V-VII.
 - (1996): Der derzeitige Kenntnisstand der boden- und standortkundlichen Entwicklung in den pleistozänen Lössgebieten Süddeutschlands und die Löss/Boden-Abfolge von Attenfeld in der südöstlichen Frankenalb. - In: *Spuren der Jagd - die Jagd nach Spuren: Festschrift für Hansjürgen Müller-Beck*, herausg. von I. Campen, Tübingen (MöVince-Verlag), 1-10.
- BRONGER, A. (1966): Lössse, ihre Verbrauungszonen und fossilen Böden - ein Beitrag zur Stratigraphie des oberen Pleistozäns in Südbaden. - *Schriften des Geograph. Inst. der Univ. Kiel XXIV H. 2* (Selbstverlag), 1-113, 3 Profilabb. im Anhang.
- GRAF VON REICHENBACH, H., & SCHROEDER, D. (1966): Über den Tonmineralbestand des Lössprofils von Heitersheim, Südbaden. - *Zeitschr. Pflanzenernährg., Düngung, Bodenkunde* **113**: 193-203, Weinheim/Bergstr.

- (1969/70): Zur Mikromorphogenese und zum Tonmineralbestand quartärer Lößböden in Südbaden. - *Geoderma* **3**: 281-320, Amsterdam.
- E. KALK & D. SCHROEDER (1976): Über Glimmer- und Feldspatverwitterung sowie Entstehung und Umwandlung von Tonmineralen in rezenten und fossilen Lößböden. - *Geoderma* **16**, 21-54, Amsterdam.
- KHODARY EISSA, O. (1968): Feinstratigraphische und pedologische Untersuchungen an Lößaufschlüssen im Kaiserstuhl (Südbaden). - *Freiburger Bodenkundl. Abhandlgn.* **2**, Freiburg (im Selbstverlag des Instituts für Bodenkunde und Waldernährungslehre der Univ.), 1-149 mit Tabellen-Anhang.
- RÖSNER, U. (1990): Die Mainfränkische Lößprovinz. Sedimentologische, pedologische und morphodynamische Prozesse der Lößbildung während des Pleistozäns in Mainfranken. - *Erlanger geograph. Abhandlgn.* **51**, Erlangen (Selbstverlag der Fränkischen Geographischen Gesellschaft), 1-306 mit 26 Beilagen und 24 Farbphotos im Anhang.
- SCHLICHTING, E. (1982): *Pedology Research: Soil Genesis*. - *Transactions of the 12th International Congress on Soil Science in New-Delhi/India* **5**, 269-276.

Manuskript eingegangen am 10. Dezember 1997

Zur Paläopedologie pliozäner Schwemmfächersedimente im Becken von Granada (Hochandalusien)*

NORBERT GÜNSTER, ARMIN SKOWRONEK, LOTHAR PFEIFFER,
SIEGFRIED STEPHAN & MICHAEL VEERHOFF**

Fossil soils, alluvial fan, Pliocene, palaeoclimatology, Western Mediterranean

Kurzfassung: Eine Boden-Sediment-Abfolge pliozäner Schwemmfächersedimente mit 24 fossilen Böden im nordöstlichen Flügel des Beckens von Granada wurde laboranalytisch untersucht. Die rötlich braunen bis roten Böden und die (Boden-)Sedimente belegen ein mehrfaches Alternieren von Aufschüttung und (unterschiedlich intensiver) Bodenbildung. Akkumulation fand während trockener und morphodynamisch aktiver Phasen ohne schützende Vegetationsdecke, Bodenbildung während feuchter und morphodynamisch stabiler Phasen mit Vegetationsbedeckung statt. Für diesen, zeitlich noch nicht eingrenzbaaren Abschnitt des Pliozäns muß daher eine entsprechend hohe Anzahl von Klimawechseln postuliert werden.

[Palaeopedology of Pliocene alluvial fan sediments in the Granada basin (High Andalusia)]

Abstract: A Pliocene alluvial fan sequence of soils and sediments with 24 fossil soils in the northeastern part of the Granada Basin was investigated. The reddish brown to red soils and the (soil-)sediments substantiate a multiple alternation of sedimentation and (differently intensive) soil formation. Accumulation took place during dry and morphodynamic active periods without vegetation cover and soil formation during wet and morphodynamic stable periods with vegetation. Hence a high number of climatic changes has to be postulated to this - still not defined - part of the Pliocene.

[Paleopedología de sedimentos pliocenos de abanicos aluviales en la cuenca de Granada (Andalusia Alta)]

Resumen: Se estudia una secuencia de suelos y sedimentos derivados de abanicos aluviales pliocenos con 24 suelos fósiles en la parte noreste de la cuenca de

Granada. Los suelos rojizos pardos a rojos y los (suelo-)sedimentos deducen una frecuente alternación de sedimentación y (diferentemente intensiva) formación de suelos. Acumulación se formaba durante períodos secos y morfodinámicos activos sin cubierta vegetal en vez que los suelos se formaban durante períodos húmedos y morfodinámicos estables con vegetación. Por lo tanto para una - ya indefinida - etapa del Plioceno una gran cantidad de cambios climáticos tienen que ser postulados.

1 Einleitung

Das postorogene Becken von Granada ist Teil der Binnenbeckenflucht der Betischen Kordillere (SANZ DE GALDEANO & VERA 1991). Seine Anlage fällt zeitlich in das Tortonium, welches ausschließlich marin geprägt ist. Die terrestrische Entwicklung beginnt nach GONZALEZ DONOSO (1970) im Messinium mit der „Formación de Pinos Genil“, die auch unter der Bezeichnung „Blockformation“ bekannt ist. Diese besteht aus kristallinen Abtragungsprodukten der Sierra Nevada (Betikum) und enthält zahlreiche rote Fossilböden, die ORTEGA HUERTAS & AGUILAR RUIZ (1980) im südöstlichen Flügel des Beckens untersuchten. Das Pliozän steht weitflächig mit mehreren Dekameter mächtigen Konglomeraten und roten schluffigen Tonen oberflächlich an, die sich im Untersuchungsgebiet aus mesozoischen Mergeln, Kalken und Dolomiten der angrenzenden Sierra Arana und Sierra Cogollos (Subbetikum) ableiten. Die neue Ausgabe des Blattes Granada der Geologischen Karte von Spanien 1:50 000 weist die Ablagerungen genetisch als Schwemmfächersedimente bzw. als Paläoböden aus (IGME 1988: 49).

Im folgenden werden pliozäne Schwemmfächersedimente vorgestellt, die an einem Prallhang des Rio Bermejo mit einer Mächtigkeit von ca. 40 m aufgeschlossen sind und 24 fossile Böden führen. Diese Boden-Sediment-Abfolge haben bereits ROHDENBURG & SABELBERG (1973: 88 u. Photo 3) im Rahmen ihrer umfassenden Forschungen zur quartären Relief- und Bodenentwicklung des

*) Erweiterte Fassung eines Vortrages des Erstautors am 19. September 1996 in Gmunden/Österreich anlässlich der 28. Jahrestagung der Deutschen Quartärvereinigung.

**) Anschriften der Verfasser: Dipl.-Geogr. N. GÜNSTER, Prof. Dr. A. SKOWRONEK und Dr. S. STEPHAN, Institut für Bodenkunde, Universität Bonn, Nußallee 13, D-53115 Bonn; Dr. L. PFEIFFER, Alte Straße 20, D-53840 Troisdorf; Dr. M. VEERHOFF, Geologisches Institut, Universität Bonn, Nußallee 8, D-53115 Bonn.

westlichen Mittelmeergebiets erwähnt. Ziel der vorliegenden Untersuchung ist es, die Böden zu beschreiben und ihre Genese aufzuhellen, das Verhältnis von Aufschüttung/Abtragung zu Bodenbildung auf einem Schwemmfächer zu charakterisieren, sowie einen Beitrag zum Klimaverlauf des Pliozäns zu liefern.

2 Lage und Aufbau der Boden-Sediment-Serie

Der natürliche Aufschluß befindet sich ca. 15 km nordnordwestlich Granada (s. Abb. 1) unmittelbar vor der Mündung des Rio Bermejo in den aufgestauten Rio Cubillas (3°39'48" W u. 37°16'25" N). Die Profilwand ist nach Norden exponiert, ihre Oberkante liegt bei 674 m üNN. Die Lokalität ist von Granada aus über die Nationalstraße N-323 nach Abzweigung zwischen km 420 und 419 in Richtung Estación de Calicasas direkt vor der kleinen Brücke über den Rio Bermejo zu erreichen. Der untere Teil des Aufschlusses ist über eine Halde zugänglich, der obere dagegen nur über die steile Westflanke. Weitere Einblicke in den inneren Aufbau der pliozänen Schwemmfächer-sedimente erhält man durch wenige hundert Meter weiter östlich gelegene Einschnitte der Eisenbahn und der neuen Autobahn Granada-Jaén. Die rötlich braunen bis roten Paläoböden besitzen unterschiedliche Mächtigkeit und morphologische Ausprägung. Die Sedimente sind etwas heller und überwiegend feinkörnig, lediglich un-

ter dem sechsten fossilen Boden existiert ein ca. 8 m mächtiges Konglomerat aus Kalkgeröllen. Darüber hinaus sind an einer Stelle die obersten drei Paläosole durch eine - nachträglich mit Schottern und Sanden verfüllte - Fließrinne ausgeräumt worden (vgl. ROHDENBURG & SABELBERG 1973; Photo 3). Dieser Aufbau spiegelt die Sedimentationsverhältnisse im distalen Bereich eines Schwemmfächers wider. Die Mächtigkeit der pliozänen Ablagerungen muß geologischen Angaben zufolge hier etwa 150 Meter betragen haben, welche durch die pleistozäne Abtragung z. T. erheblich reduziert wurde. Die Ausräumung erfolgte dabei flächenhaft unter Bildung einer sechsstufigen Pediment-Terrassen-Treppe.

3 Die Untersuchungsbefunde

Die Darstellung der Ergebnisse der Gelände- und Laboruntersuchungen dient der pedologischen bzw. sedimentologischen Kennzeichnung der einzelnen Schwemmfächerablagerungen sowie der Beschreibung ihres Stoffbestandes und ihrer Struktur.

3.1 Allgemeine Boden- und Sedimentbeschreibung

Die Probenahme erfolgte an visuell (farblich und morphologisch) unterscheidbaren Lagen, sie war jedoch erst ab 6,50 m unter Geländeoberkante

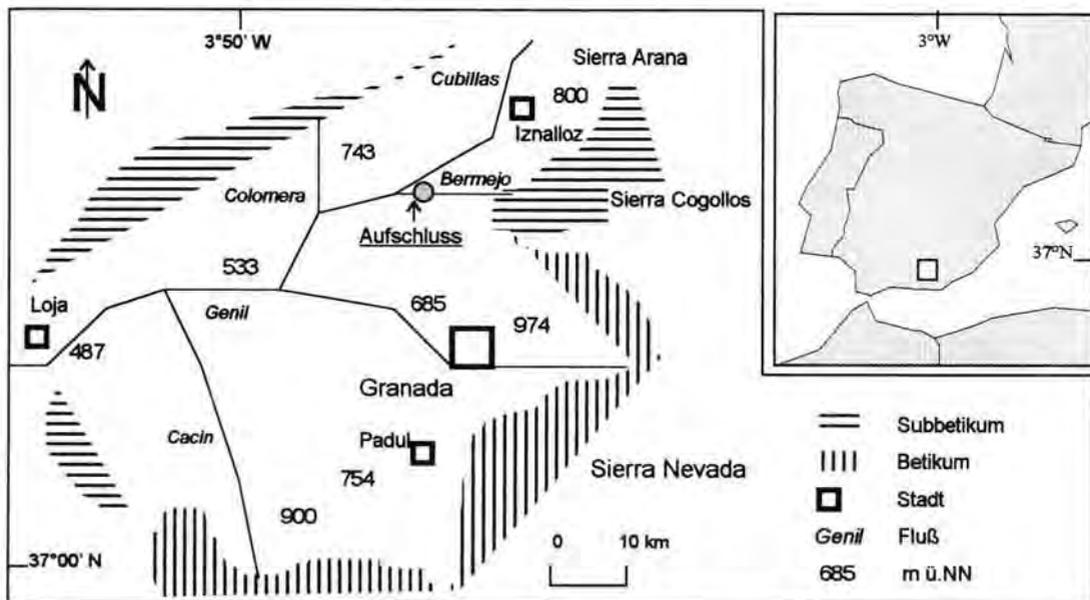


Abb. 1: Becken von Granada mit Lage der untersuchten Boden-Sediment-Abfolge.

Fig. 1: The Granada Basin with location of the investigated soil-sediment-sequence.

-29,25	IICc	leicht rötlich brauner (5YR 6/3), sehr carbonatreicher, mittel kiesiger, stark lehmiger Sand; kohärent
-29,75	17. fBcv	leicht rötlich brauner (5YR 6/4), carbonatreicher, sehr schwach kiesiger, mittel schluffiger Ton; subpolyedrisch bis polyedrisch
-29,95	IICc	leicht rötlich brauner (5YR 6/4), carbonatreicher, mittel kiesiger, schwach sandiger Lehm; kohärent bis subpolyedrisch; Mn-Überzüge
-30,75	18. fBcv	rötlich brauner (2.5YR 5/4), stark carbonathaltiger, sehr schwach kiesiger, mittel toniger Lehm; subpolyedrisch bis polyedrisch
-31,75	19. fBcv	leicht rötlich brauner (5YR 6/4), carbonatreicher, schwach kiesiger, schwach toniger Lehm; subpolyedrisch bis polyedrisch
-32,45	20. fBcv	leicht rötlich brauner (5YR 6/4), carbonatreicher, sehr schwach kiesiger, stark schluffiger Ton; subpolyedrisch bis polyedrisch
-33,05	IICc	rötlich brauner (2.5YR 5/3), stark carbonathaltiger, schwach kiesiger, stark sandiger Lehm; kohärent
-33,75	21. fBcv	rötlich brauner (2.5YR 5/3), mit tel carbonathaltiger, schwach kiesiger, schwach schluffiger Ton; subpolyedrisch bis polyedrisch
-34,15	IICc	leicht rötlich brauner (5YR 6/4), carbonatreicher, schwach kiesiger, stark sandiger Lehm; kohärent
-35,45	22. fBcv	roter (2.5YR 4/6), schwach carbonathaltiger, schwach kiesiger, mittel toniger Lehm; subpolyedrisch bis polyedrisch
-35,95	IICc	leicht rötlich brauner (5YR 6/4), carbonatreicher, mittel kiesiger, stark lehmiger Sand; Kittgefüge
-36,45	23. fBcv	rötlich brauner (5YR 5/4), carbonatreicher, sehr schwach kiesiger, schwach schluffiger Ton; kohärent bis subpolyedrisch
-38,15	24. fBcv	leicht rötlich brauner (5YR 6/4), sehr carbonatreicher, schwach kiesiger, schwach toniger Lehm; subpolyedrisch bis polyedrisch

Die Differenzierung in Boden und Sediment erwies sich oft als schwierig, weil die farblichen und strukturellen Unterschiede gering sind. Hilfreich für die Entscheidung war u. a. die Beobachtung, daß die Fraktion über 2 mm Ø nur in den

B-Horizonten (=autochthone Böden) fast ausschließlich aus lösungsgerundeten Kalksteinbruchstücken besteht, während die C-Horizonte (=Sedimente) in dieser Kornfraktion überwiegend frisches Gesteinsmaterial enthalten. Die meisten C-Horizonte scheinen ihrem Habitus nach Bodensedimente zu sein, bei den autochthonen B-Horizonten ist makroskopisch nicht mehr zu ermitteln, aus welchem Substrat sie hervorgegangen sind. Nach KUBIENA (1954: 536) ist folgender paläopedologischer Modus möglich:

- „Fossiler Boden“ aus lithogenem, d. h. nicht pedogen verändertem, Material
- „Fossiler Boden auf Bodensediment“ oder
- „Fossiler Boden aus älterem fossilen Boden“.

3.2 Korngrößenzusammensetzung

Der Grobboden ($\varnothing > 2$ mm) wurde samt Carbonaten nach vorsichtigem Zerkleinern der Aggregate abgeseiht. Die Fraktionen und Unterfraktionen des Feinbodens wurden in einer kombinierten Sieb- und Schlämmanalyse nach Carbonat- und Humuszerstörung ermittelt (Tab. 1). Ihr prozentualer Anteil bezieht sich auf den Feinboden, der des Grobbodens auf die Gesamteinwaage. Äquivalentdurchmesser und Bezeichnung der einzelnen Fraktionen entsprechen der in Deutschland üblichen Einteilung (vgl. AG BODEN 1994: 132).

Die hauptsächlich aus gerundeten, bis 2 cm großen Kalken bestehende Grobbodenfraktion schwankt anteilmäßig zwischen 0,02 % (7.fBcv) und 14 % (22.fIICc). Die Gehalte sind dabei in den C-Horizonten bzw. (Boden-)Sedimenten generell höher als in den Böden. Auch die Sandanteile ($\varnothing 2000 - 63 \mu\text{m}$) wechseln unregelmäßig, wobei in den Unterfraktionen häufig eine gleichsinnige Zunahme von grob nach fein zu erkennen ist. Allerdings gibt es auch gegenläufige Tendenzen, sowohl in Böden als auch in Sedimenten. Auffällig ist die große Schwankung zwischen maximal 75,9 % (22.fIICc) und minimal 1,5 % (7.fBcv) in der Gesamtfraktion. Der Schluffanteil ($\varnothing 63 - 2 \mu\text{m}$) variiert relativ stark (57,8 % bis 11,3 %) und beträgt durchschnittlich 37 %, wovon etwa die Hälfte auf den Grobschluff ($\varnothing 63 - 20 \mu\text{m}$) entfällt. Nimmt man den Ton hinzu, so reicht die Bodenart des Feinbodens von mittel lehmigem Sand (5.fIICc) bis zu reinem Ton (14.fBt). Der gemittelte Tonanteil aller einundzwanzig (untersuchten) B-Horizonte ist mit rund 43% mehr als doppelt so hoch wie der der elf C-Horizonte (20%). Geht

Tab. 1 Korngrößenverteilung der Böden und (Boden-)Sedimente [Gew.-%]

Tab.1 Grain size distribution of the soils and (soil-)sediments [weight-%]

Horizont	Grobboden	gS	mS	fs	S	gU	mU	fU	U	T
3.fBtcv	0,4	2,5	4,4	10,6	17,5	19,9	9,1	6,9	35,9	46,8
4.fBcv	4,6	1,5	2,2	4,0	7,7	19,7	13,6	13,1	46,4	46,0
5.fIIcC	6,5	49,8	18,1	7,3	75,2	6,3	3,9	5,5	15,7	9,1
6.fBcv	0,09	2,0	10,2	25,4	37,6	24,8	12,4	6,2	43,4	19,2
7.fBcv	0,02	0,3	0,6	0,6	1,5	13,5	23,5	14,7	51,7	52,0
IIcC	3,6	11,0	12,7	26,9	50,6	13,1	8,7	7,9	29,7	22,9
8.fBtv	1,1	1,0	5,7	17,5	24,2	19,7	9,1	7,4	36,2	39,7
IIcC	0,6	2,2	13,3	20,5	36,0	31,3	6,0	4,5	41,8	22,4
9.fBtvc1	2,1	3,5	6,7	15,2	25,4	18,9	8,3	5,3	32,5	42,2
fBtvc2	2,0	5,1	16,2	23,9	45,2	14,2	3,9	4,9	23,0	32,0
10.fBcv	1,3	13,3	45,7	12,2	71,2	9,2	1,9	2,5	13,6	15,9
11.fBcv	0,1	0,4	3,0	18,4	21,8	20,5	9,9	11,8	42,2	36,4
IIcC	4,9	5,9	11,7	17,1	34,7	19,7	9,3	5,1	34,1	31,5
12.fBcv	0,5	0,5	1,9	7,8	10,2	21,7	11,3	11,3	44,3	45,7
13.fBcv	6,4	3,7	6,0	17,4	27,1	22,6	15,1	6,7	44,4	28,7
14.fBt	0,8	1,7	3,3	7,1	12,1	11,3	5,4	5,1	21,8	66,3
15.fBtvc	2,0	1,7	3,4	10,9	16,0	15,6	10,6	5,7	31,9	52,3
IIcC	5,4	1,4	2,2	10,0	13,6	26,3	22,6	8,9	57,8	28,7
IIIcC	3,8	7,6	15,8	18,9	42,3	17,7	11,7	7,9	37,3	20,5
16.fBcv	0,8	1,8	3,7	11,0	16,5	21,3	18,0	11,6	50,9	32,6
IIcC	11,5	15,5	17,0	21,7	54,2	10,9	12,0	8,5	31,4	14,7
17.fBcv	1,0	1,1	2,2	5,4	8,7	26,6	15,4	15,5	57,5	36,9
IIcC	10,2	7,4	10,1	16,1	33,6	23,0	16,5	7,7	47,2	19,3
18.fBtvc	0,2	2,8	4,7	9,2	16,7	17,5	13,0	10,6	41,1	42,3
19.fBcv	5,8	5,6	6,9	11,1	23,6	15,1	15,3	12,0	42,4	34,3
20.fBcv	0,3	0,0	1,3	10,8	12,1	26,0	18,5	10,9	55,4	32,7
IIcC	8,0	17,6	24,1	20,3	62,0	8,2	4,3	3,9	16,4	21,7
21.fBcv	2,1	3,0	6,2	12,6	21,8	16,0	8,8	7,4	32,2	46,2
IIcC	5,0	23,2	16,7	10,0	49,9	14,8	6,2	5,8	26,8	23,5
22.fBtvc	2,0	5,6	6,6	10,8	23,0	17,3	9,4	6,1	32,8	44,4
IIcC	14,0	27,5	33,0	15,4	75,9	4,3	4,0	3,0	11,3	13,0
23.fBcv	0,1	1,7	2,6	6,9	11,2	15,6	15,4	12,5	43,5	45,4
24.fBcv	2,2	5,3	7,8	10,8	23,9	19,8	16,9	10,1	46,8	29,5

man von der Annahme aus, daß die Substrate der autochthonen Böden eine ähnliche Körnung besaßen wie die (Boden-)Sedimente, dann muß in jenen eine mehr oder weniger starke pedogene Tonbildung stattgefunden haben.

3.3 Bodenchemische Kennzeichen

Die Boden- und Sedimentproben ($\varnothing < 2$ mm) wurden folgenden pedochemischen Standardanalysen unterzogen: Carbonatgehalt gasvolumetrisch nach SCHEIBLER, pH-Wert potentiometrisch in Salzlösung, organischer Kohlenstoff mit der Lichterfelder-Methode, oxalatlösliches Eisen nach SCHWERTMANN (1964), dithionitlösliches Eisen nach MEHRA & JACKSON (1960) und Gesamteisen röntgenfluoreszenzanalytisch an Prestabletten (Tab. 2).

Die CaCO_3 -Konzentration erreicht maximal 42 % (11.fIIcC); zwei Bodenhorizonte (8.fBtv, 14.fBt) sind völlig kalkfrei. Die unterschiedliche Rotfärbung der Böden und (Boden-)sedimente könnte auf eine „Entkalkungsrotung“ detritischer Carbonate i. S. MEYER'S (1979) zurückgeführt werden, was auch die Koinzidenz der kräftigsten Farben (2.5YR) mit den niedrigsten Kalkgehalten (unter 10%) nahelegt. Die pH-Werte liegen im sehr schwach alkalischen bis mittel alkalischen Bereich, wobei die carbonatfreien Böden die niedrigsten Werte aufweisen. Die organische Substanz fällt mengenmäßig nicht ins Gewicht.

Der Anteil des amorphen Eisens (Fe_a) ist sehr gering und schwankt zwischen 0,012% (16.fIIcC) und 0,075% (14.fBt). Auch die Werte des kristallinen Eisens (Fe_d) sind für rötlich braune bis rote

Tab. 2: CaCO₃, pH-Wert, organischer Kohlenstoff und Eisen

Tab. 2: Calcium carbonate, pH-Value, organic matter and iron

Horizont	CaCO ₃ [%]	pH _{KCl}	C _{org} [%]	Fe _d [%]	Fe _d [%]	Fe _t [%]	Fe _d /Fe _t	Fe ₂ O ₃ /T	Fe _d /Fe _t
3.fBtev	6,3	7,7	0,14	0,041	2,02	4,99	0,020	0,030	0,40
4.fBcv	30,7	7,6	0,30	0,028	0,78	3,83	0,035	0,011	0,20
5.fllCc	31,0	8,1	0,11	0,016	0,56	3,05	0,028	0,042	0,18
6.fBcv	25,9	7,7	0,16	0,018	0,95	3,16	0,018	0,034	0,30
7.fBcv	20,7	7,5	0,21	0,049	n.b.	5,29	n.b.	n.b.	n.b.
llCc	28,7	7,8	0,17	0,032	1,46	3,08	0,021	0,044	0,47
8.fBtv	0,0	7,3	0,07	0,070	1,81	4,43	0,039	0,031	0,41
llCc	22,0	7,8	0,10	0,032	0,99	2,76	0,032	0,056	0,31
9.fBtev1	10,3	7,5	0,05	0,063	0,95	4,29	0,066	0,015	0,22
fBtev2	16,4	7,6	0,05	0,044	1,29	3,21	0,034	0,028	0,40
10.fBcv	6,4	7,8	0,03	0,030	1,13	2,62	0,026	0,049	0,43
11.fBcv	33,2	7,6	0,09	0,024	1,01	3,46	0,023	0,019	0,29
llCc	42,0	7,8	0,09	0,016	0,76	2,35	0,021	0,016	0,32
12.fBcv	6,6	7,6	0,07	0,071	1,39	5,09	0,051	0,021	0,27
13.fBcv	12,0	7,7	0,05	0,021	1,23	3,66	0,017	0,029	0,34
14.fBt	0,0	7,2	0,10	0,075	2,86	6,98	0,026	0,030	0,41
15.fBtev	25,9	7,7	0,13	0,038	1,61	4,37	0,023	0,021	0,37
llCc	9,6	7,7	0,06	0,021	1,30	4,41	0,016	0,031	0,29
lllCc	17,7	7,8	0,07	0,030	1,08	3,83	0,027	0,036	0,28
16.fBcv	18,3	7,8	0,09	0,037	1,27	4,02	0,029	0,027	0,32
llCc	35,2	7,8	0,09	0,012	0,81	2,81	0,014	0,038	0,29
17.fBcv	18,9	7,7	0,09	0,027	1,31	5,00	0,020	0,024	0,26
llCc	15,9	7,9	0,08	0,021	1,26	3,82	0,016	0,045	0,33
18.fBtev	9,8	7,8	0,09	0,048	1,41	4,60	0,034	0,023	0,31
19.fBcv	23,1	7,8	0,09	0,037	1,14	3,86	0,032	0,023	0,30
20.fBcv	22,8	7,8	0,27	0,039	1,44	3,87	0,027	0,030	0,37
llCc	7,6	8,0	0,06	0,028	1,16	3,46	0,024	0,037	0,34
21.fBcv	6,6	7,7	0,07	0,037	1,41	4,71	0,026	0,021	0,30
llCc	12,7	8,0	0,08	0,031	1,19	4,01	0,026	0,035	0,30
22.fBtev	2,1	7,6	0,09	0,054	1,64	5,38	0,032	0,025	0,30
llCc	23,3	8,3	0,09	0,037	0,95	3,61	0,038	0,050	0,26
23.fBcv	12,5	7,6	0,08	0,038	1,52	4,96	0,025	0,023	0,31
24.fBcv	33,8	7,8	0,18	0,051	1,07	3,32	0,047	0,025	0,32

Böden relativ niedrig (0,78 bis 2,86%), wenn man sie z. B. mit den fossilen Böden der miozänen Blockformation vergleicht, in denen zwischen 2,78 und 5,43% „freies“ Eisen (Fe₂O₃) gemessen wurden (s. ORTEGA HUERTAS & AGUILAR RUIZ 1980: Tab. 1). Rote Oberflächenböden auf konglomeratischen Substraten im Becken von Granada zeigen allerdings mit zunehmender Profiltiefe eine deutliche Abnahme des „Fe₂O₃ libre“, das von 3,52% (25-55 cm) auf 0,54% (85-100 cm) absinken kann (s. ALIAS & PEREZ PUJALTE 1969: Tab. IV).

Danach könnte man die autochthonen Fossilböden des pliozänen Schwemmfächers als erodierte Bodenreste deuten oder auf einen geringeren chemischen Stoffumsatz schließen. Der sehr niedrige Aktivitätsgrad des Eisens (Fe_d/Fe_t) geht auf eine Alterung (Kristallisation) der amorphen Fe-Oxide zurück, was in Paläosolen häufig beobachtet wird (z. B. BLUME & SCHWERTMANN 1969,

BRONGER 1974). Das auf den Ton bezogene Fe₂O₃ (Fe_d[%] x 0,6975/Ton[%]) spiegelt den generell niedrigeren Fe_d-Gehalt der (Boden-)Sedimente und den höheren Tongehalt der autochthonen Böden, aber eine relativ schwache pedogene Eisenfreisetzung in letzteren wider.

Der pedogene Fe-Anteil an der Gesamteisenkonzentration (Fe_d/Fe_t) beträgt in den Böden durchschnittlich 32% und in den (Boden-)Sedimenten 30%. Das könnte bedeuten, daß die (Boden-)Sedimente vor ihrer Abtragung/Ablagerung ähnlichen bioklimatischen Bedingungen der Pedogenese ausgesetzt waren wie die autochthonen Böden des Schwemmfächers.

3.4 Schwerminerale des Feinsandes

Die Gewinnung der Feinsandfraktion (Ø 63 - 200 µm) erfolgte nach Dispergierung mit Natriumpyrophosphat und anschließender Siebung, Verun-

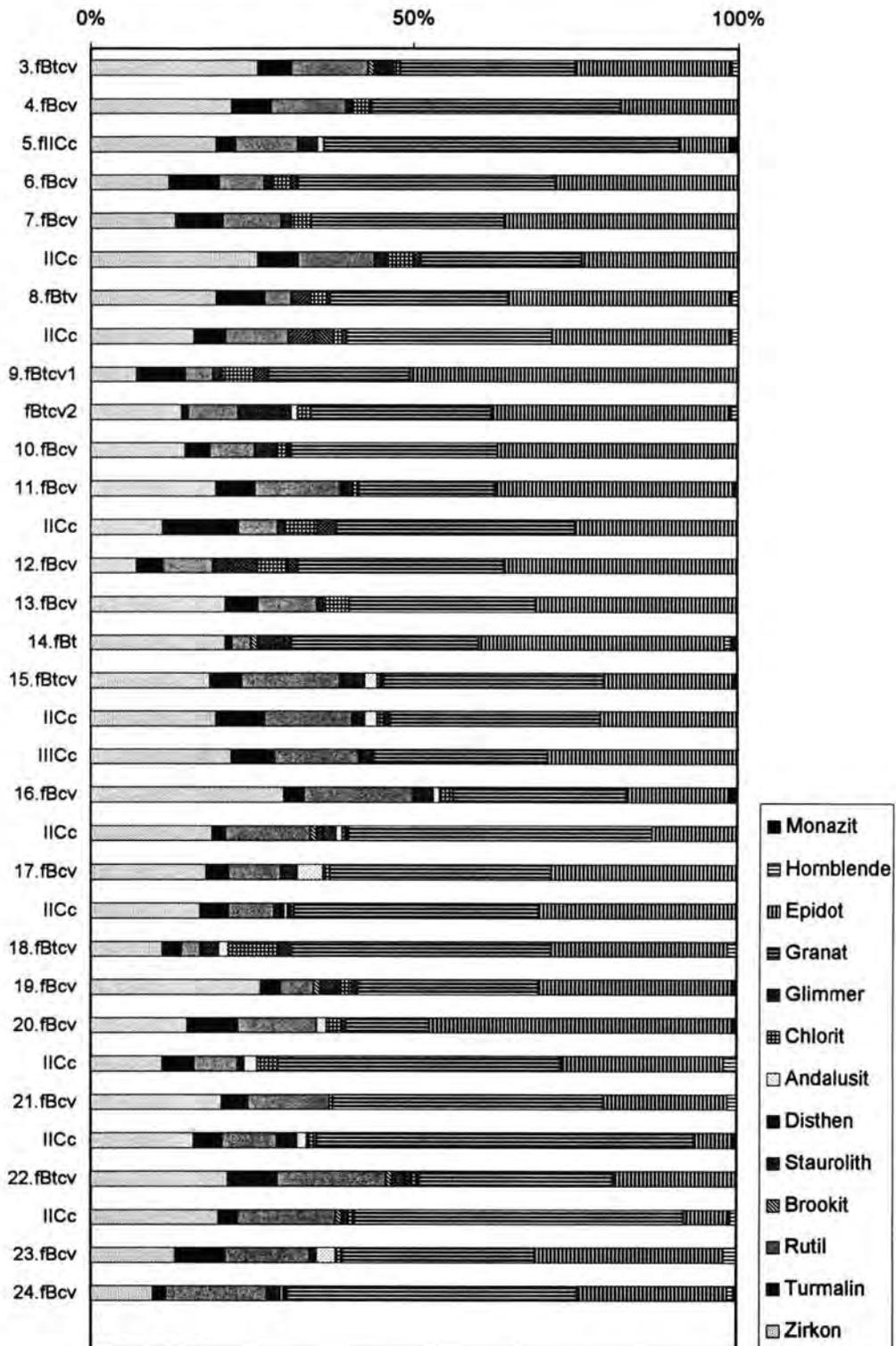


Abb. 2 Schwermineralgehalte des Feinsandes [Korn-%]

Fig. 2 Heavy mineral contents of the fine sand fraction [grain-%]

reinigungen wurden mittels 15-minütigem Kochen in technischer HCl (25%) entfernt. Zur Schwereretrennung wurde Bromoform (2,84 [2,89] g/cm³) verwandt. Je Präparat wurden 200 Körner entlang von Schnittlinien mit Hilfe des Kreuztisches unter dem Polarisationsmikroskop gezählt, der Opakanteil ist dabei nicht bestimmt. Die Schwermineralgehalte sind in Kornprozent dargestellt (Abb. 2).

Der Schwermineralanteil war mit durchschnittlich 0,16 und maximal 0,5 Gewichtsprozent ausgesprochen niedrig. Den größten Anteil (in Korn-%) nehmen Granat und Epidot, den geringsten die Gruppe der metamorphen Minerale Staurolith, Disthen, Andalusit, Chlorit und Glimmer ein. Der mechanische Aufbereitungsgrad der Minerale ist mäßig bis gering, da die Rundungsklasse idiomorph/angular mehr als die Hälfte ausmacht. Stärkere Zurundung tritt nur vereinzelt und dann bei den extrem stabilen Mineralen Zirkon bzw. Turmalin auf. Alle Körner zeigen Merkmale einer vorangegangenen chemischen Verwitterung, die sich in deutlichen Ätzspuren der wenig stabilen Schwerminerale, insbesondere der Granate und Epidote manifestiert. Sowohl die Gehalte von Zirkon, Turmalin und Rutil als auch von Granat und Epidot variieren einzeln und als Gruppe in den Schwemmfächersedimenten z. T. so stark, daß die Werte nicht generell im Sinne einer pedogenen Anreicherung bzw. Verarmung gedeutet oder als Maß für die Intensität bodenbildender Prozesse herangezogen werden können, was bei der Analyse des Mineralbestandes normalerweise angestrebt wird (vgl. BLUME & RÖPER 1977). Das bedeutet, daß die autochthonen Böden (B-Horizonte) aus eigenen, stofflich nicht mehr rekonstruierbaren Substraten hervorgegangen sind, und daß die C-Horizonte als (Boden-)Sedimente ebenfalls geologisch selbständige Körper darstellen.

3.5 Tonminerale

Die Identifizierung der Tonminerale erfolgte an glyzeringesättigten Texturpräparaten der Rohtonfraktion ($\varnothing < 2 \mu\text{m}$) mittels Röntgenbeugungsanalyse nach vorheriger Humus- und Carbonatzerstörung sowie Entfernung der Eisenoxide. Die semiquantitative Auswertung der Röntgendiffraktogramme (Tab. 3) basiert auf der Berechnung von Intensitätsverhältnissen nach LAVES & JAHN (1972). Die höchsten Anteile an der Tonmineralzusammensetzung besitzen Illit (58-83%) und Smectit (5-26%). Hohe Illitgehalte korrespondieren dabei mit niedrigen Smectitgehalten, niedrigere Illitge-

Tab. 3: Tonmineralgehalte [%]
Tab. 3 Clay mineral contents [%]

Horizont	Kaolinit	Illit	Chlorit und Vermiculit	Smectit
3.fBtev	6	68	7	19
4.fBcv	6	64	9	21
5.fICc	7	66	6	21
6.fBcv	8	63	10	19
7.fBcv	7	67	8	18
llCc	7	65	9	19
8.fBiv	5	83	7	5
llCc	7	71	7	15
9.fBtev1	6	80	4	10
fBtev2	6	75	7	12
10.fBcv	6	73	9	12
11.fBcv	6	58	12	24
llCc	9	58	9	24
12.fBcv	6	59	9	26
13.fBcv	7	67	8	18
14.fBt	6	78	7	9
15.fBtev	6	74	5	15
llCc	6	73	6	15
lllCc	6	68	6	20
16.fBcv	6	63	6	25
llCc	5	65	6	24
17.fBcv	6	66	6	22
llCc	6	69	6	19
18.fBtev	5	81	4	10
19.fBcv	5	70	8	17
20.fBcv	6	67	8	19
llCc	6	77	6	11
21.fBcv	3	76	6	15
llCc	5	64	11	20
22.fBtev	3	81	6	10
llCc	5	61	12	22
23.fBcv	7	72	8	13
24.fBcv	5	65	10	20

halte entsprechend mit höheren Gehalten an Smectit. Der Anteil der Chlorite und Vermiculite liegt bei 4 bis 12%, der von Kaolinit bei 3 bis 9%. Besonders häufig schwanken die Illit- und Smectitgehalte, sowohl zwischen den autochthonen Böden als auch zwischen den (Boden-)Sedimenten. Entweder ist die jeweilige Tonmineralparagenese vererbt oder Ausdruck unterschiedlicher Bodenbildungsintensität bzw. unterschiedlicher Bodenbildungsdauer.

3.6 Mikromorphologie

Grundlage für die Beschreibung und Auswertung der Dünnschliffpräparate war das Handbuch von BELLOCK et al. (1985). Bei den autochthonen Bö-

den konnten drei Arten von doppelbrechender Tonmatrix („b-fabric“) unterschieden werden:

- In den hell rötlich braunen Böden (5YR) treten lediglich vereinzelte, schwach orientierte Bereiche doppelbrechenden Tons auf („crystallitic“).
- In den rötlich braunen Böden (2.5YR 5/4 u. 2.5YR 5/3) sind diese zu größeren zusammenhängenden Bezirken verwachsen („stipple-speckled“).
- Die roten Böden (2.5YR 4/6 u. 2.5YR 5/6) zeigen eine intensive Einregelung orientierten Tons entlang von Fließbahnen („striated“) und in einigen Fällen (3.fBtv, 8.fBtv, 9.fBtv, 14.fBtv, 15.fBtv, 18.fBtv, 22.fBtv) eine mehr oder weniger starke Tonverlagerung.

Eine „crystallitic b-fabric“ ist gekennzeichnet durch Carbonat-Ton-Plasma, in dem die Carbonatkristalle eine Mobilität des Tons verhindern. „Stipple-speckled b-fabric“ und „striated b-fabric“ sind dagegen Anzeiger einer moderaten bzw. hohen Mobilität der Tonsubstanz in kalkfreien Böden (vgl. z. B. GERASIMOVA & GUBIN & SHOBA 1996: 45). Dies bedeutet, daß die teilweise erheblich carbonatangereicherten autochthonen Böden vor der Tonwanderung weitgehend entkalkt und relativ stark ruhezifiziert waren. Demnach sind die roten Böden am weitesten entwickelt. Eine nachträgliche Recarbonatisierung manifestiert sich vor allem in mikritischen und sparitischen Porenfüllungen.

4 Schlußfolgerungen

Die pliozänen, hell rötlich braunen bis roten Paläoböden im Becken von Granada sind unterschiedlich stark entwickelt, wobei ihr Entwicklungszustand - als Funktion des Klimas oder der Zeit - vergleichsweise niedrig ist. So sind die roten Fossilböden der miozänen Blockformation chemisch intensiver umgesetzt und stärker lessiviert (ORTEGA HUERTAS & AGUILAR RUIZ 1980). Diese pedologischen Unterschiede lassen sich gut mit einer nachweisbaren Klimaänderung an der Wende Miozän/Pliozän (vgl. WIEGANK 1993: 173) vereinbaren. Abtragung/Aufschüttung erfolgte sowohl im Messinium als auch im Pliozän jedoch unter (semi-)ariden Klimabedingungen, welche nach BLISSENBACH (1954: 175) die Ausbildung von Schwemmfächern begünstigen.

Nach McCRAW (1968: 631) werden auf einem Schwemmfächer drei Zonen der Bodenbildung unterschieden:

- Schwemmfächerkopf mit steinig lehmigen Sanden auf grobkörnigen porösen Schotterlagen
- Mittlerer Schwemmfächer mit sandigen Lehmen auf Schotterrücken und mit feinkörnigen Böden zwischen Schotterrücken
- Schwemmfächerfuß mit schluffigen oder feinsandigen Lehmen auf Schluffen und feinen Sanden.

In Granada entspricht danach die Korngrößenzusammensetzung der Böden mit überwiegend schluffigen Tonen und tonigen Lehmen und die der (Boden-)Sedimente mit überwiegend lehmigen Sanden und sandigen Lehmen den Verhältnissen auf einem Schwemmfächerfuß. Bodenbildung fand während feuchter Phasen mit mehr oder weniger geschlossener Vegetationsdecke und Abtragung/Sedimentation während trockener Phasen ohne schützende Vegetation statt (vgl. ROHDENBURG 1970). Daß der Wechsel von morphodynamischer Aktivität und Stabilität auch hier Gültigkeit besitzt, haben bereits GILE & HAWLEY (1966: 261) an einem Schwemmfächer mit 4 fossilen Böden in New Mexico nachgewiesen: Während Zeiten der Instabilität gab es schmale Gürtel mit Erosion und Sedimentation („channel zones“) sowie ausgedehnte Bereiche mit gleichmäßiger Aufschüttung und relativ geringer Abtragung. In Zeiten der Stabilität bildeten sich außerhalb der Tiefenlinien auf allen Oberflächen Böden. Dies bedeutet, daß Abtragung/Aufschüttung und Bodenbildung sich auch auf einem Schwemmfächer gegenseitig ausschließen.

Eine kritische Bestandsaufnahme zur Klimastratigraphie des Pliozäns auf der Basis palynologischer Untersuchungen an marinen sowie kontinentalen südeuropäischen Profilen belegt für das gesamte Pliozän „ständige klimatische Wechsel mit größerer oder kleinerer (klimatischer) und mit kürzerer oder etwas längerer (Zeit-)Amplitude“ (KRUTZSCH 1988: 45). Dies kann mit den vorliegenden paläopedologischen Untersuchungsergebnissen im Becken von Granada voll bestätigt werden. Demnach ist auch im Pliozän mit einer hohen Anzahl pedogenetisch wirksamer Klimawechsel zu rechnen.

5 Danksagung

Wir danken Herrn Oberstudienrat BERNHARD HEIM (Geslau), der den Zweitautor bei der schwierigen Probenahme am 12. April 1979 tatkräftig unterstützte. Unser Dank gilt auch Herrn M. Agr. MAR-

CELO JAHNEL (Piracicaba/Brasilien) für die Korngrößenanalyse sowie für die Ermittlung des Kalkgehaltes, des organischen Kohlenstoffs, des oxalat- und des dithionitlöslichen Eisens im Jahre 1992. Die weiterführenden Untersuchungen werden seit dem 1. April 1996 dankenswerterweise von der Deutschen Forschungsgemeinschaft unter dem Thema „Klimazyklische Sedimentation/Abtragung und Bodenbildung während des Pliozäns und Quartärs im Becken von Granada“ gefördert (Geschäftszeichen: Sk 20/3-1).

6 Schriftenverzeichnis

- AG BODEN (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung. - 4. Aufl., 392 S., 33 Abb., 91 Tab.; Hannover (Schweizerbart'scheVerlagsbuchhandlung).
- ALIAS, L. J. & PEREZ PUJALTE, A. (1969): Suelos rojos mediterráneos de la provincia de Granada. I. Macromorfología, características analíticas generales y estudio químico. - An. Edaf. y Agrob., **28**: 367-387, 8 Tab.; Madrid.
- BLISENBACH, E. (1954): Geology of alluvial fans in semiarid regions. - Bull. Geol. Soc. Am., **66**: 175-190, 7 Fig., 2 Plates; Boulder, CO.
- BLUME, H.-P. & RÖPER, H.-P. (1977): Der Mineralbestand als bodengenetischer Indikator. - Mitteiln. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch., **25**: 797-822, 6 Abb., 3 Tab.; Göttingen.
- BLUME, H.-P. & SCHWERTMANN, U. (1969): Genetic evaluation of profile distribution of aluminum, iron, and manganese oxides. - Soil Sci. Soc. Amer. Proc., **33**: 438-444, 8 Fig., 3 Tab.; Madison, WI.
- BRONGER, A. (1974): Zur postpedogenen Veränderung bodenchemischer Kenndaten insbesondere von pedogenen Eisenoxiden in fossilen Lössböden. - Trans. 10th Intern. Congr. Soil Sci. (Moskau), **VI**: 429-441, 1 Abb., 2 Tab.; Moskau.
- BULLOCK, P., FEDOROFF, N., JONGERIUS, A., STOOPS, G. & TURSINA, T.V. (1985): Handbook for soil thin section description. - 152 S., 146 Fig., 9 Tab.; Wolverhampton (Waine Research Publications).
- FAO-Unesco-ISRIC (1990): Soil map of the world. Revised legend. Reprinted with corrections. - World Soil Resources Report, **60**: 119 S.; Rom.
- GERASIMOVA, M. I., GUBIN, S.V. & SHOBA, S.A. (1996): Soils of Russia and adjacent countries: Geography and micromorphology. - 204 S., 80 Fig., 30 Tab.; Moscow-Wageningen.
- GILE, L.H. & HAWLEY, J. W. (1966): Periodic sedimentation and soil formation on an alluvial-fan piedmont in southern New Mexico. - Soil Sci. Soc. Amer. Proc., **30**: 261-268, 7 Fig., 2 Tab.; Madison, WI.
- GONZALEZ DONOSO, J. M. (1970): Estudio geológico de la depresión de Granada. - Cuad. Geol., **1**: 5-9; Granada (Universidad de Granada).
- IGME - INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1988): Mapa Geológico de España E. 1:50.000 Granada. - 73 S.; Madrid.
- KRUTZSCH, W. (1988): Kritische Bemerkungen zur Palynologie und zur klimastratigraphischen Gliederung des Pliozäns bis tieferen Altpleistozäns in Süd-, Südwest-, Nordwest- und pro parte Mitteleuropa sowie die Lage der Pliozän/Pleistozän-Grenze in diesem Gebiet. - Quartärpaläontologie, **7**: 7-51, 2 Tab.; Berlin (Akademie-Verlag).
- KUBIENA, W. L. (1954): Sobre el método de la paleoedafología. - An. Edaf. y Fis.Veg., **13**: 523-543, 2 Fig., 1 Bildtafel; Madrid.
- LAVES, D. & JAHN, G. (1972): Zur quantitativen röntgenographischen Bodenton-Mineralanalyse. - Arch. Acker- u. Pflanzenbau u. Bodenkd., **16**: 735-739; Berlin (Akademie-Verlag).
- MCCRAW, J. D. (1968): The soil pattern of some New Zealand alluvial fans. - Trans. 9th Intern. Congr. Soil. Sci. (Adelaide), **IV**: 631-640, 3 Fig.; Sydney.
- MEHRA, O.P. & JACKSON, M. L. (1960): Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. - Clays Clay Min., **7**: 317-327, 1 Fig., 6 Tab.; Elmsford, NY (Pergamon).
- MEYER, B. (1979): Die Entcarbonatierungsrotung als bodengenetischer Teilprozeß. - Mitteiln. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch., **29**: 705-708; Göttingen.
- ORTEGA HUERTAS, M. & AGUILAR RUIZ, J. (1980): Sulla presenza di paleosuoli rossi nella depressione spagnola di Granada. - Rendiconto dell'Accademia di Scienze Fisiche e Matematiche, 4. Ser., **47**: 61-82, 2 Fig., 7 Tab.; Napoli.
- ROHDENBURG, H. (1970): Morphodynamische Aktivitäts- und Stabilitätszeiten statt Pluvial- und Interpluvialzeiten. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **21**: 81-96, 2 Fig.; Öhringen (Rau).
- ROHDENBURG, H. & SABELBERG, U. (1973): Quartäre Klimazyklen im westlichen Mittelmeergebiet und ihre Auswirkungen auf die Relief- und Bodenentwicklung vorwiegend nach Untersuchungen an Kliffprofilen auf den Balearen und an der marokkanischen Atlantikküste. - Catena, **1**: 71-179, 9 Fig., 2 Tab., 30 Photos; Giessen.
- SANZ DE GALDEANO, C. & VERA, J. A. (1991): Una propuesta de clasificación de las cuencas neógenas béticas. - Acta Geol. Hisp., **26**: 205-227, 11 Fig., 1 Tab.; Madrid.
- SCHWERTMANN, U. (1964): Differenzierung der Eisenoxide des Bodens durch Extraktion mit Ammoniumoxalat-Lösung. - Z. Pflanzenernähr. Bodenkd., **105**: 194-202, 4 Tab.; Weinheim/Bergstr. (Verlag Chemie).
- WIEGANK, F. (1993): Korrelation und Chronologie paläoklimatischer Ereignisse des Pliozäns und Pleistozäns. - Peterm. Geogr. Mitt., **137**: 169-182, 1 Fig.; Gotha (Justus Perthes Verlag).

Manuskript eingegangen am 6. Januar 1997

Lockerbraunerden, periglaziale Solifluktsdecken und holozäne Kolluvien im Oberwald (Hoher Vogelsberg)

ARNO SEMMEL*

periglacial sediments, carbon-dating, fossil Ah-horizons, pleistocene, holocene

Kurzfassung: Der Auffassung, das Substrat der Lockerbraunerde auf dem Oberwald des Vogelsberges sei ausschließlich ein äolisches Sediment der Jüngerer Tundrenzeit, wird widersprochen. Verschiedene Befunde, vor allem ^{14}C -Datierungen, lassen vielmehr den Schluß zu, daß große Teile des Substrates vieler Lockerbraunerden holozäne anthropogene Kolluvien sind. Bekräftigt wird dagegen der Befund gleichen (jungtundrenzeitlichen) Alters für Lockerbraunerde-Substrat und Deckschutt (Decksediment).

[Lockerbraunerden, periglacial debris cover and man made colluvium at the Oberwald (Hoher Vogelsberg, Hessen)]

Abstract: The conception that the substratum of the "Lockerbraunerde" of the Hohe Vogelsberg Mountains should represent a Late-Pleistocene, periglacial aeolian sediment, is rejected. It is demonstrated primary by means of radio carbon-datings of fossil Ah-horizons that a large portion of this substratum consists of anthropogenic colluvium. Its development occurred most likely already during the earlier Holocene. The findings that the "Deckschutt" and also the substratum of the "Lockerbraunerde" are representing contemporaneous developments of the Younger Dryas are substantiated, however.

1 Zum Problem

Der Begriff „Lockerbraunerde“ wurde von SCHÖNHALS (1957) in die Bodenkunde und Quartärforschung eingeführt. SCHÖNHALS bezeichnete damit ein leuchtend braunes lockeres lößlehmartiges Substrat, das er in den Hochlagen von Vogelsberg, Rhön und Taunus gefunden hatte und als lokales äolisches Sediment der Jüngerer Tundrenzeit deutete. Diese stratigraphische Einstufung fand er (SCHÖNHALS 1959) später dadurch bestätigt, daß ähnliche Sedimente auch auf den Hängen des allerödzeitlichen Laacher-See-Vulkans liegen. In diesem Zusammenhang ist die Beimengung von Laacher-See-Tuff erwähnenswert, die in vielen Lockerbraunerden Mitteleuropas gefunden wurde (u. a. STÖHR 1963; SEMMEL 1964; PLASS & SEMMEL 1965; SCHÖNHALS & POETSCH 1976).

Für die Datierung der Lockerbraunerde-Substrate im Vogelsberg war ein humoser Horizont wesentlich, der unter dem Substrat lag und von SCHÖNHALS (1957: 8) als Beleg dafür angesehen wurde, daß vor der Ablagerung des Lockerbraunerde-Materials „während einer gewissen Zeit eine Vegetationsdecke bestanden hat“, bei der es sich (ib.: 15) aller Wahrscheinlichkeit nach um eine allerödzeitliche Bildung handele. Eine ^{14}C -Datierung (Labor Prof. Dr. SCHARPENSEEL, Bonn) ergab allerdings ein Modellalter von 5 360 +/- 80 a B.P. (AKINCI 1973: 153). Dieses für die Allerödzeit zu junge Alter wurde als kontaminiert bedingt gedeutet (AKINCI ib.), POETSCH (1975: 91) schließt sich dieser Alterseinschätzung an. Inzwischen ergaben sich jedoch mehrere Anhaltspunkte für ein altholozänes Alter der an manchen Stellen unter dem Lockerbraunerde-Substrat zu findenden fossilen Ah-Horizonte.

Bereits früher (SEMMEL 1968: 84) wurde beschrieben, daß unter der Lockerbraunerde an einigen Stellen im Oberwald ein „schwarzerdeartiges“ Substrat folgt, das vom „Deckschutt“ i. S. von SEMMEL (1964) unterlagert wird. Verschiedentlich schließen sich darunter noch der stark lößlehmhaltige Mittelschutt und der lößlehmfreie Basischutt an. Man vergleiche die Beschreibung ähnlicher Profile bei PLASS (1981: 52 ff.) und ABORADI (1985: 231 ff.). Da in anderen Mittelgebirgen eine zeitgleiche (jungtundrenzeitliche) Sedimentation des Ausgangsmaterials der Lockerbraunerde und des Deckschutts wahrscheinlich gemacht werden konnte (SEMMEL 1968: 80), ergab sich für die Alterseinstufung der Vorkommen von Lockerbraunerde-Substrat und Deckschutt im Oberwald Klärungsbedarf, dieses um so mehr, als eine weitere ^{14}C -Datierung von unter der Lockerbraunerde liegendem fAh-Material erneut ein sehr junges Modellalter (5 370 +/- 75 a B.P., kalibriert a.B.C. 4 330-4 049; Hv 19 714) lieferte.

Außerdem führte eine von Herrn Prof. Dr. PLASS, Institut für Physische Geographie der Universität Frankfurt a.M., angeregte pollenanalytische Untersuchung (SCHÄFER 1991) zu dem überraschen-

* Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. A. SEMMEL, Theodor-Körner-Straße 6, D-65719 Hofheim a. Ts.

den Ergebnis, im Oberwald müsse mit anthropogen bedingten altholozänen Waldauflichtungen gerechnet werden. Schon vorher hatte PLASS (1981: 59 f.) festgestellt, die Lockerbraunerde an der Typlokalität im Vogelsberg sei eine „durch frühere landwirtschaftliche Nutzung degradierte, etwas pseudovergleyte und basal vergleyte Reliktpodsol-Parabraunerde-Lockerbraunerde aus Decksediment über Mittelschutt und Basaltuff“.

Die im Zusammenhang mit der Vorbereitung der vorliegenden Publikation ausgeführte Bohrstock-Kartierung im südwestlichen Taufstein-Gebiet zeigt darüber hinaus, daß es sich bei großen Teilen der sogenannten Lockerbraunerden offensichtlich um Kolluvien handelt, die zwar der typischen Lockerbraunerde sehr ähnlich sehen, jedoch deutlich höhere Humusgehalte aufweisen und an mehreren Stellen über fossilen Ah-Horizonten liegen. Ein typisches Profil wird anschließend beschrieben.

2 Das Lockerbraunerde-Profil am Taufstein

Am Fußweg, der vom Taufstein zum Hoherodskopf führt, wurde in ca. 745 m NN 250 m südwestlich des Taufsteins bei R 35 16 84; H 55 97 70 (TK 25, Bl. 5421 Ulrichstein) auf dem schwach nach Südwesten abfallenden Gelände (P 1-Fläche des Oberwaldes nach SCHULZE 1961) unter Buchenwald ein Profil aufgegraben, dessen Horizontierung auch an anderen Stellen des Oberwaldes ähnlich zu finden ist. Unter Buchenlaub- und Moder-Auflage folgen:

Ah 0-5 cm dunkelgraubrauner, sehr stark humoser, stark toniger Schluff

M 5-30 cm leuchtend brauner (trocken 10 YR 4/6, feucht 10 YR 3/4), stark humoser (7,6%), stark toniger Schluff, sehr lockeres, „filziges“ Gefüge, stark durchwurzelt

II fAh 30-50 cm dunkelgraubrauner, sehr stark humoser (14,4%), stark toniger Schluff, stark durchwurzelt; ¹⁴C-Alter 5 370 +/- 75 a B.P.; Hv 19 714)

IIfAl 50-70 cm hellbrauner (10 YR 5/8; 7,5 YR 4/4), stark toniger Schluff, schwach steinig, sehr schwach durchwurzelt

III fBt 70-80 cm brauner (10 YR 6/6; 10 YR 4/6), stark toniger Schluff, schwach polyedrisch, vereinzelt Tonbeläge, schwach steinig, keine Wurzeln

IVfBu 80-105 cm rötlicher (7,5 YR 5/6), stark toniger Schluff, schwach grobpolyedrisch, schwach steinig, keine Wurzeln

IVfCv 105-120 cm grauer, steiniger Basalt-Grus, anschließend grauer schwarzfleckiger Basaltzeratz.

Dieses Profil unterscheidet sich von den von SCHÖNHALS (1973) beschriebenen Profilen Köhlerwald (1 500 m östlich) und Heide (1 400 m nördlich) vor allem durch den IIfAh-Horizont. Unter dem IIfAh-Horizont liegt ein Substrat mit den Eigenschaften des Deckschuttes. Kennzeichnend ist einmal die Korngrößenzusammensetzung (Tab. 1), in der zwar die starke Grobschluffkomponente auf Beimischung von Lößlehm hinweist, andererseits aber auch eine deutliche Sandbeimischung zu erkennen ist. Ähnliche Korngrößengemische mit zwei Maxima sind laut SCHÖNHALS (1957: 9 ff.) charakteristisch für Lockerbraunerde-Substrate. Daraus leitete SCHÖNHALS (1957: 8) ab, daß hier ein äolisches Sediment vorliegt, das aus einer echten (feineren) Löß- und einer lokalen (gröberen) Komponente besteht. Da die M-Schicht ähnliche Korngrößen aufweist und darüber hinaus mit Farbe und Gefüge die Merkmale der Lockerbraunerde i. S. von SCHÖNHALS zeigt, ist es nicht verwunderlich, wenn ähnliche Profile – wie bereits erwähnt – als typische Lockerbraunerden angesprochen wurden und ihr Ausgangssubstrat als jungtundrenzeitliches Sediment.

Tab. 1 Korngrößenzusammensetzung Profil Taufstein (Gewichts %)
Particle size distribution profile Taufstein

	T	fU	mU	gU	fS	mS	gS
M	22,8	7,7	24,0	39,8	2,8	1,6	1,8
IIfAl	21,9	12,1	27,3	30,5	2,8	1,4	4,0
III fBt	23,5	5,8	25,2	42,6	2,0	0,6	0,4
IVfBu	24,7	13,8	26,7	31,5	1,3	1,7	0,4
IVfCv	24,8	16,0	27,4	29,1	1,4	0,8	0,5

Bei näherer Betrachtung zeigen sich dennoch bezeichnende Unterschiede, die für die Annahme sprechen, daß es sich um eine jüngere - holozäne-Deckschicht handelt. Vergleicht man die Korngrößen der M-Schicht mit denen des IIfAl-Horizontes, so fällt bei ersterer der höhere Grobschluffgehalt (10 %) auf, der als stärkerer Fernlöß-Einfluß gedeutet wird. Außerdem gibt es schwermineralogische Unterschiede (Tab. 2). Insbeson-

Tab. 2 Schwermineralgehalte Profil Taufstein (Korn% fS-Fraktion)

	heavy minerals profile Taufstein							
	Aug.	Epid.	Granat	gr.Hbl.	br.Hbl.	Staur.	Tit.	Zirk.
M	73	+	+	+	14	1	3	2
IIfAl	95	-	+	-	3	-	2	+
III fBt	15	8	3	3	45	4	-	8
IVfBu	88	2	-	1	2	6	-	-
IVfCv	95	-	-	-	-	-	-	3

Außerdem kommen Einzelkörner von Anatas, Rutil und Turmalin in manchen Proben vor.

Gewichts% der Schwerminerale in der fS-Fraktion: M = 3,8; IffAl = 0,5; IIIfBt = 0,8; IVfBu = 0,1; IVfCv = 0,1.

Analytiker: Priv.-Doz. Dr. H. Thiemeyer, Geogr. Inst. Univ. Jena.

dere der höhere Gehalt an brauner Hornblende spricht ebenfalls für einen höheren Fernlöß-Anteil im M-Material.

Mehr Fernlöß enthält offensichtlich der III-fBt-Horizont (geringer Augitanteil, hoher Gehalt an brauner Hornblende, außerdem deutliche Anteile von Epidot, Granat, grüner Hornblende, also „basaltfremder“ Minerale).

Die angeführten Abweichungen zwischen M- und IffAl-Horizont lassen sich zwanglos erklären, wenn man annimmt, daß stellenweise der IffAl-Horizont durch Bodenerosion abgetragen wurde und der IIIfBt-Horizont in den Abtragungsbereich geriet, so daß Anteile von ihm ins Kolluvium gelangen konnten. Diese Annahme wird durch Profile gestützt, in denen tatsächlich M- oder geringmächtige AhBv-Horizonte auf Bt-Horizonten liegen (vgl. auch die Beschreibung ähnlicher Profile bei ABORADI 1985: 231).

Die hohen Augitgehalte im M-Material stammen aus dem IffAl-Horizont. Sie sind eine charakteristische lokale „Mitgift“ des Basalts, in dessen Zersetzung (IVfCv-Horizont) sie ebenso häufig vorkommen wie im roten IVfBu-Horizont. Nicht sicher zu beantworten ist die Frage, weshalb der Schwermineralgehalt im M-Material ungewöhnlich hoch ist (3,6% im Feinsand). Die im M- und im IffAl-Horizont vorkommenden Titanite erlauben die Vermutung einer Beimengung von Laacher Bimsuff.

Die in den Tab. 1 und 2 angeführten Unterschiede zeigen zugleich, daß zwischen fAl-, dem fBt- und dem fBu-Horizont Schichtgrenzen liegen, wobei auch noch im Bu-Horizont eine schwache Löß-Beeinflussung zu bemerken ist. Die Grenze zwischen fAl- und fBt-Horizont entspricht der Grenze Deck- zu Mittelschutt i. S. von SEMMEL (1966), vor allem durch den schwächeren Gehalt an Fernlöß und den höheren Anteil an lokalem Material im IffAl-Horizont gekennzeichnet (vgl. dazu auch SEMMEL 1996).

Zu den Horizontbezeichnungen muß noch angemerkt werden, daß sie bodengenetisch fragwürdig sind, denn ob tatsächlich eine nennenswerte Tonverlagerung aus dem IffAl- in den IIIfBt-Horizont erfolgte, bleibt sehr unsicher, findet man doch dann, wenn der Deckschutt - also der IffAl-Horizont - direkt dem roten Bu-Horizont aufliegt,

in letzterem keine Anzeichen von brauner Toneinschlammung (SEMMEL 1968: 84). Es liegt mithin eine „Phäno-Parabraunerde“ vor. Anzeichen für eine Durchschlammung, wie sie PLASS (1981: 52) beschreibt, können unter Umständen nur in den Bt-Horizonten abgelaufen sein, während der geringere Tongehalt des Al-Horizontes möglicherweise bereits sedimentäre Ursachen hat. Eindeutige Relikte von Ackerrainen etc., die eine frühere Beackerung im hier diskutierten Gebiet südwestlich des Taufsteins belegen könnten, sind nicht nachweisbar, obwohl am benachbarten Hoherodskopf solche Formen verbreitet vorkommen. Dabei handelt es sich jedoch um sehr junge Relikte.

SCHÄFER (1991: 487) grenzt mit Hilfe der Pollenanalyse die Kolluviumbildung auf das 11. bis 14. Jahrhundert ein und vermutet als Ursache „eine fehlende Vegetationsdecke“ in dieser Zeit, wodurch Bodenabtrag möglich geworden sei. Jedoch müsse auch bereits für Abschnitte des Atlantikums um 6 000 B.P. eine kräuter- und grasreiche Waldlichtung im Oberwald als sicher angesehen und als deren Ursache eine Waldweidenutzung in Betracht gezogen werden (ib.: 484). Dadurch seien die stark humosen Lockerbraunerden entstanden, die SCHÄFER nicht als Kolluvium ansieht. Eine solche Deutung ist aber nur bei Profilen möglich, in denen kein eindeutiger fAh-Horizont vorliegt.

Wie schon ausgeführt, gibt es indessen häufiger Lockerbraunerde-Profile mit fAh-Horizonten. Da die beiden - mir derzeit bekannten - einzigen absoluten Daten solcher Horizonte faktisch gleiche Alter besitzen, ist doch zumindest stellenweise mit Kolluvien zu rechnen, die erheblich älter als mittelalterlich sind. Darauf deutet auch das von AKINCI (1973: 153) mitgeteilte ¹⁴C-Alter von 2 540 +/- 70 a B.P. aus einem „AhBv“-Horizont einer „Lockerbraunerde“ hin, obgleich es sich hierbei um ein durch Materialmischung verfälschtes Alter handeln kann. Unabhängig davon darf festgehalten werden, daß viele Lockerbraunerde-Profile im Oberwald nicht aus spätpleistozänen Substraten, sondern aus holozänen Kolluvien bestehen. Ergänzend zu dieser Aussage sei noch auf ähnliche Profile im Flugsandgebiet um den Frankfurter Flughafen und im Buntsandstein-Odenwald hingewiesen, in denen ebenfalls humose Kolluvien mit Lockerbraunerde-Eigenschaften die eigentliche Lockerbraunerde oder den ihr stratigraphisch entsprechenden Deckschutt überlagern. Die stärker humosen Kolluvien enthalten weniger

Schwerminerale, die kennzeichnend sind für den Laacher Bimstuff (Augit, braune Hornblende, Titanit), als das liegende Lockerbraunerde-Substrat. In Tab. 3 werden Werte wiedergegeben, die von

Tab. 3 Schwermineralgehalte Profil Reisenkreuz (Odenwald)
heavy minerals profile Reisenkreuz

	Anat.	Aug.	Epid.	gr.Hbl.	br.Hbl.	Rut.	Tit.	Tural.	Zirk.
M	6	5	-	-	3	2	1	49	34
IIBv	7	7	1	+	5	4	1	43	31
IIIC	7	-	1	-	-	3	-	62	25

Gewichts% der Schwerminerale in der fs-Fraktion: M = 0,07; IIBv = 0,08; IIIC = 0,05.

Humusgehalt: M = 1,8 %; Bv = 0,9%.

einem frühneuzeitlichen Ackerrain-Relikt aus dem Buntsandstein-Odenwald stammen. Es liegt auf dem heute bewaldeten Westhang des Breitehaupt 500 m südöstlich Reisenkreuz (TK 25, Bl. 6420 Mudau-Schlossau).

3 Zusammenfassung der Ergebnisse unter besonderer Berücksichtigung stratigraphischer Fragen

Die vorstehenden Ausführungen lassen kaum Zweifel daran, daß große Teile der Lockerbraunerde-Substrate auf dem Oberwald im Hohen Vogelsberg holozäne Kolluvien sind, die durch anthropogene Bodenerosion entstanden. Sehr wahrscheinlich fand diese nicht nur im Mittelalter, sondern auch schon im älteren Holozän statt. Zwei ¹⁴C-datierte fAh-Horizonte ergaben übereinstimmende Alter von ca. 5370 Jahren B. P. Die Proben stammen von verschiedenen Lokalitäten und wurden in verschiedenen Labors datiert. Außerdem stützen pollenanalytische Untersuchungen die hier vertretene Auffassung. Damit löst sich ein Widerspruch auf, der darin bestand, daß im Oberwald in Abweichung zu anderen Mittelgebirgen die Lockerbraunerde i. S. von SCHÖNHALS über dem Deckschutt i. S. SEMMEL zu liegen schien. Für beide Substrate wird wegen der Unterlagerung durch den allerödzeitlichen Laacher Bimstuff und der Beimengung dieses Materials im Deckschutt und im Substrat der Lockerbraunerde trotz der abweichenden Befunde von VÖLKE & MAHR (1997) im Bayerischen Wald weiterhin jungtundrenzeitliches Alter angenommen.

Auf die Schwierigkeit, den Deckschutt oder vor allem dessen steinfreie Variante, das Decksediment (SEMMEL 1966: 11), von holozänen Bildungen zu unterscheiden, ist wiederholt eingegangen worden (u. a. SEMMEL 1968: 87; SCHÖNHALS

1973: 18). Eine zuverlässige Unterscheidung ist meist mit Hilfe von Dünnschliffen möglich, die zeigen, daß das Kolluvium in der Regel abgerollte Reste von erodierten Bt-Substrat enthält (SEMMEL 1995: 128). Was das Decksediment betrifft, so gibt es an vielen Stellen Vorkommen von Decksediment mit Laacher Bimstuff unter präborealen Torfen (z. B. HORN & SEMMEL 1985). Die Angaben aus dem Oberwald bezüglich des jungtundrenzeitlichen Alters von Lockerbraunerde-Substrat und Deckschutt stehen mit diesen Befunden in Einklang.

4 Schriftenverzeichnis

- ABORADI, M. (1985): Schwermetalle in Lockerbraunerden in Vogelsberg und Taunus. - Geol. Jb. Hessen, **113**: 229-250, Wiesbaden.
- AKINCI, C. M. (1973): Untersuchungen an der organischen Substanz der Lockerbraunerden und der Sauren Braunerden im Hohen Vogelsberg. - Diss. Fachbereich Umweltsicherung, Justus-Liebig-Universität Gießen.
- HORN, M. & SEMMEL, A. (1985): Zur Genese vermoorter Hohlformen in Nord-Waldeck. - Geol. Jb. Hessen, **113**: 83-96, Wiesbaden.
- PLASS, W. & SEMMEL, A. (1965): Über ein Vorkommen von allerödzeitlichem Bimstuff bei Odersbach (Bl. 5515 Weilburg). - Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **93**: 346-347, Wiesbaden.
- PLASS, W. (1981): Neue quartärgeologische Erkenntnisse und ihre Auswirkung auf das Ökosystem Wald. - AFSV-Tag. Wiesbaden: 21-63, Recklinghausen.
- POETSCH, T. (1975): Untersuchungen von bodenbildenden Deckschichten unter besonderer Berücksichtigung ihrer vulkanischen Komponente. - Giessener geol. Schr., **4**: 180 S.
- SCHÄFER, M. (1991): Grünland im Hohen Vogelsberg (Hessen) in prähistorischer Zeit - Ergebnisse von Bodenpollenanalysen. - Archäol. Korrespondenzbl., **21**: 477-489, Mainz.
- SCHÖNHALS, E. (1957): Spätglaziale äolische Ablagerungen in einigen Mittelgebirgen Hessens. - Eiszeitalter und Gegenwart, **8**: 5-17, Öhringen.
- (1959): Ein äolisches Sediment der Jüngeren Dryas-Zeit auf dem Laacher-See-Tuff. - Fortschr. Geol. Rheinld. und Westf., **4**: 337-340, Krefeld.
- (1973): Exkursion C. - Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges., **17**: 182-255, Göttingen.
- & POETSCH, T. (1976): Körnung und Schwermineralbestand als Kriterien für eine Deckschicht in der Umgebung von Seefeld und Leutasch (Tirol). - Eiszeitalter und Gegenwart, **27**: 134-142, Öhringen.

- SCHULZE, W. (1961): Zur Morphogenese des Vogelsberges. - *Pet. geogr. Mitt.*, **105**: 9-15, Gotha.
- SEMMEI, A. (1964): Junge Schuttdecken in hessischen Mittelgebirgen. - *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **92**: 275-285, Wiesbaden.
- (1966): über die Gliederung pleistozäner Schuttdecken in Hessen. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, **17**: 209, Öhringen.
- (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. - *Frankfurter geogr. Hefte*, **45**: 133 S.
- (1995): Holozäne Bodenbildungsraten und „tolerierbare Bodenerosion“ - Beispiele aus Hessen. - *Geol. Jb. Hessen*, **123**: 125-131, Wiesbaden.
- (1996): Deckschichten in den deutschen Mittelgebirgen, geökologische Charakterisierung für den Bodenschutz. - In ROSENKRANZ, D. et al. (Hrsg.): *Bodenschutz*; **1155**: 1-11, Berlin.
- STOHR, W. TH. (1963): Der Bims (Trachyttuff), seine Verlagerung, Verlehmung und Bodenbildung (Lockerbraunerden) im südwestlichen Rheinischen Schiefergebirge. - *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **91**: 318-337, Wiesbaden.
- VÖLKEI, J. & MAHR, A. (1997): Neue Befunde zum Alter der periglazialen Deckschichten im Vorderen Bayerischen Wald. - *Z. Geomorph. N.F.*, **41**: 131-137, Berlin/Stuttgart.

Manuskript eingegangen am 26. März 1997

Die fossilen Damhirsche von Neumark-Nord (Sachsen-Anhalt) - *D. dama geiselana* n. ssp.

THEKLA PFEIFFER*

Vertebrate Paleontology, Pleistocene, new Subspecies of *Dama dama* (Cervidae, Mammalia), fossil fallow deer population

Kurzfassung: Die Fundstelle Neumark-Nord am Nordrand des Geiseltals (SW von Halle, Sachsen-Anhalt, Mitteldeutschland) hat mindestens 80 Damhirschskelette (*D. dama geiselana* n. ssp.) und 18 Rothirsche (*Cervus elaphus*) in den Jahren 1986 bis 1996 geliefert (Abb. 1). Die Funde lassen sich ins Eem (LIT 1994) oder in ein intrasäalezeitliches Interglazial (MANIA 1992, 1996) datieren. Die Skelette sind teilweise vollständig aus gewarnten Seesedimenten geborgen worden. Erstmals konnte eine fossile Damhirschpopulation hier nach Maßen, morphologischen Merkmalen und bezüglich des Sexualdimorphismus untersucht werden.

D. dama geiselana n. ssp. wird hier beschrieben und aufgrund einer Reihe von morphologischen Eigenmerkmalen am Geweih, der Cervicalwirbelsäule und den Proportionen des Skelettes von den rezenten Unterarten *D. dama dama* und *D. dama mesopotamica* sowie der mittelpleistozänen Unterart *D. dama clactontiana* abgegrenzt. Typische Merkmale der Hirsche von *D. dama geiselana* sind im Adultstadium eine Schaufellängen-Gesamtlängen-Relation bis zu 75%, besonders lange Augsprossen, schmale, halbmondförmige Geweihschaukeln ohne längere Palmarsprossen und eine breite Dornbildung am Schaufelhinterrand (Abb. 2 bis 4). Die Stange ist bei alten Hirschen unmittelbar über der Augsprosse abgeplattet. Die Linea nucha (Abb. 5) und der Atlas haben eine spezielle Form (Abb. 8). Die oberen Praemolaren weisen dreizackige Sporne auf, ein Polymorphismus besteht am P_4 (Abb. 6-7). *D. dama geiselana* erreicht die Körpergröße von *D. dama clactontiana* und übertrifft die Größe von *D. dama dama* um 15 bis 20% (Abb. 9-11). Der Sexualdimorphismus beträgt durchschnittlich 10 bis 15%. Bisher untersuchte Damhirschfunde Deutschlands und Englands aus der Eemwarmzeit erreichen nicht die Maße von *D. dama geiselana*.

[The fossil fallow deer of Neumark-Nord (Sachsen-Anhalt, central Germany) - *D. dama geiselana* n. ssp.]

Abstract: About 80 skeletons and partial skeletons of a new fossil fallow deer subspecies, *D. dama geiselana* n. ssp. (Cervidae, Artiodactyla) and 18 partial skeletons

of *Cervus elaphus*, well preserved, in an articulated state were recovered from the open-cast lignite mine of Neumark-Nord at the northern periphery of the Geiseltal, (SW Halle, Sachsen-Anhalt, central Germany, fig. 1). These finds can be dated as Eemian or as an intra-Saalian interglacial period.

Neumark-Nord represents the first fossil fallow deer population, which is large enough for a statistical and metrical analysis, a morphological description and an analysis of sexual dimorphism. Compared to recent fallow deer, *D. dama geiselana* described in this paper is characterised by a 15 to 20% greater body size (figs. 9-11), antlers with up to 75% palmation, especially long brow tines, and a greater antler spread reminiscent of *Megaloceros giganteus*. The beam can be flattened above the browline (figs. 2-4). The linea nucha, the atlas and the upper premolars have a special form, a polymorphism occurs on the P_4 (figs. 5-8). The proportions of the limb bones are different from recent *Dama dama dama*, *D. dama mesopotamica* and *D. dama clactontiana*. Other finds of *Dama dama* from Germany and Great Britain dated as Eemian never reach the size of *D. dama geiselana*.

1 Einleitung

Aus pleistozänen Seesedimenten von Neumark-Nord südwestlich von Halle a. d. Saale (Sachsen-Anhalt) wurde eine Vielzahl von vollständigen Damhirschskeletten beim Braunkohlentagebau geborgen. Die Damhirsche, die neben Rothirschen, Elefanten, Nashörnern, Auerochsen und einigen Raubtieren die häufigste Säugetiergruppe im Fundmaterial stellen, wurden immer im ähnlichen Erhaltungszustand, mit stark rückgekrümmter Halswirbelsäule gefunden (Abb. 1). D. MANIA sowie dem engagierten Einsatz der Mitarbeiter des Braunkohlentagebaus Braunsbedra ist die weitgehend vollständige Bergung dieses außerordentlich bedeutsamen Materials während der Jahre 1986 bis 1996 zu verdanken.

Skelettelemente von mindestens 70 Hirschen und mindestens 10 weiblichen Tieren von *D. dama geiselana* konnten vermessen werden. Die Einzelreste von *D. dama geiselana* erhöhen die Mindestindividuenzahl der Damhirsche um minde-

* Anschrift der Verfasserin: Dr. TH. PFEIFFER, Institut für Paläontologie der Universität Bonn, Nußallee 8, 53115 Bonn. Zeichnungen: Verfasserin und R. HAHN, Bonn (Abb. 7), Fundskizzen nach D. MANIA, Jena (Abb. 1).

FOTOS: G. OLESCHINSKI, Bonn.

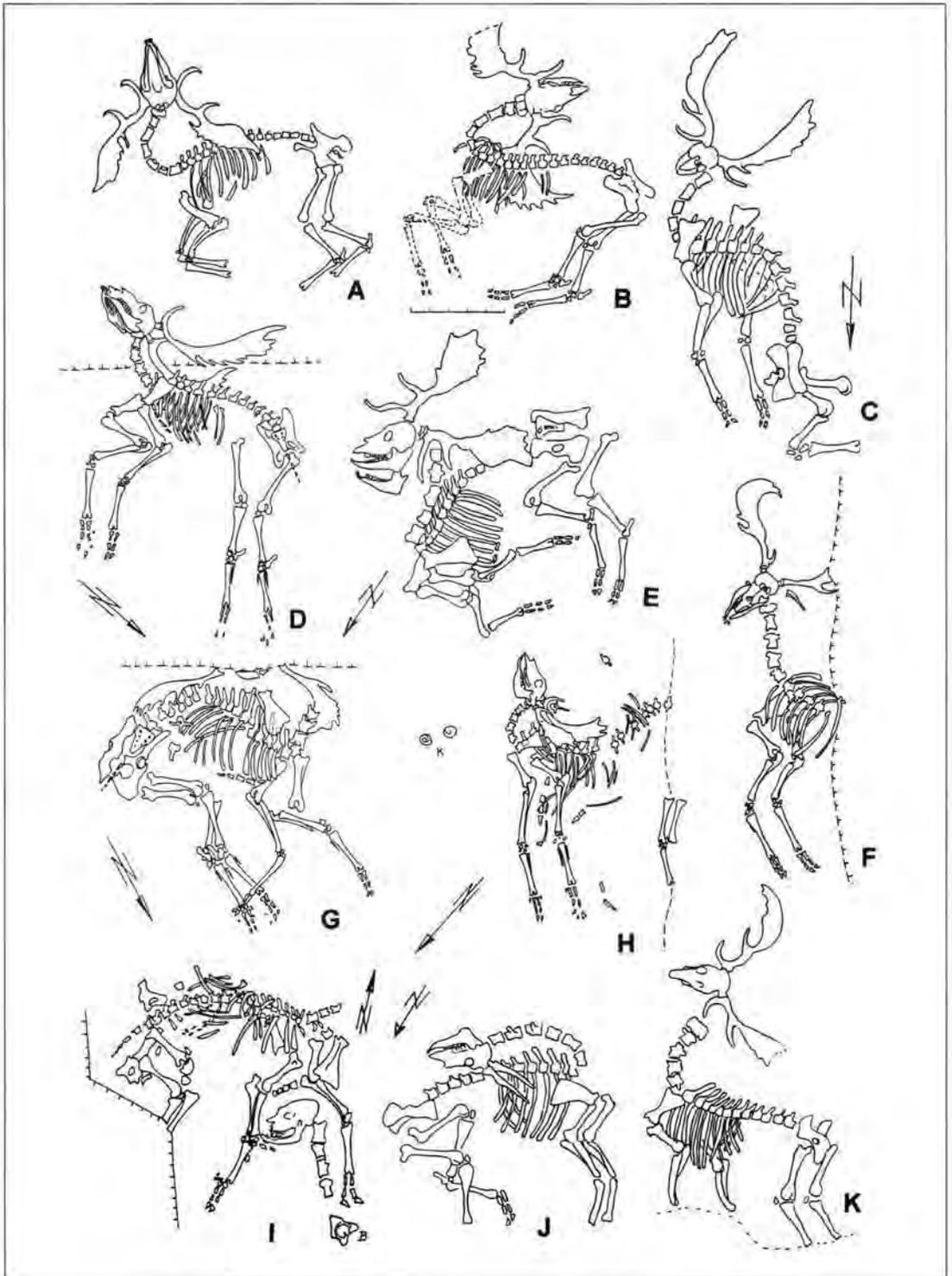


Fig. 1: Skeletons of *D. dama geiselana* in situ; A-G: Adult stags, C: Holotype; HK 97:14165; H, K: Nearly adult stags; I: Juvenile female; J: Juvenile stag. Maßstab: 50 cm

Abb. 1: Skelette von *D. dama geiselana* in Fundlage; A-G: Adulte Hirsche, C: Holotyp H K 97:14165; H, K: Subadulte Hirsche; I: Juveniles Weibchen; J: Juveniler Hirsch.

stens 10 und maximal 20. Weibliche Tiere sind stark unterrepräsentiert.

Von den Hirschen sind 17% juvenil, 22% subadult (zwei bis fünf Jahre), 44% adult, meist nur wenig älter als sechs Jahre. Extrem alte Tiere mit einem Individualalter von mehr als 11 Jahren sind nur in zwei Fällen zu verzeichnen. Die Grenzen der Altersstufen lassen sich am Abschluß des Zahnwechsels und der Epiphysenverwachsung der postcranialen Skelettelemente ermitteln. Eine detaillierte Beschreibung der Einzelskelette wird bei PFEIFFER (im Druck, a) gegeben.

Die Funde verteilen sich über die gesamte Fläche des kleinen Sees mit etwa 350 bis 400 m Durchmesser. Vernachlässigt man die Einzelfunde der Uferzone, lassen sich die Cervidenskelette aus Neumark-Nord drei Fundhorizonten zuordnen, wobei die Damhirschfunde im wesentlichen der Feindetrismusudde und der sandigen Grobdetrismusudde entstammen. Ein Überblick wird bei MANIA (1992, 1996), eine detaillierte Darstellung der Fundumstände bei MANIA (im Druck) gegeben.

Die zeitliche Einstufung der Funde von Neumark-Nord hat Anlaß zu kontroversen Diskussionen gegeben: Während SEIFERT (1990) bei der Pollenanalyse durchaus Parallelen zur Eemwarmzeit feststellt, konstatiert sie andererseits eine große Eigenständigkeit in der Flora des vorliegenden Interglazials. Auch MAI (1990) unterstrich anhand der pflanzlichen Makroreste eine Eigenständigkeit. Nach palynologischen Daten stellt LITT (1994) Neumark-Nord ins Eem. MANIA (1992, 1996) plädiert nach Untersuchung der geologischen Verhältnisse und der Mollusken- und Ostracodenfauna für ein intrasaalezeitliches Interglazial. Thermolumineszenzdaten (ZÖLLER, mündliche Mitteilung) weisen auf ein intrasaalezeitliches Interglazial hin.

Aus Neumark-Nord ist soviel Fundmaterial vorhanden, daß erstmalig eine umfangreiche fossile *Dama dama*-Population bezüglich Körperproportionen, Ontogenese, Sexualdimorphismus und Variabilität untersucht werden konnte. Die Ergebnisse werden von PFEIFFER (im Druck, a) detailliert vorgestellt.

2 Das Auftreten von *Dama* im Pleistozän in West- und Mitteleuropa

Die Gattung *Dama* FRISCH 1775 bezieht sich mit der Typusspecies *Dama dama dama* auf Schaufelgeweih tragende Hirsche mit Palmarsprossen. Die Stellung von *Dama* als eigene Gattung war zeitweise strittig, *Dama* wurde unter der Gattung

Cervus geführt. Erst vor wenigen Jahren konnte sich die Abgrenzung der Gattung *Dama* von *Cervus* durchsetzen (GROVES & GRUBB 1987, GRUBB 1993).

Rezent existieren zwei Unterarten der Art *Dama dama*, *D. dama mesopotamica* (BROOKE 1875), der auf ein kleines Rückzugsgebiet im Iran beschränkt lebt und *D. dama dama* (LINNÉ 1758), der europäische Damhirsch. Das auffälligste äußere Unterscheidungsmerkmal ist die nur schwache schaufelartige Verbreiterung des Geweihs von *D. dama mesopotamica*, die Schulterhöhe liegt etwa 10 cm über den Maßen des europäischen Damhirsches (Abb. 4a, d).

Die *Dama*-Linie läßt sich in Europa bis ins oberste Pliozän zurückverfolgen. *Dama rhenana* (DUBOIS 1904) aus Chilhac, Senéze und Tegelen ist als echter Vorfahr Schaufelgeweih tragender Damhirsche zu betrachten, wie PFEIFFER (im Druck, b) an Hand der Analyse postcranialer Skelettmerekmale zeigen konnte. Sie wurden ursprünglich als *Cervus rhenanus* (DUBOIS 1904, Tegelen) und *Cervus phillisti* (SCHAUB 1941, Senéze) mit eigenen Artnamen belegt und zur Gattung *Cervus* im weiteren Sinne gestellt.

Von den mittelpleistozänen Fundstellen Mosebäch und Süßenborn ist „*Cervus*“ *reichenau* (KAHLKE 1996) bekannt, der in seinen postcranialen Elementen an frühe Damhirsche erinnert (PFEIFFER 1997 a).

Im jüngeren Mittelpleistozän tritt mit *Cervus clactonianus* (FALCONER 1868) bzw. *Cervus browni* (DAWKINS 1868) der Fundpunkte Clacton, Swanscombe, Jaywick ein Hirsch mit ansatzweiser Schaufelbildung am Geweih auf. SUTCLIFFE (1960) sowie CHAPMAN & CHAPMAN (1975) stellen ihn unter die Gattung *Dama*. LEONARDI & PETRONIO (1976) revidieren den eigenen Artstatus und wählen die Bezeichnung *D. dama clactoniana*. Sie ordnen einen Skelettfund mit gut erhaltenem Geweih aus Riano bei Rom *D. dama clactoniana* zu. Auffällig sind bei dieser Form der deutlich größere und kräftigere Wuchs gegenüber *D. dama dama* und die Unterschiede am Geweih. Kapitale Hirsche dürften eine Geweihlänge von annähernd 1,20 m erreicht haben (Abb. 4 b).

Für die Eem-Warmzeit werden von vielen Autoren Funde aus dem europäischen Raum beschrieben: *Dama dama* erreicht sein größtes natürliches Verbreitungsgebiet unter optimalen warmzeitlichen Klimabedingungen. Die europäischen Funde des Eems verzeichnen KOENIGSWALD (1986) und PFEIFFER (1995) detailliert. In den Bereich des letzten Interglazials stellt KOENIGSWALD (1988)

auch die Dammhirschfunde der nördlichen Oberreihebene. Sie bleiben in der Größe deutlich hinter *D. dama clactoniana* zurück, sind aber größer als der rezente europäische Dammhirsch und weisen in ihrer Geweihmorphologie Eigenmerkmale auf (PFEIFFER 1997b).

Die Dammhirsche von Neumark-Nord zeigen gegenüber *D. dama clactoniana* deutliche morphologische Abweichungen und sind auch gegenüber den rezenten Dammhirschen verschieden. Sie werden hier als neue Subspecies von *Dama dama* beschrieben und erhalten den Namen *D. dama geiselana*. Eemzeitliche Dammhirsche Deutschlands sind in der Regel deutlich kleiner (PFEIFFER 1997b).

3 *D. dama geiselana* n. ssp.

Familie:	Cervidae	GOLDFUSS, 1820. Handbuch der Zoologie, 2:xx, 374.
Unterfamilie:	Cervinae	GOLDFUSS, 1820. Handbuch der Zoologie, 2:xx, 374.
Gattung:	<i>Dama</i>	FRISCH, 1775. Das Natur-System der Vierfüßigen Thiere, 3,
Art:	<i>Dama dama</i>	(LINNAEUS, 1758). Syst. Nat., 10. Aufl., 1:67.
Unterart:	<i>D. dama geiselana</i> n. ssp.	
Holotyp:	HK 97: 14165 (NN 17), weitgehend vollständiges Skelett mit rechtem und linkem Schaufelgeweih eines etwa sieben- bis achtjährigen Dammhirsches (Abb. 1c, 2).	
Funddatum:	22. Mai 1989	
Paratypen:	Die Dammhirschskelette und Teilskelette der gleichen Fundstelle.	
Derivatio nominis:	Benannt nach dem Geiseltal SW von Halle, Sachsen-Anhalt, Deutschland.	
Locus typicus:	Pleistozänes Seebecken von Neumark-Nord, Geiseltal, Sachsen-Anhalt.	
Stratum typicum:	Interglaziale Seesedimente, Fein- und Grobdetritusmudde, Algenmudde, nach LITT (1994) Eem, nach MANIA (1992) älter.	
Aufbewahrungsort:	Forschungsstelle Bilzingsleben, Außenstelle der Friedrich Schiller Universität, Jena, Sachsen-Anhalt. Alle Funde aus Neumark-Nord gehören dem Landesmuseum für Vorgeschichte (Landesamt für archäologische Denkmalpflege) in Halle/Saale (Land Sachsen-Anhalt) und sind mit Nummern des Hallenser Katalogs (HK: 97 ...) nach Jahr und fortlaufender Numerierung verzeichnet.	

3.1 Diagnose

Dammhirsch, der die Körpergröße von *D. dama clactoniana* erreicht und die von *D. dama dama* um 15 bis 20% überschreitet.

Das Geweih zeigt eine beträchtliche Schaufelbildung, die bei erwachsenen Hirschen bis zu 75% der Gesamtgeweihlänge erreicht (Abb. 2-4). Die Stange ist bei erwachsenen Hirschen bereits im Bereich der Augsprosse lateral abgeflacht, die Augsprosse steht im stumpfen Winkel zur Stange, setzt unmittelbar über der Rose an und ist mit maximal 280 mm sehr lang. Palmarsprossen fehlen am Geweih von *D. dama geiselana* häufig völlig, die Schaufel ist relativ schmal und abgerundet. Ein abgeflachter Dorn ist palmar in die Schaufel integriert. Die Stellung des Geweihs ist besonders breit ausladend. Die *Linea nucha* des Hinterhauptes ist

deutlich S-förmig geschwungen (Abb. 5). Charakteristisch ist die Ausbildung von drei kleinen Spornen an der Praehypocrista der oberen Praemolaren (Abb. 6). Eine Molarisierung des P3 tritt nicht auf. Der P4 zeigt einen Trend zur Molarisierung, der letzte Loph des M3 kann mit einer deutlichen Spitze enden.

Die Alae des Atlas sind bei *D. dama geiselana* lateral stets gerade. Die distalen Elemente der Extremitäten sind bei *D. dama geiselana* proportional deutlich länger als bei rezenten Dammhirschen.

3.2 Beschreibung des Holotyps

Katalog-Nr.: (HK 97:14165, NN 17)

Funddatum: 29.5.1989

Fundschrift: Mittlere Algenmudde (siehe MANIA 1992).

Erhaltungszustand: Die Knochen sind rehbraun, matt und von fester Beschaffenheit.

Das Skelett konnte in situ dokumentiert werden (Abb. 1c). Die Wirbelsäule war im Thoraxbereich bauchwärts gekrümmt, die Halswirbelsäule aufrecht, im Verband mit dem auf der Stirn liegenden Schädel mit Geweih. Das Skelett ist weitgehend vollständig erhalten, es fehlen ein Metatarsus und die hinteren Phalangen. Durch den Druck des auflastenden Sediments wiesen zahlreiche Knochen Brüche auf. Die Stellung der Vorderbeine war gerade und parallel, die Hinterbeine leicht angewinkelt und etwas nach hinten verlagert. Die günstigen Fundumstände ermöglichten eine spätere, fast vollständige Rekonstruktion des Tieres.

Bei HK 97:14165 handelt es sich um einen jungen, adulten Damhirsch der nach Geweihentwicklung, Zahnalter und postcranialem Skelett etwa 7 bis 8 Jahre alt geworden sein muß. Einige Thoracalwirbel epiphysen waren noch nicht geschlossen, das Caput humeri bereits fest verwachsen.

Das Geweih ist vollständig. Es zeigt eine altersgemäße Entwicklung, keine Eissprosse, aber bereits einen noch nicht sehr großen Dorn am Hinterrand der rechten und linken Schaufel. Die Augsprossen sind lang, 240 und 230 mm, werden aber noch von Hirsch (HK 97:14159) mit 280 mm übertroffen.

Auffällig ist die starke Beanspruchung und Abnutzung der vorderen Geweihsprossen, sie sind regelrecht blank poliert (Abb. 2). Es handelt sich



Abb. 2: Rechte und linke Geweihschaukel des Holotyps (HK 97:14165) von *D. dama geiselana*. Der Hirsch hatte mit 7-8 Jahren Individualalter noch nicht den Höhepunkt der Geweihentwicklung erreicht.

Fig. 2: Right and left antler of the holotype of *D. dama geiselana* (HK 97: 14165). Aged 7 to 8 years, this stag did not reach the optimum of antler development.

also keinesfalls um ein frisch geschobenes Geweih. Der Todeszeitpunkt des Hirsches läßt sich im Kontext mit dem Epiphysenschluß der postcranialen Skelettelemente auf den Herbst bis Winter eingrenzen.

Es handelt sich um einen großen Hirsch der Population von Neumark-Nord. Die Längenmaße seiner Extremitäten markieren meist die obere Grenze, 232 mm am Humerus, 320 mm an Radius und Ulna, 243 mm am Metacarpus III + IV. Diese Werte werden auch von älteren Hirschen der Po-

pulation nicht erreicht, obwohl HK 97:14165 noch nicht auf dem Höhepunkt seiner Entwicklung angelangt war. Hirsch (HK 88:12,1-106), Hirsch (HK 88:3,1-86) und (HK 97:14179), die alle älter waren als HK 97:14165, reichen durchschnittlich bis auf 5 mm an Längenmaße der Extremitätenknochen heran.

3.3 Metrischer Vergleich und Diskussion

3.3.1 Geweihe

22 weitgehend vollständige Geweihe von *D. dama geiselana* aus Neumark-Nord wurden in die metrische Analyse einbezogen, von 15 Damhirschen konnten beide Geweihschaukeln untersucht werden. Sie wurden mit 27 Geweihen von *D. dama dama* verglichen. Bei der Beurteilung der Geweihe ist eine deutliche Differenzierung des Individualalters erforderlich.

Eine besondere Bedeutung kommt der Schaufellängen-Gesamtlängen-Relation (GLs/GL) der Geweihstangen zu. Zwei- bis dreijährige Hirsche aus Neumark-Nord mit vollständigem Geweih erreichen eine mittlere Geweihstangenlänge von 256 mm, bei einer Schaufellänge von 221 mm. Das entspricht einer Schaufellängen-Gesamtlängen-Relation von 47%. Rezente europäische Damhirsche erreichen in diesem Alter lediglich mittlere 37%. Bei den adulten Hirschen von *D. dama geiselana* nimmt der Anteil der Schaufellänge an der Gesamtlänge erheblich zu. Bei einem Individualalter von 9 Jahren beträgt er bereits 74% (Abb. 3).

Der Unterschied zu *D. dama dama* wird an diesem Punkt besonders deutlich, kein untersuchter Hirsch von *D. dama dama* überschritt in der Relation (GLs/GL) den Wert von 59%.

Dreijährige Hirsche von *D. dama geiselana* weisen eine halbmondförmige, noch schmale Schaukel auf, größte Breite (GBs) 95 mm, die für die frühe Entwicklungsstufe erstaunlich geschlossen ist und keine langen Palmarsprossen aufweist. Fünfjährige Hirsche zeigen mit mittleren 142,5 mm ebenfalls niedrige Werte. Auch bei den adulten Hirschen von *D. dama geiselana* werden lediglich mittlere 178 mm (GBs) erreicht. Die schmale Schaukel, ohne lang ausgezogene Endsprossen ist ein charakteristisches Merkmal von *D. dama geiselana*. Rezente europäische Damhirsche bilden selten bereits im 3. Jahr eine geschlossene Schaukel, sie ist oft tief geschlitzt. Bei einem rezenten, vierjährigen Hirsch konnten bereits 250 mm Schaukelbreite gemessen werden. Durchschnittlich sind die Geweihschaukeln von



Abb. 3: Geweihschaufeln adulter und subadulter Hirsche von *D. dama geiselana*. Die Stange ist zum Teil abgeplattet, der Anteil der Schaufel an der Gesamtlänge ist besonders hoch. Die Augsprosse ist besonders lang, die A_2 abgeflacht. Palmarsprossen fehlen häufig völlig.

A: NN D61 B: HK 87:300,1089-1113 C: HK 97: 14179 D: HK 87:300, 713-799 E: HK 88:1,1-1,69

Fig. 3: Antlers of adult and nearly adult stags of *D. dama geiselana*. The beam can be flattened, and the percentage of palmation is high in relation to total length. The brow tine is especially long, the second anterior tine is flattened. Posterior tines are lacking totally in many cases.

A: NN D61 B: HK 87:300,1089-1113 C: HK 97: 14179 D: HK 87:300, 713-799 E: HK 88:1,1-1,69

D. dama dama bei adulten, älter als siebenjährigen Hirschen 252 mm breit ($n = 21$).

Die Augsprosse (A_1) ist bei *D. dama geiselana* besonders lang, schlank und aufrecht gebogen, 280 mm Länge bilden den Maximalwert. Bereits

ein dreijähriger Hirsch weist 185 mm Augsprossenlänge (LA_1) bei einem Durchmesser von 29 mm auf. Der Mittelwert der dreijährigen Hirsche liegt bei 163 mm ($n = 8$). Der Durchschnittswert untersuchter adulter europäischer Dammhirsche

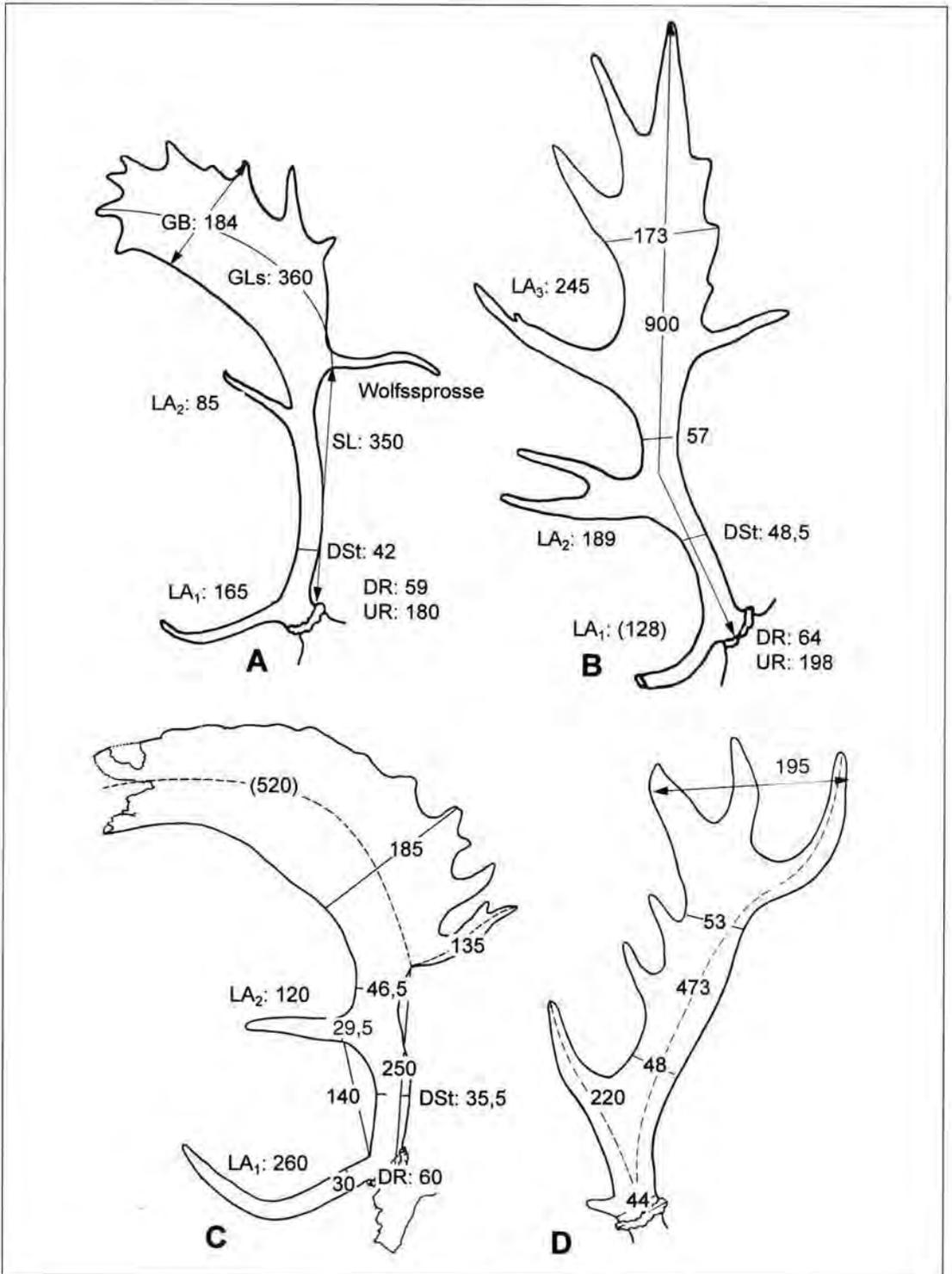


Abb. 4: Schematischer Vergleich der Geweihe von A: *D. dama dama*; B: *D. dama clactoniana* (Swanscombe BMNH M16349); C: *D. dama geiselana* (HK 87:300, 713-799); D: *D. dama mesopotamica*.

Fig. 4: Schematic comparison of the antlers of A: *D. dama dama*; B: *D. dama clactoniana* (Swanscombe BMNH M16349); C: *D. dama geiselana* (HK87:300, 713-799); D: *D. dama mesopotamica*.

liegt mit 141 mm Augsprossenlänge ($n = 21$) deutlich unter den Maßen von *D. dama geiselana*. Umfang (UR) und Durchmesser (DR) der Rose zeigen dagegen bei *D. dama geiselana* und *D. dama dama* überlappende Streubreiten. Alle Hirsche von *D. dama geiselana* ($n = 21$) weisen ab dem 3. Lebensjahr zunächst noch einen kleinen, mit zunehmendem Lebensalter kräftigen Dorn am hinteren Schaufelrand auf, (Abb. 2). Bei *D. dama dama* zeigen von den 22 untersuchten Hirschen der Altersgruppe ab fünf Jahre nur zwei eine Dornbildung.

D. dama geiselana setzt sich ebenfalls deutlich in der Geweihentwicklung von *D. dama clactoniana* und *D. dama mesopotamica* ab. Die bei *D. dama clactoniana* häufiger auftretende Gabelung der A_2 tritt bei *D. dama geiselana* nur einmal auf (Abb. 3b). Eine Schaufelbildung ist bei den Hirschen aus Clacton nur ansatzweise zu beobachten. Für die Hirsche aus Swanscombe sind die lang ausgezogenen Endsprossen am vorderen und oberen Schaufelrand, sowie lang ausgezogene Sprossen am Hinterrand typisch (Abb. 4b). Für die Geweihe von *D. dama geiselana* ist charakteristisch, daß am vorderen Schaufelrand oberhalb der A_2 keine weiteren Sprossen auftreten. Am hinteren Schaufelrand fehlen lang ausgezogene Sprossen, lediglich kurze Sprossen kommen bei den jüngeren Hirschen vor. Die Geweihschaukel wirkt flächig, fast halbmondförmig.

Rezente mesopotamische Dammhirsche zeichnen sich durch besonders kurze Geweihe aus, die bei adulten Hirschen zwischen 50 und 70 cm lang sind und bereits unmittelbar über der Augsprosse flächig verbreitert sind. Sie zeigen keine eigentliche Schaufelbildung, sondern eher eine verbreiterte Stange, die in einer terminalen Endgabel enden kann oder auch viele, abgeplattete Palmarsprossen aufweisen kann (Abb. 4 d). Während bei den pleistozänen Formen allgemein eine Augsprosse vorhanden ist, wie DI STEPHANO (1996) für mittelpleistozäne mesopotamische Dammhirsche aus Tabun E zeigt, ist sie bei rezenten mesopotamischen Dammhirschen sehr kurz. Die nach anterior gerichteten Sprossen können bei *D. dama mesopotamica* vielfältige Ausprägungen annehmen. Eine tiefstehende, abgeflachte A_2 ist immer vorhanden und übertrifft die A_1 an Länge und Stärke. Sie kann von einer Reihe weiterer, abgeflachter Sprossen begleitet werden.

3.3.2 Occipitalregion

Die stark geschwungene Linea nucha (Abb. 5) von *D. dama geiselana* tritt bei rezenten Dammhirschen nicht in dieser Ausprägung auf. Bei ihnen

und auch bei *D. dama clactoniana* wirkt die Linea nucha eher flach, nach lateral breit ausgezogen.

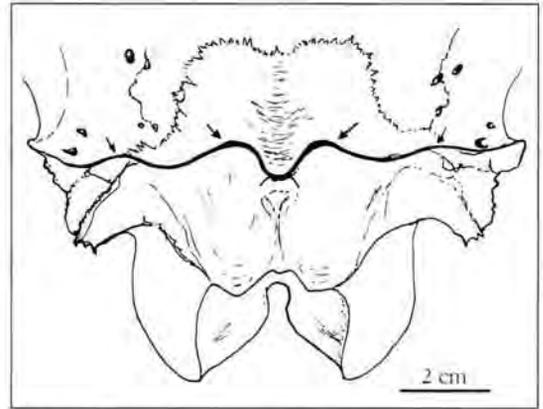


Abb. 5: Linea nucha von *D. dama geiselana* mit einer deutlich S-förmigen Biegung. Maßstab 2 cm
Fig. 5: Nuchal line of *D. dama geiselana* exhibits a special S-shape.

3.3.3 Zähne

Meßwerte der Zahnreihen von *D. dama geiselana* liegen im Streubereich von *D. dama clactoniana* und überschreiten die Werte von *D. dama dama* um 15 bis 20%. Der Sexualdimorphismus ist mit etwa 5% gering. Eine morphologische Besonderheit der Dammhirsche aus Neumark-Nord sind drei Sporne, die durchgängig an der Praehypocrista der oberen Praemolaren auftreten (Abb. 6). Dieses Merkmal hat eingeschränkten diagnostischen Wert für *D. dama geiselana*, es konnte bei *D. dama clactoniana* nicht beobachtet werden, bei *D. dama dama* in drei Fällen von 67 und bei pleistozänen mesopotamischen Dammhirschen aus Kebara (Israel) in 6 von 39 Fällen.

Die Zahnreihen von *D. dama geiselana* erreichen durchschnittlich fast 100 mm, die der rezenten Dammhirsche etwa 88,5 mm. Der M_3 der Hirsche von *D. dama geiselana* ist wie bei *D. dama clactoniana* durchschnittlich etwas mehr als 25 mm lang, während rezente Dammhirsche durchschnittlich etwas mehr als 22,5 mm aufweisen.

Ein Polymorphismus zeigt sich am P_4 von *D. dama geiselana*. Hier wird ein unterschiedlicher Grad der Molarisierung erreicht (Abb. 7).

3.3.4 Atlas

Bedingt durch die beträchtliche Geweihentwicklung der Dammhirsche ist vor allem die Breite des Atlas starkem ontogenetischen Wachstum unterworfen, der Sexualdimorphismus ist erheblich.



Abb. 6: Oberkieferzahnreihen von *D. dama geiselana* mit dreifach gezackten Spornen der Praemolaren.

links: HK 88: 2,6 (3 Jahre); rechts: HK 97: 14165 (Holotyp, ca. 7 Jahre).

Fig. 6: Maxillary tooth rows of *D. dama geiselana* showing special characters on the premolars.

left: HK 88: 2,6 (3 years old); right: HK 97: 14165 (Holotype, ca. 7 years).

Bei adulten Hirschen, mit nachweislich starkem Geweih können die Breitenmaße des Atlas der Weibchen um 25% überschreiten. Für adulte Hirsche läßt sich für die untersuchten *Dama dama*-Unterarten eine charakteristische Form der Alae des Atlas feststellen (Abb. 8).

D. dama dama und *D. dama mesopotamica* zeigen lateral eine konkave Einbuchtung der Alae; bei *D. dama clactoniana* sind die Alae konvex gebogen, cranial schmaler als caudal und bei *D. dama geiselana* gerade. Die Atlasform kann als diagnostisches Merkmal der Subspecies von *Dama dama* gewertet werden.

3.3.5 Extremitäten

In den Meßwerten der Langknochen überschreitet *D. dama geiselana* rezente europäische Damhirsche deutlich um etwa 15%. Dabei ist ein erheblicher Sexualdimorphismus von 15 bis 20% bei rezenten europäischen Damhirschen und von

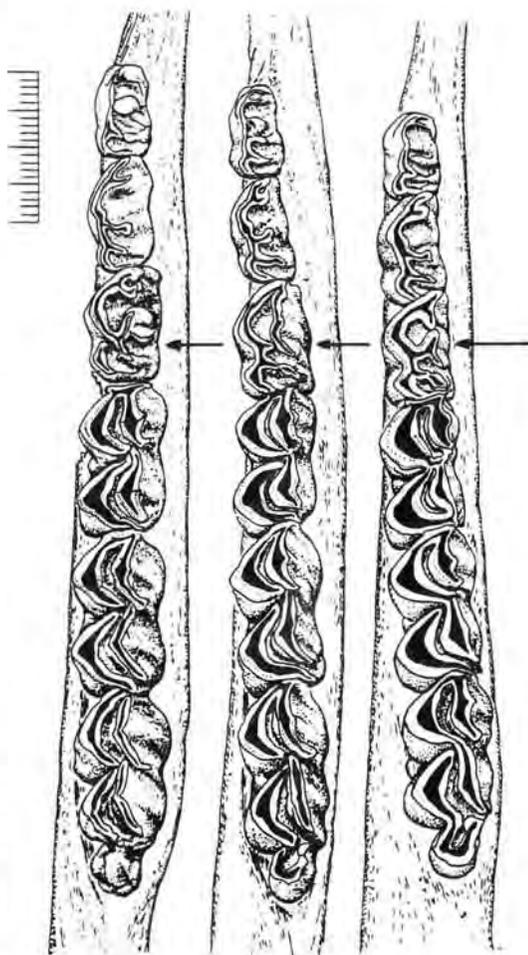


Abb. 7: Unterkieferzahnreihen von *D. dama geiselana*. Es zeigt sich ein Polymorphismus am P_4 . links: HK 88: 2,6, Mitte: HK 97: 14170; rechts: HK 97: 14162.

Fig. 7: Mandibular tooth rows of *D. dama geiselana* with a polymorphic P_4 . left: HK 88: 2,6; middle: HK 97: 14170; right: HK 97: 14162.

10 bis 15% bei *D. dama geiselana* zu berücksichtigen. Starke Hirsche von *D. dama dama* erreichen somit den Streubereich der Weibchen aus Neumark-Nord (Abb. 9, 10). Tab. 1 gibt einen Überblick über den Streubereich der Meßdaten an den Langknochen von *D. dama geiselana*.

Bilden die Meßwerte im Längen-Breiten-Diagramm an den Langknochen bei Männchen und Weibchen von *Dama dama* stets getrennte Punktwolken, gilt dies nicht für Metacarpus und Metatarsus. Sowohl bei *D. dama dama* als auch

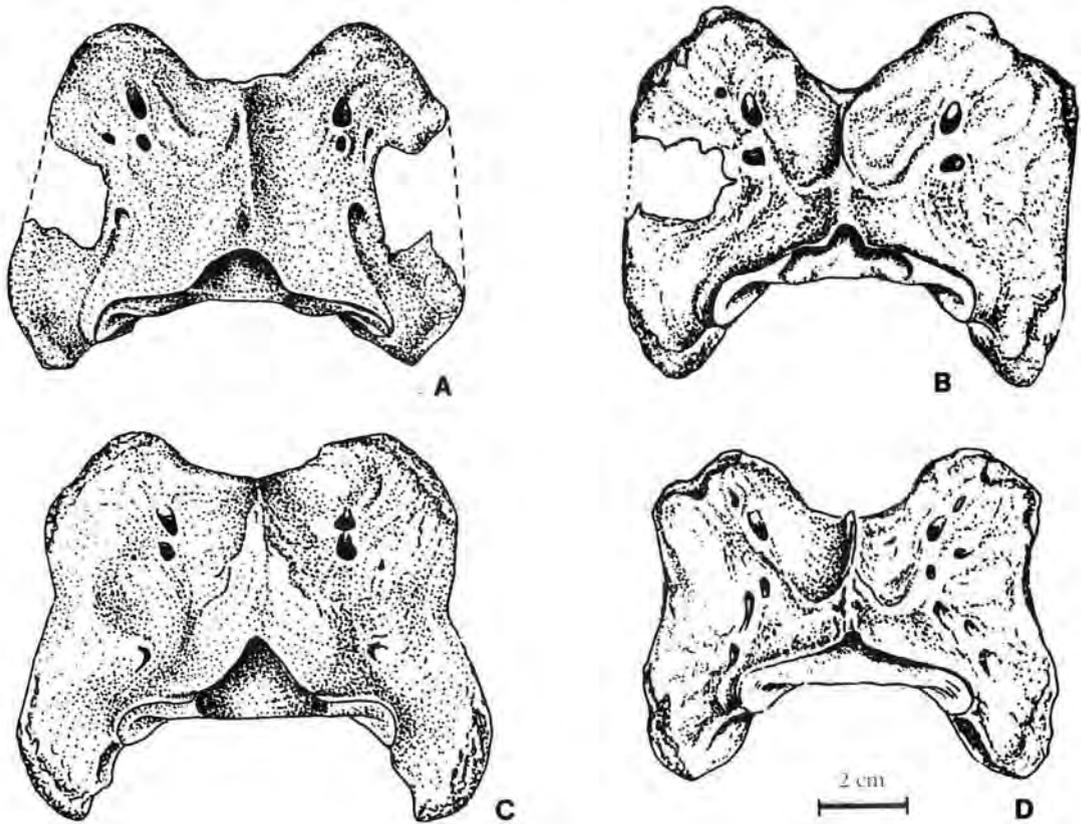


Abb. 8: Atlasformen von A: *D. dama clactoniana* (Clacton, BMNH M28037); B: *D. dama geiselana* (HK 97: 14159); C: *D. dama mesopotamica*; D: *D. dama dama*.

Fig. 8: Atlas of A: *D. dama clactoniana* (Clacton, BMNH M28037); B: *D. dama geiselana* (HK 97: 14159); C: *D. dama mesopotamica*; D: *D. dama dama*.

bei *D. dama geiselana* sind die Metapodien der Weibchen im Mittel nur 5% kürzer als bei den Damhirschen, die Diaphysen sind auffallend schlank.

D. dama clactoniana aus dem jüngeren Mittelpleistozän erreicht die Größe von *D. dama geiselana*, zeigt aber unterschiedliche Extremitätenproportionen.

Aus Clacton und Swanscombe liegt kein vollständiger Humerus vor, distale Breitenmaße entsprechen *D. dama geiselana*. Auch die Radiusmaße von *D. dama clactoniana* liegen im Streufeld von *D. dama geiselana*, während die Metacarpuslängen etwas geringer ausfallen. Die Längenmaße der 1. Phalanx anterior können bei *D. dama clactoniana* geringfügig höher sein. (Abb. 9).

Deutlicher sind die Proportionsunterschiede an der Hinterextremität (Abb. 10). *D. dama clactoniana* zeigt in der Regel einen längeren Femur

und Calcaneus als *D. dama geiselana*, während *D. dama geiselana* längere Tibia- und Metatarsusmaße aufweist.

Die Betonung der distalen Elemente der Hinterextremität bei *D. dama geiselana* spricht für eine Anpassung an schnelles Laufen. Bei *D. dama geiselana* dürfte es sich um einen flinken Hirsch mit langen, schlanken Extremitäten und hoher Wendigkeit gehandelt haben.

D. dama clactoniana mag wegen der besonders langen Geweihe und den stabiler gebauten Extremitäten einen etwas gedrungeneren Körperbau gehabt haben. Gegen die mittelpleistozänen Damhirsche wirkt der kleine rezente europäische Damhirsch eher plump mit kurzen Beinen (Abb. 11) und großem Geweih. Hier mag menschliche Selektion zugunsten großer Trophäen bei gleichzeitig fehlendem Druck durch große Fleischfresser Ursache einer starken Verkürzung der Lang-

Tab. 1: Auswertung der Extremitätenmaße von *D. dama geiselana*, Meßstrecken nach v. d. DRIESCH (1976).

Tab. 1: Dimensions of limb bones of *D. dama geiselana*, Measurement of v. d. DRIESCH (1976).

		GL	BP	BD	KD			GL	BP	BD	KD		
Humerus		n = 29	n = 35	n = 48	n = 45			Femur	n = 27	n = 35	n = 41	n = 43	
♂	Max	232,00	66,00	55,00	25,00			Max	292	81	67	26	
	Min	217,00	60,00	45,50	19,00			Min	270	71	61	22	
	Mittelw.	224,45	63,63	49,05	21,92			♂ Mittelw.	279,54	74,58	62,36	23,45	
	Varianz	17,97	3,18	4,41	1,33			Varianz	39,46	6,82	1,81	1,01	
	Standardabw.	4,24	1,78	2,10	1,15			Standardabw.	6,28	2,61	1,34	1,00	
		n = 5	n = 8	n = 7	n = 7				n = 3	n = 4	n = 4	n = 4	
♀	Max	209,00	55,00	46,00	19,00			♀ Max	263	69	59	21	
	Min	175,00	45,00	43,00	16,00			Min	260	67	58	21	
	Mittelw.	190,00	51,00	43,71	18,29			♀ Mittelw.	262,00	67,75	58,67	21,00	
		GL	BP	GLr	BD	TPa	KD			GL	BP	BD	KD
Radius und Ulna		n = 17	n = 37	n = 31	n = 29	n = 29	n = 38	Tibia		n = 37	n = 34	n = 43	n = 42
♂	Max	320,00	53,00	258,00	48,00	48,00	29,00	Max	337	72	45	28	
	Min	285,00	43,00	228,00	39,00	39,00	24,00	Min	305	59	35,5	24	
	Mittelw.	305,35	47,68	242,48	42,19	43,47	26,28	♂ Mittelw.	319,25	66,49	41,07	25,83	
	Varianz	87,37	2,86	51,99	5,76	5,18	1,63	Varianz	61,74	3,99	2,47	1,50	
	Standardabw.	9,35	1,69	7,21	2,40	2,28	1,28	Standardabw.	7,86	2,00	1,57	1,22	
		n = 5	n = 8	n = 7	n = 8	n = 5	n = 9			n = 5	n = 7	n = 8	n = 9
♀	Max	283,00	44,00	229,00	39,00	38,00	23,00	♀ Max	301	64	40	24	
	Min	231,00	40,00	182,00	36,00	34,00	19,00	Min	286	59	37	22	
	Mittelw.	255,80	42,38	205,00	37,50	35,40	21,33	♀ Mittelw.	295,60	61,29	37,88	23,17	
		GL	BP	BD	KD					GL	BP	BD	KD
Metacarpus III+IV		n = 32	n = 33	n = 35	n = 35			Metatarsus III+IV		n = 29	n = 32	n = 32	n = 35
♂	Max	243,00	37,00	37,00	23,00			Max	270,00	36,00	37,50	22,00	
	Min	227,00	33,00	32,00	19,00			Min	252,00	29,00	34,00	18,00	
	Mittelw.	233,47	34,28	34,57	21,00			♂ Mittelw.	260,00	32,05	36,03	20,77	
	Varianz	25,21	1,10	1,56	0,89			Varianz	21,33	1,97	0,77	1,17	
	Standardabw.	5,02	1,05	1,25	0,95			Standardabw.	4,62	1,40	0,88	1,08	
		n = 7	n = 7	n = 9	n = 9					n = 11	n = 11	n = 12	n = 13
♀	Max	224,00	33,50	33,00	20,50			♀ Max	249,00	33,00	35,00	23,00	
	Min	210,00	30,00	30,00	17,00			Min	235,00	28,00	31,00	18,00	
	Mittelw.	218,29	31,07	31,67	18,50			♀ Mittelw.	242,80	29,90	33,58	19,77	
	Varianz	33,57	1,70	1,00	1,50			Varianz	25,73	1,66	1,54	1,89	
	Standardabw.	5,79	1,30	1,00	1,22			Standardabw.	5,07	1,29	1,24	1,30	

Meßstrecken nach v. d. DRIESCH (1976)

knochen bei gleichzeitig starken Diaphysen sein. Auch der rezente mesopotamische Damhirsch hat kurze und gedrungene Metapodien im Gegensatz zu *D. dama geiselana*, wenn er auch sonst bis auf 5% die Maße der mittelpleistozänen Damhirsche erreicht.

Die Eigenständigkeit von *D. dama geiselana* wird nicht nur durch den schlanken und langen Wuchs der Extremitäten deutlich, sondern auch die morphologische Ausprägung der Geweihe, der Linea nucha und der Atlasform spricht für die Abgrenzung dieser Population als neue, fossile Unterart von *Dama dama*.

5 Danksagung

An dieser Stelle möchte ich Prof. W. v. KOENIGSWALD für die Themenstellung und Betreuung meiner Diplomarbeit, die die Basis dieser Publikation bildete, danken. Herrn Prof. D. MANIA danke ich für Bereitstellung des Skelettmaterials, Aufzeichnungen zum Fundort und Skizzen zur Fundlage der Hirsche. Es ergab sich eine fruchtbare Zusammenarbeit während der letzten Jahre.

Umfangreiches Vergleichsmaterial von rezenten Cerviden wurde vom Institut für Haustierkunde der Universität Kiel, vom Tierkundemuseum in Dresden, vom Zoologischen Museum und For-

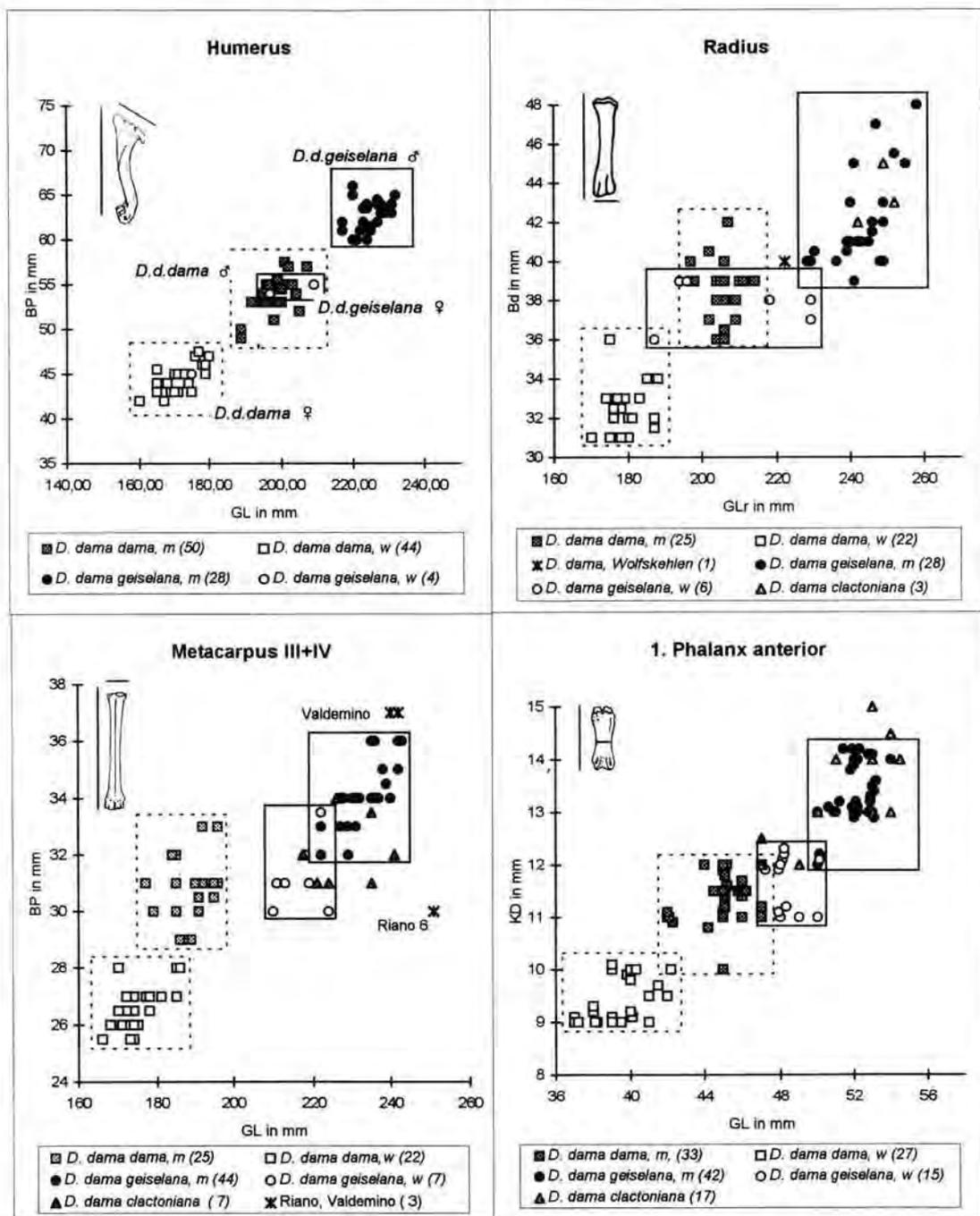


Abb. 9: Längen-Breiten-Relationen an ausgewählten Skelettelementen der Vorderextremität rezenter und fossiler Damhirsche.

D. dama geiselana und *D. dama clactoniana* übertreffen rezente und eemzeitliche Damhirsche deutlich in den Extremitätenmaßen.

Fig. 9: Length/width ratios in selected front limb elements of recent and fossil fallow deer.

D. dama geiselana and *D. dama clactoniana* clearly exceed recent and Eemian fallow deer in their dimensions.

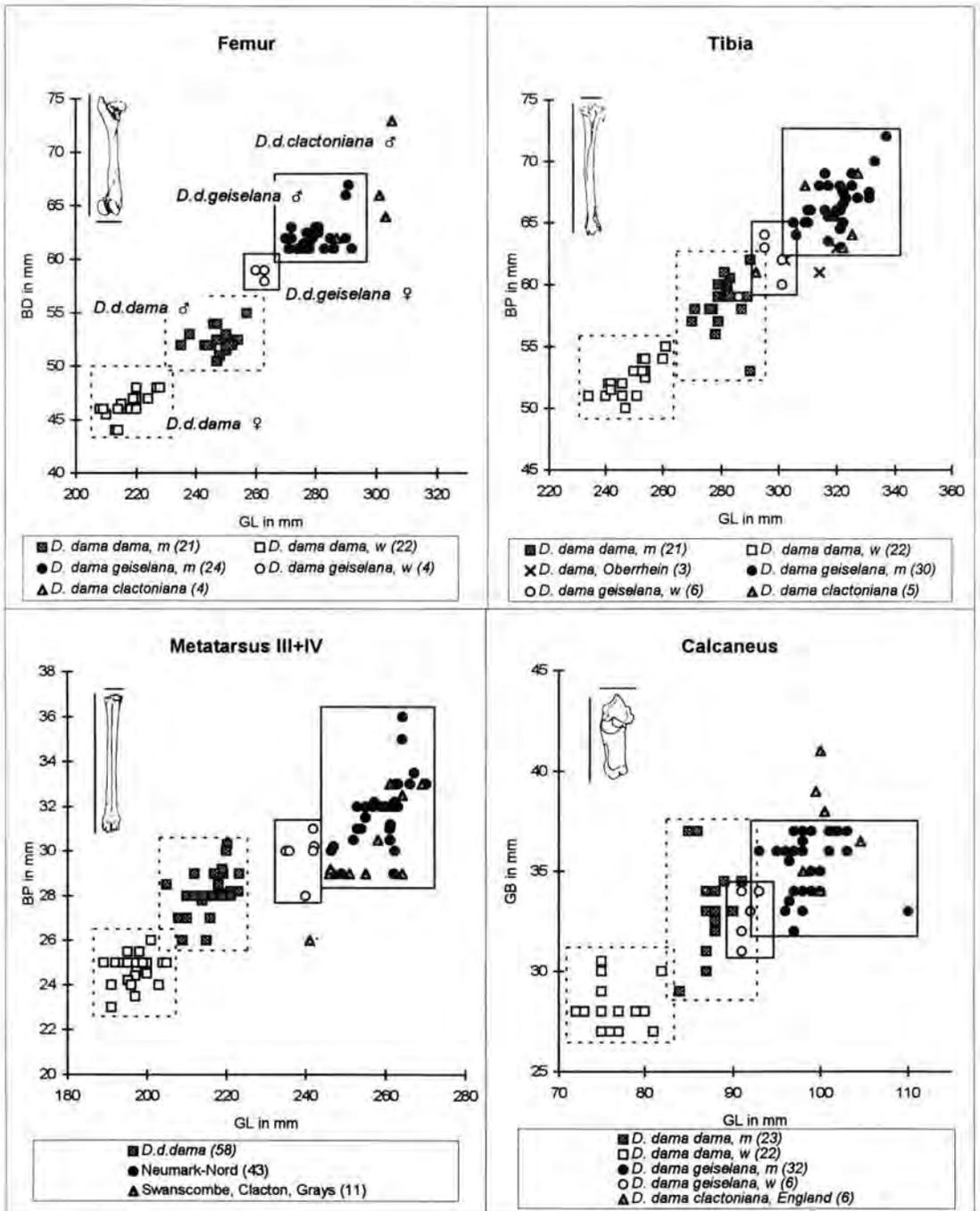


Abb. 10: Längen-Breiten-Relationen an ausgewählten Skelettelementen der Hinterextremität rezenter und fossiler Damhirsche.

D. dama geiselana und *D. dama clactoniana* übertreffen rezente und eemzeitliche Damhirsche deutlich in den Maßen. *D. dama geiselana* und *D. dama clactoniana* unterscheiden sich jedoch in den Proportionen der Hinterextremität.

Fig. 10: Length/width ratios in selected hind limb elements of recent and fossil fallow deer.

D. dama geiselana and *D. dama clactoniana* clearly exceed recent and Eemian fallow deer in their dimensions, but *D. dama geiselana* and *D. dama clactoniana* show different proportions in the hind limb.



Abb. 11: Metatarsus und Calcaneus von *D. dama geiselana* und *D. dama dama* im Vergleich: links: *D. dama geiselana* ♂ Mitte: *D. dama geiselana* ♀ rechts: *D. dama dama* ♂

Fig. 11: Metatarsus and Calcaneus of *D. dama geiselana* in comparison to *D. dama dama*: left: *D. dama geiselana* ♂ middle: *D. dama geiselana* ♀ right: *D. dama dama* ♂

schungsinstitut Alexander KOENIG, Bonn, vom Naturkundemuseum in Berlin, vom Senckenbergmuseum in Frankfurt und vom Institut für Paläoanatomie der Universität München zur Verfügung gestellt. Den Herren Dr. H. REICHSTEIN, Dr. G. HEIDEMANN und Dr. D. HEINRICH aus Kiel, Dr. A. FEILER aus Dresden, Dr. R. HUTTERER aus Bonn, Frau Dr. R. ANGERMANN aus Berlin, Dr. G. STORCH aus Frankfurt, Frau Prof. A. v. d. DRIESCH aus München sei hier gedankt.

Fossiles Cervidenmaterial des Historischen Museums der Stadt Verden (Lehringen), des Museum of Natural History, London (Swanscombe, Clacton, Jaywick, Trafalgar Square, Joint Mitnor Cave), des Geologischen Instituts der Universität Rom „La Sapienza“ (Riano) konnten in die vergleichende Analyse einbezogen werden. Für die Bereitstellung des Materials und manch informatives Gespräch danke ich Frau Dipl. Prähist. F. WÖBSE (Verden), den Herren Dr. A. SUTCLIFFE, Dr. J. HOOKER, Dr. A. CURRANT (London), Herrn Dr. G. DI STEPHANO und besonders herzlich Prof. Dr. C. PETRONIO und Frau Dr. L. CAPASSO-BABATO (Rom). Den Präparatoren der Forschungsstelle Bilzingsleben, Frau A. HITZEL und Herrn T. TEICH und des Museums Alexander KOENIG in Bonn, Herrn

MEURER und Herrn KOPLEK des Paläontologischen Instituts der Universität Bonn, Herrn W. GEBHARDT danke ich für Hilfe bei der Rekonstruktion einiger stark beschädigter Skelette und Geweihe. Die Zeichnungen der Zahnreihen wurden von Herrn R. HAHN, Universität Bonn ausgeführt. Ich danke Herrn G. OLESCHINSKI, Institut für Paläontologie der Universität Bonn für die ausgezeichneten Fotos.

8 Schriftenverzeichnis

- CHAPMAN, D. & CHAPMAN, N. (1975): Fallow Deer: Their history, distribution and biology. - Lavanham and Suffolk.
- DAWKINS, B. (1887): Monograph on the British Mammalia of the Pleistocene period, Order Ungulata (Artiodactyla, Cervidae) 1887. - Paleont. Soc. **40**: (1886) 27 S., 7 Taf.; London.
- DI STEFANO, G. (1996): The Mesopotamian fallow deer (*Dama*, Artiodactyla) in the Middle East Pleistocene. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **199**/2: 295-322, 12 Abb.; Stuttgart.
- DRIESCH, A. v. d. (1976): Das Vermessen von Tierknochen aus vor- und frühgeschichtlichen Siedlungen. - Inst. f. Paläoanatomie, Domestikationsforsch. u. Geschichte d. Tiermedizin d. Univ. München: 1-27; München
- DUBOIS, E. (1904): On an equivalent of the Cromer Forest-bed in the Netherlands. - Kon. Akad. Wetensch. Proc. Sect. Sci. 7/3: 214-222; Amsterdam.
- FALCONER, H. (1868): Palaeontological memoirs and notes. - 2 Bd., XIII + 67 S., Taf. I - XXXVIII; London (E. Hartwicke).
- GROVES, C. P. & GRUBB, P. (1987): Relationship of living deer. - In: C. M. WEMMER, ed.): Biology and management of the cervidae, 21-59; Washington D.C. (Smithsonian Institution Press).
- GRUBB, P. (1993): Mammal species of the world: 384-387, Washington D.C. (Smithsonian Institution Press).
- KALKE, H.-D. (1996): Der „kleine Hirsch“ aus dem unteren Mittelpleistozän von Moshach (Wiesbaden-Biebrich). - Beitr. z. Geol. Thür., Neue Folge **2**: 97-100.
- KOENIGSWALD, W. v. (1986): Zur Gliederung des Quartärs. - In: NIETHAMMER, J. & KRAPP, F. (Hrsg.): Handbuch der Säugetiere Europas **2**/1: XV-XVII + 149-151; Wiesbaden (Akad. Verlagsges.).
- (1988): Palökologische Aussage letztinterglazialer Säugetiere aus der nördlichen Oberrheinebene. - In: KOENIGSWALD, W. v. (Hrsg.): Paläoklimaforschung **4**: 205-314, 51 Abb.; Stuttgart (Fischer).
- LEONARDI, G. & PETRONIO, C. (1976): The fallow deer of European Pleistocene. - Geologica Romana, **25**: 1-67, 56 Abb., 8 Taf.; Rom.
- LISTER, A. M. (1986): New Results on Deer from Swanscombe, and the Stratigraphical Significance in the Middle and Upper Pleistocene of Europe. - Journ. of Arch. Science, **13**: 319-338, 4 Abb.; London.

- LITT, T. (1994): Paläoökologie, Paläobotanik und Stratigraphie des Jungquartärs im mitteleuropäischen Tiefland. - Dissertationes Botanicae **227**: 185 S., 50 Abb., 10Tab., 4 Beil.; Berlin, Stuttgart (Cramer).
- MAI, H. D. (1990): Zur Flora des Interglazials von Neumark-Nord, Kr. Merseburg. - Veröff. Landesmus. Vorgesch. Halle **43**: 159-160; Halle.
- MANIA, D. (1990): Das Mittelpaläolithikum von Neumark-Nord - eine besondere ökologisch-ökonomische Fazies. - EAZ **1**: 16-24; Berlin.
- (1992): Neumark-Nord ein fossilreiches Interglazial im Geiseltal. - Cranium **9**/2: 53-76; Leiden.
- (1996): Das Interglazial von Neumark-Nord (Geiseltal) - Zum Untersuchungsstand 1994. Tübinger Monogr. Z. Urgesch. **11**: 217-229; Tübingen.
- PFEIFFER, T. (1995): Das Vorkommen von *Dama dama* in Mitteleuropa im Pleistozän unter besonderer Berücksichtigung der Funde von Neumark-Nord. - Z. Jagdwiss. **41**: 157-170, 18 Abb.; Berlin (Blackwell Wissenschafts-Verlag).
- (1997a): *Dama (Pseudodama) reichenani* (Kahlke 1996) aus den Mosbach-Sanden (Wiesbaden-Biebrich). - Mainzer Naturwissenschaftliches Archiv **35**: 31-59, 14 Abb., 2 Tab.; Mainz.
- (1997b): Die fossilen Damhirsche der Oberrheinebene im Vergleich zu *Dama dama* aus Neumark-Nord (Sachsen-Anhalt), Lehringen (Niedersachsen) und dem rezenten europäischen Damhirsch. - Z. Jagdwiss. **43**: 221-239, 20 Abb., 2 Tab.; Berlin (Blackwell Wissenschafts-Verlag).
- (im Druck, a): Die pleistozänen Hirsche von Neumark-Nord (Sachsen-Anhalt) *D. dama geiselana* und *Cervus elaphus*. - Jahresschrift f. mitteldeut. Vorgeschichte des LfA Halle, 000-000, 98 Abb., 40 Taf.; (im Druck).
- (im Druck, b): Die Stellung von *Dama* (Cervidae, Mammalia) im System plasiometacarpaler Hirsche des Pleistozäns - Phylogenetische Rekonstruktion, Metrische Analyse. - Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, Frankfurt (im Druck).
- SCHAUB, S. (1941): Die kleine Hirschart aus dem Oberpliozän von Senèze (Haute-Loire). - Eclogae Geologicae Helveticae **36**/2: 270-289.
- SCHMID, E. (1965): Damhirsche im römischen Aust. - Mitt. z. Ur- u. Frühgesch. d. Schweiz **29**/4: 57-63, Abb. 55-60, 2 Tab.; Basel.
- SEIFERT, M. (1990): Vegetationsgeschichtliche Entwicklung des Interglazials von Neumark-Nord. - EAZ **1**: 10-16; Berlin.
- SUTCLIFFE, A. (1960): Joint Mitnor Cave, Buckfastleigh - A Report on Excavations carried out during 1939 - 41 by the late A.H. Ogilvie. - Transactions of Torquay Natural History Society, **8**/1: 3-28, 9 Taf.; Torquay.

Manuskript eingegangen am: 6. November 1997

Das älteste Pleistozän im Illergletscher-Vorland – Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Paläogeographie der Biberkaltzeit im schwäbischen Alpenvorland

RAIMO BECKER-HAUMANN*)

Biberglaciation, Bavarian Alpine Foreland, Iller- and Lech-glacier, Iller-Lech-Plate, Stratigraphy of the Oldest Pleistocene, Paleogeography, Fluvial History of Iller river and Lech river, Palaeoclimatology

Kurzfassung: Das Vorland des Illergletschers (bayerisch-schwäbisches Alpenvorland) ist dadurch gekennzeichnet, daß sich fluviatile Terrassen aus dem ältesten Pleistozän (Biber- und Donaukomplexe) in ausgedehnten Vorkommen erhalten haben. Für diese auf der mittleren und östlichen Iller-Lech-Platte auftretenden Ablagerungen wird ein neues stratigraphisches Konzept vorgestellt, das die Korrelation bisher isoliert betrachteter Terrassenvorkommen ermöglicht. Für die Rekonstruktion der fluvi- und landschaftsgeschichtlichen Entwicklung des Illergletscher-Vorlandes ergeben sich dadurch neue Ansatzpunkte.

Aus der Biberkaltzeit sind fünf, aus der nachfolgenden Donaukaltzeit vier Terrassen von Iller und Lech nachzuweisen. Aufgrund der Sedimentausbildung werden kaltzeitliche Bedingungen mit Terrassenakkumulation dokumentiert, die sich mehrfach mit wärmeren Phasen, die zu dominierender Tiefenerosion führten, abwechselten. Während der Biberkaltzeit verlief die Iller von Kempten über Mindelheim und Augsburg in einem bis 30 km breiten Tal zur Donau und wechselte bis zur jüngeren Donaukaltzeit in ein weiter westlich gelegenes Tal. Der Lech ist aus der Donaukaltzeit mit drei Terrassen entlang seines heutigen Unterlaufes überliefert.

[The oldest Pleistocene of the Iller- and Lech-glacier Foreland - Results on stratigraphy and paleogeography of the Biberglaciation of Bavarian Alpine Foreland]

Abstract: One peculiarity of the Iller- and Lech-glacier Foreland (Bavarian Alpine Foreland) is the widespread occurrence of fluvial terraces of the oldest Pleistocene (Biber- and Donaucomplex). In this paper a new stratigraphy for the middle and eastern Iller-Lech-Plate with these stratigraphic units is developed allowing the correlation of several gravel terraces regarded before as isolated occurrences. These results lend support to the reconstruction of the fluvial history of the survey area.

Five terraces of Biber- and four of the Donaucomplex

deposited from rivers Iller and Lech can be distinguished. Coldclimatic conditions are documented by the habitus of the sediments whereas the warmer times lead to vertical erosion, producing the edges of the distinct terraces. During the Bibercomplex the Iller river flows from Kempten, Mindelheim, Augsburg to the Donau river in a valley up to 30 km wide. Before the younger Donaucomplex the Iller river changed its valley to a more northwestern one. The Lech river is documented by three terraces of Donau-age preserved in the now-a-days lower reach of Lech river.

Einleitung

Das zwischen den Flüssen Iller und Lech gelegene Illergletscher-Vorland wird in Alpennähe durch mindel- bis würmzeitliche Moränen der alpinen Auslaßgletscher geprägt, an die sich nach Norden bis zur Donau fluviatile und glazifluviatile Schotterterrassen auch älterer Kalt- und Eiszeiten anschließen. Diese lassen sich aufgrund ihrer Basishöhen stratigraphisch gliedern, denn bis auf wenige Ausnahmen in Moränennähe liegen nach dem Prinzip der Terrassenstaffelung die älteren Terrassen orographisch oberhalb der jüngeren. Nach den im Westen bzw. im Osten begrenzenden Flüssen wird die Terrassenlandschaft des Illergletscher-Vorlandes als Iller-Lech-Platte bezeichnet.

Die vorliegende Arbeit behandelt die ältesten bekannten fluviatilen Ablagerungen, die durch Alpenflüsse nach der Molasseakkumulation zwischen Iller und Lech geschüttet wurden. Die tertiäre Molasse bildet dabei die Unterlage aller Terrassen und besteht aus unverfestigten Klastika, die unter teils marinen, teils terrestrischen Bedingungen aus den Alpen in das Molassebecken geschüttet wurden (LEMCKE 1988, dort weiterführende Literatur, BACHMANN & MÜLLER 1996). Das Untersuchungsgebiet umfaßt die Staudenplatte, Staufenberg-Terrassentreppe, einen Teil der Aind-

*) Anschrift des Verfassers: Dr. R. BECKER-HAUMANN, Geologisches Institut der Universität Köln, Abteilung Quartärgeologie, Zulpicher Str. 49a, D-50674 Köln, email: r.beaumann@uni-koeln.de

linger Terrassentreppe sowie den Arlesrieder Schotter nebst einiger benachbarter Schotterkuppen (Abb. 1), auf denen sich Reste biberzeitlicher Illerterrassen erhalten haben.

Das bayerisch-schwäbische Alpenvorland ist das klassische Gebiet der alpinen Quartärforschung, in dem bereits PENCK & BRÜCKNER (1909) mit der terrassenstratigraphisch begründeten Gliederung pleistozäner Ablagerungen in Günz, Mindel, Riß und Würm die Grundlagen der modernen Quartärstratigraphie legten. Nachdem EBERL (1930) mit der Donaukaltzeit die nächst ältere Akkumulationsphase zur Günzkaltzeit auf der Iller-Lech-Platte beschrieben hatte, gelang es SCHAEFER (1957), noch ältere biberzeitliche Terrassenreste auf der Staufenberg-Terrassentreppe zu identifizieren. GRAUL (1949) gliederte die Iller-Lech-Platte aufgrund geomorphologischer Kriterien in Teilplatten, die er paläogeographisch interpretierte, indem er das heutige Dinkelscherbener Becken als vormaliges Nordwestufer des Wertach-Mindel-Systems mit der Funktion einer Altwasserscheide ansah. Der Begriff der „Eiszeitengruppe“, der bis heute unter der Bezeichnung „Komplex“ Gültigkeit besitzt, wurde ebenfalls von EBERL (1930) eingeführt. Die Staudenplatte wurde von SCHAEFER (1953, 1957) in zwei süd-nord-verlaufende Schotterstränge gegliedert, die von der Wertach aus südlicher Richtung geschüttet worden sein sollen. Der Eisrand soll aufgrund der Vergrößerung des Schotters nach Süden und der sich in gleicher Richtung versteilenden Schotterbasis bis knapp südlich der Staudenplatte gereicht haben, was bereits von SINN (1971) anhand detaillierterer Geländeaufnahmen bestritten wurde. SINN (1972) gliederte den Arlesrieder Schotter in Vorkommen zweier süd-nord-verlaufender Rinnen, denen von RÖGNER (1986) auch der isoliert gelegene Hochfirst als südlichster Schotterrest zugeordnet wurde. Die Iller-Mindel-Platte wurde von JERZ et al. (1974) in einer Geologischen Übersichtskarte (GÜK 100) dargestellt, auf der Arlesrieder Schotter und Staudenplatte als jeweils einheitliche Akkumulationen ausgewiesen sind. Mit dem Aufbau der östlich des Lechtales gelegenen Aindlinger Terrassentreppe haben sich GRAUL (1943), SCHAEFER (1966) und zuletzt TILLMANN & BRUNNACKER & LÖSCHER (1983) beschäftigt. Letztere Autoren legten eine GK 50 vor, auf der die Terrassentreppe in einen Hochschotter, drei Deckschotter, eine Hochterrasse sowie mehrere Zwischenterrassen gegliedert ist, wobei eine Verknüpfung der Deck-

schotter mit höhengleichen Terrassen auf der östlichen Iller-Lech-Platte von BECKER-HAUMANN (1995 a) vorgeschlagen wurde.

Untersuchungsmethoden

Die im Gelände anhand von Aufschlüssen oder Bohrungen (Rammkernbohrungen und 1-m-Pürckhauer-Bohrungen) ermittelte Schottersohle wurde mit einem barometrischen Thommen-Altimeter eingemessen. Die im hier vorgestellten Arbeitsgebiet insgesamt ermittelten mehr als 300 Werte besitzen durch Luftdruckschwankungen während der Messungen und der Gerätetoleranz eine Genauigkeit von ± 5 m.

Zur Ermittlung der Kornverteilung wurden mit einem Holzkastensiebsatz der DIN 4187/2 ca. 25 kg bergfeuchtes Sediment gesiebt und die Mengenanteile der Fraktionen 63 mm, 35,5 mm, 20 mm, 11,2 mm und 6,3 mm ermittelt. Die Kornfraktion 6,3 mm wurde im Labor naß gesiebt und die Ergebnisse beider Siebungen zu einer Körnungslinie verrechnet.

An durchschnittlich 300 Geröllen der Korngröße 20 - 63 mm wurden die petrographische Zusammensetzung bestimmt und zehn verschiedene Gesteinsarten unterschieden, die in Tab. 1 aufgelistet sind.

Um Informationen zur Paläoströmungsrichtung zu erhalten, wurden an möglichst zahlreichen Lokalitäten Messungen der Geröleinregelungen vorgenommen. In Aufschlüssen mit Nagelfluh (karbonatisch verkitteter Schotter, WEIDENBACH 1974) wurde an ca. 300 plattigen, länglichen Geröllen die Fallrichtung der B-Achse bestimmt. Berücksichtigung fanden dabei nur Gerölle mit einem Einfallen zwischen 10° und 80° , die mindestens 1 m oberhalb der Schotterbasis liegen, um Störungen der Hauptströmungsrichtung durch das Relief der Terrassenbasis zu vermeiden. Eine möglichst gleichmäßige Verteilung der Messungen über die Gesamtfläche des aufgeschlossenen Schotters wurde angestrebt. Die Meßwerte wurden in einem radialen Verteilungsdiagramm dargestellt und zeigen ausgeprägte Maxima in Richtung der Paläoströmung. Die Methode beruht darauf, daß sich plattige, längliche Gerölle in einem fließenden Medium mit ihrer längsten Achse (A-Achse) quer zur Strömung ausrichten und die zweitlängste (B-Achse) der Strömung entgegen geneigt ist. Dies stellt die stabilste Lagerung bei minimiertem Widerstand dar.

An durchschnittlich 200 Geröllen der Fraktion

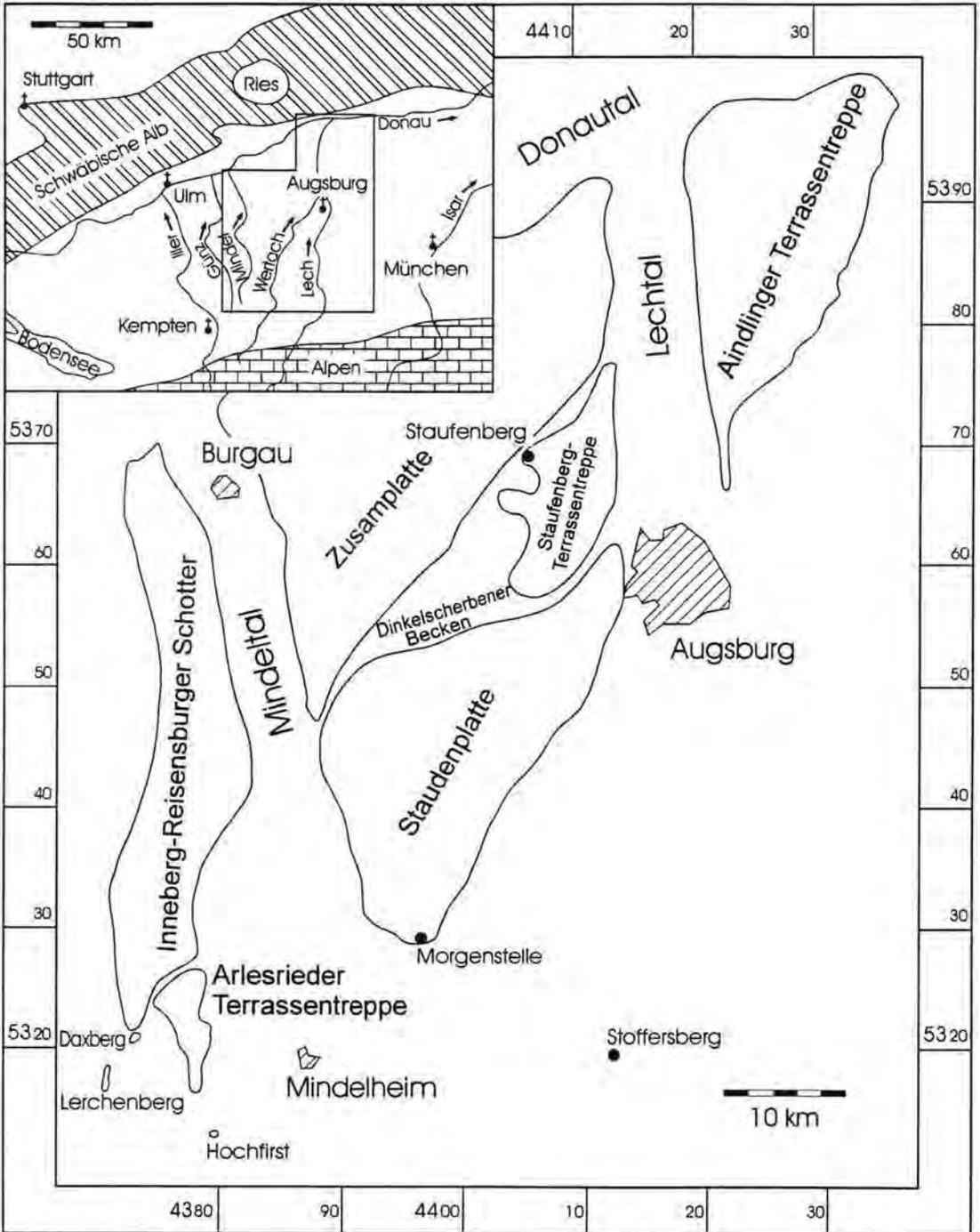


Abb. 1: Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes auf der mittleren und östlichen Iller-Lech-Platte mit den verschiedenen Teilgebieten.

Fig. 1: General map of the survey area in the middle and eastern part of the Iller-Lech-Plate with the various sub-areas.

20-63 mm wurden Rundungsgrade nach REICHEL (1961) mit den vier Gruppen kantig (raue Oberfläche, frische, gebrochene Kanten), kantengerundet (teilweise abgerundete Kanten), gerundet (konvexe, unregelmäßige Form) und stark gerundet (regelmäßig runde Form) bestimmt. Aus diesen Angaben wurde der Indexwert Xi nach WINTER (1968) berechnet, der Werte zwischen 10 (kantig) und 40 (stark gerundet) annehmen kann. In jedem geeigneten Aufschluß wurden die zehn größten auffindbaren silikatischen und kalkigen Gerölle nach ihren drei Achsen vermessen. Aus dem Wert der gemittelten B-Achsen ergibt sich für die jeweilige Lokalität eine Information über die Transportkraft des vormaligen Flusses, die mit denen anderer Aufschlüsse verglichen werden kann.

Die Schotterbedeckten Anhöhen der Staufenberg-Terrassentreppe finden schon bei PENCK & BRÜCKNER (1909) Erwähnung, der das Gebiet als tektonisch angehobene Scholle deutete. SCHAEFER (1957) legte ein terrassenstratigraphisches Konzept vor und unterschied acht Niveaus, die er altersmäßig den Staudenplatten-Schottern voranstellte.

Terrassenstratigraphische Gliederung

Die Untersuchungen von GRAUL (1949) und SCHAEFER (1953) zeigten, daß die Schotter der

Staudenplatte ein generelles Basisgefälle nach Norden aufweisen. Es wurde von SCHAEFER als Ergebnis einer Ablagerung aus Süden angesehen bzw. von GRAUL mit einer Gliederung in verschiedene Terrassen erklärt. Eine Akkumulation aus Süden kann durch die neuen Ergebnisse zur Paläoströmungsrichtung, die nach Nordosten gerichtet gewesen sein muß, ausgeschlossen werden, wie auch kartierbare „Sprünge“ in der Höhenlage der Schottersohlen Südwest-Nordost orientiert sind. Unstetigkeiten der Basishöhen um wenige Meter treten dabei nur lokal auf und gehen auf Rinnen oder Auskolkungen des leicht erodierbaren Molasseuntergrundes zurück. Demgegenüber lassen sich die „Sprünge“ von durchschnittlich 10 m über die gesamte Fläche der Schotterverbreitung verfolgen und nicht anders als durch Grenzen unterschiedlich hoch liegender Terrassen erklären.

Auf der Staufenberg-Terrassentreppe befinden sich mehrere Schottervorkommen mit einem Höhenunterschied der Basen von insgesamt 28 m dicht nebeneinander (Pfannenberg bei 542 m NN, Axtesberg bei 551 m NN, Staufenberg bei 570 m NN). Ohne eine Gliederung in unterschiedliche Terrassen würde sich hier eine ursprüngliche Schottermächtigkeit von mehr als 35 m ergeben, die für ein braided-river System unrealistisch ist und bisher innerhalb eines Aufschlusses auf der

Tab. 1: Der Geröllbestand der biberzeitlichen Illerschotter.

Tab. 1: The petrographic composition of the Biberglacial Illergravels.

Kalkstein	meist mikritischer, alpiner Kalk, Fleckenkalk (Lias, Dogger), roter Kalk (Jura)
Kalksandstein	glimmerhaltiger, grünlich-grauer Sandstein, karbonatisch, teils glaukonititführend (Flysch)
Kieselskelett	Verwitterungsprodukt von Kieselkalken, scherbzig zerfallend
Dolomit	alpiner Hauptdolomit
Sandstein	grünlich-brauner Glaukonitsandstein (Helvetikum), roter Sandstein (Trias), heller Sandstein
Radiolarit	roter und grüner Radiolarit aus dem Jura
Hornstein	schwarzer bis dunkelbrauner Hornstein
Quarzit	silikatisch verkitteter Sandstein
Quarz	stammt aus alpinen Quarzgängen
Kristallin	Muskowitgneis, Epidotquarzit, Amphibolit, roter und heller Granit

Iller-Lech-Platte nirgends beobachtet wurde. Ebenso wurde für die Aindlinger Terrassentreppe eine Terrassengliederung aufgestellt (TILLMANN & BRUNNACKER & LÖSCHER 1983), so daß als Erklärung der „Sprünge“ in den Terrassensohlen der Staudenplatten-Schotter ebenfalls eine Gliederung in mehrere eigenständige Terrassen naheliegender ist. Auf der Staudenplatte lassen sich sechs verschiedene Terrassen unterscheiden, deren fünf höchstgelegenen und damit ältesten den flächenmäßig überwiegenden Teil der Staudenplatte darstellen (Abb. 2). Entlang Südwest-Nordost gerichteter Grenzen ordnen die Terrassen sich von Süden nach Norden mit Höhenunterschieden von durchschnittlich 10 m untereinander an. Die Terrassengrenzen verlaufen leicht geschwungen und zeichnen die vormaligen südlichen Uferlinien nach. Mit Ausnahme von erhaltenen Prallhangsituationen steigt die Schotterbasis in Richtung auf das vormalige Ufer um einige Meter an. Bei erosiv stark reduzierten und in Einzelvorkommen aufgelösten Terrassen ist das Auskartieren der Schottergrenzen erschwert, doch sind sie im Kartenbild durch Zonen mit Höhenunterschieden bis 10 m auf Distanzen von wenigen hundert Metern quer zur Paläoströmung kenntlich. Diese Zonen lassen sich in Südwest-Nordost-Richtung über die gesamte Staudenplatte verfolgen und als Terrassengrenzen interpretieren. Im Querprofil (Abb. 3) sind die einstigen Uferpartien der Iller durch lokal auftretendes Einfallens der Schottersohle von stellenweise mehr als 40 % in nördliche Richtung erkennbar, an die sich nach Norden und Süden die nahezu ebenen Terrassenflächen anschließen.

Die Terrassenflächen selbst sind über Entfernungen von mehreren Kilometern entsprechend ihres primären Einfallens von 1,3 bis 2,5 ‰ nach Nordosten geneigt und nur schwach durch Auskolkungen der weichen Molasse durch die geröllbeladenen Wassermassen reliefiert. Solche lokalen Auskolkungen sind für braided river-Systeme charakteristisch, treten stets im Zusammenhang mit flankierenden Geröllbänken auf und sind raschen Veränderungen durch An- und Umlagerung von Sediment unterworfen (FERGUSON 1993). Ein Beispiel findet sich auf der Terrasse B III bei Oberrothau, wo eine 7 m breite und 3 m tiefe Auskolkung, die innerhalb des Aufschlusses über eine Distanz von wenigen zehner Metern keine Fortsetzung findet und daher nicht als Rinne interpretiert werden kann, quer angeschnitten ist (Abb. 4).

Die älteste Terrasse B I befindet sich auf der Morgenstelle an der Südspitze der Staudenplatte mit

einer Basishöhe von etwa 651 m NN (Abb. 2). Erosiv wurde das Vorkommen auf eine Mächtigkeit von 3,1 m reduziert (AKTAS & BECKER-HAUMANN 1991) und chemisch stark zersetzt. Die Grobheit des Schotters, seine Lage auf der topographisch höchsten Stelle der Staudenplatte sowie zahlreiche Kieselskelette als Verwitterungsprodukte kieseliger Kalksteine weisen das Material im Widerspruch zu SINN (1971), der das Material als Fließerde beschrieb, als insitu liegenden Terrassenschotter aus. Die Beobachtung, daß der Morgenstelle-Schotter auf der gesamten Fläche seiner heutigen Verbreitung von etwa 150 x 150 m horizontal liegt, schließt seine Deutung als Randlage der sich nördlich anschließenden Terrasse B II aus. Der innerhalb des Lechtales gelegene Stoffersberg ist mit einem etwa 10 m mächtigen Schotter bedeckt, der mit seiner Basis auf 680 m NN liegt. Wegen seiner isolierten Position muß eine Verknüpfung mit einer der ältesten Terrassen auf der Staudenplatte wie sie von RÖGNER (1986) vorgeschlagen wurde jedoch unsicher bleiben.

Die Terrassen B II und B V sind trotz ihrer Zerlegung durch die Bachtäler in Süd-Nord-orientierte Hügelzüge besser erhalten als der Morgenstelle-Schotter. Die heutige Breite der Vorkommen beträgt 3 bis 5 km, und vielfach ist der Schotter in einer Mächtigkeit von 10 bis 12 m lößlehmbedeckt erhalten, wobei auch wenig verwittertes Sediment mit Anteilen der Karbonatgerölle bis 90 % vorkommt. Dolomit als sehr schnell verwitterndes Gestein ist nur in wenigen Prozenten als Geröll erhalten, im Nagelfluh lassen sie sich in zerfallenem, sog. veraschtem Zustand (FEZER 1969) bis etwa 30 % nachweisen. Als silikatische Gerölle finden sich Sandsteine verschiedener Art mit 4 %, Radiolarite, Hornsteine, Quarzite, Gangquarze und Kristalline mit zusammen 6 % (Tab. 2). Unter letzteren können Gneise unterschiedlicher Ausbildung, Epidotquarzite, rote und helle Granite, Diorite und Amphibolite unterschieden werden (BECKER-HAUMANN 1996), die durch Transfluenzen aus den Zentralalpen geliefert wurden. Die petrographische Zusammensetzung der Terrassen B I bis B V ist einheitlich und belegt ein Herkunftsgebiet in den nördlichen Kalkalpen.

Auf der westlichen Staudenplatte ist zwischen den Terrassen B III und B IV ein weiteres Terrassenniveau eingeschaltet (Abb. 2, 3), das einzig im Umkreis der Ortschaften Haselbach und Gessertshausen zu finden ist und daher als B III a bezeichnet wird. Bei der zumeist trimodalen Kornverteilung der Schotter dominiert Mittel- bis Grob-

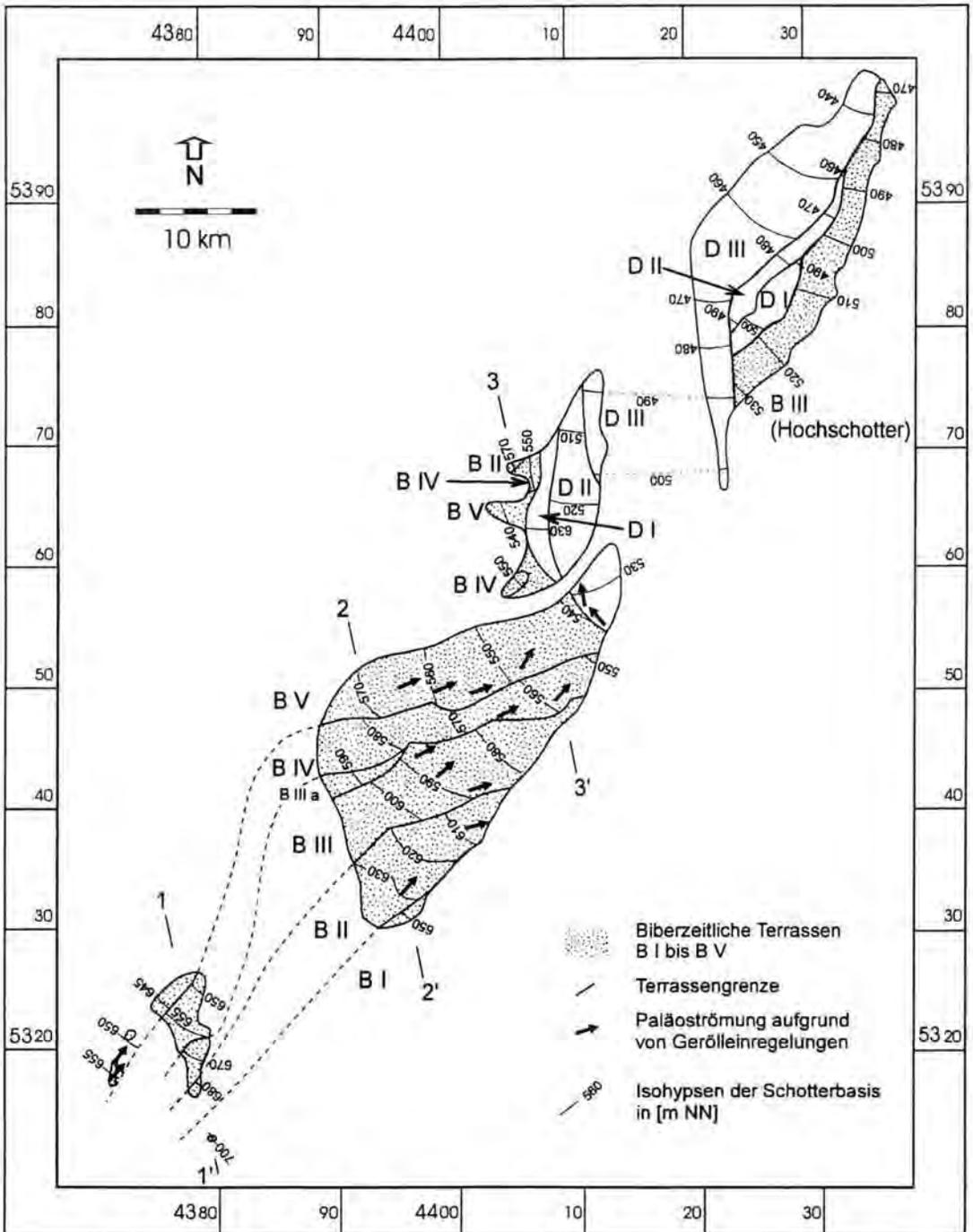


Abb.2: Stratigraphische Gliederung der biberzeitlichen Illerterrassen auf der mittleren und östlichen Iller-Lech-Platte. Die Profile sind in Abb. 3 dargestellt.

Fig. 2: Stratigraphic subdivision of the Biber-glacial Illerterraces of middle and eastern Iller-Lech-Platte. The cross-sections are shown in Fig. 3.

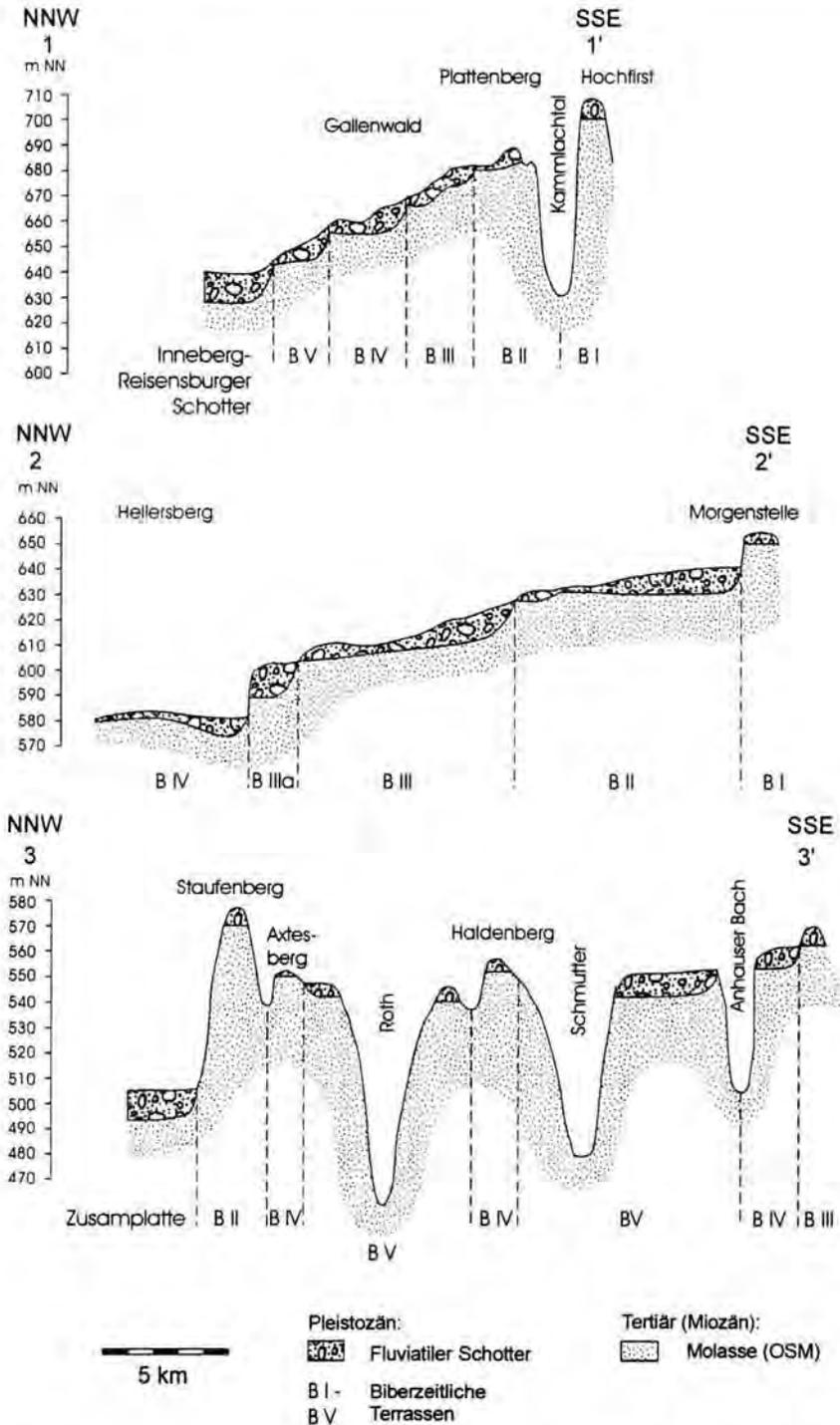


Abb. 3: Schematische Querprofile durch Arlesrieder Schotter (1-1'), die Staudenplatte (2-2') und die Staufenberg-Terrassentreppe mit Staudenplatte (3-3'). Periglaziale Deckschichten sind nicht eingetragen. Lage der Profile in Abb. 2.

Fig. 3: Schematic cross-sections of Arlesrieder Schotter (1-1'), Staudenplatte (2-2') and Staufenberg-Terrassentreppe and Staudenplatte (3-3'). Periglacial coveredsediments are not shown. Position of cross-sections are shown in Fig. 3.

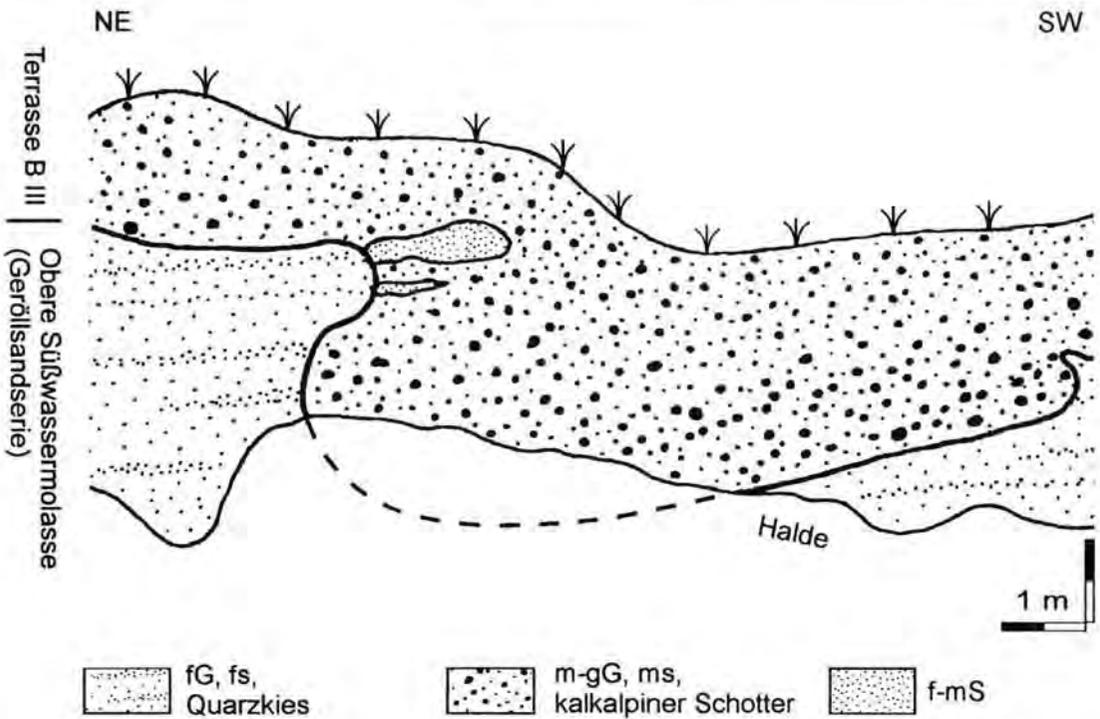


Abb. 4: Profil der (Kgr.) Oberrothan mit dem Querschnitt einer Auskolkung an der Basis der Terrasse B III.
 Fig. 4: Cross-section of a pool in the basal zone of Terrace B III in the gravel pit Oberrothan.

kies (6,3 - 63 mm) mit 50 - 70 %, ein zweites Maximum findet sich im Fein- bis Mittelsand durch Aufarbeitung des Molassesandes, ein weiteres im Feinkies durch Umlagerung kiesiger Molasse der Geröllsandserie sensu DOPPLER (1989). Die Schotter sind stets schlecht sortiert, im Dezimeter- bis Meterbereich horizontal gebankt, Rinnenstrukturen und Sandlinsen finden sich nur vereinzelt. Als Hinweis auf stark schwankende Wasserführung und stetige Zufuhr von Sand durch Aufarbeitung der Molasse dominiert matrixgestützter Schotter ohne Schrägschichtung, in den nur untergeordnet besser sortierte Lagen aus Gerüstschotter eingeschaltet sind.

Über die gesamte, bis heute dokumentierte Laufstrecke der hiberzeitlichen Iller von etwa 100 km ist keinerlei Verfeinerung des Sediments festzustellen. Bei der Kornverteilung bleibt der Anteil des Mittel- bis Grobkieses, der aus den Alpen geliefert wurde, mit 60 bis 70 % gleich, wie sich auch die Ausmaße der größten Gerölle im Talverlauf nicht ändern. Sie liegen im Mittel der B-Achse der zehn größten Karbonatgerölle bei 9 - 12 cm, bei Silikatgeröllen bei 10 - 14 cm. Diese Befunde deuten auf sehr wechselhafte Abflußverhältnisse mit (saisonal ?) starken Fluten, die auch Grobmaterial

bis zum Vorfluter transportieren konnten. Der Rundungsgrad X_i beträgt im Mittel der bearbeiteten Aufschlüsse zwischen 30 und 35, ist jedoch petrographieabhängig, indem die Werte mit zunehmender Verwitterungsresistenz abnehmen. Wegen der hohen Gehalte kalkiger Gerölle spiegelt der Wert im wesentlichen die Rundung dieser Komponenten wider.

Die Ergebnisse der Einregelungsmessungen belegen eine Strömung aus südwestlicher Richtung (Abb. 2), die durch die Nähe zum einstigen Ufer oder lokale Faktoren der Rinnenmorphologie um $\pm 30^\circ$ beeinflusst sein kann. Die Maxima der meisten Verteilungsdiagramme sind jedoch deutlich und dokumentieren eine den Terrassengrenzen parallel verlaufende Paläoströmungsrichtung aus etwa 250° . Neben der Petrographie der Gerölle und der Ausrichtung der Terrassengrenzen ist dieses Ergebnis ein wichtiger Beleg für die Iller als abgelagernder Fluß der Terrassen B I bis B V, denn die Richtung weist von der Staudenplatte nach Memmingen ins heutige obere Illertal. Da die großen Täler der nördlichen Alpen präpleistozän angelegt sind (HANTKE 1993), wird auch die hiberzeitliche Iller von Kempten ihren Ausgang genommen haben. Auf dem westlich von Mindel-

Tab. 2: Die petrographische Zusammensetzung der biberzeitlichen Illerschotter anhand ausgewählter Kiesgruben mit möglichst unverwittertem Material. Von der Staufenberg-Terrassentreppe konnten nur stark verwitterte Proben gewonnen werden.

Tab. 2: Petrographical composition of the Biber glacial Illerterraces from selected locations with as fresh sediment as possible. From the Staufenberg-Terrassentreppe only roughly weathered samples could be recovered.

Lokalitäten:	Gesteine:										Geröllanzahl	
	Kalkstein	Kalksandstein	Kieselskelett	Dolomit	Sandstein	Radiolarit	Hornstein	Quarzit	Quarz	Kristallin		
Terrasse B I												
(Kgr.) Hochfirst (A)	80,0	1,2	4,1	3,5	3,0	0,6	0,0	2,3	0,6	4,7	173	
Terrasse B II												
(Kgr.) Markt Wald (S)	84,2	1,6	0,9	1,6	3,0	0,2	1,4	1,4	2,1	3,6	430	
(Kgr.) Angelberger Forst (S)	90,7	0,5	0,0	1,3	2,7	0,0	1,3	0,8	1,9	0,8	371	
(Kgr.) Schellenberg (S)	88,6	1,7	0,0	1,1	2,7	0,6	1,4	1,4	1,9	0,6	360	
(Kgr.) Plattenberg (A)	88,9	0,6	0,9	1,5	3,0	0,6	0,3	2,1	1,5	0,6	331	
Staufenberg (Aufsammlung) (ST)	0,0	4,1	39,7	0,0	10,5	1,8	2,3	28,1	13,5	0,0	171	
Terrasse B III												
(Kgr.) Lenzenberg (S)	91,5	0,0	0,0	1,9	2,3	0,8	0,8	0,4	0,0	2,3	265	
(Kgr.) Ziegelberg (S)	85,6	0,6	0,4	0,0	1,2	0,2	3,2	2,7	2,3	3,8	476	
Schurf Schorenwald (A)	89,2	1,1	1,4	6,1	1,1	0,0	0,0	0,4	0,7	0,0	278	
Terrasse B IV												
(Kgr.) W Kreuzanger (S)	84,6	4,4	0,0	1,8	2,6	1,3	0,9	0,9	1,4	2,1	704	
(Kgr.) NE Reinhartshausen (S)	88,3	1,6	0,0	0,9	0,5	0,9	0,9	2,8	0,9	3,2	435	
(Kgr.) NE St. Johann (A)	87,5	0,0	1,4	6,2	1,4	0,3	0,3	0,3	0,6	2,0	356	
(Kgr.) S Rommelsried (ST)	0,0	0,0	47,6	0,0	6,2	2,0	7,5	27,2	9,5	0,0	147	
Terrasse B V												
(Kgr.) SE Fischach (S)	85,5	2,2	0,2	2,4	2,9	0,4	1,3	1,3	1,6	2,2	451	
(Kgr.) SE Bauhofen (S)	88,0	0,7	0,0	0,0	2,3	0,5	1,8	3,0	2,3	1,4	440	
(Kgr.) W Wollmetshofen (S)	90,1	0,6	0,2	0,0	1,0	0,4	0,8	4,7	0,4	1,8	506	
(Kgr.) Sparloh (S)	85,2	1,0	0,0	0,0	3,1	0,5	2,4	1,4	2,4	4,0	417	
(Kgr.) Holzarawald (S)	82,7	2,3	0,0	1,2	3,3	0,9	1,9	3,5	1,6	2,6	430	
(Kgr.) S Arlesried (A)	83,6	1,6	0,0	9,6	1,0	0,5	0,5	1,1	0,0	2,1	188	
(Kgr.) Steineberg W Biburg (ST)	0,0	0,0	51,3	0,0	6,0	0,0	3,5	28,7	9,6	0,9	115	

heim gelegenen Arlesrieder Schotter sind ebenfalls die Terrassen B I bis B V wiederzufinden, die sich von Süden nach Norden mit Höhenabständen von jeweils 8 bis 10 m untereinanderstaffeln. Die höchstgelegene Terrasse B I hat sich auf dem Hochfirst - einer isolierten Anhöhe südlich des Arlesrieder Schotter - in einer Mächtigkeit von etwa 7 m mit einer Basishöhe von 697 - 700 m NN erhalten. 2,5 km weiter nördlich setzt am Plattenberg die nächst tiefer gelegene Terrasse B II mit einer Sohlhöhe von 681 m NN ein. Der im Vergleich zu den Abständen zwischen den Terrassen B II bis B V deutlich größere Niveauunterschied von 16 bis 19 m von B I zu B II stellt eine Parallele zur Staudenplatte dar. Dort beträgt der Abstand vom Morgenstelle-Schotter B I zur B II-Terrasse 16 bis 18 m. Aufgrund der Gliederung in eine Anzahl von Terrassen kann bei Arlesrieder Schotter und Hochfirst in Analogie zu Staufenberg- und Aindlinger Terrassentreppe ebenfalls von einer Terrassentreppe gesprochen werden.

Die quartären Ablagerungen der Arlesrieder Terrassentreppe weisen eine vergleichbare petrographische Zusammensetzung und gleiche sedimentologische Eigenschaften wie die Staudenplatten-Schotter auf (BECKER-HAUMANN 1995 b). Die Terrassen B I bis B V lassen sich mit einem Gefälle von 2,6 bis 3,4‰ mit den äquivalenten Niveaus der Staudenplatte verbinden, wobei sich im Vergleich zu den dort berechneten 1,3 bis 2,5‰ eine Verteilung des Tales stromaufwärts dokumentiert. Auch die rekonstruierte Paläoströmungsrichtung und die Ausrichtung der Terrassengrenzen legen eine Verknüpfung von Arlesrieder Terrassentreppe und Staudenplatte nahe (Abb. 2). Der im Günztal gelegene Lerchenberg und ein Vorkommen am Ort Daxberg wurden bislang den donauzeitlichen Unteren Deckschottern zugeordnet, doch legen neue Kartierergebnisse nahe, beide Vorkommen mit der Terrasse B V zu verbinden, in deren direkter südwestlicher Verlängerung sie sich befinden (BECKER-HAUMANN 1997).

Die am Lerchenberg vorgenommenen Einregelungsmessungen sowie die rekonstruierbaren Gefällswerte machen eine Verknüpfung mit der Terrasse B V wahrscheinlicher als mit den Unteren Deckschottern des Inneberg-Reisensburger Schotter (LÖSCHER 1976).

Die Staufenberg-Terrassentreppe wird von einer Anzahl unterschiedlich hoch liegender Terrassen aufgebaut, die in erosiv stark reduzierten Vorkommen erhalten sind. Von SCHAEFER (1957) wurden sie in die Terrassen $\text{ad } 1$ bis $\text{ad } 8$ untergliedert und altersmäßig den Staudenplatten-Schottern vorangestellt, wobei die Gliederung von SCHEUENPFLUG (1994) in Einzelheiten modifiziert wurde. Eine Neubearbeitung der Region zeigte, daß sich die im Westen befindlichen Terrassenreste mit verschiedenen Terrassen auf der Staudenplatte korrelieren lassen (BECKER-HAUMANN 1995 b), da sie mit ihren Basen höhengleich liegen (Abb. 2). Der am höchsten gelegene Staufenberg bei der Ortschaft Bonstetten ist bei Berücksichtigung des primären Einfallens nach Nordosten mit der Terrasse B II der südlichen Staudenplatte zu verknüpfen, die sich im Süden des Staufenberges anschließenden Schottervorkommen entsprechen den Terrassen B IV und B V.

Während auf Staudenplatte und Arlesrieder Schotter nur die Südflanken des früheren Illertales erhalten sind, sind am Staufenberg und am unweit südlich gelegenen Axtesberg die einzigen Stellen mit Resten des Nordufers vorhanden. Für die B II-Zeit läßt sich daraus an dieser Stelle eine Talbreite von 25 bis 30 km, für die B IV-Zeit eine solche von 20 km und für die B V-Zeit eine Breite von 15 km ableiten. Die Iller hat sich in diesem Talabschnitt folglich während der Biberkaltzeit schrittweise in ihre eigenen Terrassen eingetieft. Das Vorkommen der Terrasse B IV befindet sich am Haldenberg innerhalb der Fläche von Terrasse B V und läßt auf eine Insel inmitten des biberzeitlichen Illertales schließen. Trotz der Verengung des Tales im Vergleich zu den durch die älteren Terrassen dokumentierten Talverläufen manifestiert sich durch die Erhaltung der Insel eine Verringerung der erosiven Kraft der Iller. Gleiches belegen die Daten der größten Gerölle, deren über die gesamten Terrassen berechneten Mittelwerte von Terrasse B II zu B V um 3 cm abnehmen (von Terrasse B I liegt zu wenig Material vor).

Auf der östlich des Lech gelegenen Aindlinger Terrassentreppe stellt der Hochschotter die älteste erhaltene stratigraphische Einheit dar (Abb. 2), die mit 1,6‰ nach Nordosten einfällt (TILLMANN

& BRUNNACKER & LÖSCHER 1983). Bei einer Rekonstruktion des Talverlaufes der biberzeitlichen Iller zeigt sich, daß der Hochschotter inmitten des nach Nordosten verlängerten Tales liegt. Bereits HABBE & RÖGNER (1989) vermuteten eine Ablagerung aus südöstlicher Richtung. Bei Berücksichtigung des Einfallens läßt sich der Hochschotter mit gewisser Unsicherheit aufgrund der weiten Entfernung, über die interpoliert werden muß, mit der Terrasse B III mit einem Gefälle von 1,7‰ verbinden und als nordöstlichstes Terrassenvorkommen der biberzeitlichen Iller identifizieren.

Die östlichen Bereiche der Staufenberg-Terrassentreppe werden von drei Terrassen D I bis D III eingenommen, die die nächst jüngeren fluviatilen Akkumulationen zur Terrasse B V darstellen, da sie in diese eingeschnitten sind und sich in direktem Kontakt ohne Zwischenniveaus zu ihr befinden. Die Terrasse D II ist als einzige auch auf der Nordostspitze der Staudenplatte vorhanden und erlaubt daher die Verknüpfung beider Schotterplatten über das trennende Schmuttetal hinweg. Die Grenzen der Terrassen D I bis D III verlaufen konvex nach Westen ausschwingend dem heutigen Lechtal parallel, auf der nördlichen Staudenplatte biegt der Rand der Terrasse D II nach Südosten ab. Hier konnten an zwei Lokalitäten Messungen der Geröllinregelungen vorgenommen werden, deren Ergebnisse eine Vorzugsrichtung der Paläoströmung parallel zum kartierten Terrassenrand nach Nordwesten ergaben (aufgel. Kgr. Bergheim: 130°, aufgel. Kgr. Prügelkopf: 150°).

Obwohl sich keine geröllpetrographischen Unterschiede zu den biberzeitlichen Illerschottern nachweisen lassen, dürften die Terrassen D I bis D III entgegen der Annahme von z. B. SCHEUENPFLUG (1986) von einem Ur-Lech und nicht von der Iller stammen. Ein Wechsel der Iller aus einem biberzeitlichen Tal, das von Kempten aus nach Nordosten verlief (Terrassen B I bis B V), in ein Ur-Lechtal erscheint unwahrscheinlich, da die Iller zur Ablagerung der drei fraglichen Terrassen alpenparallel über orographisch recht hoch liegendes Gelände hätte verlaufen müssen. Zur Akkumulation der nächst jüngeren Unteren Deckschotter (D IV) hätte sie anschließend von Kempten aus erneut nach Norden schwenken müssen. Leitgerölle für den riß- und wülmzeitlichen Lech wie der grüne Julier-Granit und der graue, fein geäderte Hauptdolomit fehlen in den Terrassen D I bis D III, jedoch müssen die Liefergebiete für den Lech im Unterpleistozän nicht die gleichen wie im Mittel- und Oberpleistozän gewesen sein. Aufgrund gleicher Höhenlage lassen sich die be-

schriebenen Terrassen D I bis D III mit dem Oberen, Mittleren und Unteren Deckschotter auf der Aindlinger Terrassentreppe sensu TILLMANNS & BRUNNACKER & LÖSCHER (1983) verknüpfen (BECKER-HAUMANN 1995 a) und mit einem Gefälle von 1 bis 1,4 ‰ nach Norden fortsetzen. Damit ist der Unterlauf des heutigen Lechtales für die Zeit nach Ablagerung der biberzeitlichen Terrassen B I bis B V und vor der Akkumulation der nächst jüngeren Zusamplatte (Terrasse D IV) mit Terrassen überliefert.

Zur stratigraphischen Einordnung der Terrassen

Die vorstehend beschriebenen biberzeitlichen Ablagerungen der mittleren und östlichen Iller-Lech-Platte sind bei Berücksichtigung unterschiedlicher Verwitterungsstadien petrographisch und sedimentologisch einheitlich aufgebaut und zeigen in ihrer Ausbildung große Ähnlichkeit mit jüngeren glazifluvialen Sedimenten. Vergleichbare Ablagerungsbedingungen können daher vorausgesetzt werden, wobei fehlende zugehörige glaziale Sedimente auf kaltklimatische Bedingungen ohne weitflächige Vereisung des Alpenvorlandes schließen lassen.

Es bestehen hingegen deutliche Unterschiede zu tertiären Schottern der subalpinen Molasse, die geringere Karbonatgehalte bis etwa 50 % aufweisen (EBERHARD 1987) und als Schuttfächer nördlich der Alpentäler zur Ablagerung kamen (SCHIRMENZ 1960).

Die Terrassen B I bis B V sind aus morphostratigraphischen Gründen als die ersten fluviatilen Terrassen zu bezeichnen, die nach dem Ende der Molassesedimentation im Illergletscher-Vorland akkumuliert wurden, da sich bislang keine noch höher liegenden Terrassen finden ließen. Aufgrund der klimagenetischen Aussage des Materials liegt es nahe, sie als im Pleistozän entstanden anzusehen, wenngleich bereits im Pliozän Anzeichen von Abkühlung auftreten (EBERHARD 1987, HANTKE 1989). Die einzigen Faunen innerhalb der Staudenplatten-Schotter wurden von SCHRÖDER & DEHM (1951) von der Kiesgrube östlich Fischach beschrieben. Sie bezeugen ein feucht-kühles Klima, wobei sich anhand des Artenspektrums das Alter nur auf Altpleistozän eingrenzen ließ.

Auf der Iller-Lech-Platte konnten bisher nur wenige chronostratigraphische Befunde gewonnen werden, da die Überlieferung im fluviatilen Milieu höchst lückenhaft ist und das hohe Alter zu starker Verwitterung des Sediments führte. Eine in diesem Zusammenhang wichtige Lokalität ist

der Uhlenberg auf der Zusamplatte (FILZER & SCHEUENPFLUG 1970), wo in Decksedimenten nach Kleinsäugerbefunden das jüngere Tegelen (ELLWANGER & FEJFAR & KOENIGSWALD 1994), nach Mollusken wahrscheinlich ebenfalls Tegelen (RÄHLE 1995) dokumentiert ist. Die paläomagnetischen Befunde sind schwer interpretierbar, die normale Magnetisierung im unteren Profilbereich widerspricht jedoch einer Zuordnung zum Olduvai-Event nicht (STRATTNER & ROLF 1995). Als Mindestalter für die diese Deckschichten unterlagernde Zusamplatte ergibt sich demnach Jung-Tegelen, dem auch die paläomagnetischen Daten vom Deckschichtenprofil Roßhaupten - ebenfalls auf der Zusamplatte gelegen - mit einer überlieferten Brunhes-Matuyama-Grenze (TILLMANNS & KOCI & BRUNNACKER 1986) nicht widersprechen.

Die Grenze Pliozän / Pleistozän wird in Mitteleuropa bislang noch nicht einheitlich gezogen. International festgelegt wurde diese Grenze am Typprofil Vrica in Kalabrien / Süditalien, in dem oberhalb des Olduvai-Events bei ca. 1,8 Mio. Jahren erstmalig kühlklimatische Faunenelemente auftreten (KRUTZSCH 1988). Im ozeanischen sowie terrestrischen Bereich sind jedoch bereits vorher Indizien für eine Abkühlung nachweisbar, die im obersten Reuver der niederländischen Stratigraphie (BOENIGK et al. 1974, ZAGWIJN 1985) einsetzen. Das Alter dieser Grenze ist etwas jünger als die Gauss-Matuyama-Grenze mit ca. 2,6 Mio. Jahren. Bei Zugrundelegen dieser zweiten Definition ist die Biberkaltzeit in das Prätegelen und/oder das Tegelen zu stellen und repräsentiert damit die älteste Einheit des Pleistozäns im Illergletscher-Vorland (eine vergleichende stratigraphische Zusammenstellung findet sich in DOPPLER 1995).

Es wurde vorstehend gezeigt, daß sich auf der östlichen Iller-Lech-Platte eine offenbar lückenlose Folge fluviatiler Akkumulationen erhalten hat, die von den Schottern der Staudenplatte zur vermutlich tegelenzeitlichen Zusamplatte überleiten (Tab. 3). Der Anschluß der Terrasse B V zur Sequenz der Terrassen D I bis D III ist auf der Staufenberg-Terrassentreppe und der nördlichen Staudenplatte gegeben. Die ablagernden Flüsse - im ersten Fall die Iller, im zweiten der Lech - sind zwar verschieden, doch sind beide auf die Donau als gemeinsamen Vorfluter eingestellt, womit bei Berücksichtigung der Laufstrecke ein stratigraphischer Vergleich von Terrassen der zwei im Unterpleistozän benachbarten Nebenflüsse möglich ist. Bei dem Ort Biberbach an der Nordspitze der Staufenberg-Terrassentreppe liegt der Zusamplatten-Schotter nur 1 km entfernt, doch mit seiner

Tab. 3: Die Terrassengliederung auf der mittleren und östlichen Iller-Lech-Platte. Für die Aindlinger Terrassentreppe sind in Klammern die Benennungen nach TILLMANNS & BRUNNACKER & LÖSCHER (1983), für die Staufenberg-Terrassentreppe nach BECKER-HAUMANN (1995 b) angegeben. Die im Norden von Arlesrieder Terrassentreppe und Staudenplatte befindlichen Vorkommen von Terrasse D IV sind der Vollständigkeit wegen mit angegeben.

Tab. 3: The fluvial terraces of the middle and eastern Iller-Lech-Platte. In brackets the terms of TILLMANNS & BRUNNACKER & LÖSCHER (1983) for Aindlinger-Terrassentreppe, of BECKER-HAUMANN (1995 b) for Staufenberg-Terrassentreppe are given. The occurrences of terrace D IV in the north of Arlesrieder Terrassentreppe and Staudenplatte are mentioned for completion.

Stratigraph. Stellung	Arlesrieder-Terrassentreppe	Staudenplatte	Staufenberg-Terrassentreppe	Aindlinger Terrassentreppe
Donaukaltzeiten-Komplex	Terrasse D IV (Inneberg-Reisensburger Sch.)	Terrasse D IV (Zusamplatte)		
			Terrasse D III (Biberbacher T.)	Terrasse D III (u. Deckschotter)
		Terrasse D II	Terrasse D II (Bergh.-Ayst. T.)	Terrasse D II (m. Deckschotter)
			Terrasse D I (Biburger T.)	Terrasse D I (o. Deckschotter)
Biberkaltzeiten-Komplex	Terrasse B V	Terrasse B V	Terrasse B V	
	Terrasse B IV	Terrasse B IV	Terrasse B IV	
	Terrasse B III	Terrasse B III		Terrasse B III (Hochschotter)
	Terrasse B II	Terrasse B II	Terrasse B II	
	Terrasse B I (Hochfirst)	Terrasse B I (Morgenstelle)		

Basis 15 m unterhalb der Terrasse D III, womit die Zusamplatte eine jüngere Akkumulation darstellt. Da bisher keine zwischenliegenden Terrassen zur D III gefunden wurden, kann die Zusamplatte als Terrasse D IV bezeichnet werden.

Die Abgrenzung zwischen biber- und donauzeitlichen Akkumulationen kann im Untersuchungsgebiet in Ermangelung chronostratigraphisch deutbarer Befunde nur aufgrund paläogeographischer Kriterien erfolgen. Die Grenze wurde nach der Ablagerung der Staudenplatten-Schotter gelegt, da sich anschließend der Wechsel der Iller von einem Tal über Mindelheim-Augsburg in ein weiter nordwestlich gelegenes vollzog. Für diesen Talwechsel war ein Durchbruch durch die Donau-Iller-Wasserscheide bei Memmingen nötig (LÖSCHER & MÜNZING & TILLMANNS 1978). Mit den vermutlich vom Lech abgelagerten Terrassen D I bis D III gleichzeitig entstandene Ablagerungen von der Iller ließen sich bislang nicht finden. Bis Alterseinstufungen der fraglichen Terrassen vorliegen, kann die Grenze Donau- zu Biberkaltzeiten-Komplex nur aufgrund vorstehender regionaler flußgeschichtlicher Kriterien gezogen werden.

Flußgeschichtliche Entwicklung des Illergletscher-Vorlandes während des ältesten Pleistozäns

Im ausgehenden Pliozän wurde das Landschaftsbild Bayerisch Schwabens von Molassekuppen geprägt, die von Alpenflüssen durchzogen wurden. Durch die nachfolgende glaziale und glazifluviatile Aktivität ist von der Gestalt dieser Landschaft nichts überliefert. Während der Biberkalt-

zeit ist von einer alpinen Vergletscherung ohne Vorlandvereisung auszugehen, denn die sedimentäre Ausprägung der aus dieser Zeit erhaltenen Terrassen zeugt von starken Schwankungen der Wasserführung mit zeitweise großen Wassermassen, die auch grobes Sediment über mehrere zehner Kilometer zu transportieren vermochten. Zudem weisen die großen Mengen groben Verwitterungsschuttes, der die Terrassen aufbaut, auf verringerte Vegetationsbedeckung in den alpinen Tälern und erhöhte physikalische Verwitterungsintensität. Die aus den Zentralalpen stammenden Kristalline belegen Transfluenzen, wie sie bei einem Eisstromnetz innerhalb der Alpen zu erwarten sind.

Gemäß der Ausrichtung der Terrassengrenzen und der Gerölleinregelungen verlief das Illertal während der Biberkaltzeit von Kempten über Mindelheim und Augsburg zur Donau, die nördlich der Lechmündung durch die heutige Wellheimer Talung strömte (SCHAEFER 1966 [Abb. 5]). Begrenzt wurde es von Tertiärrücken als Wasserscheiden zum Rhein im Westen und Lech im Südosten, dessen Verlauf durch fehlende Überlieferung jedoch hypothetisch bleiben muß. Die von SCHEUENPFLUG (1991) angenommene Wasserscheide entlang des Südostrandes der Staudenplatte kann in dieser Form jedoch nicht bestanden haben, da sie die Grenzen der biberzeitlichen Terrassen schräg durchschneidet. Die Fließrichtung nach Nordosten stellt dabei möglicherweise einen Hinweis auf den tertiären Talverlauf dar, der von den biberzeitlichen Iller-Schmelzwässern benutzt wurde. Durch wahrscheinlich klimatische Schwankungen kam es zum fünfmaligen Wechsel

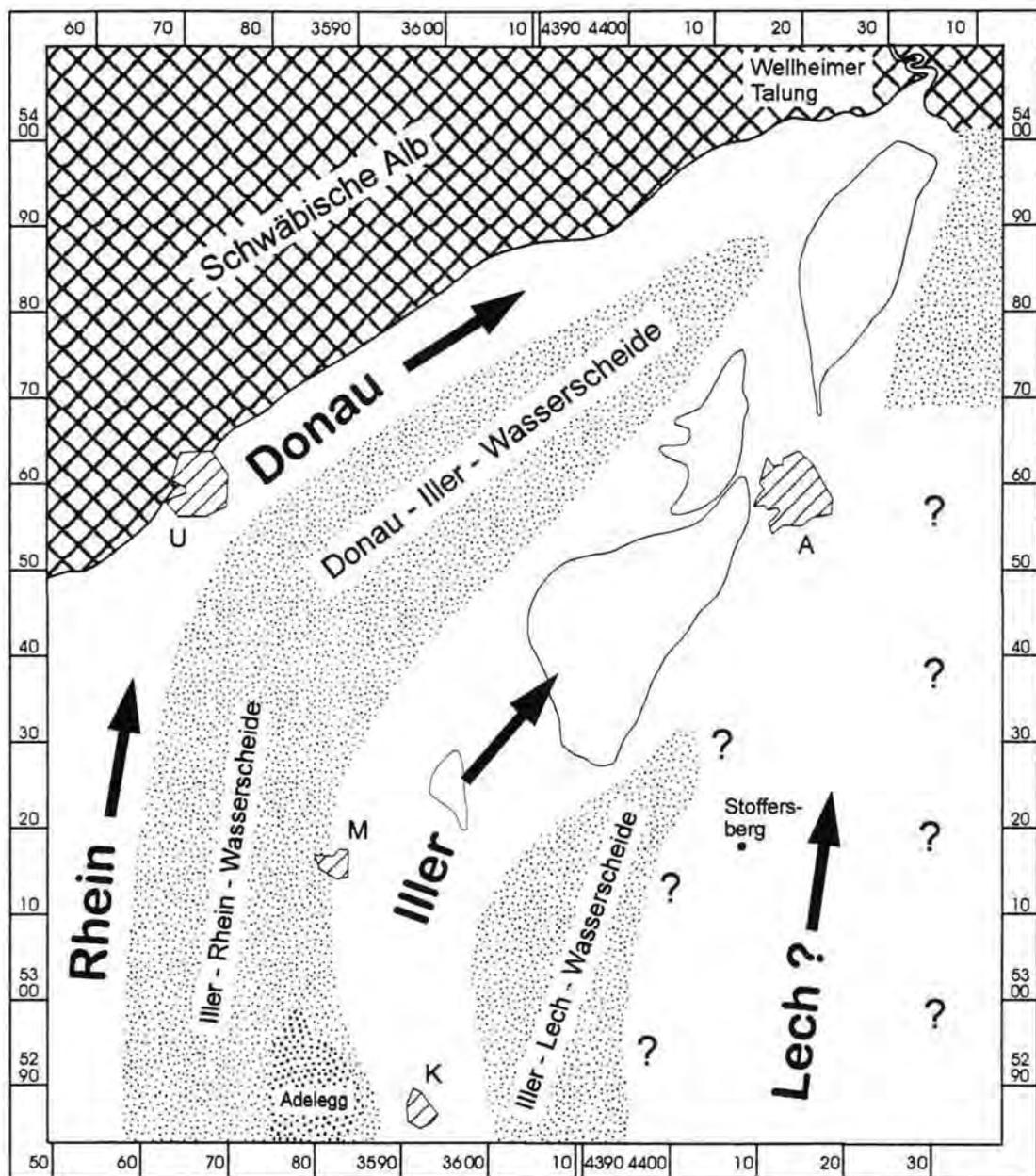


Abb. 5: Paläogeographie der Biberkaltzeit im Illergletscher-Vorland.

Fig. 5: Palaeogeographic sketch of Biber glaciation in Illerglacier foreland.

von Akkumulation und Erosion, die jeweils zu einer Einschneidung der Iller in ihre nächst ältere Ablagerung und zu nachfolgender Aufschotterung einer Terrasse führte. Die Terrassen B I bis B V stammen aus dieser Zeit und lassen auf ein anfangs bis 30 km breites Tal schließen. Die Ausräumung eines solch breiten Tales kann durch die große Erosionskraft der schuttbeladenen Iller mit unsteter Wasserführung und star-

kem Gefälle in Verbindung mit dem unkonsolidierten Untergrund erklärt werden. Unter diesen Bedingungen resultiert nach Rezentbeobachtungen ein lateral instabiler Fluß mit der Tendenz, ein großes Verhältnis von Talbreite zu durchschnittlicher Wassertiefe herauszubilden (BRIDGE 1993), was bei Vorhandensein leicht erodierbarer Ufer eine starke Ausweitung des Tales zur Folge hatte.

Die Terrassenschotter bedeckten nach den vorliegenden Befunden auch das Dinkelscherbener Becken (Abb. 1), das heute inmitten der Mindel-Lech-Platte eingetieft ist. Es wurde von GRAUL (1949) als vormalige ältestpleistozäne Altwasserseiche gedeutet, welche durch Reliefumkehr ausgeräumt worden sei. Aus geometrischen Gründen ist es höchst unwahrscheinlich, daß das einstige Nordwest-Ufer der Iller im Süden um das Dinkelscherbener Becken herumgeführt hat, dann rechtwinklig nach Norden zum Staufenberg geschwenkt und anschließend erneut in rechtem Winkel nach Nordosten verlaufen sei. Die vorliegenden Ergebnisse sprechen dafür, daß das Becken durch die ZUsam als einer der autochthonen Bäche aus der Terrasse B V ausgeräumt wurde. Diese Bäche entwässerten die biberzeitlichen Terrassen, nachdem die Iller sie verlassen hatte (BECKER-HAUMANN im Druck). Die Bäche auf der heutigen Staudenplatte mündeten nach der Biberkaltzeit in einen Vorfluter, der auf der trocken-gefallenen Terrasse B V nach Nordosten floß und dessen letzten Rest die heutige mittlere Schmutter in ihrem Laufabschnitt zwischen Gessertshausen und Westheim darstellt (BECKER-HAUMANN 1995 c). Nach Ablagerung der donauzeitlichen ZUsamplatte wurde sie dem generellen Oberflächengefälle der Schotter entsprechend nach Norden entwässert, wobei sich Quellgebiete einiger Bäche (die heutigen Bäche Laugna, Roth und der Unterlauf der ZUsam bis etwa Dinkelscherben) an der Steilkante zur 15 bis 20 m höher liegenden Terrasse B V der Staudenplatte befanden. Sie weiten sich zu Quellkesseln aus, wodurch die untere ZUsam den Vorfluter auf der Terrasse B V anzapfte. Die sprunghaft angestiegene Wasserführung und der einsetzende Gefällsausgleich bewirkten die flächenhafte Ausräumung des Beckens. Aufgrund von periglazial-fluviatilen Schottern der Schmutter läßt sich die Anzapfung der heutigen oberen durch die untere ZUsam auf die Zeit zwischen Ablagerung der drittletzten (mindelzeitlich ?) und viertletzten (günzzeitlich ?) Schmutterterrasse festlegen.

Nach Entstehung der biberzeitlichen Terrassen kam es zur Ablagerung der drei im unteren Lechtal verbreiteten Terrassen D I bis D III aus südlicher Richtung. Die nächst jüngere fluviatile Akkumulation stellt dann der ZUsamplatten-Schotter D IV dar, der die am weitesten verbreitete Terrassenakkumulation auf der Iller-Lech-Platte bildet.

Schriftenverzeichnis

- AKTAS, A. & BECKER-HAUMANN, R. (1991): Zur Stratigraphie der südlichen Staudenplatte. - Geolog. Institut der Univ. zu Köln, Sonderveröff., **82**: 9-18, 5 Abb.; Köln.
- BACHMANN, G. & MÜLLER, M. (1996): Die Entwicklung des süddeutschen Molassebeckens seit dem Variszikum: Eine Einführung. - Z. geol. Wiss., **24**: 3-20, 15 Abb.; Berlin.
- BECKER-HAUMANN (1995 a): Zur Korrelation der Aindlinger Terrassentreppe mit der Mindel-Lech-Platte. - Geologica Bavarica, **99**: 165-178, 8 Abb., 1 Tab., 2 Beil.; München.
- (1995 b): Zur Flußgeschichte der ältestpleistozänen Iller. - Geolog. Institut der Univ. zu Köln, Sonderveröff., **98**: 168 S., 70 Abb., 10 Tab.; Köln.
- (1995 c): Die Periglazialschotter der mittleren Schmutter bei Augsburg. - Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **77**: 329-349, 6 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- (1996): Die Petrologie der kristallinen Iller-Gerölle (bayerisches Alpenvorland). - Aufschluss, **46**: 13-28, 10 Abb.; Heidelberg.
- (1997): Der Arlesrieder Schotter - Ein weiterer Beleg für die biberzeitliche Iller in Bayerisch Schwaben. - Geolog. Institut der Univ. zu Köln, Sonderveröff., **114**: 59-75, 5 Abb., 2 Tab.; Köln.
- (im Druck): Die Entstehung des Dinkelscherbener Beckens - Ein Beitrag zur Landschaftsgeschichte Bayerisch-Schwabens. - Mitt. Geogr. Ges. München.
- BOENIGK, W., BRELIE, G. V. D., BRUNNACKER, K., KOCL, A., SCHLICKUM, W.R. & STRAUCH, F. (1974): Zur Pliozän-Pleistozän-Grenze im Bereich der Ville (Niederheinische Bucht). - Newsl. Stratigr., **3**: 219-241, 7 Fig.; Leiden.
- BRIDGE, J. (1993): The interaction between channel geometry, water flow, sediment transport and deposition in braided rivers. - In: BEST, J. & BRISTOW, C. (Hrsg.): Braided Rivers, Geological Society Special Publication, **75**, 13-71, 26 Abb.; London.
- DOPPLER, G. (1989): Zur Stratigraphie der nördlichen Vorlandmolasse in Bayerisch Schwaben. - Geologica Bavarica, **94**: 83-133, 25 Abb., 4 Tab.; München.
- EBERHARD, M. (1987): Entwicklung von Sedimentation, Flora, Fauna, Klima und Relief von Mittelmiozän bis Quartär zwischen Arlberg (Vorarlberg/Tirol) und Adelegg (Allgäu). - Diss. der Eidgen. TH Zürich: 242 S., 50 Abb., 23 Abb., 6 Taf.; Zürich.
- EBERL, B. (1930): Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorland. - 427 S., 19 Abb., 2 Taf., 1 Kte.; Augsburg.
- ELLWANGER, D., FEJFAR, O. & KOENIGSWALD, W. V. (1994): Die biostratigraphische Aussage der Arvicolidenfauna vom Uhlenberg bei Dinkelscherben und ihre morpho- und lithostratigraphischen Konsequenzen. - Münch. Geowiss. Abh., A **26**: 173-191, 24 Abb.; München.
- FERGUSON, R. (1993): Understanding braiding processes in gravel-bed rivers: progress and unsolved problems. - In: BEST, J. & BRISTOW, C. (Hrsg.): Braided Rivers, Geological Society Special Publication, **75**, 73-87, 6 Abb.; London.

- FEZER, F. (1969): Tiefenverwitterung circumalpiner Pleistozän-schotter. - Heidelberg. Geogr. Arb., **24**: 144 S., 90 Fig., 4 Abb., 1 Tab.; Heidelberg.
- FILZER, P. & SCHREUENPFLUG, L. (1970): Ein frühpleistozänes Pollenprofil aus dem nördlichen Alpenvorland. - Eisz. u. Geg., **21**: 22-32, 3 Abb.; Öhringen.
- GRAUL, H. (1943): Zur Morphologie der Ingolstädter Ausräumungslandschaft. - Forsch. zur dt. Landeskde., **43**: 114 S., 17 Abb., 8 Ktn.; Leipzig.
- (1949): Zur Gliederung des Altilduviums zwischen Wertach-Lech und Flossach-Mündel. - Naturforsch. Ges. Augsburg, **2. Bericht**: 3-31, 2 Abb., 3 Tab.; Augsburg.
- HABBE, K. A. & RÖGNER, K. (1989): The Pleistocene Iller Glaciers and their Outwash Fields. - Catena Supp., **15**: 311-328, 4 Abb.; Cremlingen.
- HANTKE, R. (1989): Kühl- und kaltzeitliche Klimaänderungen im Jungtertiär der Schweiz, des Allgäus und einiger Nachbargebiete. - Geologica Bavarica, **94**: 447-457, 1 Abb.; München.
- (1993): Flußgeschichte Europas. - 459 S., 242 Abb.; Stuttgart (Enke).
- JERZ, H., STEPHAN, W., STREIT, R. & WEINIG, H. (1974): Geologische Übersichtskarte des Iller-Mündel-Gebietes 1:100.000. - Bayer. Geol. Landesamt: 37 S., 1 Beil., 1 Kte.; München.
- KIRITZSCH, W. (1988): Kritische Bemerkungen zur Palynologie und zur klima-stratigraphischen Gliederung des Pliozäns bis tieferen Altpleistozäns in Süd-, Südwest-, Nordwest- und pro parte Mitteleuropa sowie die Lage der Pliozän/Pleistozän-Grenze in diesem Gebiet. - Quartärpal., **7**: 7-51, 2 Tab.; Berlin.
- LEMCKE, K. (1988): Das bayerische Alpenvorland vor der Eiszeit. Geologie von Bayern I. - 175 S., 71 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Stuttgart.
- LÖSCHER, M. (1976): Die präwürmzeitlichen Schotterablagerungen in der nördlichen Iller-Lech-Platte. - Heidelberg. Geogr. Arb., **45**: IX+157 S., 26 Abb., 4 Tab., 8 Taf., 4 Ktn., 17 Beil.; Heidelberg.
- MÜNZING, K. & TILLMANN, W. (1978): Zur Paläogeographie der nördlichen Iller-Lech-Platte und zur Genese ihrer Schotter im Altpleistozän. - Eisz. u. Geg., **28**: 68-82, 9 Abb.; Öhringen.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. - 3 Bde. 1199 S., 156 Abb., 30 Taf., 19 Ktn.; Leipzig.
- RAHLE, W. (1995): Altpleistozäne Molluskenfaunen aus den Zusamplattenschottern und ihrer Flußmergeldecke vom Uhlenberg und Lauterbrunn (Iller-Lech-Platte, Bayerisch Schwaben). - Geologica Bavarica, **99**: 103-117, München.
- REICHEL, G. (1961): Über Schotterformen und Rundungsgradanalyse als Feldmethode. - Petermanns geogr. Mitt., **105**: 15-24, 7 Fig.; Gotha.
- RÖGNER, K. (1979): Die glaziale und fluvioglaziale Dynamik im östlichen Lechgletschervorland - Ein Beitrag zur präwürmzeitlichen Pleistozänstratigraphie. - Heid. geogr. Arb., **49**: 67-138, 12 Ktn., 12 Fig., 5 Prof., 5 Abb.; Heidelberg.
- (1986): Genese und Stratigraphie der ältesten Schotter der südlichen Iller-Lechplatte (Bayerisch-Schwaben). - Eisz. u. Geg., **36**: 111-119, 2 Abb., 3 Tab.; Hannover.
- SCHAEFER, I. (1953): Die donau-eiszeitlichen Ablagerungen an Lech und Wertach. - Geologica Bavarica, **19**: 13-64, 15 Abb.; München.
- (1957): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Augsburg und Umgebung 1:50.000. - Bayerisches Geologisches Landesamt: 92 S., 4 Abb., 1 Kte., 2 Beil.; München.
- (1966): Der Talknoten von Donau und Lech. - Mitt. geogr. Ges. München, **51**: 59-111, 11 Abb.; München.
- SCHREUENPFLUG, L. (1986): Die altpleistozäne Hauptabflußrichtung der Gewässer in der Iller-Lech-Platte (Bayerisch Schwaben). - Jber. Mitt. oberhein. geol. Ver., N.F., **68**: 189-195, 1 Abb.; Stuttgart.
- (1991): Die frühpleistozäne Augsburger Altwasserscheide am Ostrand der Iller-Lech-Platte (süddeutsches Alpenvorland, Bayern). - Eisz. u. Geg., **41**: 47-55, 3 Abb.; Hannover.
- (1994): Die ältesten Schotter der Staufenbergserie in der nordöstlichen Iller-Lech-Platte Bayerisch Schwabens (Ältestpleistozän, älterer Teil der Biberkaltzeitengruppe) - Richtigstellungen und Ergänzungen. - Jber. Mitt. oberhein. geol. Ver., N.F., **76**: 261-271, 1 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- SCHIEMENZ, S. (1960): Fazies und Paläogeographie der Subalpinen Molasse zwischen Bodensee und Isar. - Beih. Geol. Jb., **38**: 119 S., 6 Taf., 23 Abb.; Hannover.
- SCHRÖDER, J. & DEHM, R. (1951): Die Molluskenfauna aus der Lehm-Zwischenlage des Deckenschotter von Fischach, Kreis Augsburg. - Geologica Bavarica, **6**: 118-120; München.
- SINN, P. (1971): Zur Ausdehnung der Donau-Vergletscherung im schwäbischen Alpenvorland. - Eisz. u. Geg., **22**: 188-191, 1 Abb.; Öhringen.
- (1972): Zur Stratigraphie und Paläogeographie des Präwürm im mittleren und südlichen Illergletschervorland. - Heidelberg. Geogr. Arb., **37**: 160 S., 13 Abb., 11 Tab., 21 Fig., 12 Prof., 5 Ktn.; Heidelberg.
- STRATNER, M. & ROLF, C. (1995): Magnetostratigraphische Untersuchungen an pleistozänen Deckschicht-Profilen im bayerischen Alpenvorland. - Geologica Bavarica, **99**: 55-101; München.
- TILLMANN, W. (1980): Zur plio-pleistozänen Flußgeschichte von Donau und Main in Nordostbayern. - Jber. Mitt. oberhein. geol. Ver., N.F., **62**: 199-205, 3 Abb.; Stuttgart.
- BRUNNACKER, K. & LÖSCHER, M. (1983): Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte der Aindlinger Terrassentreppe zwischen Lech und Donau 1:50.000. - Geologica Bavarica, **85**: 31 S., 9 Abb., 1 Beil.; München.
- KOČI, A. & BRUNNACKER, K. (1986): Die Brunhes/Matuyama-Grenze in Roßhaupten (Bayerisch Schwaben). - Jber. Mitt. oberhein. geol. Ver., N.F., **68**: 241-247, 3 Abb.; Stuttgart.
- WEIDENBACH, F. (1974): Über Nagelfluh, narbige und hohle Gerölle in pleistozänen Ablagerungen. - Heid. geogr. Arb., **40**: 331-340, 6 Abb.; Heidelberg.
- WINTER, K.-P. (1968): Die Untere Mittelterrasse im Südtteil der Niederrheinischen Bucht. - Geolog. Institut der Univ. zu Köln, Sonderveröff., **15**: 138 S., 49 Abb., 5 Tab.; Köln.
- ZAGWIJN, W. H. (1985): An outline of the Quaternary stratigraphy of the Netherlands. - Geol. en Mijnbo., **64**: 17-24, 6 Fig.; Dordrecht.

Mittelalterliche bis spätmittelalterliche Dünenbildung in Cornwall und deren Beziehung zum „Little Ice Age“ in Mitteleuropa

HELMUT SIEBERTZ*

Holocene, stratigraphy, blown sand deposits, fossil soils, high- and late mediaeval climate, atmospherical circulation, Little Ice Age, Cornwall, North-West-Europe

Kurzfassung: An der Nordwestküste Cornwalls (Abb. 1) liegen Jungdünen in stratigraphischer Abfolge zu älteren Flugdecksanden. In Gwithian (Abb. 2) konnten zwei fossile Böden (G 2-Horizont mit 688 ± 61 B.P., cal 1335 \pm 51 A.D.; G 5-Horizont mit 404 ± 68 B.P., cal 1527 \pm 76 A.D.) bestimmt werden, deren Sedimentablagerung sich gut in die hoch- bis spätmittelalterliche Klimasituation des nordwesteuropäischen Raumes einfügt. Mit der im 16. Jahrhundert einsetzenden „Kleinen Eiszeit“ kommt es nur noch zur geringen Sedimentanwehung, die aufgrund der Klimaverschlechterung schwach ausgebildete Bodenhorizonte hervorbringt (Abb. 2). Eine erneute Dünen sandbildung findet dann erst wieder in der Neuzeit statt.

[Blown sand deposits of high- and late-mediaeval age at Cornwall and the connection to the „Little Ice Age“ in the middle European area]

Abstract: At the north-west coast of Cornwall (Fig. 1) younger blown sand (dune sand) lies in stratigraphical order to older blown sand deposits. Two fossil soils are dated by the ^{14}C -method at Gwithian. The older lower soil is aged at 688 ± 61 B.P. (cal 1335 \pm 51 A.D.), and the younger upper soil is dated at 404 ± 68 B.P. (cal 1527 \pm 76 A.D.). The most of the blown sand deposits of that profile are of high- and late-mediaeval age (Fig. 2); the deposits of dune sand at that period are in the right manner to the climatic situation in North-West Europe. At the beginning of the „Little Ice Age“ in the 16. century the drift of blown sand is almost interrupted and the bad climatic conditions have led to the production of only small humous soil mineralisation (Fig. 2). After that period the blown sand deposits are reactivated (recent time).

1 Fragestellung

Der Südwesten von England bildet eine Plateaufläche, die überwiegend aus devonischen Sandsteinen und Schiefem aufgebaut wird und von einer Reihe von Granitplutonen (Batholithen)

*) Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geogr. (phys.) Dr. rer. nat. H. SIEBERTZ, Alte Schulstraße 16, 53229 Bonn-Bechlinghoven.

durchsetzt ist (Abb. 1). Nach LEUZE (1961) sind dem armorikanischen Faltenrumpf eine Reihe alter Landoberflächen und mariner Abrasionsflächen aufgeprägt, die sich - ohne Rücksicht auf die Gesteinsunterschiede - über weite Teile des Landes hinwegziehen. Neuere Untersuchungen von COUQE-DELHUILLE (1991) modifizieren dies.

Entsprechend der geologisch-geomorphologischen Struktur ist der Küstenraum überwiegend von Kliff- und Steilküsten geprägt, die lokal von ausgeprägten Buchten unterbrochen sind. In diesen Buchten sind durch litorale Prozesse teilweise breite Sandstrände entstanden, die als Liefergebiete für eine Reihe von äolischen Sedimenten dienen (SIEBERTZ 1994). Nach CATT & STAINES (1982) sowie ROBERTS (1985) befinden sich zwischen dem Pendennis Point (Falmouth) sowie dem Lizard Point Lössablagerungen, die in ihrer Genese an das verwitterte unterlagernde Gestein gebunden sind und in ihrer Sedimentstruktur wahrscheinlich (nicht unmittelbar) mit den mitteleuropäischen Lössen vergleichbar sind.

Die Süd- als auch die Nordwestküste werden entlang der Buchten von Flugdecksanden und Dünen begleitet, wobei die älteren Flugsedimente auf den Kliffs lagern, die jüngeren Dünen sich aber meist in den Hängen der Buchten befinden und sich bis auf die Hochfläche hinaufziehen. Dort liegen häufig die älteren Flugdecksande im Liegenden und die jüngeren Dünen sande im Hangenden. Die Jungdünen zeigen nach BARTON (1964) eine große Mächtigkeit; sie haben mittlerweile mehrere alte Kirchen begraben (z. B. Saint Pirans Church in den Penhale sands von Perranporth).

Über das Alter der Flugsedimente liegen bisher kaum Ergebnisse vor. So konnten von SIEBERTZ (1994) Flugdecksande in der Bucht von Saint Ives auf dem Black Cliff datiert werden, die genetisch mit dem Pleniglazial der Weichsel-Kaltzeit beginnen und im Mittelholozän enden. Neuere Untersuchungen an jüngeren Dünen sanden in Gwithi-

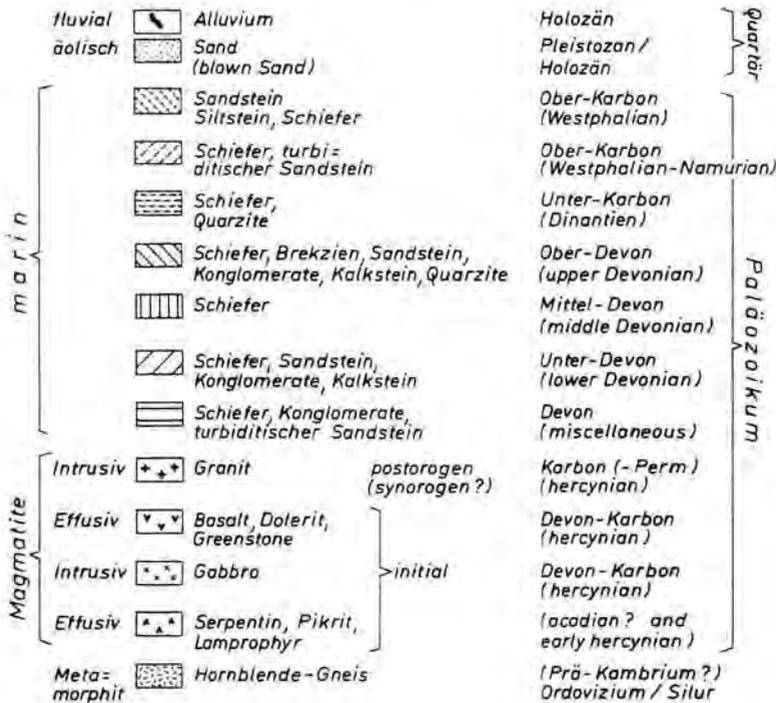
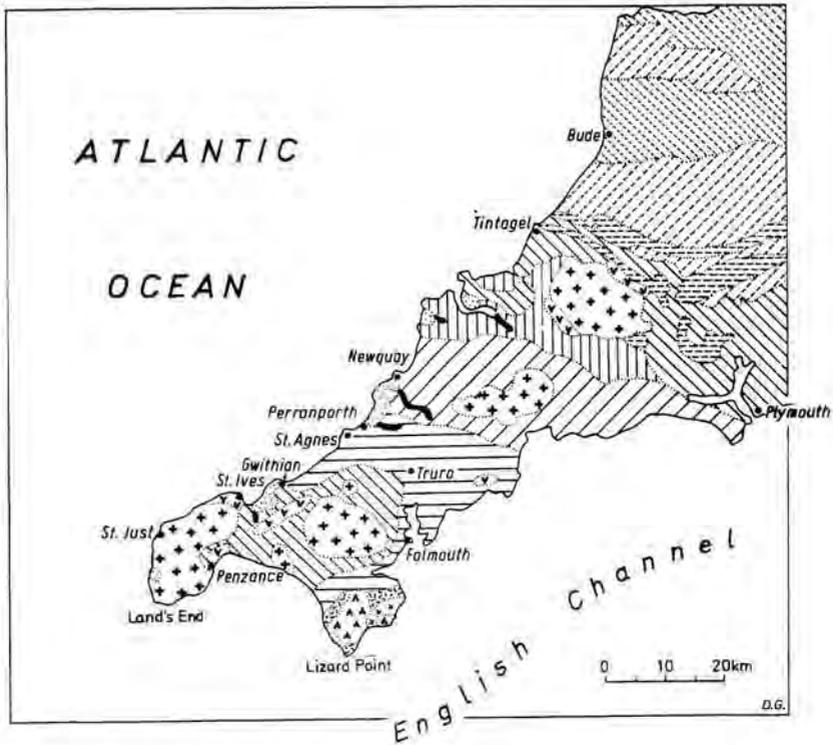


Abb. 1: Geologische Skizze von Cornwall (zusammengestellt nach BARTON 1964, BRISTOW 1996, BROWN 1984, EDMONDS et al. 1985).

Fig. 1: Geological map of Cornwall (compiled after BARTON 1964, BRISTOW 1996, BROWN 1984, EDMONDS et al. 1985).

an (in unmittelbarer Nähe von Hayle; Abb. 1) zeigen, daß die Jungdünen in historischer Zeit noch aktiv und überwiegend mittelalterlich (prä Little Ice Age) angelegt sind (Abb. 2). Danach beginnen die Sedimentationsraten (in diesem Raum) schwächer zu werden, so daß auch innerhalb der Wanderdünen eine gewisse Stabilität eintritt.

Das datierte Profil von Gwithian wird stratigraphisch beschrieben und mit ähnlichen Ablagerungen im nordwesteuropäischen Raum diskutiert. Ferner soll der Versuch unternommen werden, die jungen Flugsedimente klimatisch mit der „Kleinen Eiszeit“ (Little Ice Age) in Verbindung zu setzen.

2 Profilaufbau und Profilbeschreibung

Das Sedimentprofil befindet sich am Ortsausgang von Gwithian in Richtung Portreath; es liegt im Scharnier zwischen Strand und felsigem Anstehenden, dessen Höhen rasch bis auf 30 m ansteigen. Die Höhenlage der Dünen sande kann entsprechend der topographischen Karte 1:25.000 Saint Ives Sheet SW54 mit etwa 5-8 m angenommen werden. Das Profil befindet sich an der Nahtstelle zweier Sedimentationsräume; der geologische Untergrund wird entsprechend der geologischen Karte von BROWN (1984) von marinem Oberdevon bzw. gemischten klastischen Sedimenten des Devons aufgebaut (Abb. 1), deren Verwitterungsprodukte in der Saint Ives Bay als litorale Ablagerungen vorzufinden sind und als Liefergebiete für die Flugsanddecken sowie Dünen sande dienen. Sie sind in diesem Raum meistens von Headablagerungen, einer periglazialen Sedimentfazies von abgetragenen und umgelagerten Materialien unterschiedlicher Zusammensetzung, unterlagert. Dem geologisch-geomorphologischen Untergrund folgt eine bis zu 2 m mächtige nicht zu differenzierende Dünen sandablagerung. Der Dünen sand ist meist hell, lokal leicht ockerfarbig. Die schwachen Oxidationen deuten auf einen geringen Anteil an Ferralliten hin (Abb. 2). Die Sedimentation zeigt söhliche Ablagerungen und Kreuzschichtungen. Auch Schnecken kommen darin vor.

Diesem Sedimentkomplex folgt eine sehr differenzierte, knapp 40 cm mächtige Dünen sandbildung, die von zahlreichen mehr oder weniger stark ausgeprägten humosen Horizonten (zeretzte mineralisierte Oh-Horizonte) durchsetzt ist. In den meisten Fällen finden sich in den Sedimentabschnitten nur Spuren von humosen Mineralstoffen. Ihnen folgt im Hangenden ein Horizont mit umgelagerten Kiesen sowie eine graue

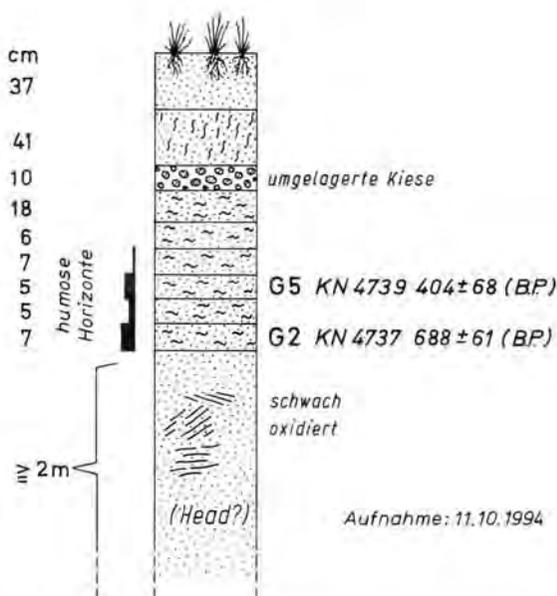


Abb. 2: Chronostratigraphisches jüngerer Dünen sandprofil von Gwithian.

Fig. 2: Chronostratigraphical profile of younger blown sand deposits at Gwithian.

Sandschicht, welche durch die Auswaschungsprozesse aus dem rezenten Boden verursacht worden ist. Die Korngrößenzusammensetzung (Tab. 1) entspricht den Werten, wie sie bereits von SIEBERTZ (1994) für diverse Dünen sande in diesem Raum ermittelt wurden.

3 Radiometrische Altersdatierung

Die radiometrischen Altersdatierungen der fossilen Bodenhorizonte in den Dünen von Gwithian sind durchweg sehr jung. Sie umfassen ein konventionelles Alter, welches Bodenbildungen aus dem 14. und 16. Jahrhundert umfaßt. So liegt das ^{14}C -Alter des fossilen G 2-Horizontes bei 688 ± 61 B.P.; dies entspricht einem kalibrierten Datum von 1335 ± 51 A.D. Der jüngere G 5-Horizont trägt ein ^{14}C -Alter von 404 ± 68 B.P. Jahren, welches kalibriert einem konventionellen Alter von 1527 ± 76 A.D. vergleichbar ist.

Nach WENIGER (1995) werden die angeführten konventionellen ^{14}C -Alter mit der Libby-Halbwertszeit von 5568 Jahren berechnet, wobei die physikalische Einheit B.P. (Before Present) 0 B.P. = 1950 A.D. entspricht. Die Daten sind bezogen auf den NBS-Oxalsäure-Rezentstandard und damit der internationalen Radiokohlenstoff-Zeitskala angepaßt.

Für eine archäologische Auswertung sind nach WENIGER (1995) in aller Regel die kalibrierten

Tab. 1: Strand- und Dünensande von der Nordwestküste Cornwalls.

Tab. 1: Grain-size distribution of beach and blown sand deposits at the north-west coast of Cornwall.

Strand Hayle				Jungdünen Hayle	Strand Perranporth			Jungdünen Perranporth	
mm									
2-1	1,5	5,9	2,8	1,0	-	-	-	-	-
1-0,63	6,5	18,8	11,3	8,0	-	0,2	-	0,1	-
0,63-0,2	87,0	71,8	81,0	87,0	81,8	89,7	91,4	81,4	74,4
0,2-0,1	2,2	0,8	1,7	2,9	14,2	7,9	6,0	16,7	23,6
0,1-0,063	-	-	-	0,1	0,1	-	0,1	0,1	0,1
0,060-0,020	-	0,1	-	-	0,4	0,5	-	-	0,4
0,020-0,006	0,4	-	0,1	-	-	-	0,2	-	-
0,006-0,002	-	-	-	0,1	0,8	-	0,4	0,6	0,5
<0,002	2,4	2,6	3,1	0,9	2,7	1,7	1,9	1,1	1,0

(dendrochronologisch geeichten) ^{14}C -Daten zu benutzen. Diese kalibrierten ^{14}C -Daten (cal AD, cal BC) sind direkt mit historischen Daten vergleichbar, so auch mit den Daten der Dendrochronologie sowie der Thermolumineszenz. Das „wahre“ Probenalter liegt mit einer statistischen Sicherheit von 68% innerhalb des berechneten Zeitintervalls der Kalenderzeitskala.

Zwischen dem G 2- und G 5-Horizont liegt ein im Profil nicht vermerkter, umgelagerter Horizont (G 3). Dieser Horizont ist aufgrund der Durchlässigkeit des Dünensandes und der Vermischung von fremden Substanzen aus den höher liegenden Schichten verunreinigt und für eine genaue chronostratigraphische Ausdeutung von geringer Bedeutung. Die Verunreinigungen im Profil jedoch zeigen, wie dies auch aus den umgelagerten Kiesen im oberen Profilteil hervorgeht, daß neben einer kontinuierlichen Ablagerung über Jahrhunderte hinweg auch Umlagerungen und Verwehungen bei den jüngeren Dünensanden stattgefunden haben.

4 Das Profil von „Gwithian“ und seine Stellung zum „Little Ice Age“ in Mitteleuropa

Die beiden Profilhorizonte G 2 und G 5 fallen historisch in eine Zeit, die synoptisch nur durch Beschreibungen, Briefe und Mitteilungen überliefert ist, so daß aufgrund emotionaler Schilderungen zuweilen die Genauigkeit in Frage gestellt ist; die Daten der Profile sprechen jedoch zunächst einmal für sich. Erste regelmäßige synoptische Aufzeichnungen finden im 17. Jahrhundert statt und nehmen dann bis in die heutige Zeit an Kontinuität und Genauigkeit zu.

Das Hochmittelalter (etwa 1000-1200 n.Chr.) wird nach FLOHN (1967,1985) als das mittelalterliche

Klimaoptimum angesehen, in dem der Sommer sowie der Herbst im Durchschnitt höhere Temperaturen und selten Maifröste aufwiesen, als dies heute der Fall ist. Ein entsprechendes „little Optimum“ wird für England von LAMB (1966) für den Zeitraum um 1000 bis 1300 A.D. erwähnt. Nach FLOHN (1957) lagen die Temperaturen im Sommer sowie im Winter ebenso hoch wie in der Zeit maximaler rezenter Erwärmung, vielleicht sogar um 0,5-1°C höher nach indirekten Klimazeugen. In diese Warmzeit fällt die Rottneist-Transgression (FLOHN 1967), die mit einem deutlichen Meeresanstieg verbunden ist. Diese Zeit ist auch geprägt durch das geringe Vorkommen von Stürmen; die niedrige Zyklonenhäufigkeit auf dem Atlantik und den Rückzug des Meereises, verbunden mit einem Fehlen von Treibeis in den grönländischen Gewässern bis 70° N hinauf. Sie hängen nach FLOHN (1967) ursächlich zusammen.

Das Klimaoptimum wird - soweit die sedimentologische Voraussetzungen dafür vorliegen - auch durch rezente Bodenbildungen nachgezeichnet. So lassen sich in dem hochmittelalterlichen Zeitraum diverse Böden - meistens Plaggenesche - nachweisen, die nicht nur die günstigen Klimabedingungen nachzeichnen, sondern auch den Hinweis für eine vorausgehende Sedimentanwehung aufzeigen. Die Bildung der Plaggenesche wird nach MÜCKENHAUSEN et al. (1968) hauptsächlich auf die Zeit von 800-1200 Jahren datiert. So werden nach CASTEL et al. (1989) die Ausdehnungen der Plaggenböden im nordwestlichen Europa zwischen 750 und 1200 A.D. besonders hervorgehoben. Die Voraussetzung dafür ist die verstärkte äolische Umlagerung von terrestrischen Sedimenten; in den meisten Fällen handelt es sich um spätglaziale (jüngere) Flugsanddecken, die nach CASTEL et al. (1989) seit dem Beginn des Neolithikums eine weitverbreitete Akku-

mulation von Binnendünen oder Flugsanddecken zur Folge hatten.

Altersdatierungen liegen für das Klimaoptimum überwiegend aus dem nordwestlichen europäischen Raum vor, so für die Niederlande von CASTEL et al. (1989), KLIJN (1990), JELGERSMA et al. (1970) und DEJONG (1984). Für England sind entsprechende Werte von TOOLEY (1990) sowie von WILSON (1990) für Nordirland zusammengestellt worden. Die meisten Untersuchungen decken allerdings nur das Früh-Neolithikum und ältere holozäne Sandanwehungen mit entsprechenden Bodenbildungen ab.

Nach dem Klimaoptimum setzt nach FLOHN (1967) etwa ab 1164, verstärkt aber um 1200 eine Zunahme von Stürmen und Sturmfluten ein, die zwischen 1250-1400 häufige Niederschläge und Stürme in England sowie an der Nordseeküste hervorrufen (FLOHN 1957). Die Sturmflut von 1250/1251 führt zur Bildung der Zuider See in Holland. Diese kalte Periode zwischen 1200 und 1500 n. Chr. geht mit einer marinen Regression (Paria-Regression) einher, der in Süddeutschland sowie in der Schweiz ein Höhepunkt der Klimagunst entgegensteht (etwa 1280-1380). Hier gab es Witterungsextreme im Sommer sowie im Winter. Es wurde allerdings nicht die Klimagunst des Hochmittelalters erreicht.

Auch nach LAMB (1966) ist die Zeit des späten Mittelalters von Sturmfluten gekennzeichnet (1240-1253, 1267-1292), wobei von 1300 bis 1550 im gesamten englischen Raum starke Westwinde herrschten. In dieser Zeit werden die Basissande des Profils akkumuliert, in denen sich vor dem Kälteschock ab Mitte des 16. Jahrhunderts die beiden mineralisierten Horizonte G 2 und G 5 (Abb. 2) bilden können. Eine ähnliche zeitliche Entwicklung zeigte sich bei der Ablagerung der Wisseler Dünen im unteren Niederrheingebiet, deren Bildung nach HÖPPNER & STEGER (1936) im späten Mittelalter einsetzte.

Der Klimabesserung in der ersten Hälfte des 16. Jahrhunderts, bestätigt durch den G 5-Horizont in Abb. 2, folgt nach FLOHN (1957) eine markante Klimaverschlechterung, wobei die Jahresmitteltemperatur um schätzungsweise 1,5° C absank. Diese kalte Klimaperiode der Zeit von 1560 bis fast 1700 wird von den britischen Klimahistorikern (nach Gletschervorstößen in den Alpen) „etwas übertreibend als „Kleine Eiszeit“ (zit. nach FLOHN 1957, 1967) bezeichnet mit sinkenden Wintertemperaturen um 1,5-2° C; dies hatte zur Folge, daß die Eisverhältnisse um Island ab 1540, besonders ab 1600, katastrophal zunahmen. Diese Zeit

ging mit einer relativen Trockenheit in England und Belgien einher (FLOHN 1957).

Über den Beginn und die Dauer des „Little Ice Age“ sind die Autoren unterschiedlicher Auffassung. So wird von FLOHN (1985) der Zeitraum von 1550 bis 1850 angegeben, nach GRIBBIN & LAMB (1978) die Zeit von 1430 bis 1850 und nach LAMB (1982) zwischen 1550 und 1900. Der Höhepunkt der „Kleinen Eiszeit“ wird von PFISTER (1982) mit den Jahren 1688-1701 benannt, wobei als Ursache eine temporäre Abschwächung der Sonneneinstrahlung vermutet wird. Trotz der Abkühlung der Jahreszeiten ab 1525, die mit verstärkten Niederschlägen in den Sommern einhergingen, gab es auch temperaturmäßig Höhepunkte, wie der um 1540 in Mitteleuropa auftretende 10 Monate anhaltende Subtropengürtel zeigt (PFISTER 1982). Innerhalb der „Kleinen Eiszeit“-Periode gab es nach FLOHN (1985) aber immer wieder mildere Abschnitte, sogar sehr warme Einzeljahre; dabei war die Variabilität der Temperaturen deutlich größer als heute.

Dies drückt sich auch in den humosen Horizonten oberhalb des G 5-Abschnittes aus. Sie sind qualitativ nur mäßig ausgebildet und liegen dicht zusammen, so daß eine klare Trennung der Horizonte nicht mehr möglich ist (Abb. 2). Während der Kälteperiode hielt sich die Sedimentanwehung allerdings deutlich in Grenzen. Der G 5-Horizont findet daher auch relativ wenig parallele Datierungen im Küstenraum Englands sowie im nordwestlichen Küstengebiet Mitteleuropas.

So liegen lediglich für das belgische sowie das niederländische Küstengebiet fossile Bodenhorizonte vor, die eine Bodenbildung im 16. Jahrhundert beschreiben und eine Überleitung zum „Little Ice Age“ bilden. Ausgiebige Vorkommen beschreibt CASTEL (1991), die den Zeitraum von etwa 390-435 a B.P. umschreiben (u.a. 400 ± 90 B.P.) und selbst das Binnenland beinhalten. DE JONG (1984) weist bei Untersuchungen der niederländischen friesischen Inseln im sandigen Torf ein Alter von 430 ± 45 B.P. nach, der etwa der Bildung des G 5-Horizontes in Cornwall entspricht. Auch für die belgische Küste liegt eine beinahe gleichwertige Datierung von DE CEUNYNCK (1985) vor (430 ± 75 B.P.). Von dem Autor werden jedoch verschiedene jahreszeitliche Perioden beschrieben, die im 14. und 15. Jahrhundert charakteristisch sind für die Bildung von fossilen Böden in Flugsanden und Dünen (z. B. 1280-1410 A.D., 1320-1420 A.D., 1400-1515 A.D.). Die meisten anderen vorliegenden Befunde in der Literatur betreffen überwiegend die Zeit um Christi Geburt

oder sind älter, so daß Altersdatierungen - wie die von Gwithian - (bisher) meistens nur lokale Einzelfälle bleiben.

5 Die Zirkulationsverhältnisse in den höheren geographischen Breiten während des „Little Ice Age“

Die atmosphärischen Zirkulationsmechanismen sind abhängig von den Temperaturgegensätzen zwischen den Polen und dem Äquator; sie initiieren einen Druckgradienten, der die Bewegung der Luftmassen auslöst. Der Luftmassenaustausch findet in den mittleren geographischen Breiten der Nordhalbkugel zwischen 35° und 65° statt; dieser Raum wird als „planetarische Frontalzone“ bezeichnet, wo der Wind in der Höhenströmung etwa im 500 mb-Niveau mit einer mehr oder weniger starken West-Ost-Strömung über Mitteleuropa weht. Diese Zirkulation ist die Modellvorstellung als Normalfall, welcher jedoch im Laufe der erdgeschichtlichen Entwicklung in seiner Regelmäßigkeit des öfteren unterbrochen wurde und für „zirkulationsbedingte Ausreißer“ (z. B. Eiszeiten) gesorgt hat.

Der Auslöser für das Verhalten der Luftstromveränderungen und damit verbunden die Auswirkungen extremer Klimate im Sommer und Winter, wie dies im „Little Ice Age“ der Fall war, sind erklärungsbedürftig. So geht FLOHN (1967, 1985) von einer verstärkten Meridionalzirkulation aus, die nach GRIBBIN & LAMB (1978) durch einen hohen meridionalen Temperaturgradienten in der kalten Phase zwischen 40° und 60° N verursacht worden sein muß. Eine hohe Sonnenaktivität in der zweiten Jahreshälfte führt nach FLOHN (1967) dazu, daß sich diese im Winter in einer Steigerung der Zonalzirkulation auswirkt. Beim Ausbleiben derselben tritt in den Wintern verstärkt eine Meridionalzirkulation hervor; ist das Druck-Überschuß-Gebiet nach Westen verlagert (Atlantik zwischen Norwegen, Island, Färöer), so wird das Auftreten milder West- und Süd-West-Wetterlagen unterbunden.

Der Antriebsmechanismus für die Schwankungen bei den Sonnenstrahlen werden nach FLOHN (1967) sowie LAMB (1979) mit einer Verstärkung der Vulkanausbrüche in Verbindung gebracht. Die Erdgeschichte zeigt, daß die großen Vereisungen sich nach orogenen Vorgängen mit häufig weltweitem Vulkanismus einstellen, so daß hypothetisch hier ein kausaler Zusammenhang vorliegen könnte. So ist nicht verwunderlich, daß die höhere Atmosphäre durch Vulkanstaub die solaren Aktivitäten hemmt. Aber selbst Zeiten extre-

mer Abkühlung können sommerliche Hitzeperioden gegenüberstehen, wie die „Great Plague in 1665 and the Fire of London in 1666“ deutlich zeigen (s. LAMB 1979).

Die extreme Abkühlung führte in Mitteleuropa zu einer verstärkten Meridionalzirkulation mit „blocking action“ in der Westwinddrift; diese Zirkulationsanomalie hatte nach FLOHN (1967) zur Folge, daß eine Verstärkung des quasistationären Höhentroges über Osteuropa bestand und sich zugleich eine Verlagerung desselben nach Westen (etwa 95° W, 10 bis 15° E) auswirkte, wobei eine Verstärkung der Hochdruckrücken über der Küste Westeuropas und blockierende Hochdruckgebiete im Winter über Skandinavien, im Sommer über dem Nordmeer und den Britischen Inseln stattfand. Dadurch wurde im ganzen amerikanisch-europäischen Sektor die Hauptfrontalzone äquatorwärts abgedrängt, so daß meridionale Zirkulationstypen (low index Zirkulation) überwogen. Solche Zirkulationen rufen häufig Ostwetterlagen hervor, die nach LENKE (1968) in den Wintermonaten ein im Vergleich zur Neuzeit zu kaltes und schneereiches Klima geben; die Folge war, daß die Sommermonate bei besonders häufigen West-, Nordwest- und Nordwinden im Mittel durch größere Unbeständigkeit und offenbar auch zu kühler Witterung gekennzeichnet waren, was in dem Zeitraum von 1600 bis 1650 zu nachgewiesenen Gletschervorstößen führte. Die Drehung der vorherrschenden Windrichtung von heute SW auf SE bei Ostwetterlagen ist nach FLOHN (1985) ein eindeutiger Hinweis auf eine Zirkulationsanomalie, wobei die Abkühlung und die häufig blockierenden Hochs im Raume der Nordsee und Skandinaviens als ein Anzeichen für die Vorherrschaft von Wetterlagen zu deuten sind, die zu Gletscherwachstum führen.

FLOHN (1967) ist der Auffassung, daß in warmen Perioden (postglaziales Wärmeoptimum, frühmittelalterliche und rezente Wärmezeit) die Westdrift auf dem Atlantik um 3 bis 5 Breitengrade nach Norden verschoben war, während in kalten Perioden (z. B. Höhepunkt der letzten Eiszeit und „Kleine Eiszeit“) die Zirkulationssysteme unter Abschwächung der Westdrift südwärts wanderten. Dabei verlagerten sich die Höhentröge auch westwärts, was zu einer Verstärkung des Meridionalaustausches mit häufigen Kaltlufteinbrüchen (nach FLOHN 1985) Bildung extremer Wetterlagen mit Kaltlufttropfen) bis in das Mittelmeer hinein führte, ausgelöst in der „Kleinen Eiszeit“ durch die ab 1500 gesteigerte vulkanische Aktivität.

Die Zirkulationsverhältnisse im „Little Ice Age“ zeigen, daß diese sehr ähnlich waren mit denen der letzten Kaltzeit (Weichsel-Glazial). Zu dieser Diskussion hat SIEBERTZ (1988) Stellung genommen. Die Luftdruck- und Windverhältnisse zeigen, daß das Hochmittelalter und die nachfolgende Phase die Verlagerung von Flugsanden sowie die Bildung von Dünen plausibel machen, so daß bei einer Stabilisation und klimatischen Besserung sich relativ schnell humose Horizonte bilden konnten, wie sie in Abbildung 2 zum Ausdruck kommen; durch solche Zeitmarken werden im mittel- und nordwesteuropäischen Raum landschaftsgenetische Vorgänge dokumentiert, die für die Rekonstruktion vergangener Klimate (Paläoklimatologie) zweifellos von großer Bedeutung und Nutzen sind.

6 Ergebnis der Untersuchungen

Ältere Flugdecksande und jüngere Dünensande lagern auf den Kliffs und in den Hängen der Buchten oft stratigraphisch in enger Beziehung zueinander (vgl. SIEBERTZ 1994). Junge Dünensande, die durch fossile mineralisierte Horizonte gegliedert sind, lassen sich im nordwesteuropäischen Raum relativ selten nachweisen. Dies hängt mit den Ablagerungsbedingungen in historischer Zeit und der in Ruhephasen der Sedimentation sich einstellenden humosen Mineralisierung zusammen.

So konnten an der Nordwestküste Cornwalls (Abb. 1) zwei fossile Horizonte in Dünensanden mit der ^{14}C -Methode datiert werden (Abb. 2). Der ältere untere G 2-Horizont besitzt ein Alter von 688 ± 61 B.P. (1335 ± 51 A.D.), der jüngere obere Horizont umfaßt den Zeitraum von 404 ± 68 B.P. (1527 ± 76 A.D.). Sie fallen historisch in die Zeit des Hoch- und Spätmittelalters.

Die Basissande des Profils fallen nach LAMB (1966) in eine Zeit, die in England mit Sturmfluten und starken Westwinden einherging. Klimagünstige Zeitabschnitte ermöglichten eine humose Mineralisation mit der Bildung von Oh-Horizonten, so daß sich bis zum Beginn des „Little Ice Age“ (Kleine Eiszeit) in der Mitte des 16. Jahrhunderts, die mit einer rapiden Klimaverschlechterung einsetzte, zumindest zwei datierungswürdige fossile Bodenhorizonte bilden konnten, die in Nordwesteuropa wenig Parallelen finden. Danach läßt sich nicht nur die Sandanwehung nach, sondern auch die Bildung von mineralisierten humosen Sedimentabschnitten im Profil (Abb. 2) - trotz lokal auftretender klimagünstiger Sommer,

Die Gründe für die Klimaverschlechterung werden in einem verstärkten Vulkanismus und damit verbunden einer Verminderung der auf der Erde auftreffenden Sonnenstrahlung gesehen. Zirkulationsbedingt hat sich damit eine „low index“-Strömung eingestellt, die durch blocking action in der Höhenströmung der Westwindzone (etwa im 500 mb-Niveau) eine Meridionalzirkulation hervorrief, deren Höhenträge mit einer mehr oder weniger starken Nordströmung Kaltluft nach Süden verfrachteten, so daß sich nach FLOHN (1985) Kaltlufttropfenbildung mit entsprechender winterlicher Wetterlage einstellen konnte.

Danksagung

Herrn Dr. Bernhard WENINGER vom Institut für Ur- und Frühgeschichte der Universität Köln danke ich für die ^{14}C -Altersdatierung der fossilen Bodenhorizonte des Dünensandprofils von Gwithian (Cornwall).

7 Schriftenverzeichnis

- BARTON, R.M. (1964): An introduction to the Geology of Cornwall. 1-168; Truro (Barton Ltd.).
- BRISTOW, C.M. (1996): Cornwall's Geology and Scenery, 1-148; Saint Austell (Cornish Hillside Publ.).
- BROWN, G.M. [Dir.] (1984): British Geological Survey 1:50.000, Penzance, Sheet 351 & 358; Southampton.
- CASTEL, I.I.Y. (1991): Late Holocene eolian drift sands in Drenthe (The Netherlands). - *Nederlandse Geograf. Stud.*, **133**: 1-156; Utrecht.
- KOSTER, E. & SLOTBOOM, R., (1989): Morphogenetic aspects and age of Late Holocene eolian drift sands in Northwest Europe. - *Z. Geomorph., N.F.*, **33**: 1-26, 10 Fig., 2 Phot., 2 Tab.; Berlin-Stuttgart.
- CATT, J. A. & STAINES, S. J. (1982): Loess in Cornwall. - *Proc. of the Ussher Society*, **5**: 368-375, 3 Fig., 2 Tab.; Camborne.
- 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.; Hannover.
- COUQUE-DELHUILLE, B. (1991): The long term geomorphologic evolution of the English South-West massif (UK). - *Z. Geomorph., N.F.*, **35**: 65-84, 5 Fig., 1 Tab.; Berlin-Stuttgart.
- DEJONG, J. (1984): Age and Vegetational History of the Coastal Dunes in the Frisian Islands, The Netherlands. - *Geol. en Mijnb.*, **63**: 269-275, 4 Fig., 1 Tab.; Leidschendam.
- EDMONDS, E. A., McKEOWN, M. C. & WILLIAMS, M. (1985): British Regional Geology, South-West England, 1-138, 33 Fig., 12 Plates; London (Her Majesty's Stationery Office).
- FLOHN, H. (1957): Klimaschwankungen der letzten 1000 Jahre und ihre geophysikalischen Ursachen. - *Ta-*

- gungsber. u. wiss. Abh. Geographentag Würzburg, Verhandl. des Deutschen Geographentages, **31**: 201-214, 4 Abb.; Wiesbaden (Steiner).
- (1967): Klimaschwankungen in historischer Zeit. - RUDLOFF, H. v. [Edit.]: Die Schwankungen und Pendelungen des Klimas in Europa seit dem Beginn der regelmäßigen Instrumenten-Beobachtungen (1670), 1-370, 89 Abb.; Braunschweig (Vieweg).
- (1985): Das Problem der Klimaänderungen in Vergangenheit und Zukunft. - Erträge der Forschg., **220**: 1-228, 35 Abb., 12 Tab.; Darmstadt (Wiss. Buchges.).
- GRIBBIN, J. & LAMB, H. H. (1978): Climatic Change in historical times. - GRIBBIN, J. [Edit.]: Climatic Change, 68-82, 4 Fig.; Cambridge (Univ. Press).
- HÖPPNER, H. & STEEGER, A. (1936): Das Naturschutzgebiet „Wisseler Dünen“ am unteren Niederrhein. - Rhein. Heimatpflege, **1**: 92-98, 5 Abb.; Düsseldorf.
- JELGERSMA, S., DEJONG, J., ZAGWIJN, W. H. & VAN REGTEREN ALTENA, J. F. (1970): The Coastal Dunes of the Western Netherlands. Geology, Vegetational History and Archeology. - Meded. Rijks Geol. 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.
- LAMB, H. H. (1966): The changing Climate, 1-236; London (Methuen).
- (1979): Climatic Variations and Changes in the Wind and Ocean Circulation: The Little Ice Age in the Northeast Atlantic. - Quaternary Research, **11**: 1-20, 11 Fig.; New York-London.
- (1982): Reconstruction of the course of postglacial climate over the world. - HARDING, A.F. [Edit.]: Climatic Change in Later Prehistory, 11-32, 15 Fig.; Edinburgh (Univ. Press).
- LENKE, W. (1968): Das Klima Ende des 16. und Anfang des 17. Jahrhunderts nach Beobachtungen von Tycho de Brake auf Hven, Leonhard III. Treuttwein in Fürstenfeld und David Fabricius in Ostfriesland. - Ber. Deutscher Wetterd., **15**, **110**: 1-49, 3 Abb., 6 Tab.; Offenbach/M.
- LEUZE, E. (1969): Die Halbinsel von Devon und Cornwall. - Deutsche geogr. Blätter, Geogr. Ges. Bremen, **50**: 215-355, 14 Abb., 15 Bild., 5 Kart.; Bremen.
- MÜCKENHAUSEN, E., SCHARENSEEL, H. W. & PIETIG, F. (1968): Zum Alter des Plaggeneschs. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **19**: 190-196, 1 Abb., 1 Tab.; Öhringen.
- PFISTER, Ch. (1982): Klimageschichte der Schweiz 1525-1860. - Academia helvetica **6**, 1-163, 3. Auflage; Bern-Stuttgart (Haupt).
- ROBERTS, M. J. (1985): The geomorphology and stratigraphy of the Lizard Loess in South Cornwall, England. - Boreas, **14**: 75-82, 4 Fig.; Oslo.
- SIEBERTZ, H. (1988): Die Decksedimente auf dem Niederrheinischen Höhenzug in ihrer Beziehung zu den Luftdruck- und Windverhältnissen während der Weichsel-Kaltzeit in Nordwestdeutschland. - Natur am Niederrhein, **3**: 1-12, 8 Abb., 3 Tab.; Krefeld.
- (1994): Chronostratigraphische Untersuchungen (¹⁴C-Alter) an den Windablagerungen der „Towans“ in der südwestenglischen Grafschaft Cornwall. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **44**: 1-6, 2 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- TOOLEY, M. J. (1990): The Chronology of Coastal Dune Development in the Unided Kingdom. - Catena, Suppl. **18**: 81- 88, 2 Fig.; Cremlingen.
- WENINGER, B. (1995): Erläuterungen zu den Ergebnissen der ¹⁴C-Altersbestimmung; Köln (Inst. Ur- und Frühgeschichte).
- WILSON, P. (1990): Coastal Dune Chronology in the North of Ireland. - Catena, Suppl. **18**: 71-79, 4 Fig.; Cremlingen.

Manuskript eingegangen am 10. April 1997

Havara on Cyprus - a surficial calcareous deposit

WOLFGANG SCHIRMER^{*)}

Havara, talus, colluvial deposit, kalkkalla, caliche, fossil soils, ¹⁴C data,
Middle Würmian, Cyprus

Abstract: Havara is a local name of a surficial, soft, porous, white to buff, carbonaceous, clastic rock of Quaternary age widely spread in Cyprus. Its grain size varies from predominant silt to pebbles. It is bound to the surficial outcrop of chalky and marly deposits dating from Upper Maastrichtian through Quaternary. Genetically it is slope debris accumulated at the slope toes, concentrated to debris cones at the exits of dales and small valleys or spread as thin cover bed over even or gently inclined surfaces. It has been deposited preferably as colluvium but also by solifluction. Rock fall as well as eolian origin is not considerable. The Kalavasós Márcou Site exhibits havara rhythmically bedded by fining upward sequences each ending with fossil soil (calic regosol). ¹⁴C ages of charcoal dated two of the soils to 31.970 and 27.440 a BP, i. e. Middle Würmian 4. Similar rhythmicity is known from loess sequences in Central Europe, thus giving evidence that the climatic rhythmicity worldwide known is likewise reflected within the debris processes of the eastern Mediterranean. The rhythmical interbedding of havara with soil formations gives evidence of less vegetated landscapes during main phases of havara formation. In contrast to havara, kalkkalla is the result of soil forming processes. Descendent, ascendent and lateral intrasolum lime transport forms hard crusting of the surface (caliche).

[Havara auf Zypern - eine terrestrische kalkige Deckschicht]

Kurzfassung: Havara ist eine Lokalbezeichnung für ein gelblich-weißes, hoch kalkhaltiges, klastisches, quartärzeitliches Lockergestein mit weiter Verbreitung auf Zypern. Die Korngröße ist vorwiegend Silt, reicht aber bis Kiesgröße. Der Steinanteil wechselt örtlich bedingt. Regional ist Havara an den Ausstrich kalkig-mergeliger mariner Gesteine des Oberen Maastrichts bis zum Pliozän gebunden, die große Teile Zyperns einnehmen. Genetisch ist Havara Hangschutt mit Anhäufung am Hangfuß. Am Ausgang von Hanghohlformen, Hangrissen und Tälchen ist er zu Schuttkegeln angehäuft und enthält dann vermehrt gröbere Steinanteile. Ebene oder schwach geneigte Flächen werden von dünneren, eher feinkörnigen Kalkstaub- und Kalksanddecken überkleidet. Vorwiegender Transporttyp ist deluvial durch Abspülung am Hang. Ungeregelte Massen mit groben Gesteinsanteilen müssen auch solifluktuiv bewegt worden sein. Unter anthropogenem Einfluß

(Hangbearbeitung, Beweidung) gesellt sich kolluviale Bewegung hinzu. Sturzschutt und äolische Sedimentation sind sehr untergeordnet.

Der Aufschluß Kalavasós-Márcou (Abb. 1), eine Hangfußakkumulation, erschließt rhythmisch geschichteten Havara mit gradierter Schichtung von grob-unten zu fein-oben mit jeweiligem humosen Bodenabschluß (schwache Rendzina). Zwei solcher Böden ergaben ein ¹⁴C-Alter an Holzkohlen von 31.970 a BP im tieferen Profiteil und 27.440 a BP im höheren Profiteil (Abb. 2), also ein Alter des Mittelwürms 4 sensu SCHIRMER 1991 (Tab. 1). Die terrestrische Havara-Boden-Abfolge drängt zum Vergleich mit den Löß-Boden-Rhythmen im Mittelwürm des Schwalbenbergs am Mittelrhein, die ihrerseits weltweit mit Klimarrhythmen aus Eiskernen und Tiefseesedimenten korrelierbar sind (SCHIRMER 1995: 531).

Aus der Tatsache, daß Havara heute in viel geringerem Maße, und dann meist durch anthropogene Rodung bedingt, abgelagert wird, und aus der Wechselfolge von Havara und Interstadialböden in mächtigen Havarapaketen läßt sich für die Havara-Bildung eine vegetationsärmere Zeit folgern als die heutige in Zypern. Der weltweite Klimawechsel Stadial/Interstadial findet also auch im terrestrischen Bereich des östlichen Mittelmeerraumes seinen Niederschlag durch vermehrte Hangaktivität mit Schuttproduktion in den Stadialen und Bodenbildung in den Interstadialen.

Im Unterschied zu Havara ist Kalkkalla ein Ergebnis der Bodenbildung: Kalkkrusten, Caliche. Sie entstehen durch deszendente Kalkfällung als Kalkknollen und Kalkstangen (Cc-Horizont), vorwiegend aber durch aszendente Kalkverkrustung der Oberfläche und schließlich lateralen Kalktransport in seicht gelegenen Grobsegmenten.

Introduction

Havara is one of the most widely spread surficial deposits in Cyprus. It occurs predominantly in the limestone areas of Cyprus outside of the Troodos ophiolite area. It is a white to buff, fine, chalky, porous silty powder, which is always mixed with rounded or angular heterolithic bigger clasts although limestone predominates. Havara is used in Cyprus for road metal. Its silt with rock fragments is mixed with water and is spread on top of the surface of roads. During rains it does not turn into slurry - due to its only small content of clay

^{*)} Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. W. SCHIRMER, Abteilung Geologie der Heinrich-Heine-Universität, Universitätsstr. 1, 40225 Düsseldorf

minerals. The CaCO_3 content of havara, based on eight samples geographically spread over Cyprus, varies from 75-91% (PANTAZIS 1973: 21).

The origin of havara in Cyprus has been subject of a prolonged discussion. BELLAMY & JUKES-BROWNE (1905: 44) described it as "a calcareous tufa combined with fine pebbles to make a material known as 'khavara', the local term for gravel". Hence, BELLAMY & JUKES-BROWNE interpret havara as a sedimentary deposit. Later workers confused havara with kafkalla, the local name for caliche, e. g. BEAR (1960a: 12): "In many places it is difficult to distinguish" Koronia reef limestone "from havara (calcrete)". WILSON (1957: 26) states: "A secondary surface limestone or havara forms a crust". Other workers separated havara and kafkalla lithologically, but interpreted them as having the same origin - the evaporation of calcium carbonate (BEAR 1960b: 42, GASS 1960: 59). PANTAZIS (1973)¹) analyzed havara samples from different sites in Cyprus in detail and concluded in concurrence with the earlier workers BELLAMY & JUKES-BROWNE (1905) that havara was a sedimentary deposit, a "terrestrial (fresh water) deposit" (PANTAZIS 1973: 39). However, PANTAZIS does not discuss his assertion that havara is a fresh-water deposit. - See Addendum.

In this paper the results of recent studies of numerous outcrops of havara in the southern and western circum-Troodos area are described.

1 Occurrence of havara

1.1 The depositional environments of havara

Havara is a terrestrial deposit forming the surficial mantle of limestone-marl areas. It occurs at least in the following geomorphic situations:

a) Slope debris: Along the toes of slopes in limestone uplands havara can accumulate up to a few meters in thickness. In this environment it displays a disordered mixture of limestone fragments and sand-silt components. In some sections, indistinct and discontinuous bedding can be found. The bigger fragments show a slope parallel orientation, sometimes with imbrication dipping upslope.

An example of slope-debris havara is described in the Kalavasós Márkou section below.

b) Debris cones. At the toe of slope concavities, the exit of dales or small valleys thick debris cones form large aprons consisting through and

through of havara. In the debris cones havara displays better bedding, caused by an alternation of stone-free to stone-rich havara. Stone-rich havara exhibits good imbrication of flattened rock fragments dipping upslope. In vicinity to river terraces the rock fragments are also rounded to gravel. Most of the havara exploited in Cyprus comes from debris cones.

c) Surficial veneer. In many places the havara simply occurs as a surface veneer on horizontal or gently inclined geomorphic surfaces. In this type of occurrence the silty-sandy grain size of havara is dominant with rock fragments or gravel being subordinate.

1.2 The Kalavasós Márkou Site

The site is a slope-cut behind the house of Charálampos Varélla in Kalavasós 150 m south of the church (arrow in Fig.1). It lies 30 m above the valley bottom at the first flattening of the slope toe. The full place name of this slope is Spílios tou Papá Márkou, the caves of Father Márkou. Here the name is abbreviated to Márkou²). A section from this site (see Fig.2) is described as follows:

cm	soil symbol ³⁾	description
		surface: garrigue vegetation
15	Ah	Havara: loam, silty, porous, often powdery, medium- to coarse-stony, rare boulders, scarce small ophiolite pebbles; loose, grey, humic, not stratified, perforated by burrows. - Anthropogene colluvium with autochthonous surface soil
140	M	Havara: loam, silty, porous to powdery, medium- to coarse-stony, rare boulders, scarce small ophiolite pebbles; brown, not stratified, perforated by burrows. - Anthropogene colluvium
80	C	Havara: silt, yellow-white, medium- to coarse-stony, scarce boulders; alternating with irregular, less stony layers; inconspicuous bedding, 20 cm above the lower contact a 20 cm long humus-charcoal streak. Radiocarbon age of the charcoal: Hv 19 672: 27 440 ± 1 600 a BP
20	fAh	Upper Tsiáko Soil ⁴⁾ : silt, yellowish grey-brown, porous, medium-stony, scarce coarse- to boulder-stony, very rare ophiolite pebbles, locally humic

²⁾ deutsch: Márku

³⁾ Soil symbols after FAO (1990). Additionally, M horizon (AG Boden 1994: 102) as migrated soil material is added

¹⁾ This paper is based on a former unpublished report of T. M. PANTAZIS: A study of some havara and kafkalla samples of Cyprus. - 32 p., 1 map; Nicosia (Ministry of Agriculture) 1961.

70	C	Havara: silt, white-grey, medium-to coarse-stony (Lefkara limestone, sharp-edged, scarce ophiolite pebbles up to 40 cm, partly broken. In the upper part occasionally humic streaks with scarce charcoal
20	fAh	Lower Tsiáko Soil: silt, brown-grey, weakly fine- to medium-stony, rare coarse stones and ophiolite pebbles, scarce charcoal
180	C	Havara: silt, white-grey, medium- to coarse-stony, scarce boulders, sparse ophiolite pebbles, inconspicuous and irregular bedding. Stones horizontally bedded, but occasionally also vertically orientated
130	fAh	Gondéssa Soil: silt, light brown to brown-grey, humic to strong humic, slightly fine- to medium-stony, scarce medium- to coarse-stony streaks, scarce ophiolite gravels, lime pseudomycelium, nested charcoal. In one place a 10 cm large slab of black-brown baked humic soil with reddish aureole. Radiocarbon age of charcoal Hv 19 262: 31 970 ± 910 a BP
50	C	Havara: silt, white-grey, powdery to porous, strong medium- to coarse-stony, boulders, occasional ophiolite pebbles base not exposed

The Lower and Upper Tsiáko Soils merge up slope forming one Tsiáko Soil (Fig. 2). The lower contact of the Gondéssa Soil was only exposed in a small pit excavated at the bottom of the section (Fig. 2). The soils have fewer coarse clasts than the havara and are also enriched in humus. The soils represent distinct quiescence phases of slope erosion activity. The baked soil slab in the Gondéssa Soil is possibly indicative of human occupation.

2 Origin of havara

The occurrence of havara as slope debris, debris cones and surficial veneer as described above provides evidence of the differing origin of havara. The bulk of the havara has a *colluvial* respectively *deluvial*⁵⁾ origin. Hill wash processes transport the fines and some of the coarse clasts

⁴⁾ pronounce: Chako, deutsch: Tschako. The Tsiáko and Gondéssa Soils are named after the two dogs housed at the toe of the wall. They had to suffer from my wall-scratching that produced rockfall on the roof of their huts. Only the promise of scientific fame could console them.

⁵⁾ term *colluvial* equals the German term *deluvial*, also the term *abluvial* (LIEDTKE in GALBAS et al. 1980: 10), whilst the German *kolluvial* is restricted to down slope transport of soil material, mostly induced by man's impact onto the landscape.

downslope. In places, the fragments occur as distinct beds well-stratified into coarser and finer layers, the coarser layers occasionally being imbricated; this form of stratification occurs typically in debris cones. In other places, stratification is absent and the coarse and fine material is unsorted.

At the toe of steep slopes there can be rock fragments originating from *rock falls* producing a lithologic result of isolated large rock fragments within pure fine havara beds.

The large amount of rock fragments, often up to some decimeters in diameter, cannot solely be explained by hillwash and rock fall processes, because there are many areas where rockfall can be excluded. Therefore, it is argued, that *soil creep* processes play a major role in the formation of these poorly sorted deposits.

Where deposits of fine havara are found they lack any stratification and exhibit porosity and other characteristics similar to loess. This suggests the idea of an *aeolian* origin. On the other hand, however, secondary recrystallisation of the lime within the havara may have destroyed primary lamination. Little *aeolian* component might occur. However, big dust storms, as they occur in cold and or warm arid areas, can be excluded as trigger for havara deposition. Otherwise white havara should cover the dark, widely exposed ophiolite rocks, at least those adjacent to the limy or marly areas, but this is not the case.

3 Climatic background of the havara formation

Colluvial processes on slopes of notable amount - as they occur in havara piles - as well as *aeolian* processes and solifluction need a landscape less vegetated than today. Additionally these processes need a certain periodical frost scattering thus supplying the slopes with scree to be transported down slope. The requirement for frost activity in Cyprus uplands means a climate colder than today.

All these processes, colluvial, soil creep, rock fall and *aeolian*, do occur, of course, nowadays in Cyprus, especially where the forested landscape has been cleared. Colluvial processes require rainfall that happens during the winter and in the Troodos area sometimes throughout the year. Moreover, colluvial processes need prevention from water seepage. This happens under conditions of extreme water supply, water-oversaturation, extreme dryness of the soil, but also permafrost. Only the former three cases are realized in present Cyprus albeit rarely. Thus, conditions

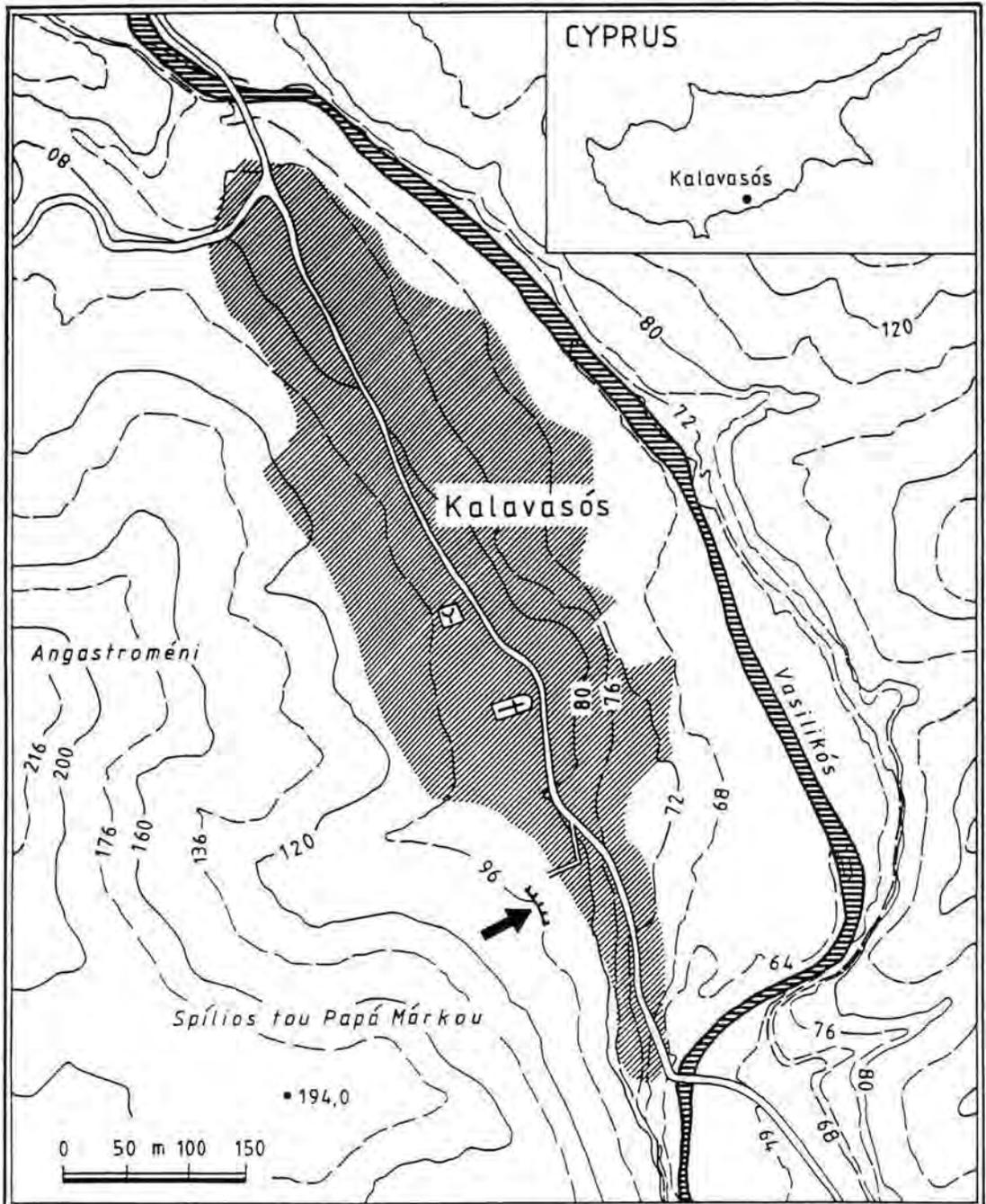


Fig. 1: Location map of the Kalavasós Márcou Site (the arrow marks the site)

Abb. 1: Lageplan des Kalavasós-Márcou-Aufschlusses (der Pfeil markiert den Aufschluß)

for recent colluvial processes are not very frequent but do exist. Furthermore, where the land is cleared on limy soft rocks, that are easily erodable, a solid kalkalla crust (caliche) prevents the soft lime material from being washed off. Thus, modern colluvial deposits concentrate preferably

to ravines and along the thalweg of dry valleys. Soil creep processes do not necessarily imply permafrost conditions as it is the case in the periglacial zone. But strong intermittent frost periods as well as water-oversaturated soil effect soil creep. However, these are rare situations in recent times

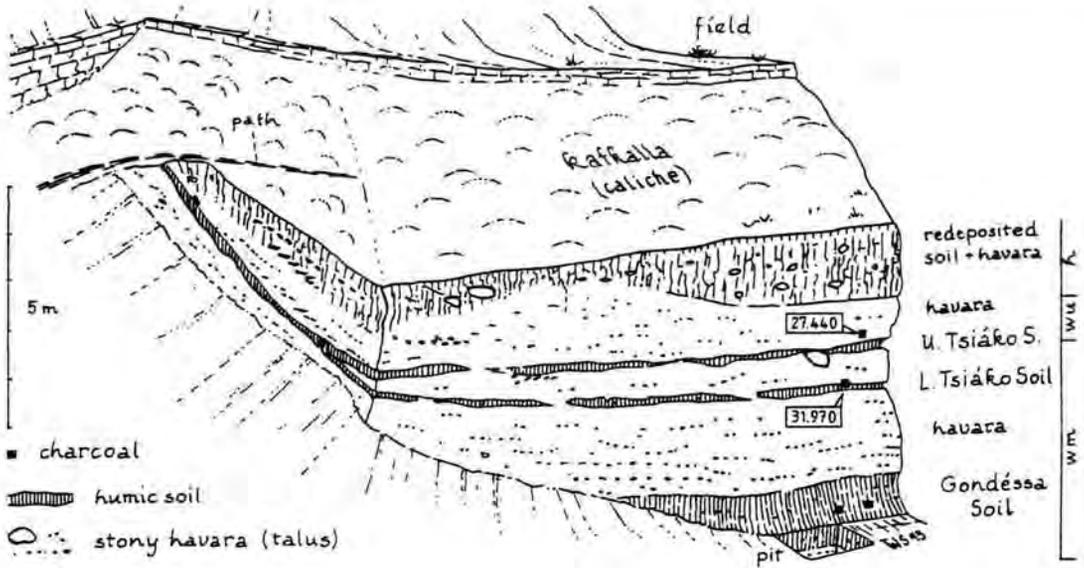


Fig. 2: Sketch of the Kalavasós-Marcou Site showing the presence of fossil soils of Middle Würmian age within the havara (silt-rich calcareous talus). Horizontal scale is approximate. wm = Middle Würmian, wu = Upper Würmian, h = Holocene

Abb. 2 Skizze des Kalavasós-Marcou-Aufschlusses mit fossilen Mittelwürm-Böden im Havara (siltreicher Kalkhangschutt). Horizontaler Streckung nicht maßstabsgetreu. wm = Mittelwürm, wu = Oberwürm, h = Holozän

and cannot give rise to major and extended soil creep masses.

Recent rockfalls have occurred where there is sheep and goat grazing on cleared slopes or by human use of the slopes. Occasionally, rockfalls augment rock debris at the toe of a slope conspicuously.

Recent eolian processes occur in Cyprus. During the wet season a certain amount of windblown dust from outside Cyprus is spread over the island; the colour of this allochthonous silty dust is yellow to red brown. During dry periods, autochthonous dust can also be blown around on the island, but as rocks adjacent to limestones are free of remarkable coats of lime dust, then the amount of recent local blown lime dust has to be negligible. The modern landscape is not greatly affected by all these processes even though the forest cover has been largely removed. Otherwise the recent surface covered by kafkalla crust would become covered by havara. In other words, in the geomorphic context of recent slope erosion activity as shown presented by the havara exposures, the erosional debris production would have covered repeatedly the surficial kafkalla crust in such a way that there would exist a series of buried kafkalla horizons - but this is not the case.

As the landscape is now largely deforested, yet extensive active slope processes are lacking, then

the landscape at times when havara formed must have been more open than today. This requires a colder climate than that today. Consequently, most of the havara must have been deposited during colder climate than that existing today.

4 Age of havara

The data gained from the Kalavasós-Marcou section (Fig. 2), as well as the thick and fine-grained havara beds, deposited under scattered vegetation and increased frost activity, lead to the conclusion that most of the exposed havara is of Würmian age:

- ~ 1,5 m kafkalla formation (displayed in Fig. 2): anthropogene Holocene
- ~ 1,5 m humic soil formation: forested Holocene
- ~ 2,0 m upper havara: Upper Würmian
- ~ 4,5 m Tsiáko-Gondéssa havara: Middle Würmian ⁶⁾
- lower havara

It is concluded that most of the havara is of a glacial age, and a lesser amount was produced du-

⁶⁾ SCHIRMER (1991, 1995) subdivides the Middle Würmian (MW) loess of Germany into four sections: MW 1 represents the cold O-stage 4, MW 2-4 the warmer O-stage 3 with eight interstadial soils and a conspicuous intermittent cooling phase (MW 3) (see Tab. 1)

Section	Lithology	Depositional environment
	and so on.....	
	havara with rock fragments	hill wash and soil creep (\pm little eolian activity)
	—unconformity—	strong slope erosion
	soil formation	vegetation growth
	fine havara	gentle hillwash (\pm little eolian activity)
havara with rock fragments	hill wash and soil creep (\pm little eolian activity)	

Fig. 3: Rhythmicity within the depositional sequence of havara deposits (calcareous talus) and soils in Cyprus

Abb. 3: Ablagerungsrhythmus innerhalb der Havara (Kalkhangschutt)-Boden-Folgen in Zypern

Tab. 1: Middle Würmian of the Central European periglacial area and Cyprus

Tab. 1: Mittel-Würm des mitteleuropäischen Periglazialgebietes und Zyperns

O-stages	Stage	Central European periglacial area	Cyprus (Kalavasós Márcou Site)
2	Upper Würmian	loess	havara
3	Middle Würmian	4 Sinzig soils 1-3: calcic cambisols	Tsiáko-Gondéssa soils (3 soils): calcic regosols havara
		3 Kripp stadial: loess	
		2 Remagen soils 1-5: calcic cambisols	
4	1	stadial: loess	

ring a warm climatic period. A certain share is due to reworking of the havara and redeposition under deforested Holocene conditions.

5 Rhythmicity within havara deposition

Sections through the havara show the depositional sequence schematically drawn in Fig. 3. This rhythmicity of slope development points to a climate process starting with strong erosional activity that later tapers off and is eventually totally lacking during periods of active vegetational growth with its accompanying soil formation.

6 Havara formation and climate course

The soil units within the Kalavasós Márcou section demonstrate the stadial/interstadial rhythms, known from the periglacial areas, likewise to be well developed in the eastern Mediterranean. The Middle Würmian of the Central European perigla-

cial area is subdivided by at most eight fossil soils (SCHIRMER 1991, 1995), alternating with loess and loess derivatives (Tab. 1). I am far from assuming the three Kalavasós Márcou soils to correspond to the three Sinzig Soils listed up in Tab. 1, but the Central European soil sequences provide a potential model for correlation. However, for such a correlation the Kalavasós Márcou Site is, firstly, too limited in exposure though, presumably, the rhythmic sequence continues at depth. Secondly, neither the dates of the Sinzig Soils nor that of the Tsiáko-Gondéssa Soils are reliable enough to correlate both soil by soil. The only fact to follow is the Kalavasós Márcou Site to assign to the Middle Würmian 4 *sensu* SCHIRMER 1991, that is the upper part of O-stage 3.

In the Kalavasós Márcou section the havara takes the position of the periglacial loess, and the calcic regosols in Cyprus take the position of the calcic cambisols of the periglacial zone. The difference

between cambic soils in the loess and regosols in the havara is due to a higher clay content of the loess and a less one in the havara.

The morphogenetic relationships are similar in both areas - the periglacial area of central Europe and the eastern Mediterranean:

During stadials, there were unstable conditions with slope forming processes under scattered vegetation in Cyprus, and loess-steppe with solifluction in the periglacial zone. During interstadials, stable conditions existed with a vegetation cover (? forest) in Cyprus, and similar stable conditions but with shrub tundra in the periglacial zone. No doubt, there was a difference in climatic conditions and vegetative zones between the periglacial area and Cyprus. However, during the course of a glacial cycle the principal geomorphic conditions and the process rhythmicity turn out to be comparable between both the eastern Mediterranean and the Central European periglacial zone.

To argue against the former opinion the debris masses to origin during strong rainfall under "pluvial" conditions, and the soils to origin under drier "interpluvial" conditions⁷), it is pointed out that the debris deposits lack considerable shares of soil material (for example humic streaks) that is to be expected in case of strong hill wash processes under warm conditions with an extensive vegetation cover.

7 Slope development and debris accumulation

The Kalavasós Márkou section demonstrates the main phases of debris production to be assigned to stadial phases of a glacial period. Consequently, the extended debris fans flanking the river valleys in Cyprus have to be regarded as result of stadial conditions; these conditions are characterized by less vegetation than in the Holocene. Further, it is suggested that stronger frost activity was also a major factor during glacial periods. Today, on Mount Olympos (1956 m), the highest elevation of Cyprus, frost polygons and solifluction lobes are developing in areas with scattered vegetation. Every year from end of November to the beginning of April several tens of freeze-thaw transitions occur on this summit.⁸) During Würmian stadial conditions the lower frost limit was much lower, and when combined with a lack

of vegetation, then conditions of debris production would have been more intensive throughout Cyprus.

These results coincide with the conclusions of IOAKIM & CHRISTIANIS (1997: 102) who follow for the Greek mountains from palynological evidences an "open steppe-like vegetation" for the cold phases of the last glacial-interglacial cycle. HEMPEL (1990: 80) also found in the mountain areas of Crete and southern Greece that the main phases of debris deposition were of glacial age. He attributes, however, the bulk of debris to Saalian, rather than Würmian age.

8 Relationship of havara and karkalla

Karkalla is the local term for caliche, calcrete or petrocalcic horizon (SOIL SURVEY STAFF 1992: 20). Genetically the karkalla horizons belong to soil formation, because there is no karkalla deposition but rather karkalla precipitation. The Cyprean karkalla is an enrichment of lime within the solum that occurs in three ways:

- a) Descendent lime precipitation starting with calcareous nodules within and below the B horizon;
- b) Ascendent lime precipitation forming the calcareous crusts on top of the surface;
- c) Lateral lime precipitation by groundwater movement.

Each of these processes effects a hardening of the soil. Although all three processes interact in forming karkalla, it is the ascendent origin that has the dominant role.

BELLAMY & JUKES-BROWNE (1905: 43) give a reasonably good description of karkalla with an essentially correct explanation of its origin, although they term it capstone and do not use the name karkalla.

Normally a surficial karkalla crust is hardest at the top and merges downward into a softer material, which may resemble havara. Therefore, the delimitation of both rock types becomes difficult especially in those cases when karkalla has been formed on top of havara. This may be a major reason for the different opinions regarding the genesis of havara and karkalla by the authors quoted in the beginning of this paper.

Karkalla occurs rarely prior to the Holocene. Pre-Holocene soils exhibit mostly descendent Bc horizons, and they lack the ascendent component. Therefore, it is concluded, that the dominant ascendent lime precipitation of the recent surface is mainly due to land clearance in the Holocene. Thus, karkalla formation needs a surface free of vegetation to some extent. Karkalla does not pass

⁷) see pluvial/interpluvial discussion in SCHWARZBACH (1993: 224)

⁸) according to temperature measurements of the Meteorological Service of Cyprus

laterally into havara. The formation of both does not happen simultaneously in the same place – even though both need a restricted vegetation cover. During periods of havara formation evaporation was not enough to form kafkalla. Thus, kafkalla needs little vegetation and a warm climate to cause high evaporation rates. Under natural (pre-clearance) conditions on Cyprus, warm climate encourages vegetation growth, and vegetation reduces evaporation from the soil and precludes kafkalla formation. Consequently, it is concluded that land clearance under Holocene conditions was the main cause for the formation of kafkalla.

9 Acknowledgements

I am grateful to a number of people for their assistance: CHARÁLAMPOS and PANAGEIÓTA VARÉLLA, Kalavasós, gave access to the outcrop on their land. MÉLIS VIOLÁRI, Kalavasós, was so helpful to store my tools over all the time of my field work in Cyprus. Dr. COSTAS XENOPHONTOS, Geological Survey of Cyprus, Nicosia, provided me with maps and literature. K. L. PHILANIOTIS, Meteorological Service of Cyprus provided me with climatic data of Mount Olympus. My wife URSULA gave me valuable support during field work and discussions. Prof. Dr. MICHAEL ROBERTS, Department of Geography of the Simon Fraser University in Burnaby, Canada, was so kind to review the text and its English language.

10 Literature

- AG BODEN (1994): *Bodenkundliche Kartieranleitung*, 4. Aufl., 392 S.; Hannover (BGR).
- BEAR, L. M. (1960a): The geology of the Peristerona-Angolemi area. – *Mem. Geol. Surv. Dept. Cyprus*, **2**: 8-20, 1 geol. map 1: 31680; [Nicosia].
- (1960b): The geology and mineral resources of the Akaki-Lythrodondha area. – *Mem. Geol. Surv. Dept. Cyprus*, **3**: 122 p.; 1 geol. map 1: 31680; [Nicosia].
- BELLAMY, C. V. & JUKES-BROWNE, A. J. (1905): The geology of Cyprus. – 72 p.; Plymouth (W. Brendon & Son).
- FAO-UNESCO (1990): Soil map of the world. Revised legend. – *World soil resources report*, 60: 119 p.; Rome.
- GALBAS, P. U., KLECKER, P. M. & LIESTKE, H. (1980): Erläuterungen zur Geomorphologischen Karte 1: 25000 der Bundesrepublik Deutschland, GMK 25, Blatt 5, 3415 Damme. – 48 p.; Berlin.
- GASS, I. G. (1960): The geology and mineral resources of the Dhali area. – *Mem. Geol. Surv. Dept. Cyprus*, **4**: 116 p.; 1 map 1:31680; [Nicosia].
- HEMPEL, L. (1990): Klima- und Landschaftsgenese der östlichen Mediterraneis im Jungquartär. – *Colloquium Geographicum*, **20**: 59-84; Bonn.
- IOAKIM, C. & CHRISTANIS, K. (1997): Late Quaternary of a peat profile from the Kalodiki peatland in Epirus, Western Greece: Sedimentary and vegetational history. – *Z. dt. geol. Ges.*, **148** (1): 95-104; Stuttgart.
- PANTAZIS, T. M. (1973): A study of the secondary limestones (Havara and Kafkalla) of Cyprus. – *Geographical Chronicles*, 2 (4): 12-39; Nicosia.
- SCHIRMER, W. (1991): Würmzeitliche Paläoböden am Mittelrhein. – 10. Tagung des Arbeitskreises Paläoböden der Deutschen Bodenkundl. Ges. vom 30. 5. – 1. 6. 1991 in Bonn, Programm und Exkursionsführer: 70-83; Münster.
- (1995): Schwalbenberg/Remagen, Middle Würmian. – In: SCHIRMER, W. [ed.]: Quaternary field trips in Central Europe, **1**: 530-532; München (Pfeil).
- SCHWARZBACH, M. (1993): Das Klima der Vorzeit. Eine Einführung in die Paläoklimatologie. – 5. Aufl., 380 S.; Stuttgart (Enke).
- SOIL SURVEY STAFF (1992): Keys to soil taxonomy. – 5. edition, Soil Management Support Services (SMSS) technical monograph, **19**: 541 p.; Blacksburg, Virginia (Pochontas).
- WILSON, R. A. M. (1957): Progress report. – *Annual Report Geol. Surv. Dept. Cyprus* **1956**: 23-27, Fig. 3; Nicosia.

Addendum

MRS. NERGIS AKÇORA, Turkologist, Düsseldorf, was so kind to give me information about the REDHOUSE Turkish-English-Lexicon that lists the term havara. In the edition of 1921 (page 810) „hawwara“ is listed to have the meaning of „white flour, fine flour“. After the edition of 1968 (page 464) the term „havara“ is derived from Arabic and is provincially used for a „kind of soft building stone“ and „whitewash“. These explanations of both editions match highly with the definition and description of the soft, surficial rock havara given in the foregoing text. The meaning of the 1921 edition reflects the fine, powdery consistence of the rock havara. That of the 1968 edition points to the use of the rock havara.

REDHOUSE, J. W. (1921): *A Turkish and English Lexicon*; Constantinople (H. Mattheosian).

— (1968): *New Redhouse Turkish-English dictionary*. – 1292 p.; Istanbul (Redhouse Press).

Manuskript eingegangen am: 28. August 1997

Zur postglazialen Sedimentationsgeschichte des Großen Jasmunder Boddens, südliche Ostsee

ANNE MÜLLER*)

geochemical investigations, sedimentation history, sedimentation rates, Holocene,
Großer Jasmunder Bodden, southern Baltic Sea

Kurzfassung: In der vorliegenden Arbeit wird die postglaziale Entwicklungsgeschichte des Großen Jasmunder Boddens (südliche Ostsee) anhand der Ergebnisse von stratigraphisch-geochemischen Untersuchungen an zwei Sedimentkernen aus dem Gewässer dargestellt. Die untersuchten Sedimentkerne erfassen einen Zeitraum zwischen dem Älteren Atlantikum und der Gegenwart. Der mit dem Einsetzen der Litorina-Transgression verbundene Anstieg des Meeresspiegels im Untersuchungsgebiet führte im Zentralteil des heutigen Gewässers zunächst zur Torfbildung und zur Ablagerung einer Organomudde. Diese organisch-reichen Sedimente wurden mit dem weiteren Anstieg des Meeresspiegels überflutet und von marinen Sedimenten abgelagert. Die mit dem Aufbau einer Nehrung verbundene Abriegelung der Meeresbucht bewirkte im Subatlantikum eine Aussüßung des Gewässers. Die Entwicklungsgeschichte des Boddens spiegelt sich in der Geochemie der Sedimente wider. Die C_{org}/N -Verhältnisse in den marin-brackischen Sedimenten deuten zusammen mit den $\delta^{13}C$ - und $\delta^{15}N$ -Werten auf die Dominanz autochthonen organischen Materials mit hohen Anteilen von aquatischen Makrophyten. In den rezenten Sedimenten nimmt der Planktonanteil auf Kosten der Makrophyten zu. Die C_{org}/S -Verhältnisse der Sedimente fallen in die für Süßwassermilieus typische Größenordnung. Die Pyritbildung in den Sedimenten des Großen Jasmunder Boddens ist sulfatlimitiert. Der Zusammenhang zwischen Akkumulationsraten organischen Kohlenstoffs (C_{org} -AR) und Sedimentakkumulationsraten (SAR) wird deutlich von der Menge, der Zusammensetzung und den ablaufenden Abbauprozessen organischer Substanz bestimmt. Erhöhte Produktivität resultiert dabei aufgrund des polymiktischen Charakters des Gewässers nicht unmittelbar in höheren Sedimentationsraten. Die Akkumulationsraten von organischem Kohlenstoff, Stickstoff und biogenem Opal nehmen ab etwa 1400 BP zur Gegenwart hin deutlich zu. Dieser Trend ist für die Akkumulationsraten von Kalziumkarbonat nicht erkennbar. Das deutet darauf hin, daß der Anteil des von autochthonen karbonatbildenden Organismen herstammenden Kalziumkarbonateintrags gegenüber allochthonen Einträgen gering ist.

[The postglacial sedimentation history of the Großer Jasmunder Bodden lagoon, southern Baltic Sea]

Abstract: The postglacial sedimentation history of the Großer Jasmunder Bodden, a coastal lagoon in the southern Baltic Sea area, is discussed using the results from stratigraphical and geochemical investigations of two sediment cores. These cores cover the time period from the Older Atlantic to the present. The sea level rise, which is linked to the beginning of the Litorina-Transgression, first resulted in the formation of peat and the deposition of organic rich lacustrine mud. These organic rich sediments were then flooded by the rising sea, and marine sediments were deposited. The formation of a barrier island resulted in the separation of the Großer Jasmunder Bodden from the outer sea and in a decrease in salinity in the coastal lagoon during the Subatlantic. This development of the lagoon is reflected in the geochemical composition of the sediments. The C_{org}/N ratios in the marine-brackish sediments, together with the $\delta^{13}C$ and $\delta^{15}N$ values, suggest the dominance of autochthonous organic matter including a large fraction of aquatic macrophytes. In the recent sediments there is a shift in the ratio of aquatic macrophytes and plankton to the advantage of plankton. The C_{org}/S ratios in the sediments are similar to those of freshwater environments. Pyrite formation in the Großer Jasmunder Bodden sediments is limited by the availability of sulfate. The relationship between the accumulation rates of organic carbon (C_{org} -AR) and those of bulk sediment (SAR) is clearly determined by the amount, the composition and the prevalent decay processes of organic matter. Increased productivity however, does not directly result in higher sedimentation rates. This is due to the polymictic character of the water body. Accumulation rates of organic carbon, nitrogen and biogenic opal increase significantly after 1400 BP, though this is not the case with those of calcium carbonate. This suggests that the contribution from autochthonous carbonate forming organisms is low compared with allochthonous calcium carbonate inputs.

1 Einleitung

Die holozäne Entwicklungsgeschichte der Bodengewässer ist bisher nur lückenhaft stratigraphisch belegt (STRAHL 1996). Die in diesem Artikel

*) Anschrift der Verfasserin: A. MÜLLER, Department of Geology, Australian National University, Canberra, ACT 0200, Australia

dargestellten Ergebnisse der stratigraphisch-geochemischen Untersuchung von zwei ausgewählten Sedimentkernen aus dem Großen Jasmunder Bodden sollen dazu beitragen, neue Erkenntnisse zu vergangenen Entwicklungsetappen des Natursystems Boddenlandschaft zu gewinnen und frühere, vor allem auf dem Festland durchgeführte Arbeiten (z. B. KLIEWE & JANKE 1978, 1991) zu ergänzen. Dabei wird in dieser Studie der Schwerpunkt auf geochemische Charakteristika der postglazialen Sedimente gelegt.

2 Untersuchungsgebiet

Der Große Jasmunder Bodden (Abb. 1) gehört zur Nordrügener Boddenkette. Letztere hat, verglichen mit den anderen Boddengewässern in der Region, die größten Ausschürftiefen und in ihrer Umrandung die höchsten Moränenhöhen (KLIEWE 1987). Der Große Jasmunder Bodden befindet sich nahezu am Ende der Nordrügener Boddenkette. Weiter „binnenwärts“ liegt nur noch der Kleine Jasmunder Bodden. Der Große Jasmunder Bodden ist in der Gegenwart ein Gewässer mit einer Fläche von 58,6 km² und einem Volumen von 312,8 · 10⁶ m³. Er weist eine mittlere Wassertiefe von 5,3 m mit einem Maximalwert von 10,3 m auf (CORRENS 1976).

Bei den nordrügenschenden Bodden handelt es sich um ein Gewässersystem mehrerer hintereinander liegender Einzelbodden mit deutlichen Gradienten physikalischer, chemischer und biologischer Parameter. Durch Windlagen in der nördlichen Ostsee bedingte Unterschiede zwischen den Wasserständen in der südlichen Ostsee und in den Bodden führen zum Transport und lokal zur Vermischung von Wassermassen. Diese Gefälleausgleichsströmungen können auch zu einem bedeutenden Einstrom salzreicher Wassermassen führen (CORRENS & JAEGER 1979). Der Salzgehalt in den Nordrügenschenden Bodden liegt, mit Ausnahme des Kleinen Jasmunder Boddens, ganzjährig über 8‰, wobei die höheren Werte sowie die größere Variationsbreite erwartungsgemäß in den stärker durch die Ostsee beeinflussten äußeren Bodden zu finden sind. Der mittlere Salzgehalt schwankt zwischen 8,3 und 8,9‰ (DAHLKE & HÜBEL 1994).

3 Material und Methoden

Die untersuchten Sedimentkerne GJB1 (54°31'8"N, 13°27'6"E) und GJB2a (54°32'8"N, 13°28'7"E) wurden im Oktober 1994 entnommen (Abb.1). Die Kerne wurden im Labor bei ihrer

Öffnung beschrieben und in 3 cm dicke Subproben unterteilt, wobei jede zweite Probe für Diatomeen- und Pollenanalysen verwendet wurde, deren Ergebnisse an anderer Stelle detailliert beschrieben werden (KLIBO 1995). Das übrige Material wurde gefriergetrocknet, gesiebt, vorsichtig gemörsert und homogenisiert. Die Fraktion < 0,063 mm wurde für die chemischen Analysen verwendet.

Der Gehalt an organischem Kohlenstoff wurde aus der Differenz der Gehalte von Gesamtkohlenstoff und anorganischem Kohlenstoff berechnet. Die Bestimmung des Gehaltes an Gesamtkohlenstoff erfolgte mit einem CHN-Analyser (LECO CHN-1000) bei 1050 °C ($\sigma = 0,18\%$). Der anorganische Kohlenstoff wurde nach dem gleichem Verbrennungsprinzip bei 1200 °C im Karbonatmodul eines C-S-Analyzers (ELTRA METALYT CS 100) bestimmt. Zur Bestimmung des anorganischen Kohlenstoffs wurde 50%ige Phosphorsäure zugesetzt ($\sigma = 0,08\%$). Die Berechnung des Kalziumkarbonatgehaltes erfolgte durch Multiplikation des Gehaltes an anorganischem Kohlenstoff mit einem Faktor von 8,33.

Die Bestimmung des Gesamtstickstoffgehaltes erfolgte im gleichen Meßvorgang wie die Analyse des Gesamtkohlenstoffgehaltes ($\sigma = 0,03\%$). Die Anwendung des C_{org}/N_{ges} -Verhältnisses an Stelle des C_{org}/N_{ges} -Verhältnisses (HEBBELN 1991, RUTTENBERG et al. 1997) beeinträchtigte die Dateninterpretation in dieser Studie nicht, da die Unterschiede zwischen beiden Verhältnissen gering sind (MÜLLER & MATHESIUS 1997).

Die Bestimmung des Schwefelgehaltes erfolgte mit einem C-S-Analyser (ELTRA METALYT CS 100) bei 1400 °C ($\sigma = 0,17\%$).

Die Bestimmung von biogenem Opal erfolgte nach der Methode von DeMASTER (1981). Dabei wurde die Mehrfachmessung durch eine Einzelmessung ersetzt. Die holozänen Sedimente sind durch eine geringe Tonfraktion und relativ hohe Gehalte von biogenem Opal gekennzeichnet. Ergebnisse von Testserien an Sedimenten der südlichen Ostsee haben gezeigt, daß die o.g. Methode die höchste Genauigkeit erreicht, wenn NaOH als Lösungsreagenz angewendet wird. Der biogene Opal wurde vollständig aufgelöst, und die Kontamination durch Tonminerale war minimal, wenn die Lösungszeit 40 Minuten betrug (vgl. LEIPE et al. 1995, NEUMANN et al. 1996). Für die Analyse wurden 100 mg gefriergetrocknetes Probenmaterial (Fraktion < 0,063 mm) und 100 ml 1M Natronlauge (NaOH) in ein Edelstahl-Reaktorgefäß gegeben. Dieses wurde bei 85 °C für 40 min. in

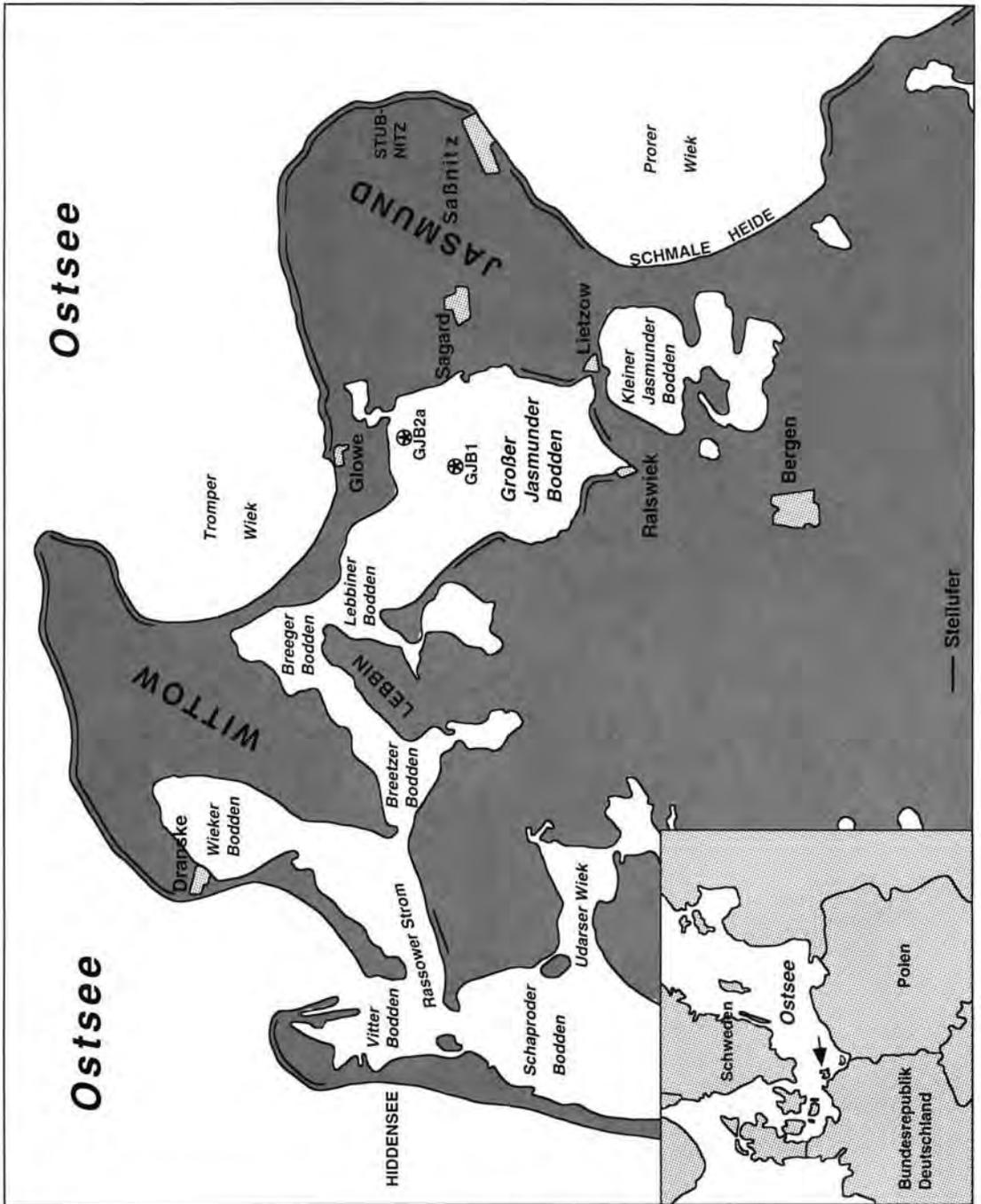


Abb. 1: Darstellung des Untersuchungsgebietes mit Beprobungspunkten.

Fig. 1: Study area and sampling locations.

einem Wasserbad geschüttelt. Nach einer Abkühlungszeit von 2 Stunden wurde die Lösung zentrifugiert und dekantiert. Die Werte von % Si-Opal wurden zu Gew.-%Opal unter Berücksichtigung des gebundenen Wassergehaltes umgerechnet ($\text{Opal [Gew.-%]} = \text{SiO}_2 \text{ [mg/l]} \cdot 2,4/10$, $\sigma < 0,5 \%$) (vgl. MORTLOCK & FROELICH 1989).

Für die Isotopenmessungen am organischen Material im Sediment wurde jeweils die gesamte gefriergetrocknete Probe gemörsert und in Silberschiffchen eingewogen. Die Entfernung des Karbonats erfolgte durch Zusatz von 2%iger Salzsäure (HCl). Das Häufigkeitsverhältnis der stabilen Kohlenstoff-Isotope ^{12}C und ^{13}C und der stabilen Stickstoff-Isotope ^{14}N und ^{15}N wurde an reinem CO_2 - bzw. N_2 -Gas mit einem Finnigan MAT Delta S-Massenspektrometer bestimmt, das an einen Carlo Erba/Fisons 1108 CHN-Analyzer gekoppelt war ($\sigma = 0,15 \text{‰}$ für $\delta^{13}\text{C}$ bzw. $< 0,2 \text{‰}$ für $\delta^{15}\text{N}$). Als Referenzgas diente reines CO_2 bzw. N_2 , das gegen Karbonat (NBS-18, -19 bzw. -20) bzw. atmosphärischen Stickstoff (MARIOTTI 1983) als Standard kalibriert war. Die folgenden Formeln (FAURE 1986) wurden zur Berechnung angewendet:

$$\delta^{13}\text{C} (\text{‰}) = \left[\frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{Probe}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{Referenz}}} - 1 \right] \cdot 1000$$

und

$$\delta^{15}\text{N} (\text{‰}) = \left[\frac{(^{15}\text{N}/^{14}\text{N})_{\text{Probe}}}{(^{15}\text{N}/^{14}\text{N})_{\text{Referenz}}} - 1 \right] \cdot 1000$$

Die Sedimente wurden mit Hilfe von Pollenanalysen datiert (KLIBO 1995). Ein Pollenprofil für das Oderhaff, das die einzelnen Pollenzonen zeigt, wurde in MÜLLER et al. (1996) veröffentlicht. Eine detaillierte Darstellung eines Pollenprofils aus der Region des Greifswalder Boddens findet sich zudem in STRAHL (1996), wobei die Ergebnisse mit neueren Studien auf der Insel Rügen (z. B. LANGE et al. 1986) verglichen werden. In den Schlickten wird eine tiefenbezogene Altersansprache oft durch die vorhandene Sedimentdurchmischung erschwert. Trotz dieser abschnittsweise auftretenden Schwierigkeiten sind die zur zeitlichen Datierung erforderlichen pollenanalytischen Kennwerte, wie z. B. Buchenmaximum, Getreide- und Kulturbegleiterkurve, Linden- und Ulmenmaximum, gut ausgeprägt (MÜLLER et al. 1996). Für eine ausführliche Diskussion zur Entwicklung eines regionalen Altersschemas mit Hilfe der Pollenanalyse und ^{14}C -Datierungen sowie möglicher Fehlerquellen sei zudem auf die Arbeit von KLEWE & JANKE (1982) verwiesen. Basierend auf den Ergebnissen der Pollenanalyse des Kerns GJB1 wurden

lineare Sedimentationsraten berechnet.

Zur unabhängigen Quantifizierung des Eintrages von Kalziumkarbonat, organischem Kohlenstoff und biogenem Opal von dem terrigenen Eintrag und anderen biogenen Komponenten wurden die Gewichtsprozentanteile in Akkumulationsraten umgerechnet. Die Akkumulationsraten des Gesamtsediments (AR_{ges}) und der biogenen Komponenten (AR_{komp}) wurden auf der Grundlage der oben erwähnten linearen Sedimentationsraten nach VAN ANDEL et al. (1975) und THIEDE et al. (1982) berechnet und in $\text{g}/(\text{m}^2 \cdot \text{Jahr})$ angegeben (MÜLLER & SUESS 1979, REA et al. 1980). Zur Bestimmung des Trockenraumgewichts wurde bei Öffnung der Kerne für jedes 3-cm-Intervall mit einem Stechzylinder ein gegebenes Volumen an Sediment entnommen, das bei 60°C im Trockenschrank bis zur Gewichtskonstanz getrocknet und dann gewogen wurde.

4 Ergebnisse und Diskussion

4.1 Sedimentationsgeschichte

Im Großen Jasmunder Bodden wurde eine Sedimentabfolge beginnend ab dem Älteren Atlantikum erfaßt. In diesem Zeitabschnitt erreichte das Litorina-Meer das Gebiet der heutigen südlichen Ostseeküste. Der ansteigende Meeresspiegel führte zunächst zur Vernässung, mit der im Großen Jasmunder Bodden ein Torfwachstum und die Ablagerung von Organomudde verbunden waren. So liegt im zentralen Teil des Gewässers (Kern GJB 1) unter dem bei 5,45 m (-11,20 m NN) einsetzenden Schlick ein organisch-reiches Sediment in Form von Organomudde bis Schilftorf an, das im weiteren Verlauf dieser Studie bei der Diskussion der geochemischen Ergebnisse vereinfacht als Organomudde bezeichnet werden soll. Diese organisch-reichen Ablagerungen wurden durch den schnellen Anstieg des Meeresspiegels überflutet und es wurden marine Sedimente abgesetzt. Die einzelnen Höhepunkte der Litorina-Transgression lassen sich in den Sedimenten des Großen Jasmunder Boddens mit Hilfe geochemischer Methoden nicht nachweisen. Die gegenwärtige, auf Untersuchungen auf dem Festland basierende Arbeitshypothese im Rahmen des Projektes „Klimawirkung und Bodenlandschaft“ besagt, daß zum Litorina-Meer eine weitgehend offene Verbindung in Form einer tief in das Binnenland hineinreichenden Meeresbucht bestand. Im Verlauf des Subatlantikums erfolgte die Verbindung der seeseitigen Strandwall-

und Dünensysteme zu einer weitgehend geschlossenen Nehrung durch fortwährenden Küstenausgleich. Die Folgen waren die Abriegelung der Meereshucht und eine damit verbundene Aussüßung des nun landseitigen Wasserbeckens (KLIBO 1995). Im nordöstlichen Teil des Großen Jasmunder Boddens (Kern GJB2a), d. h. in unmittelbarer Nähe der Schaabe, der heutigen Nehrung (vgl. Abb. 1), wurden dagegen bis in etwa 0,75 m Tiefe Mittelsande mit organisch-reichen Einschlüssen erbohrt.

4.2 Zusammensetzung der organischen Substanz in den Sedimenten

Bei sedimentologischen Arbeiten im ozeanischen Bereich hat man sich des C/N-Verhältnisses zur Unterscheidung organischer Substanz mariner/ autochthoner bzw. terrestrischer Herkunft bedient (z. B. HEBBELN 1991, RUTTENBERG & GÖNI 1997). So gehen BORDOVSKIY (1965) von einem C/N-Verhältnis von ≤ 8 in mariner und PRAHL et al. (1980) von > 12 in terrigener organischer Substanz aus. Das C/N-Verhältnis findet bei dieser Unterscheidung Anwendung, da es den Anteil von Eiweißen, den wichtigsten stickstoffhaltigen Substanzen in Organismen ausdrückt (MÜLLER 1975). C/N-Verhältnisse von Plankton mit relativ hohen Eiweißanteilen z. B. liegen in der Regel zwischen 4 und 7 (BORDOVSKIY 1965), während Landpflanzen mit Eiweißanteilen von nur 1-10% C/N-Verhältnisse von 30 und mehr erreichen können (NAKAI 1986). Für die Bodden und Haffe kann darüber hinaus angenommen werden, daß Makrophyten, die das Ufer besiedeln, erheblich zum Eintrag organischer Substanz in das Sediment beitragen. Für aquatische Makrophyten in den Boddengewässern geben CONRAD et al. (1995) ein mittleres C/N-Verhältnis von 13,6 an. Zudem können Erosionsprozesse von Torf und Böden, die Reste von Landpflanzen enthalten, für die Bodden und Haffe der südlichen Ostsee eine nicht unerhebliche Rolle beim Eintrag organischer Substanz in das Sediment spielen.

In den Sedimenten des Großen Jasmunder Boddens (Kern GJB1) liegen die C_{org}/N -Verhältnisse im Älteren und Jüngeren Atlantikum zwischen 8 und 12 (Abb. 2). Zusammen mit den Isotopenwerten ($\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$) deuten diese Verhältnisse auf die Dominanz autochthoner organischer Substanz mit einem hohem Beitrag von aquatischen Makrophyten. Die Verbindung zum Litorina-Meer wurde in der Folgezeit durch das Wachstum von Haken eingengt, das an der vorpommerschen

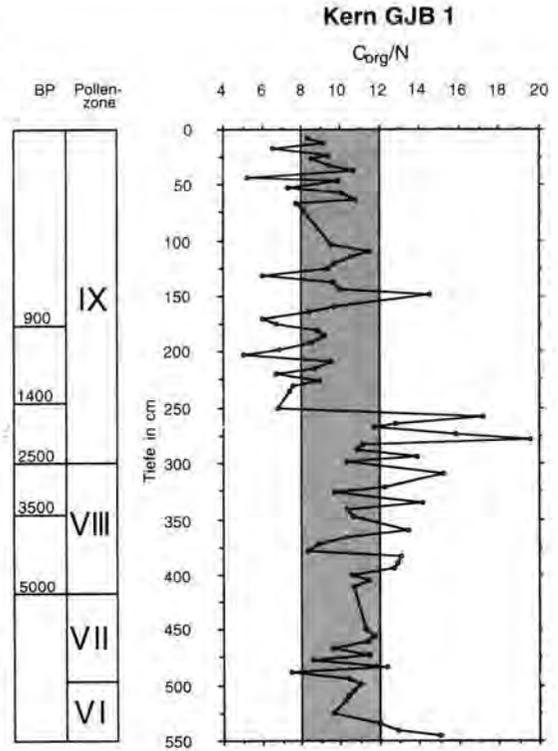


Abb. 2: Darstellung der C_{org}/N -Verhältnisse (von Gewichtsprozenten) gegen die Tiefe für den Sedimentkern GJB1. Verhältnisse größer als 20 sind nicht dargestellt. Am linken Rand sind die zeitliche Einordnung BP und Pollenzonen angegeben. Das schattierte Feld markiert die typischen Endwerte für C/N-Verhältnisse mariner bzw. terrigener organischer Substanz nach BORDOVSKIY (1965) bzw. PRAHL et al. (1980).

Fig. 2: Plot of C_{org}/N ratios (of weight%) versus depth for sediment core GJB1. Ratios larger than 20 are not shown. On the left margin, years BP and pollen zones are illustrated. The shaded area marks the typical endpoints for C/N ratios of marine and terrigenous organic matter according to BORDOVSKIY (1965) and PRAHL et al. (1980) respectively.

Küste hauptsächlich im Subboreal begann (KLIEWE & JANKE 1991). Vom Subboreal bis zum Beginn des Subatlantikums steigen die C_{org}/N -Werte deutlich an, wobei sie bis 20 erreichen können. Das deutet darauf hin, daß das Phytoplankton in dieser Zeit relativ zurückgedrängt wurde.

Die vollständige Abriegelung des Großen Jasmunder Boddens von der offenen See erfolgte wahrscheinlich im Subatlantikum (KLIBO 1995). Stärkere Rodungen fanden im Gebiet um den Großen Jasmunder Bodden schon ab 1400 BP statt (LANGE et al. 1986). Es liegt nahe, daß es

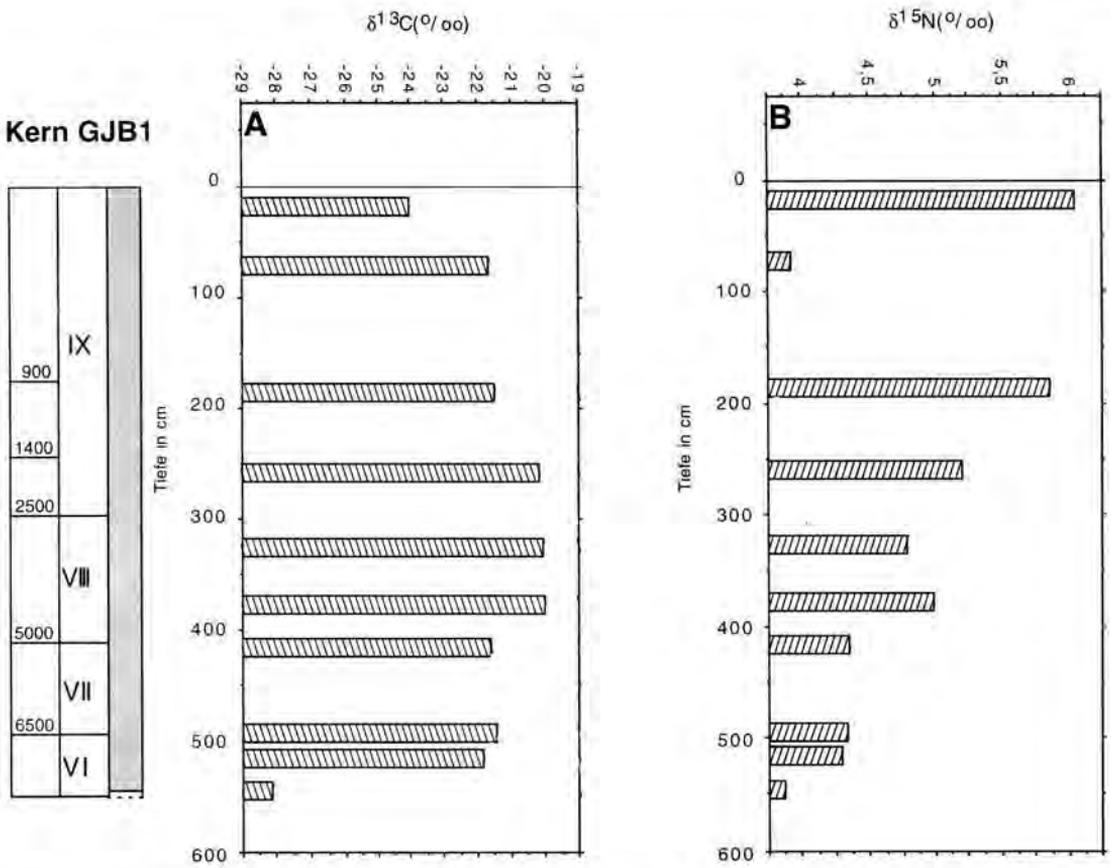


Abb. 3: Verhältnisse stabiler Isotope in den Sedimenten des Großen Jasmunder Boddens (Kern GJB1): (A) organischer Kohlenstoff, $\delta^{13}\text{C}$, und (B) Stickstoff $\delta^{15}\text{N}$. Links: Pollenzonen mit Altersangaben (BP und Sedimentabfolge). Letztere zeigt Schlicke (grau) und Organomudde an der Basis (dunkel). Isotopendaten aus MÜLLER & VOSS (1997).

Fig. 3: Stable isotope ratios of (A) organic carbon, $\delta^{13}\text{C}$, and (B) nitrogen, $\delta^{15}\text{N}$, for the Großer Jasmunder Bodden sediment core GJB1. The three left columns show years BP, pollen zones and the sediment sequence. The sediment sequence from the top shows mud (gray) and organic rich lacustrine mud (dark). The isotope data is from MÜLLER & VOSS (1997).

durch diese Faktoren zu einer erhöhten Nährstoffzufuhr in den Bodden und zu einem Fortschreiten der Eutrophierung kam, wobei Einträge aufgrund des relativ ausgeprägten Reliefs um den Bodden sicherlich noch verstärkt auftreten konnten. Ab etwa 1400 BP sind die C_{org}/N -Verhältnisse in den Sedimenten deutlich niedriger, wobei sie zeitweise sogar in den Bereich fallen, der für Plankton typisch ist. In den letzten 350-400 Jahren streuen die C/N -Verhältnisse zwischen 6 und 11, mit der Mehrzahl der Werte zwischen 8 und 10. Diese Zahlen legen einen hohen Anteil autochthoner organischer Substanz nahe.

Die Oberflächensedimente des Kerns GJB 2a aus dem Großen Jasmunder Bodden haben im Ver-

gleich zu den obersten 50 cm des Kerns GJB1 höhere C_{org}/N -Verhältnisse, die alle > 10 , größtenteils sogar > 12 sind. Neben den C/N -Verhältnissen sind auch die stabilen Isopenverhältnisse organischer Substanz ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$) benutzt worden, um die Herkunftsquellen des in das Sediment eingelagerten organischen Materials zu bestimmen und um Informationen zu den Sedimentationsvorgängen abzuleiten (z. B. THORNTON & McMANUS 1994). In gemäßigten Breiten werden $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zwischen -25‰ bis -30‰ für den überwiegenden Teil (d. h. von C_3 -Pflanzen her stammend) der terrigenen organischen Substanz angegeben (FONTUGNE & JOUANNEAU 1987, EMERSON & HEDGES 1988). Im marinen Milieu variieren $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zwischen -19‰ und -22‰ in Anhän-

gigkeit vom hydrologischen Regime¹⁾ (FONTUGNE & JOUANNEAU 1987). Für Süßwasserplankton wird davon ausgegangen, daß dieses niedrigere $\delta^{13}\text{C}$ -Werte hat als marines Plankton, wobei GALIMOW (1985) einen Schwankungsbereich von -20‰ bis -30‰ angibt.

Die $\delta^{15}\text{N}$ -Werte für terrestrische Pflanzen bewegen sich zwischen -5‰ und $+18\text{‰}$, sind aber im Durchschnitt ($+3\text{‰}$) isotopisch leichter. Stickstofffixierende Pflanzen haben einen Bereich von -6‰ bis $+6\text{‰}$ (SCHOENINGER & DENIRO 1984). Marine Organismen haben mittlere $\delta^{15}\text{N}$ -Werte zwischen $+7$ und $+10\text{‰}$ (PETERS et al. 1978). $\delta^{15}\text{N}$ -Signaturen sind deutlichen Modifikationen durch Isotopenfraktionierung ausgesetzt, die während der biogenen Umformung und im Kreislauf der gelösten und partikulären Stickstoffverbindungen auftritt. Biogeochemische Hauptprozesse, die die $\delta^{15}\text{N}$ -Zusammensetzungen der verschiedenen Stickstoffformen modifizieren, schließen Ammonifizierung, Nitrifizierung, Denitrifikation, dissimilative Nitratreduktion und Nährstoffassimilation ein, wobei die Isotopenfraktionierung bei jedem dieser Prozesse bewirkt, daß die Reaktionsprodukte isotopisch leichter sind als die Ausgangssubstrate (OWENS 1987). Der allgemeine Effekt der Diagenese organischer Substanz ist folglich, daß der residuale Stickstoff, durch die Anreicherung von ^{15}N , vom Charakter her „mariner“ wird, d. h. daß die Sedimente scheinbar einen höheren Anteil autochthonen Materials aufweisen. Dieser Effekt tritt ungeachtet der Herkunft von frischem organischem Material auf und hat damit ernsthafte Auswirkungen für Isotopenstudien, denn der gemessene Wert kann so das Ausmaß der biogenen Veränderungen unter Umständen deutlicher reflektieren als die Herkunft des Materials (SWEENEY & KAPLAN 1980, THORNTON & McMANUS 1994).

Die Isotopenverhältnisse aquatischer Makrophyten zeigen in den Bodden einen breiten Schwankungsbereich zwischen $-11,4$ und $-28,1\text{‰}$ für $\delta^{13}\text{C}$ und zwischen $9,5$ und $14,2\text{‰}$ für $\delta^{15}\text{N}$. Planktonproben aus dem Kleinen Haff und aus dem Greifswalder Bodden haben niedrige $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zwischen $-24,3\text{‰}$ und $-25,1\text{‰}$ und ent-

sprechende $\delta^{15}\text{N}$ -Werte zwischen $12,5\text{‰}$ und $15,5\text{‰}$ (MÜLLER & VOSS 1997). Ausgedehnte Studien der $\delta^{15}\text{N}$ -Verhältnisse des Planktons in den brackischen Boddengewässern der vorpommerschen Küste liegen bisher noch nicht vor. Erste Ergebnisse aus dem Oderhaff deuten jedoch darauf hin, daß die $\delta^{15}\text{N}$ -Werte im NO_3 und damit in partikulärer organischer Substanz aufgrund erhöhter Nährstoffkonzentration und unvollständiger Aufnahme von NO_3 höher sind als die zuvor angegebenen Durchschnittswerte aus dem marinen Bereich (VOSS & STRUCK 1997).

Die Kohlenstoffisotopenwerte im Sedimentkern GJB1 unterstützen den Trend der C/N-Verhältnisse (Abb. 3 A). Die an der Basis des Sedimentkerns in $5,45$ m Tiefe ($-11,20$ m NN, Älteres Atlantikum) erbohrte Organomudde zeigt einen $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von $-28,1\text{‰}$, der typisch für terrestrische C3-Pflanzen ist. Dieser niedrige Wert ist auf die Schilftorfanteile in dem organisch-reichen Sediment zurückzuführen. Die Schlickproben aus dem Älteren und Jüngeren Atlantikum haben $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zwischen $-21,8\text{‰}$ und $-21,4\text{‰}$. Zusammen mit den C/N-Verhältnissen belegen diese Werte die Einlagerung autochthoner organischer Substanz in den Sedimenten, wobei die Makrophyten gegenüber dem Plankton überwogen haben müssen.

Im Subboreal und zu Beginn des Subatlantikums nehmen die Kohlenstoffisotopenwerte ab ($-20,2$ bis $-20,0\text{‰}$), steigen aber um 1000 BP wieder leicht an ($-21,5\text{‰}$). Um ca. 400 BP liegt ein Wert von $-21,6\text{‰}$ vor. In den Oberflächensedimenten wurden $-24,0\text{‰}$ gemessen. Die Kohlenstoffisotopenwerte zeigen in Übereinstimmung mit den $\text{C}_{\text{org}}/\text{N}$ -Werten, daß im Subboreal und zu Beginn des Subatlantikums (bis ca. 1500 BP) hauptsächlich autochthone organische Substanz mit einem hohen Anteil aquatischer Makrophyten in das Sediment eingelagert wurde. Für den Zeitraum zwischen 900 und 400 BP liegt keine Isotopenmessung vor, die $\text{C}_{\text{org}}/\text{N}$ -Werte deuten jedoch darauf hin, daß in diesem Zeitraum neben aquatischen Makrophyten große Anteile von Plankton eingetragen wurden. Der Isotopenwert um 400 BP zeigt deutlich, daß hauptsächlich autochthone organische Substanz in Form von Plankton (und möglicherweise auch aquatischen Makrophyten) in das Sediment eingelagert wurde. Der deutlich höhere Kohlenstoffisotopenwert in den rezenten Sedimenten kann nur durch eine Zunahme des Planktonanteils auf Kosten der Makrophyten bedingt sein.

¹⁾ Unter marinen Bedingungen werden hier voll-saline Milieus im Weltmeer verstanden, die eine Salinität von etwa 30 bis 35‰ aufweisen (TOMCZAK & GODFREY 1994). Der nachfolgend in dieser Arbeit verwendete Begriff „bäckisch“ bezieht sich auf die typischen Salinitäten der südlichen Küstengewässer der Ostsee von in der Regel $<10\text{‰}$ (BIRR & OERTEL 1993 und Referenzen darin).

Die $\delta^{15}\text{N}$ -Werte unterstützen die oben gegebene Interpretation (Abb. 3 B). Die Organomudde hat einen $\delta^{15}\text{N}$ -Wert von 3,9‰, der auf terrestrischen Eintrag hindeutet. Die darüberliegenden Schlickproben haben Werte von jeweils 4,3‰ im Älteren und Jüngeren Subalantikum. Ab dem Subboreal (4,4‰) ist ein zunehmender Trend der $\delta^{15}\text{N}$ -Werte bis zu 6‰ an der Sedimentoberfläche zu verzeichnen. Ein solcher Trend würde einen zunehmend autochthonen Charakter des organischen Materials in den Sedimenten bedeuten. Setzt man den $\delta^{15}\text{C}$ -Wert in den Oberflächensedimenten in Bezug zu dem $\delta^{13}\text{C}$ -Wert der gleichen Probe, so kann der Stickstoffisotopenwert einerseits durch einen erhöhten Anteil autochthonen organischen Materials, insbesondere Plankton, bedingt sein. Andererseits ist auch nicht auszuschließen, daß - wie im Oderhaff - erhöhte Nährstoffkonzentration und unvollständige Aufnahme von NO_3 den höheren $\delta^{15}\text{N}$ -Wert verursacht hat (MÜLLER & VOSS 1997).

4.3 Kohlenstoff-Schwefel-Systematik in den Sedimenten

Eine Darstellung der Gehalte an Schwefel gegen organischen Kohlenstoff unter Anwendung des empirischen Diagramms von BERNER & RAISWELL (1983) wurde benutzt, um das Paläomilieu des Großen Jasmunder Boddens zu charakterisieren (Abb. 4). Das markierte Feld um die Regressionsgerade kennzeichnet die typischen Werte für normale Meeressedimente mit oxischem Bodenwasser. Die Begriffe „anoxisch“, „normal marin/oxisch“ und „nicht-marin“ dienen dazu, das bodennahe Wasser zur Zeit der Ablagerung zu charakterisieren (EMEIS & MORSE 1993). Von den Sedimenten aus dem Großen Jasmunder Bodden (Kerne GJB1 und GJB2) liegen einige wenige Datenpunkte in dem Bereich, der für normale Meeressedimente definiert ist (Abb. 4). Die Mehrzahl der Proben fällt in das für Süßwasserbedingungen typische Feld. In dem hier betrachteten Gewässer korrelieren die C_{org} -Gehalte in

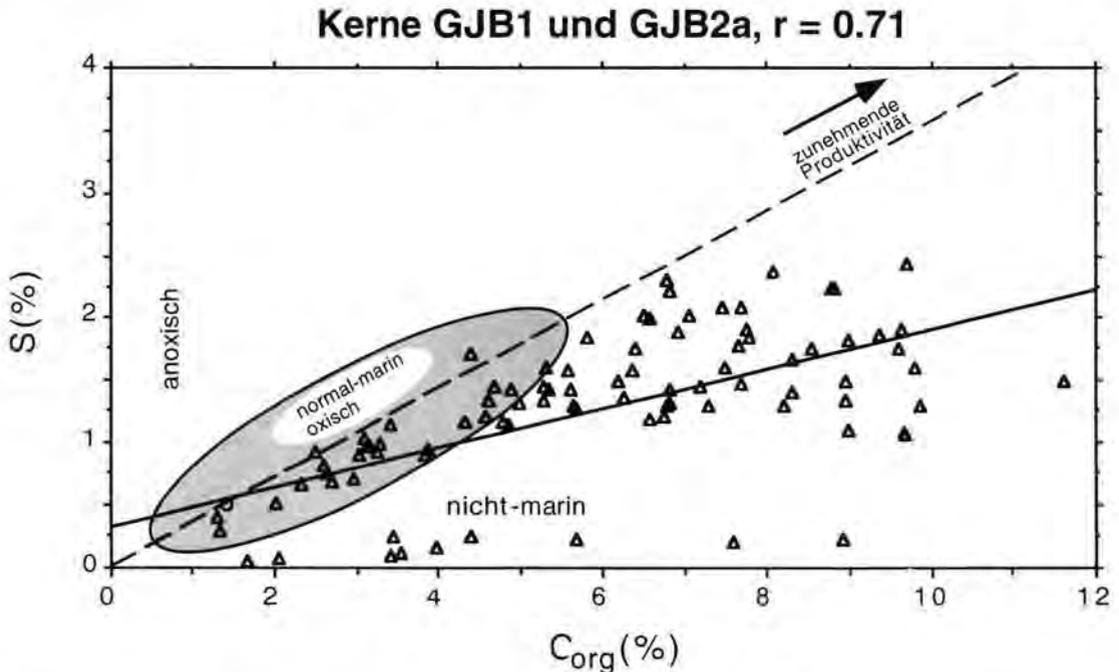


Abb. 4: Darstellung der Gehalte an organischem Kohlenstoff und Schwefel (jeweils in Gewichtsprozent) in den Sedimenten des Großen Jasmunder Boddens (Kerne GJB1 und GJB2a). Der schattierte Bereich markiert das empirisch bestimmte Feld für normale Meeressedimente nach BERNER & RAISWELL (1983). Die unterbrochene Linie im Diagramm ist die Regressionsgerade zu den Datenpunkten der o. g. Autoren, die durchgehende Linie ist die Regressionsgerade zu den hier gezeigten Daten.

Fig. 4: Plot of sulfur versus organic carbon content (both in weight %) for the Großer Jasmunder Bodden samples (cores GJB 1 and GJB 2a). The shaded area marks the empirically defined region for normal marine sediments according to BERNER & RAISWELL (1983). The dashed line represents a best fit to the data in their study. The solid line represents a best fit to the data in this study.

den untersuchten Sedimenten positiv mit den Schwefelgehalten ($r = 0,71$, $p < 0,05$), wobei sie einen deutlich geringeren Anstieg aufweisen als die der normalen marinen Sedimente nach BERNER & RAISWELL (1983).

Bis etwa 1500 BP sind überwiegend C_{org}/S -Verhältnisse zwischen 2,8 und 5 zu beobachten (Abb. 5). Diese Werte liegen im Grenzbereich zwischen normal marinen bis limnischen Bedingungen und unterstützen die Hypothese, daß Verhältnisse dieser Größenordnung typisch für die hier untersuchten brackischen Flachwasser-milieus der Bodden sind. Ähnliche C_{org}/S -Ver-

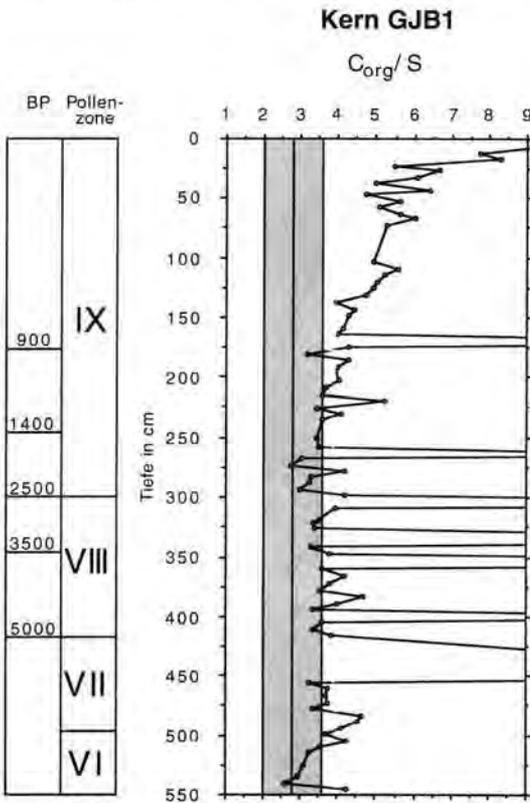


Abb. 5: Darstellung der C_{org}/S -Verhältnisse (von Gewichtsprozenten) gegen die Tiefe für die Sedimentproben des Kerns GJB1. Verhältnisse größer als 9 sind nicht dargestellt. Am linken Rand sind die zeitliche Einordnung BP und Pollenzonen angegeben. Der markierte Bereich ist typisch für normale Meeressedimente (BERNER & RAISWELL 1983).

Fig. 5: Plot of C_{org}/S ratios (of weight %) versus depth for sediment core GJB1. Ratios larger than 9 are not shown. On the left margin, years BP and pollen zones are illustrated. The shaded area marks the region which is typical for normal marine sediments (BERNER & RAISWELL 1983).

hältnisse in den Sedimenten wurden bereits für den nördlichen Barther Bodden beschrieben (MÜLLER 1997). Zusätzlich treten im Kern GJB1 immer wieder einzelne Lagen mit hohen C/S -Verhältnissen > 9 auf. Ab ca. 1500 BP nehmen die C_{org}/S -Verhältnisse kontinuierlich bis auf Werte um 9 in den rezenten Sedimenten nahe der Oberfläche zu. Die mit der Abriegelung der Meeresbucht verbundene Aussüßung des landseitigen Wasserbeckens im Subatlantikum führte offensichtlich zu höheren C/S -Verhältnissen in den Sedimenten. Die Diatomeenflora in diesem Abschnitt des Subatlantikums deutet ebenfalls auf eine Aussüßung des Gewässers hin (JANKE, pers. Mitt., KLIBO 1995). Die höheren C_{org}/S -Verhältnisse im oberen Abschnitt des Sedimentkerns können jedoch zumindest teilweise auch dadurch bedingt sein, daß die frühdiagenetische Pyritbildung noch nicht abgeschlossen ist.

Im Rahmen dieser Arbeit erfolgte keine Berechnung des Pyritisierungsgrades und keine Messung der Porenwasser-Sulfatkonzentrationen. Daher müssen Aussagen allein unter Anwendung der herkömmlichen Klassifizierung nach BERNER (1970) gegeben werden. Unter der Berücksichti-

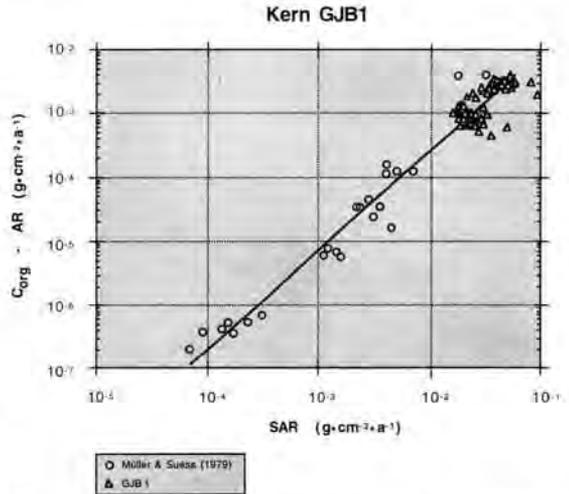


Abb. 6: Logarithmische Darstellung der Akkumulationsraten des Gesamtsediments (SAR) und des organischen Kohlenstoffs (C_{org} -AR) für die Sedimente aus dem Großen Jasmunder Bodden (Kern GJB1) im Vergleich mit den Daten und der Regressionsgerade aus MÜLLER & SUESS (1979).

Fig. 6: Logarithmic plot of bulk sediment accumulation rates (SAR) versus accumulation rates of organic carbon (C_{org} -AR) for the Großer Jasmunder Bodden sediments (core GJB1). The data and the regression line from MÜLLER & SUESS (1979) are shown for comparison.

gung der bekannten Parameter sollte jedoch eine allgemeine Einschätzung möglich sein. Man kann davon ausgehen, daß die Pyritbildung im Großen Jasmunder Bodden - wie auch generell unter Süßwasserbedingungen - sulfatlimitiert ist. Aufgrund geringer Salinität gehen die Sulfatreduktion und die Pyritbildung in den Sedimenten mit geringerer Intensität vorstatten als bei normalen Meeresedimenten mit gleich hohen Anteilen an organischem Kohlenstoff.

Abb. 6 zeigt eine logarithmische Darstellung der Akkumulationsraten organischer Substanz (C_{org-AR}) gegen Sedimentakkumulationsraten (SAR) für die Proben des Sedimentkerns GJB1. Zum Vergleich sind in dem Diagramm auch die Datenpunkte mit der empirischen Regressionsgerade von MÜLLER & SUESS (1979) dargestellt, die von

$$(1) \quad y = 0,0099789 + 0,0052568 \log(x) \quad R = 0,81591$$

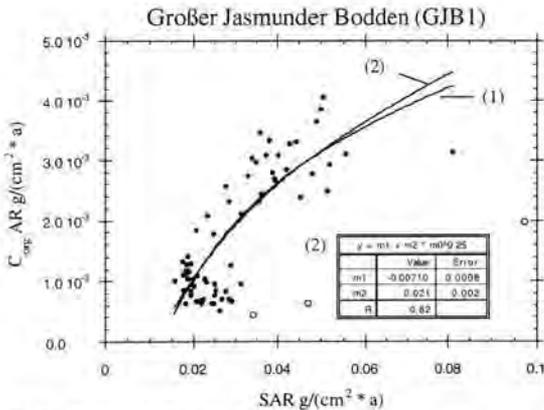


Abb. 7: Darstellung der Akkumulationsraten von organischem Kohlenstoff gegen die Sedimentakkumulationsraten (jeweils in $g \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$) für die Sedimente aus dem Großen Jasmunder Bodden (Kern GJB1).

Fig. 7: Plot of organic carbon accumulation rates versus sediment accumulation rates (both in $g \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$) for the Großer Jasmunder Bodden sediments (core GJB1).

einer größeren Menge von Oberflächenproben aus verschiedenen marinen Milieus herkommen. Die Sedimente aus dem Großen Jasmunder Bodden liegen um die Regressionsgerade und zeigen somit den von MÜLLER & SUESS (1979) beschriebenen Zusammenhang. Die Sedimentakkumulationsraten sind jedoch für die Proben aus dem Großen Jasmunder Bodden deutlich höher als für die meisten der von MÜLLER & SUESS (1979) gezeigten marinen Sedimente.

Eine Darstellung der C_{org-AR} -Akkumulationsraten gegen die Sedimentakkumulationsraten (Abb. 7)

zeigt, daß bei niedrigen Sedimentakkumulationsraten zunächst ein steiler Anstieg der C_{org-AR} -Akkumulationsraten vorliegt. Mit wachsenden Sedimentakkumulationsraten nehmen die C_{org-AR} -Akkumulationsraten jedoch nicht mehr in gleichem Maße zu wie die Sedimentakkumulationsraten. Geht man von einem potenziellen Zusammenhang zwischen beiden Parametern aus, so wird die Steilheit der entsprechenden Anpassungskurve (2) durch einen Wert des Faktors m^2 von 0,001 ausgedrückt. In Abbildung 7 wird aber ebenfalls deutlich, daß eine andere Art der Anpassung, z. B. in logarithmischer Form, nicht auszuschließen ist (Kurve 1). Die gegenwärtige Informationslage erlaubt keine eindeutige Entscheidung für eine dieser Anpassungen. Anknüpfend an die von MÜLLER & SUESS (1979) gegebene Beziehung zwischen den beiden hier diskutierten Parametern soll in der weiteren Diskussion auf den Zusammenhang zurückgegriffen werden, der durch die Anpassungskurve (2) in Abb. 7 dargestellt wird.

Der hier beschriebene Zusammenhang für die Sedimente des Großen Jasmunder Boddens stimmt damit nicht mit der Auffassung von MÜLLER & SUESS (1979) für marine Sedimente überein, daß zwischen Sedimentationsraten und Akkumulationsraten organischen Kohlenstoffs eine Potenzfunktion in der Form

$$2 C_{org-AR} = (1,6 \cdot a \cdot SR)^b,$$

also

$$C_{org-AR} = (a \cdot SR)^{1,47}$$

besteht. MÜLLER & SUESS (1979) ermittelten in ihrer Studie einen Exponenten > 1 , woraus sich ein konvexer Verlauf der Anpassungskurve ergibt, während in den hier gezeigten Funktionen jeweils ein Exponent < 1 auftritt, der einen konkaven Verlauf der Kurve bewirkt². Dabei weisen die Autoren zwar darauf hin, daß bei den von ihnen vermuteten Zusammenhängen Veränderungen in der Produktivität nicht berücksichtigt werden, die im ozeanischen Bereich bis zu einem gewissen Grad mit den Veränderungen in den Sedimentationsraten korrespondieren. Das hat zur Folge, daß der Grad der Erhaltung von organischer Substanz als Folge erhöhter Sedimentationsraten überschätzt wird. Der Unterschied zwischen dem Exponenten von 0,25 in den Sedimenten des Großen Jasmunder Boddens und dem Exponenten 1,47 von MÜL-

² Der Vergleich mit der zweidimensionalen Gleichung von MÜLLER & SUESS (1979) wird möglich, wenn in der in Abb. 7 gegebenen Gleichung die Sedimentakkumulationsrate in die Faktoren Sedimentationsrate und Dichte zerlegt und, wie bei MÜLLER & SUESS (1979), eine konstante Dichte der Sedimente angenommen wird.

LER & SUSS (1979) erscheint aber zu groß, um die von den Autoren beschriebene Überschätzung der C_{org} -Akkumulationsraten allein widerzuspiegeln. Vielmehr ist für die Sedimente des Großen Jasmunder Boddens denkbar, daß der Zusammenhang zwischen erhöhter Produktivität und daraus resultierenden erhöhten Sedimentationsraten nicht so vordergründig in Erscheinung tritt, wie im ozeanischen Bereich. Ein Grund dafür kann sein, daß der Große Jasmunder Bodden sehr flach ist und durch eine entsprechend gute Wasserdurchmischung und gute Sauerstoffversorgung sowie ständiges Auftreten von Resuspensions- und Resedimentationsprozessen gekennzeichnet ist. Das Gewässer bietet Mikroorganismen damit gute „Angriffsmöglichkeiten“ für den biologischen Abbau, weil die organische Substanz auf diese Weise trotz relativ hoher Sedimentationsraten nicht „versiegelt“ wird (EMERSON & HEDGES 1988). Um der Tatsache Rechnung zu tragen, daß die C_{org} -Akkumulationsraten erst ab einem bestimmten Wert der Sedimentakkumulationsraten anfangen zuzunehmen, wurde zur Korrektur ein zusätzlicher Summand in die Gleichungen einbezogen.

4.4 Biogene Komponenten

Die biogene Komponente von Meeres- und Boddensedimenten besteht neben organischen Verbindungen hauptsächlich aus zwei Substanzen, die als Hartteile von Organismen produziert werden. Diese sind Kalzit und Opal, die durch das im Wasser lebende Plankton ausgefällt werden. Dabei reflektiert das Vorkommen dieser Stoffe am Gewässerboden, wie von BROECKER & PENG (1982) für den Ozean nachgewiesen, sowohl die Produktionsrate in der darüberliegenden Wassersäule als auch den Umfang, in dem diese Stoffe der Lösung ausgesetzt sind.

Meerwasser ist mit Hinblick auf Kieselsäure in der Regel immer untersättigt (BROECKER & PENG 1982). Das trifft auch für die Bodden und Haffe zu, wodurch es zu Auflösungserscheinungen kommt, wie sie auch an Diatomeen in den Boddensedimenten beobachtet werden können (JANKE, pers. Mitt.). Damit ist eine Fehlinterpretation der Resultate denkbar, wenn diese als Paläoproduktivitätssindikatoren angewendet werden. Dennoch wird in vielen Arbeiten davon ausgegangen, daß Perioden erhöhter Produktivität mit Perioden erhöhter Einlagerung von biogenem Opal in das Sediment einhergehen, weil Produktion, Auflösung und Einlagerung im gleichen Verhältnis zueinander erfolgen (BROECKER & PENG 1982). Die Auflösung von Karbonatschalen in den Sedimenten

wird für die Bodden und Haffe am Beispiel des Greifswalder Boddens ausführlich in FRENZEL (1996) diskutiert.

Die Gehalte an organischem Kohlenstoff liegen in den Sedimenten des Großen Jasmunder Boddens in der Größenordnung von 4-8% im Jüngeren und Älteren Atlantikum und von 2-4% im Subboreal. Eine deutliche Erhöhung der C_{org} -Gehalte kann mit dem Einsetzen des Subatlantikums beobachtet werden. Zu Beginn dieser Pollenzone liegen die Gehalte um 2-3%. Die Werte nehmen bis in die Gegenwart hin zu, wobei die erkennbar höchsten Gehalte in den letzten 200 Jahren auftreten. In den Oberflächensedimenten wurden Werte um 10-11% gemessen.

Relativ hohe Opalgehalte um 2-5% liegen im Älteren und in der ersten Hälfte des Jüngeren Atlantikums vor. In der zweiten Hälfte des Jüngeren Atlantikums liegen sie zumeist um 1-2%. Ein deutliches Optimum tritt im Subboreal von 4500 BP bis 3500 BP mit Werten > 4% und einem Maximum von 7% auf. In der zweiten Hälfte des Subatlantikums kommt es zu einem allgemeinen Anstieg der Opalanteile auf zumeist > 2% mit Werten bis etwa 6%. Sowohl die Zunahme der C_{org} -Gehalte als auch die Erhöhung der Opalwerte könnten auf Eutrophierungstendenzen im Großen Jasmunder Bodden zurückzuführen sein.

Die $CaCO_3$ -Gehalte in den Sedimenten des Großen Jasmunder Boddens liegen im Älteren Atlantikum unter 10%. Relativ hohe $CaCO_3$ -Gehalte von über 10% finden sich im Jüngeren Atlantikum. Im Subboreal, im Älteren Subatlantikum und teilweise im Mittleren Subatlantikum liegen die $CaCO_3$ -Gehalte häufig über 5%, und es treten bis etwa 900 Einzelwerte von über 20% auf, die auf das Vorkommen von Schillagen zurückgeführt werden können. Nach 900 BP kommen diese nicht mehr vor. Eine Zunahme der $CaCO_3$ -Werte zur Gegenwart hin, wie sie für die C_{org} - und Opalgehalte beobachtet wurde, ist nicht festzustellen. Die Werte legen nahe, daß autochthone karbonatbildende Organismen im Großen Jasmunder Bodden von geringer Bedeutung für den Kalziumkarbonateintrag in das Sediment sind. Produktivitätsschwankungen sind nicht nachweisbar, weil der Anteil des von karbonatbildenden Organismen stammenden Kalziumkarbonats gegenüber Einträgen von der Erosion her vernachlässigbar gering ist. In der Umgebung des Großen Jasmunder Boddens befinden sich viele größere eiszeitliche Senken und Geschiebemergelhänge. Unter dem Geschiebemergel liegen in der Regel schlecht sortierte grobe Sande, die

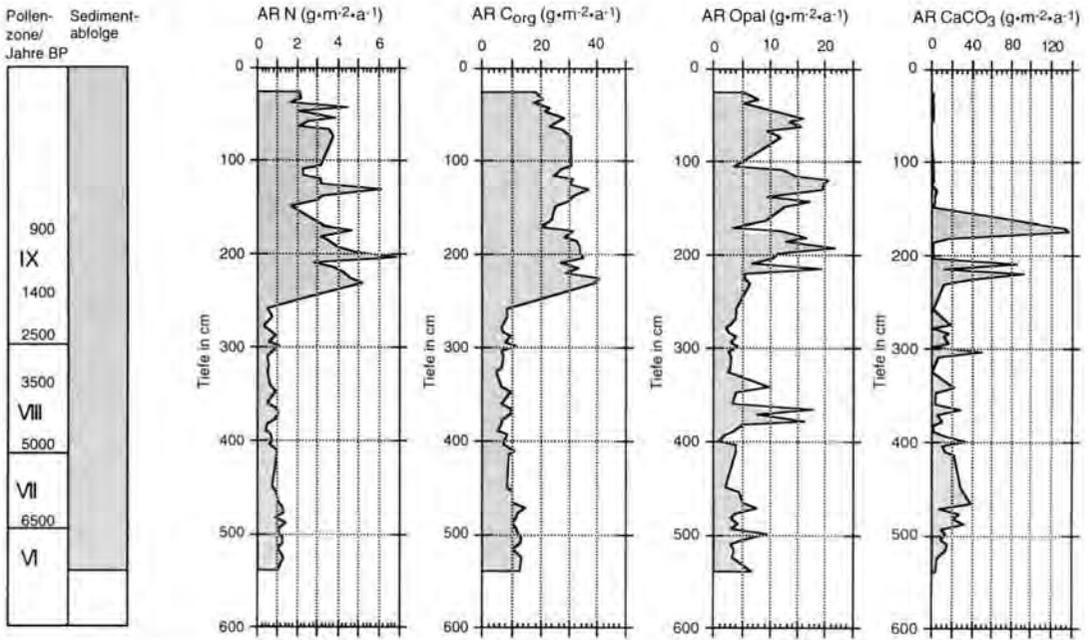


Abb. 8: Akkumulationsraten für die Sedimente aus dem Großen Jasmunder Bodden (Kern GJB1): Stickstoff, organischer Kohlenstoff, biogener Opal und Kalziumkarbonat (jeweils in $\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{yr}^{-1}$). Links: Pollenzonen mit Altersangaben BP und Sedimentabfolge (Schlick).

Fig. 8: Accumulation rates for the Großer Jasmunder Bodden sediments (core GJB1): nitrogen, organic carbon, biogenic opal and calcium carbonate (all in $\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{yr}^{-1}$). The three left columns show years BP, pollen zones and the sediment sequence (mud).

ebenfalls Kalke enthalten. Auch die Bedeutung von Schillagen für den Kalziumkarbonatgehalt im Sediment darf für den Großen Jasmunder Bodden nicht vernachlässigt werden. Ungefähr zeitgleich mit der vollständigen Abschließung des Großen Jasmunder Boddens von der Ostsee, die gegenwärtig existierenden Auffassungen zufolge wahrscheinlich erst im Subatlantikum erfolgte (KLIBO 1995), tritt ein Rückgang der CaCO_3 -Anteile im Sediment auf. Es liegt zudem nahe, daß die mit der Abriegelung des Boddens verbundenen veränderten Umweltbedingungen in dem Gewässer, einschließlich der zunehmenden Aussüßung, einen Rückgang der Produktivität der vorhandenen karbonatbildenden Organismen bedeuteten. Vor der Abriegelung waren aufgrund des Buchtcharakters und einer gewissen Salinität des Gewässers sehr gute Lebensbedingungen für Organismen gegeben (JANKE, pers. Mitt.).

4.5 Akkumulationsraten einzelner Komponenten

Die Akkumulationsraten (AR) einzelner Komponenten des Sediments, Maß für die Trockenmasse von Material, das pro Flächen- und Zeiteinheit abgelagert wird, erlauben den Vergleich der tatsäch-

lichen Ablagerungsraten in Sedimenten mit variierendem Wassergehalt (REA et al. 1980). Die Akkumulationsraten organischen Kohlenstoffs können z. B. Auskunft geben über Einträge organischer Substanz, die Höhe der Produktivität eines Gewässers, aber auch über die Intensität von Abbauprozessen organischer Substanz als Funktion anderer Milieuparameter. Aufgrund der Vielzahl von möglichen Quellen organischen Materials sind Akkumulationsraten von organischem Kohlenstoff für den Großen Jasmunder Bodden nur eingeschränkt als Produktivitätsindikator anwendbar.

Die C_{org} -Akkumulationsraten im Großen Jasmunder Bodden (Abb. 8) streuen zwischen $4,5 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ und $40,7 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$. Sie liegen im erfaßten Teil des Jüngeren Atlantikums und über das gesamte Ältere Atlantikum hinweg um $10 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$. Danach sind sie bis zum Subatlantikum immer niedriger als $10 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$. Die höchsten C_{org} -Akkumulationsraten treten im Subatlantikum ab ca. 1400 BP bis zur Gegenwart hin auf, wobei überwiegend Werte zwischen 20 und $30 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$, mit Maximalraten bis $40 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ vorliegen.

Im Großen Jasmunder Bodden zeigen die Akkumulationsraten für Stickstoff (Abb. 8) die gleichen Trends wie die Akkumulationsraten für organischen Kohlenstoff. Die Werte vom erfaßten Teil des Älteren Atlantikums bis in das Subatlantikum hinein (etwa 1900/1800 BP) liegen um $1 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$. Dabei sind die Werte im Jüngeren und Älteren Atlantikum zumeist geringfügig höher. Ab 1400 BP kam es zu einer Ablagerung von $> 2 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$, wobei einzelne Werte zwischen 1400 und 900 BP mit $> 5 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ geringfügig höher sind als in den letzten 900 Jahren vor der Gegenwart. Für die letzten 150 Jahre vor der Gegenwart liegen keine Werte vor.

Die Akkumulationsraten für Opal (Abb. 8) streuen im Großen Jasmunder Bodden von $0,8$ bis $21,8 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$. Im Atlantikum, Subboreal und Subatlantikum liegen bis etwa 1400 BP zumeist Werte $< 5 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ vor. Hohe Opal-Akkumulationsraten von $> 10 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ treten vereinzelt im Subboreal auf. Zudem kommt es ab ca. 2200 BP zu einem leicht zunehmenden Trend der Werte. Ein deutliches Ansteigen der Opal-Akkumulationsrate, mit einer Ablagerung von 10 bis $20 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$, läßt sich ab ca. 1300 BP nachweisen. Dabei hat es den Anschein, daß dieser mittlere und jüngere Abschnitt des Subatlantikums hinsichtlich der Ablagerungsrate von Opal in drei Zeitabschnitte untergliedert werden kann, in denen es jeweils zu einem Optimum in der Produktivität opalbildender Organismen kam. Demzufolge erfolgte der erste Anstieg der Produktivität ab 1300 BP mit Werten bis über $20 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$, die dann bis ca. 1050 auf Werte um $7 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ zurückgingen. Danach kam es zu einer erneuten Zunahme der Einlagerung opalbildender Organismen mit erneuten Maxima um $20 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$. Ein weiteres Produktivitätsminimum mit Werten unter $5 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ tritt um 500 BP auf. Von 500 bis 200 BP liegt dann das 3. Intervall einer hohen, bis auf ca. $15 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ ansteigenden Opal-Akkumulationsrate vor, die um 200 BP erneut auf Werte um $6 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ abfällt. Für die letzten 200 Jahre liegen keine Opal-Akkumulationsraten vor.

Die CaCO_3 -Akkumulationsraten für Kern GJB1 liegen im Bereich von $0,1$ bis $136,8 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$. Die Mehrzahl der Datenwerte fällt unter $20 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$, wobei ab ca. 750 BP deutlich niedrigere Werte vorliegen. Die CaCO_3 -Akkumulationsraten sind im Jüngeren Atlantikum ($> 20 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$) und zu Beginn des Subatlantikums ($> 15 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$) recht hoch. Ab ca. 1400 BP treten die bereits für die Gewichtsanteile erwähnten Spitzenwerte einzelner

Proben über mehrere Jahrhunderte hinweg auf (Abb. 8). Nach 800 BP sind die CaCO_3 -Akkumulationsraten erneut sehr gering, überwiegend unter $1 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$. Nur Einzelwerte an der Oberfläche erreichen 5 bis $6 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$. Ein zur Gegenwart hin ansteigender Trend konnte für die CaCO_3 -Akkumulationsraten nicht beobachtet werden. Das unterstützt die Aussage, daß autochthone Einträge von Kalziumkarbonat vernachlässigbar gering sind gegenüber allochthonen Einträgen.

Danksagung

Herrn Prof. Dr. W. JANKE möchte ich für die Durchführung der Pollenanalysen sowie für wertvolle Hinweise zur Diatomeenflora des Großen Jasmunder Boddens danken. Diese Arbeit wurde vom Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie (BBWF Project 01 LK 9405/4 KLIBO) unterstützt.

Schriftenverzeichnis

- BERNER, R. A. (1970): Sedimentary pyrite formation. - American Journal of Science, **268**: 1-23; New Haven/Conn.
- BERNER, R. A. & RAISWELL, R. (1983): Burial of organic carbon and pyrite sulfur in sediments over Phanerozoic time: a new theory. - Geochimica et Cosmochimica Acta, **47**: 855-862; Oxford.
- BIRR, H.-D. & OERTEL, P. (1993): About the dynamics of Baltic Sea water inflow into the Bodden waters around Rügen. - Petermanns Geogr. Mitt., **137**: 283-288; Gotha.
- BORDOVSKIY, O. K. (1965): Accumulation and transformation of organic substances in marine sediments. - Marine Geology, **3**: 3-114; Amsterdam.
- BROECKER, W. S.; PENG, T. H. (1982): Tracers in the Sea: 690 S.; New York (Eldigio Press).
- CONRAD, K.; BARTELS S.; EIDAM, J.; JÖNSSON, N.; KLÜBER, U.; LUTHER, T.; MEYER, H.; MISKE, V.; SUCHAU, A.; VIETINGHOFF, U. & WINTER, M. (1995): Erfassung des Bewuchses des Greifswalder Boddens mit submersen Makrophyten und der Akkumulation von C, N, P, S, Mg und Spurenelementen durch *Potamogeton pectinatus* und andere Arten. - GOAP 2. Statusseminar Greifswald: 35-36; Greifswald.
- CORRENS, M. (1976): Charakteristische morphometrische Daten der Bodden und Haffgewässer der DDR. Vermessungstechnik, **24**: 459-461.
- CORRENS, M. & JAEGER, F. (1979): Beiträge zur Hydrographie der Nordrügenschens Bodden. I. Einführung in das Untersuchungsgebiet, Wasserstandsverhältnisse und Wasserhaushalt. - Acta hydrophys., **24** (3): 149-177.
- DAHLKE, S. & HÜBEL, H. (1994): Stoff- und Energietransfer in den flachen Küstengewässern der deutschen Ost- und Nordsee und Entwicklung von dazu-

- gehörenden Meißtechnologien und Systemen (Rügensche Boddengewässer/SWH-Wattenmeer) - SEFON. Forschungsbericht, Universität Greifswald/Hiddensee, 77 S.; Kloster/Hiddensee.
- DeMASTER (1981): The supply and accumulation of silica in the marine environment. - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **45**: 1715-1732; Oxford.
- EMEIS, K.-C. & MORSE, J.W. (1993): Zur Systematik der Kohlenstoff-Schwefel-Eisen-Verhältnisse in Auftriebssedimenten. - *Geologische Rundschau*, **82**: 604-618; Stuttgart.
- EMERSON, S. & HEDGES, J. I. (1988): Processes controlling the organic carbon content of open ocean sediments. - *Paleoceanography*, **3**: 621-634; Cambridge/Mass.
- FAURE, G. (1986): *Principles of Isotope Geology* (2nd edition): 589 S.; New York (Wiley).
- FONTUGNE, M. R. & JOUANNEAU, J. M. (1987): Modulation of the particulate organic carbon flux to the ocean by a macrotidal estuary - evidence from measurements of carbon isotopes in organic matter from the Gironde system. - *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **24** (3): 377-387; London.
- FRENZEL, P. (1996): Rezente Faunenverteilung in den Oberflächensedimenten des Greifswalder Boddens (südliche Ostsee) unter besonderer Berücksichtigung der Ostrakoden (Crustacea). - *Senckenbergiana maritima*, **27** (1/2): 11-31; Frankfurt a. M.
- GALIMOV, E.M. (1985): *The Biological Fractionation of Isotopes*: 261 S.; Orlando (Academic Press).
- HEBBELN, D. (1991): Spätquartäre Stratigraphie und Paläozooarchäologie in der Fram-Straße. - *Berichte FB Geowissenschaften Univ. Bremen*, **22**: 174 S.; Bremen.
- KLIBO-Jahresbericht (1995): Klimawirkung und Bodenlandschaft. - *BBWF-Projekt 01 LK 9405/4*: 55 S.; Greifswald.
- KLIEWE, H. (1987): Zur Morphogenese der Bodden und ihrer Randniederungen. - *Wiss.Zeitschr. Univ. Greifswald, Math.-nat.wiss.Reihe*, **36** (2-3): 94-98; Greifswald.
- KLIEWE, H. & JANKE, W. (1978): Zur Stratigraphie und Entwicklung des nordöstlichen Küstenraumes der DDR. - *Petermanns Geogr. Mitt.*, **122**: 81-91; Gotha.
- (1982): Der holozäne Wasserspiegelanstieg der Ostsee im nordöstlichen Küstengebiet der DDR. - *Petermanns Geogr. Mitt.*, **135**: 1-14; Gotha.
- (1991): - Holozäner Küstenausgleich im südlichen Ostseegebiet bei besonderer Berücksichtigung der Boddenausgleichsküste Vorpommerns. - *Petermanns Geogr. Mitt.*, **1**: 1-14; Gotha.
- LANGÉ, E., JESCHKE, L. & KNAPP, H. D. (1986): Ralswiek und Rügen. Landschaftsentwicklung und Siedlungsgeschichte der Ostseeinsel. Teil 1. Die Landschaftsgeschichte der Insel Rügen seit dem Spätglazial. Text und Beilagen. - *Schriften zur Ur- und Frühgeschichte*, **38**, 175 S.
- LEIPE, T., NEUMANN, T. & EMEIS, K.-C. (1995): Schwermetallverteilung in holozänen Ostseesedimenten. - *Geowissenschaften*, **13** (12): 470-478.
- MARIOTTI, A. (1983): Atmospheric nitrogen is a reliable standard for natural ^{15}N abundance measurements. - *Nature*, **303**: 680-683; London.
- MORTLOCK, R.D. & FROELICH, M. A. (1989): A simple method for the rapid determination of biogenic opal in pelagic marine sediments. - *Deep-Sea Research*, **36**: 1415-1426; Oxford.
- MÜLLER, A. (1997): Zu Sedimentationsgeschichte und Paläomilieu der Darß-Zingster Boddenkette (Barther Bodden und Grabow), südliche Ostsee. - *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften* (eingereicht).
- MÜLLER, A., JANKE, W. & LAMPE, R. (1996): Zur Sedimentationsgeschichte des Oderhaffs. - *Bodden*, **3**: 167-172; Kloster/Hiddensee.
- MÜLLER, A. & MATHESIUS, U. (1997): The application of sedimentary $\text{C}_{\text{org}}/\text{N}$ and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios as source indicators of organic matter in coastal lagoons of the southern Baltic Sea. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* (im Druck).
- MÜLLER, A. & VOSS, M. (1997): The paleoenvironment of coastal lagoons in the southern Baltic Sea as derived from $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ ratios. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* (im Druck).
- MÜLLER, P. J. (1975): Diagenese stickstoffhaltiger organischer Substanzen in oxischen und anoxischen marinen Sedimenten. - *Meteor. Forsch.-Ergebn., Reihe C*, **22**: 1-60; Berlin.
- MÜLLER, P. J. & SUSS, E. (1979): Productivity, sedimentation rate and organic matter in the oceans. - I. Organic carbon preservation. - *Deep-Sea Research*, **26**: 1347-1362; Oxford.
- NAKAI, N. (1986): Paleoenvironmental features of Lake Biwa deduced from carbon isotope compositions and organic C/N ratios of the upper 800 m sample of 1,400 cored column. *Proceedings of the Japan Academy* **62B** (8): 279-282; Tokyo.
- NEUMANN, T., LEIPE, T., BRAND, T. & SHIMMIELD, G. (1996): Accumulation of heavy metals in the Oder Estuary and its off-shore basins. - *Chemie der Erde*, **56**: 207-222; Jena.
- OWENS, N.J.P. (1987): Natural variations in ^{15}N in the marine environment. - *Advances in Marine Biology*, **24**: 411-451; London.
- PETERS, K. E., SWEENEY, R. E. & KAPLAN, I. R. (1978): Correlation of carbon and nitrogen stable isotope ratios in sedimentary organic matter. - *Limnology and Oceanography*, **23**: 598-604; Lawrence/Kansas.
- PRAHL, F. G. & BENNETT, J. T. & CARPENTER, R. (1980): The early diagenesis of aliphatic hydrocarbons and organic matter in sedimentary particulates from Dabob Bay, Washington. - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **44**: 1967-1976; Oxford.
- REA, D. K., BOURBONNIERE, R. A. & MEYERS, P. A. (1980): Southern Lake Michigan sediments: Changes in accumulation rate, mineralogy, and organic content. - *Journal Great Lakes Research*, **6**: 321-330.
- RUTTENBERG, K. C. & GOÑI, M. A. (1997): Phosphorus distribution, C:N:P ratios, and $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ in arctic, temperate, and tropical coastal sediments: tools for characterizing bulk sedimentary organic matter. - *Marine Geology*, **139**: 123-145; Amsterdam.
- SCHOENINGER, M. J. & DENIRO, M. J. (1984): Nitrogen and carbon isotope composition of bone collagen from marine and terrestrial animals. - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **48**: 625-639; Oxford.

- STRAHL, J. (1996): Pollenanalytische Untersuchung eines Vibrokernprofils aus dem NW-Teil des Greifswalder Boddens, südliche Ostsee. - *Senckenbergiana maritima*, **27** (1/2): 49-56; Frankfurt a.M.
- SWEENEY, R. E. & KAPLAN, I.R. (1980): Natural abundance of ^{15}N as a source indicator for near-shore marine sedimentary and dissolved nitrogen. - *Marine Chemistry*, **9**: 81-94; Amsterdam.
- THIEDE, J.; SUSS, E. & MÜLLER, P. J. (1982): Late Quaternary fluxes of major sediment components to the sea floor at the Northwest African continental slope. In: VON RAD, U.; HINZ, K.; SARNTHEIM, M. & SEIBOLD, E. (eds.): *Geology of the Northwest African Continental Margin*: 605-631; Berlin etc. (Springer).
- THORNTON, S. F. & McMANUS, J. (1994): Application of organic carbon and nitrogen stable isotope and C/N ratios as source indicators of organic matter provenance in estuarine systems: Evidence from the Tay Estuary, Scotland. - *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **38**: 219-233; London.
- TOMCZAK M. & GODFREY, J.S. (1994): *Regional oceanography: an introduction*: 422 S.; London (Pergamon).
- VAN ANDEL, T. H.; HEATH, G. R. & MOORE, T. C. (1975): *Cenozoic history and paleoceanography of the central equatorial Pacific Ocean*. - *Geol.Soc.Am.Mem.*, **143**: 134 S.; New York.
- VOSS, M. & STRUCK, U. (1997): Stable nitrogen and carbon isotopes as indicator of eutrophication of the Oder River (Baltic Sea). - *Marine Chemistry*, **59**: 35-49; Amsterdam.

Manuskript eingegangen am 10. Februar 1998

Interpretation pflanzlicher Reste aus holozänen Auensedimenten am Beispiel von drei Bohrkernen des Wettertales (Hessen)

ANGELA KREUZ, SABINE NOLTE, ASTRID STOBBE*

Holocene, fluvial environment, loess landscape, plant remains, human impact
Wetter valley, Wetterau/Hessen

Kurzfassung: Zur Rekonstruktion der holozänen Landschaftsentwicklung eines kleinen Flußeinzugsgebietes in der Wetterau (Hessen) wurden Sedimentkerne erbohrt und mit verschiedenen Methoden untersucht. Hier werden die botanischen Ergebnisse von drei Bohrkernen aus dem Wettertal vorgestellt. Da die Pollenanalysen eher die regionale Vegetation, die botanischen Großreste hingegen eher die lokale oder extra-lokale Vegetation widerspiegeln, ist ein möglichst vollständiges Bild der holozänen Vegetationsentwicklung am besten durch eine Kombination beider Methoden zu erreichen. Neben einigen Aspekten zur Bildung des sogenannten Schwarzen Auenbodens und holozäner Auenlehme ergaben sich Hinweise auf (u. a. mesolithische) anthropogene Aktivitäten im Tal der Wetter.

[On the interpretation of botanical material in Holocene alluvial sediments from three cores of the Wetter catchment (Hessen, Germany)]

Abstract: In order to reconstruct the Holocene landscape evolution of a relatively small catchment area in the Wetterau (Hessen), alluvial sediments were retrieved and analysed using various methods. Presented here are the results of the interpretation of botanical macro remains and pollen/spores from three Holocene cores taken in the Wetter valley. The data show that a complete picture of the vegetation of the area during the Holocene is best achieved using both methods, since the pollen content reflects the regional vegetation, whereas the macro remains give a more detailed account of the local vegetation in the river valley. Apart from some aspects concerning the formation of the so-called black meadow soil (Schwarzer Auenboden) and Holocene flood loams, indication of (e.g. Mesolithic) human activities in the Wetter-valley was found.

Inhalt

- 1 Einleitung (A. KREUZ & S. NOLTE)
- 2 Die Bohrkern und ihre Datierung
(S. NOLTE)

*) Anschriften der Verfasserinnen: Dr. A. KREUZ, Inst. der Komm. für Archäologische Landesforschung in Hessen, Archäobotanische Abteilung, Schloß Biebrich/Ostflügel, 65203 Wiesbaden; Dipl.-Geogr. S. NOLTE, Am Grün 56a, 35037 Marburg/L.; Dr. A. STOBBE, Seminar f. Vor- u. Frühgeschichte, Arndtstr. 11, 60325 Frankfurt.

- 3 Ergebnisse der botanischen Großrestanalysen (A. KREUZ)
 - 3.1 Zur Methode
 - 3.2 Süßwasser- und Moorvegetation stehender oder langsam fließender Gewässer
 - 3.3 Krautige Vegetation oft gestörter Plätze
 - 3.4 Feuchtwiesen und Bachuferfluren
 - 3.5 Waldnahe Staudenfluren, Gebüsche und Wälder
 - 3.6 Arten trockener Standorte
 - 3.7 Kulturpflanzen und Beikräuter
- 4 Pollenanalytische Ergebnisse (A. STOBBE)
 - 4.1 Methode
 - 4.2 Auswertung
- 5 Vergleich der Großrest- und Pollenanalysen (A. KREUZ & A. STOBBE)
- 6 Mesolithische Besiedlungsspuren? (A. KREUZ)
- 7 Schriftenverzeichnis

1 Einleitung

(A. KREUZ & S. NOLTE)

Die hier vorgestellten Untersuchungen sind innerhalb des seit 1993 bestehenden DFG-Schwerpunktprogramms „Wandel der Geo-Biosphäre während der letzten 15.000 Jahre - Kontinentale Sedimente als Ausdruck sich verändernder Umweltbedingungen“ im Rahmen des von W. ANDRES und J. WUNDERLICH geleiteten Projektes „Auen- und Talrandsedimente in der nördlichen Wetterau und im Amöneburger Becken als Indikatoren für sich verändernde Umweltbedingungen im Spätpleistozän und Holozän“ durchgeführt worden. Dabei konnten durch interdisziplinäre Zusammenarbeit von Wissenschaftlerinnen der Botanik und Geographie Sedimente eines Fließgewässers (Wetter) in der Wetterau untersucht und zeitlich eingeordnet werden (Abb. 1). Durch detaillierte prozeß- und milieuspezifische Analysen der Auen- und Talrandsedimente sollte ein möglichst vollständiges Bild der spätpleistozänen und holozänen Entwicklung sowie des anthropo-

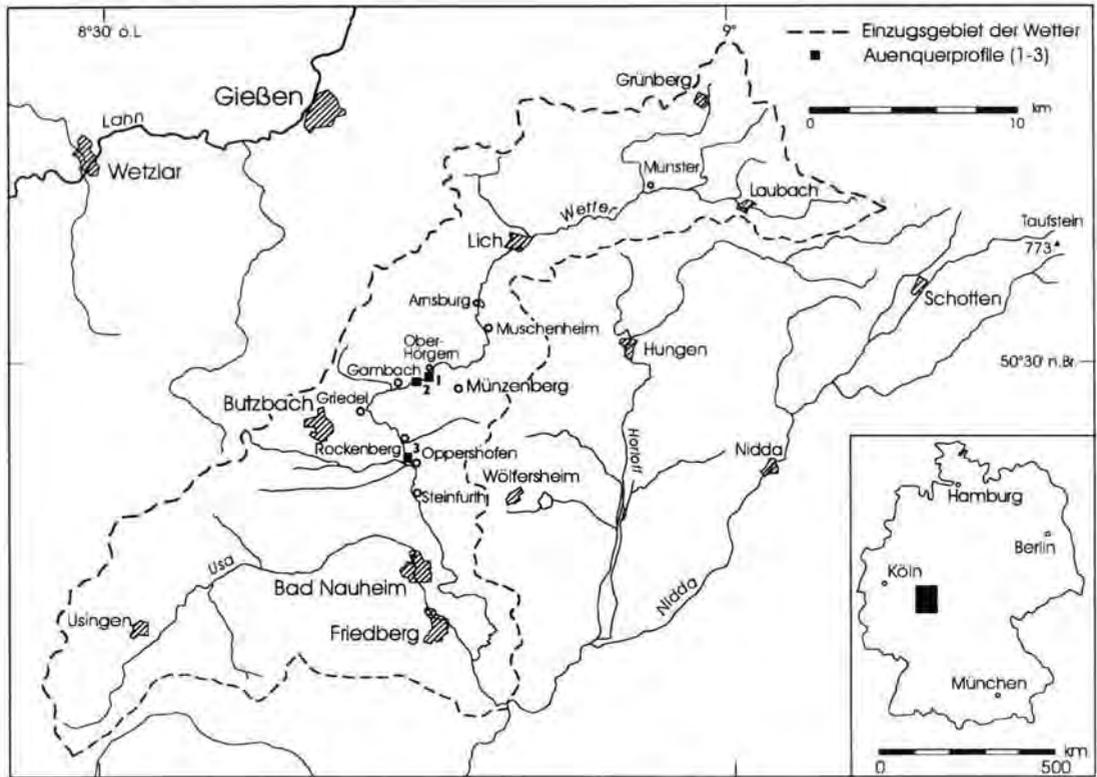


Abb. 1: Arbeitsgebiet und Lage der Auenquerprofile im Tal der Wetter (aus NOLTE in Vorber.).

Fig. 1: Field area and location of cross-sections in the Wetter valley (from NOLTE in prep.).

genen Anteils der Veränderungen entstehen. Von besonderem Interesse ist in diesem Zusammenhang die Erforschung eines kleineren fluvialen Einzugsgebietes von 520 km² (HESS. MIN. F. LANDW. U. FORST. 1968). Zu einem späteren Zeitpunkt wird innerhalb des SPP ein Vergleich mit den Ergebnissen aus anderen Flußstätern (z. B. Ohm, Lahn, Main) möglich sein (NOLTE in Vorber.). Da im Wettertal künstliche Aufschlüsse (Kiesgruben o. ä.) fehlen, mußten die Sedimente durch Bohrungen erschlossen werden (Kap. 2). Die Wetterau ist eine flachwellige Beckenlandschaft und umfaßt nach SABEL (1982) etwa 800 km². Sie erstreckt sich zwischen dem devonischen Taunus im Westen und dem tertiären Vogelsberg im Osten ca. 40 km in nord-südlicher Richtung und ist durchschnittlich 20 km breit. Infolge tertiärer Absenkung bilden Kiese, Sande, Kalke und Mergel die Beckenfüllung. Kleinere Basaltvorkommen sind Ausläufer des Vogelsberges. Die gesamte Wetterau wurde im Pleistozän von bis zu 15 m mächtigem Löß überdeckt. Bis ca. 230 bis 250 m ü. NN bildet er noch immer das Ausgangssubstrat der Bodenbildung. Oberhalb und an Steilhängen dominieren Schuttdecken,

umgelagerter Löß und Lößlehm (SABEL 1982). Die vorherrschenden Böden sind in der Wetterau heute Schwarzerderrelikte bzw. alle Übergangsstadien zwischen degradierten Schwarzerden und Parabraunerden (SABEL 1982; SCHRADER 1978). In den Auen überwiegen Auengleye und Braune Auenböden, an den Hängen der Flußstäler, vor allem in Unterhangbereichen, Kolluvien. Die im Regenschatten des Taunus gelegene Wetterau stellt als trocken-warme Landschaft (ca. 550 mm Jahresniederschlag; 9° C Jahresdurchschnittstemperatur) mit vorwiegend Süd-West-Winden einen klimatischen Gunstraum dar (DEUTSCHER WETTERDIENST 1950), was sich in einer intensiven agrarischen Nutzung während der gesamten Vor- und Frühgeschichte äußert (u. a. RUPP 1991). Das Wettertal ist heute von spätglazialen und holozänen Sedimenten bis zu maximal acht Meter aufgefüllt. Wie bereits von HILLER et al. (1991: 26) bemerkt, erscheinen die Flußstäler auf geologischen Karten als wenig differenzierte Einheiten, die ihrer wechselvollen Entstehung und ihrem Aufbau nicht gerecht werden (vgl. Kap. 2). Niederterrassen und Talauen lassen sich im Untersuchungsgebiet geomorphologisch zumeist nicht

trennen. Drei Auenquerprofile konnten von S. NOLTE mittels Pürckhauer-Bohrungen rekonstruiert werden, die im Abstand von ca. 15 m niedergebracht wurden. Die Auenquerprofile liegen in der nördlichen Wetterau 0,5 bis 4 km voneinander entfernt zwischen 141 und 148 m ü. NN (Abb. 1-4). Als Arbeitsgebiet wurde der Mittellauf des Wettertales ausgewählt, da hier Talabschnitte mit einer möglichst stetig fortschreitenden Sedimentation und einer möglichst vollständigen holozänen Abfolge zu erwarten waren.

2 Die Bohrkern und ihre Datierung

(S. NOLTE)

Zur zusätzlichen Gewinnung von ausreichend ungestörtem Probenmaterial für Laboranalysen wurden mit einer geschlossenen 1-m-Rammkernsonde mit Kunststoffinnenrohr (Ø 50 mm) Rammkernsondierungen bis zu einer maximalen Tiefe von 8 m durchgeführt (u. a. Bohrkern 1 und 2 bei Ober-Hörgern, Bohrkern 3 bei Oppershofen, Abb. 2-4). Dabei sind jeweils zwei Bohrungen, in der Tiefe um 50 cm versetzt, an jedem Standort

niedergebracht worden, um durch Parallelisierung der 1-m-Bohrkerne eine lückenlose Abfolge der Schichten zu erhalten. Beim Aneinanderfügen der halbierten Kernsegmente im Labor ließ sich eine bohrtechnisch bedingte Komprimierung des Materials von ca. 10 % feststellen. Neben botanischen Untersuchungen wurden an ausgewählten Standorten auch umfangreiche sedimentologische Analysen sowie Datierungen (¹⁴C, OSL) durchgeführt (NOLTE in Vorber.). Erste Sondagen erfolgten im Wettertal und Horloffgraben zuvor im Auftrag der Kommission für Archäologische Landesforschung in Hessen (FILZINGER 1992). Radiokarbondatierungen führten in Heidelberg (konv.) B. KROMER und in Utrecht (AMS) K. VAN DER BORG durch (Tab. 1).

Die drei Bohrkern aus den Auenquerprofilen bei Ober-Hörgern (Bohrkern 1 und 2) und Oppershofen (Bohrkern 3) sind unter Berücksichtigung lithologischer Gesichtspunkte für die botanischen Großrestanalysen in 141 Abschnitte bzw. Proben von 5 bis 10 cm Profillänge zerlegt worden. Weitere 4 Proben stammen aus einer Bohrung bei Gambach (Bohrpunkt 82) und aus Bohrung 6 des

Tab. 1: Übersicht der zu den botanisch untersuchten Sedimentproben gehörigen ¹⁴C-Daten. Außer Sediment (organischer Substanz) wurden Samen und Früchte terrestrischer Arten datiert. Hd Heidelberg - konventionelle Datierung, UtC Utrecht - AMS, ± 1 σ.

Table 1: ¹⁴C-dates from sediments used for botanical analyses. Dated were bulk samples of organic sediments or seeds and fruits from terrestrial species. Hd Heidelberg - conventional dating, UtC Utrecht - AMS, ± 1 σ.

Bohrkerntiefe (cm)	Labor-Nr.	Material	konv. BP	cal. BC
Bohrkern 82 bei Gambach:				
317 - 322	UtC-4901	Holz	2.869 ± 35	1.110 - 945
Bohrkern 1 bei Oberhörnern:				
129 - 134	Hd-18388	Sediment	3.360 ± 47	1.730 - 1.530
134 - 140	Hd-18389	Sediment	3.442 ± 41	1.854 - 1.683
277 - 293	UtC-5513	Samen	8.930 ± 70	8.030 - 7.940
327,5 - 330	UtC-4410	Samen	9.590 ± 70	8.970 - 8.530
Bohrkern 2 bei Oberhörnern:				
175 - 180	UtC-5512	Samen	830 ± 80	AD 1160 - 1280
264 - 274	UtC-5416	Samen	1.991 ± 48	36 BC - AD 75
285 - 298	Hd-18458	Sediment	7.715 ± 66	6590 - 6460
318 - 323	UtC-5415	Samen	7.890 ± 60	6.990 - 6.600
360,5 - 363	UtC-4403	Samen	9.160 ± 70	8.330 - 8.080
403 - 405,5	UtC-4404	Samen	9.470 ± 70	8.850 - 8.420
Bohrung 6 bei Oberhörnern:				
177 - 193	UtC-5514	Samen	2.270 ± 60	390 - 200
Bohrkern 3 bei Oppershofen:				
275 - 280	UtC-5516	Samen	2.530 ± 60	800 - 530
350 - 357	UtC-4903	Samen etc.	2.270 ± 35	388 - 252
390 - 394	UtC-5515	Samen	2.866 ± 32	1.044 - 945

BP	cal BC, 1 Sigma	BP	cal BC, 1 Sigma
① 2270 ± 60	390-200 (AMS)	⑩ 8930 ± 70	8030-7940 (AMS)
② 5712 ± 48	4598-4469	⑪ 9590 ± 70	8970-8530 (AMS)
③ 6912 ± 45	5771-5695	⑫ 9570 ± 50	8950-8530 (AMS)
④ 9389 ± 48	8488-8351	⑬ 3215 ± 70	1520-1410
⑤ 9810 ± 53	9050-9020	⑭ 7038 ± 46	5952-5818
⑥ 9815 ± 67	9050-9020	⑮ 8648 ± 58	7840-7550
⑦ 3360 ± 47	1730-1530	⑯ 10930 ± 112	11020-10780
⑧ 3442 ± 41	1854-1683	⑰ 11848 ± 159	12080-11660

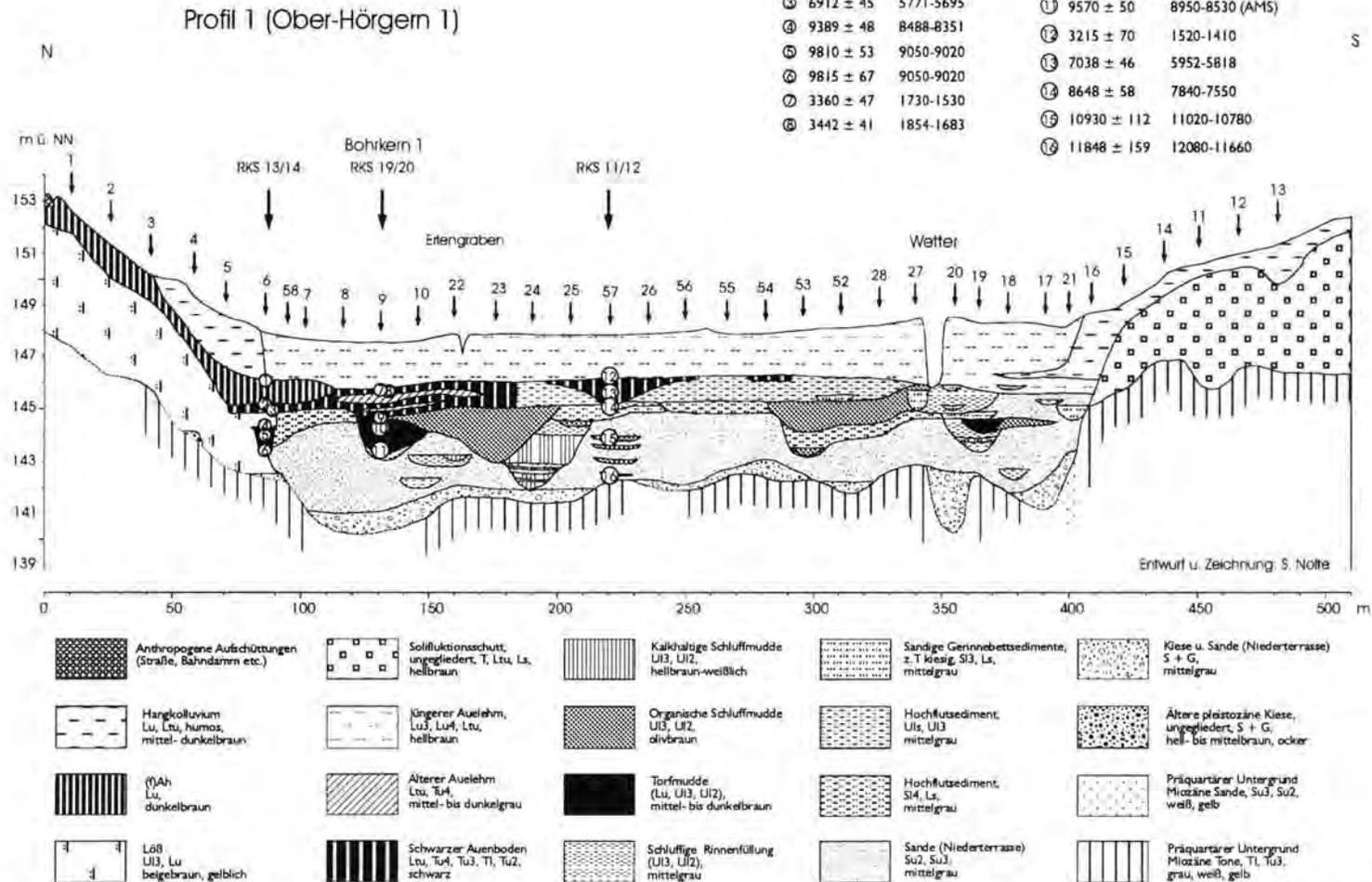


Abb. 2: Auenquerprofil 1 durch das Tal der Wetter bei Ober-Hörgern. Der botanisch untersuchte Bohrkern ist als Bohrkern 1 gekennzeichnet (aus NOLTE in Vorbere.).

Fig. 2: Cross-section 1 in the Wetter valley near Ober-Hörgern. The core used for botanical analyses is marked Bohrkern 1 (from NOLTE in prep.).

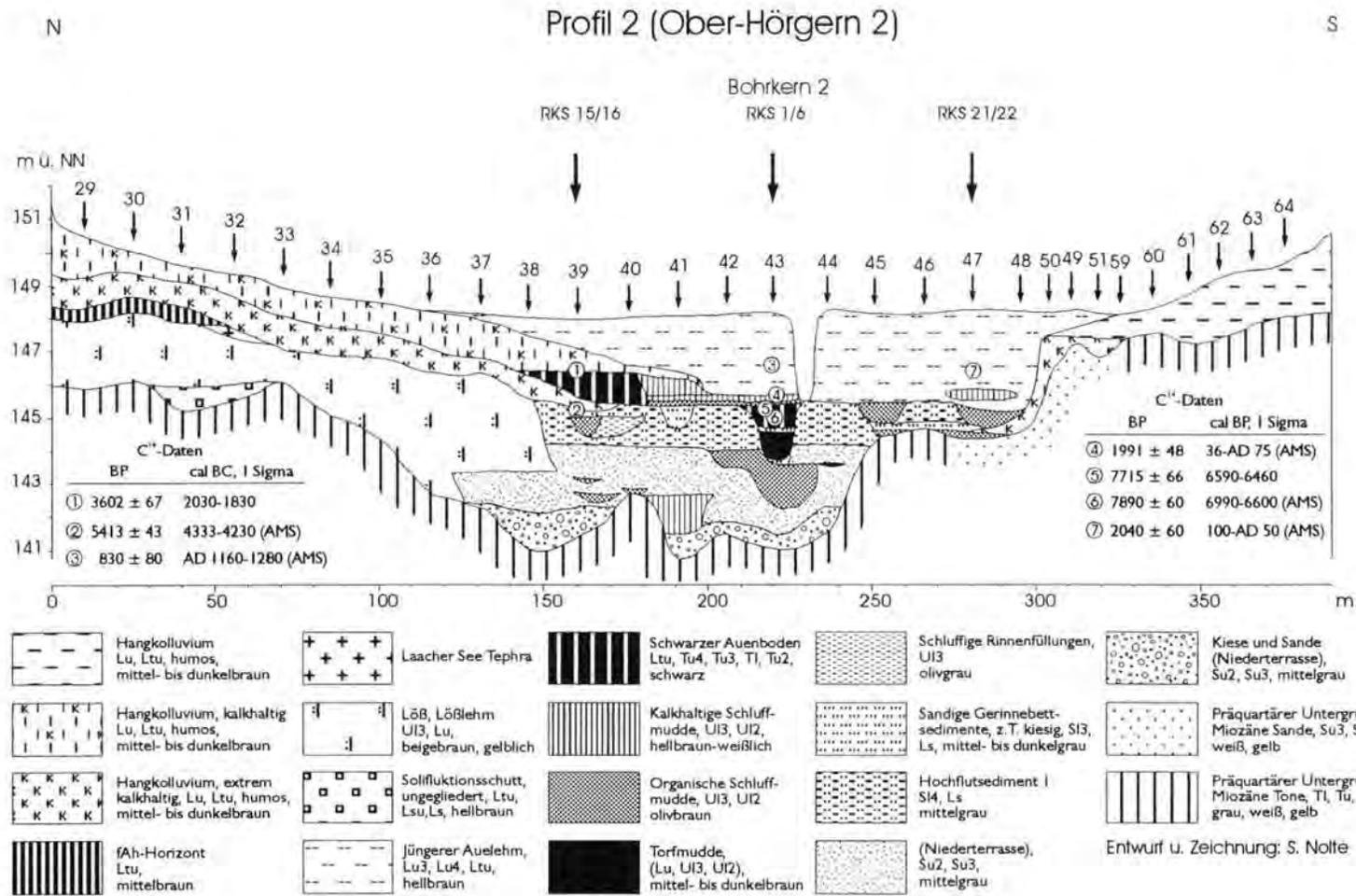


Abb. 3: Auenquerprofil 2 durch das Tal der Wetter bei Ober-Hörgern. Der botanisch untersuchte Bohrkern ist als Bohrkern 2 gekennzeichnet. Weitere Großreistproben stammen aus Bohrung 6 (aus NOLTE in Vorber.).

Fig. 3: Cross-section 2 in the Wetter valley near Ober-Hörgern. The core used for botanical analyses is marked Bohrkern 2, see also core 6 (from NOLTE in prep.).

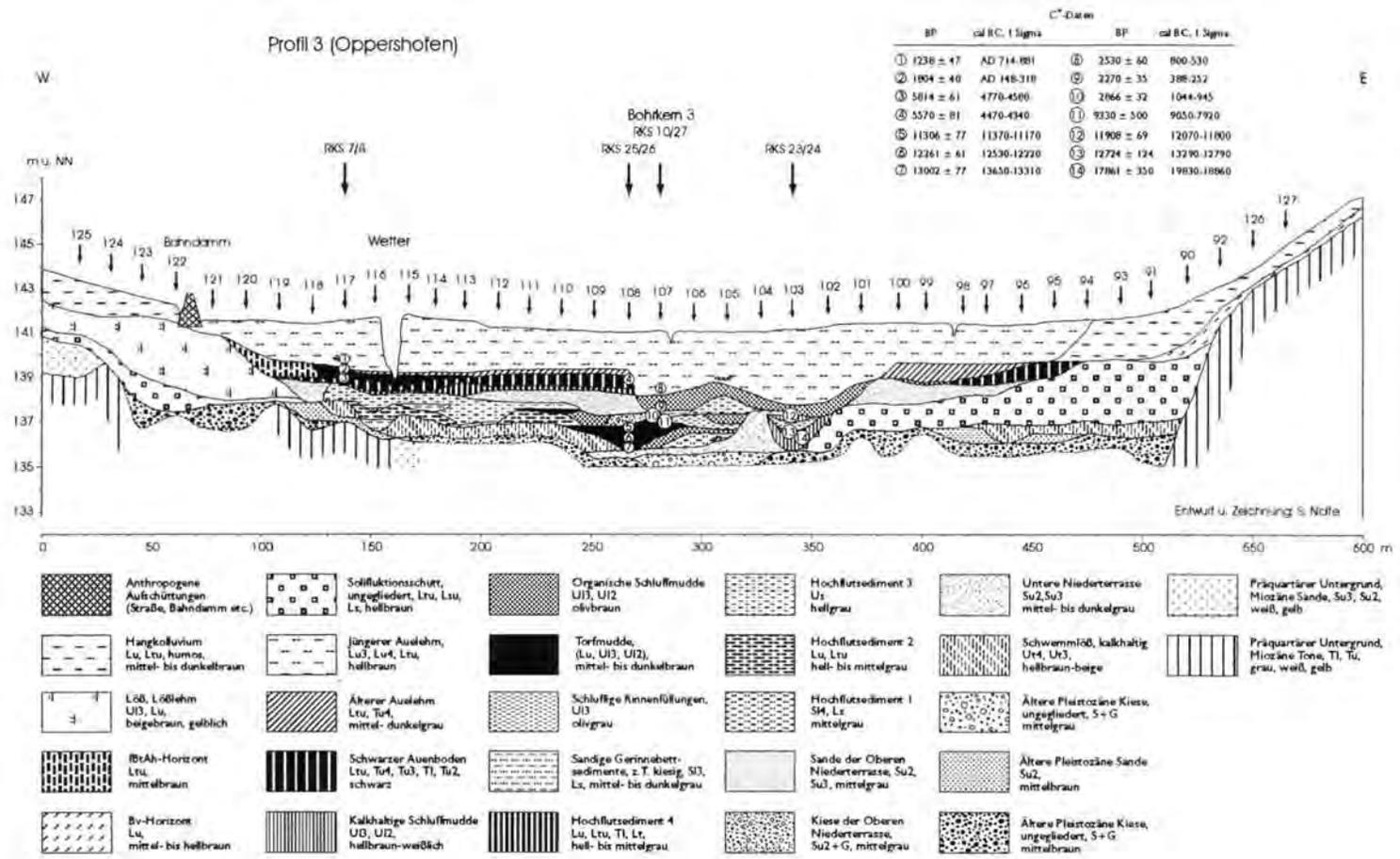


Abb. 4: Auenquerprofil 3 durch das Tal der Wetter bei Oppershofen. Der botanisch untersuchte Bohrkern ist als Bohrkern 3 gekennzeichnet (aus NOLTE in Vorbere.).

Fig. 4: Cross-section 3 in the Wetter valley near Oppershofen. The core used for botanical analyses is marked Bohrkern 3 (from NOLTE in prep.).

Auenquerprofils Ober-Hörgern. Ergänzend wurden aus Bohrkern 2 zwischen 1,78 und 2,84 m Tiefe 13 Proben pollenanalytisch untersucht. Die tieferen Abschnitte der Profile bearbeitet H. Bos, Utrecht, im Rahmen ihrer Dissertation.

Eine teilweise Ausräumung und erneute Sedi-mentierung des Wettertales erfolgte in der Würm-Eiszeit. In den Profilen ließen sich vereinzelt spät-glaziale und präboreale, torfige Rinnenfüllungen, eingeschnitten in spätglaziale, sandige Hochflut-sedimente, nachweisen (Abb. 2-4 sowie NOLTE in Vorber.; Chronozonen nach MANGERUD ET AL. 1974, 1982). Im Präboreal lag der Boden des Wettertales ca. 3-4 Meter tiefer als heute. Der bereits in mehreren Arbeiten beschriebene, sogenannte Schwarze Auenboden (u. a. MÄCKEL 1969; SABEL 1982) ließ sich auch in den drei hier behandelten Profilen nachweisen (Abb. 2-4). Er wurde nach derzeitigem Forschungsstand in einem Zeitraum von mehreren Jahrtausenden in den Chronozonen Boreal/Atlantikum gebildet. Infolge des Fehlens oder der extrem schlechten Erhaltung botanischer Reste in diesem Horizont, könnte er als terrestrische Bildung interpretiert werden oder die Folge späterer Grundwasserabsenkung sein.

Über diesem Horizont folgen 2-3 Meter homogene jüngere Auenlehme (schluffige und schluffig-tonige Lehme), die hauptsächlich in den letzten 2000 Jahren abgelagert wurden. Ursachen und Einsetzen der Auenlehm-Akkumulation in Flußstälen wurden vielfach und kontrovers diskutiert (vgl. JÄGER 1962; HUCKRIEDE 1971; SCHIRMER 1983; HILLER et al. 1991: 37ff.; CASPERS 1993; JOCKENHÖVEL 1994: 78ff.; URZ 1995). Der derzeitige Forschungsstand läßt regionale Unterschiede deutlich werden, die aus verschiedenen geomorphologischen und klimatischen Gegebenheiten, wie auch anthropogenen Aktivitäten resultieren. Eine zeitliche Auenlehmdifferenzierung (z. B. HILLER et al. 1991: 39) war im Wettertal erschwert, da in den Bohrkernen keine begrabenen Bodenhorizonte erkennbar sind (NOLTE in Vorber.). Datierbares organisches Material fehlt leider in den oberen 1-2 Metern des Auenlehms. Die Auenlehmdifferenzierung in Auenquerprofil 3 wurde aufgrund von unterschiedlichen Korngrößen vorgenommen, bei Auenquerprofil 1 erfolgte eine Trennung von Schwarzem Auenboden und Auenlehm aufgrund unterschiedlicher Organikgehalte der Sedimente (Abb. 2 und 4).

Die erfaßten Sedimenteinheiten in den drei Auenquerprofilen zeigen, daß sich die Standortbedingungen in der Aue im Spätglazial und Holozän erheblich verändert haben.

3 Ergebnisse der botanischen Großrestanalysen

(A. KREUZ)

3.1 Zur Methode

Vegetationsgeschichtliche Arbeiten konzentrieren sich gewöhnlich auf die Waldgeschichte zonaler Vegetationsgruppen. Die Entwicklung der Täler mit ihren azonalen und anderen Pflanzengesellschaften ist bisher weniger differenziert erforscht (Ausnahmen z. B.: WILLERDING 1962; GROSSE-BRAUCKMANN et al. 1990; NEEDHAM & MACKLIN 1992; CASPERS 1993; ARORA et al. 1995; URZ 1995; KNÖRZER 1996). Insbesondere mangelt es an Untersuchungen kleinerer Fluß- und Bachtäler. Dies ist insofern bedauerlich, als die Fluß- und Bachtäler der Altsiedellandschaften in der gesamten Vor- und Frühgeschichte wichtige Nutzungsräume für Viehzucht, Jagd, Fischfang, Transport, Handwerk und als Rohstoffquellen darstellten.

Jeder Bach oder Fluß führt unter anderem durch Erosion und vom Wind eingetragene organische Stoffe mit sich, die in flachen Uferbereichen abgelagert werden. Solches „Gespülnis“ kann nur dann erhalten bleiben, wenn es möglichst rasch von luftundurchlässigem Sediment überdeckt wird oder in den Grundwasser-Einflußbereich gerät. Dies ist bei den hier untersuchten Bohrkernen offenbar nur ausnahmsweise der Fall gewesen, da lediglich bei einem Drittel aller untersuchten Proben eine gute Pflanzenerhaltung vorlag.

Eine bessere Möglichkeit der subfossilen Erhaltung von Pflanzenresten in Flußstälen besteht im Bereich von verlandenden Altarmen (oxbow lakēs) oder von Niedermooren der Randsenken eines Flußtales. Dort trägt vor allem die lokale Vegetation (pflanzliche Großreste, Pollenkörner und Sporen), aber auch die der näheren oder weiteren Umgebung (vor allem Pollenkörner und Sporen) zur Ablagerung bei. Bei den hier behandelten Bohrkernen war eine gute Erhaltung pflanzlicher Großreste außer in Rinnensedimenten (Torfmudden oder organische Schluffmudden von Altarmen) zum Teil auch in Auenlehmen gegeben. Ergänzend zu den systematisch geborgenen Proben aus den drei Bohrkernen wurde noch Material aus zwei Bohrungen bei Gambach (82) und Ober-Hörgern (6) analysiert (vgl. Kap. 2 und Tab. 2).

Die 145 Proben für die Großrestuntersuchungen wurden in Wasser gelöst und die organischen Bestandteile auf einem Sieb mit 0,25 mm Maschenweite gesammelt. Bessere Löslichkeit der Sedimente konnte durch mehrtägiges Tieffrieren der

Proben erzielt werden. Die Schlämmrückstände wurden unter einer Stereolupe (Binokular) bei 6- bis 12-facher Vergrößerung durchgesehen und alle bestimmbar pflanzlichen Reste aussortiert. Die Mittel für die technische Aufbereitung der Proben erhielten wir dankenswerterweise größtenteils von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG).

Insgesamt konnten mit Großresten 109 Taxa nachgewiesen werden, darunter 89, die sich paläoökologisch interpretieren lassen (Tab. 2 und 3). Hinzu kommen seltenere Funde von Fischresten (Wirbel, Schuppen), Mollusken (vor allem Operculi) und Kleinsäugetern sowie regelmäßig von Insekten (Tab. 2), die hier keine Berücksichtigung finden können.

Die Proben in den oberen Abschnitten waren weitgehend fundleer: Bohrkern 1 bis 2,68 m Tiefe, Bohrkern 2 bis 1,60 m Tiefe, Bohrkern 3 bis 2,50 m Tiefe. Im folgenden werden nur die Proben mit Großresterhaltung behandelt (Tab. 2 u. 3). Die bessere Konservierung der Pflanzenreste (auch Pollen/Sporen) in Bohrkern 2 dürfte sich aus der Nähe des Flußbettes erklären. Die Wetter fließt heute in ca. 10 m Entfernung von Bohrung 2, hingegen ca. 220 m von Bohrung 1 und 120 m von Bohrung 3 entfernt (Abb. 2-4).

Es fällt auf, daß nicht nur in den oberen Abschnitten, sondern auch in den tieferen Bereichen mit Pflanzenerhaltung beispielsweise die subfossilen Hölzer oft sehr schlecht konserviert sind und zarte Samen oder Früchte (z. B. Grasfrüchte, Gramineae) weitgehend fehlen. Die Hölzer sind häufig stark abgebaut, was darauf schließen läßt, daß sie vor ihrer primären oder späteren (Umlagerung?) Einbettung bereits längere Zeit unter Sauerstoffeinfluß entsprechender Organismen ausgesetzt waren. Mit einer „Zersetzungsauslese“ aufgrund wechselnder hydrologischer Bedingungen, wie von FIRBAS (1949: 29) als methodisches Problem der Pollenanalyse beschrieben, muß hier auch für die pflanzlichen Großreste gerechnet werden. Eine quantitative Auswertung ist nicht nur aus diesem Grund schwierig. Es kommt hinzu, daß in den drei Bohrkernen unterschiedliche, teils durch Hiaten getrennte Zeitabschnitte in unterschiedlicher Mächtigkeit vertreten sind, was eine vergleichende Interpretation erschwert. Hier wird allerdings die künftige Untersuchung von Proben aus weiteren Bohrungen des Wettertales weiterhelfen.

Im folgenden sollen die in den fünf Bohrkernen bzw. Profilen an Hand der Großreste nachgewiesenen Vegetationsgruppen im einzelnen vorge-

stellt werden (vgl. Tab. 2 u. 3). Die Gruppierung der gefundenen Taxa erfolgte nach ELLENBERG (1979) und OBERDORFER (1990). Eine Eingruppierung war nicht immer einfach, da die heutigen syntaxonomischen Einheiten nicht für das Frühholozän (Präboreal/Boreal) oder das frühe Atlantikum gelten (Chronozonen nach MANGERUD et al. 1974, 1982; zu den ^{14}C -Daten vgl. Tab. 1). Wenn heute mehrere Standorte in Frage kommen, wurde ein auennaher gewählt. Dies betrifft insbesondere die Gruppen heutiger Unkraut- und Ruderalpflanzen, die teils Apophyten darstellen, also Arten, die ihre Wuchsorte von der natürlichen, meist azonalen Vegetation der Flußtäler auf anthropogene Standorte ausgedehnt haben (KREUZ 1993a, dort weitere Literaturangaben).

3.2 Süßwasser- und Moorvegetation stehender oder langsam fließender Gewässer

Laichkraut- und Schwimmblattgesellschaften

Es fanden sich Großreste von 3-5 Taxa verwurzelter Wasserpflanzengesellschaften (heute Potamogetonetea), die Röhrichtgürteln vorgelagert sind (Tab. 2). Laichkraut (*Potamogeton* sp.) und Wasser-Hahnenfuß (*Ranunculus* sp. sect. *Batrachium*) konnten nicht weiter differenziert werden.

Röhrichte und Seggenriede

Neun Arten der Verlandungsgesellschaften (heute Phragmitetea) nährstoffhaltiger Gewässer traten auf (Tab. 2). Das Fehlen von Schilfrohr-Früchten, *Phragmites australis*, kann nicht dahingehend interpretiert werden, daß Schilf an den drei Lokalitäten im Wettertal tatsächlich nicht vorkam. Wahrscheinlicher ist, daß die natürlicherweise nur selten gut (reif) ausgebildeten Schilfrohr-Früchte - wie auch die anderer Süßgräser - infolge Erhaltungsselektion in den Proben fehlen.

Kleinseggenrieder

Hinweise auf eine Kleinseggenvegetation (heute Scheuchzerio-Caricetea nigrae), wie man sie auf Flach- oder Quellmooren und Verlandungssümpfen (Sumpfrasen) findet, geben die vereinzelt Funde von vier Arten (Tab. 2). Hier wuchs möglicherweise auch der Gewöhnliche Gellweiderich (*Lysimachia vulgaris*, vel *nimmularia/nemorum*).

Die Samen und Früchte von insgesamt 20 Arten entstammen der Vegetation stehender (Altarme) oder langsam fließender, eher nährstoffreicher, von Röhricht und Seggenrieden umgebener Gewässer. Die betreffenden Arten fanden sich in al-

len Zeitabschnitten der untersuchten Bohrkern (Tab. 2 u. 3), so daß ein kontinuierlicher Bestand an Süßwasser- und Moorvegetation rekonstruiert werden kann.

3.3 Krautige Vegetation oft gestörter Plätze

Die nächste Großgruppe läßt sich gliedern in natürlich verbreitete, azonale Arten sowie Arten ungewisser Verbreitung. Letztere (Kap. 3.6 u. 3.7) sind für die Frage der anthropogenen Beeinflussung des Auenstandortes von Bedeutung. Zunächst zu den wahrscheinlich natürlich verbreiteten Taxa:

Schlammufergesellschaften

Hierzu gehören kurzlebige Pflanzengemeinschaften, die sich bei günstigen Bedingungen des Substrates (zum Beispiel fehlender Überstauung durch Wasser) und entsprechend vorteilhaften klimatischen Verhältnissen kurzfristig entwickeln (heute *Bidentetea*), zum Beispiel im Gleithangbereich eines Flußmäanders. Samen oder Früchte von 5 Arten dieser Gruppe konnten in Bohrkern 2 und 3 erfaßt werden (Tab. 2).

Das Fehlen solcher Taxa im Bohrkern 1 und den Proben der Bohrung bei Gambach kann vielfältig bedingt sein und ist nicht interpretierbar. Die Arten gelten nach KORNECK & SUKOPP (1988) nicht als kulturabhängig. Ihre natürliche Verbreitung im Wettertal ist somit möglich, schließlich tritt der

Ampfer-Knöterich, *Polygonum lapathifolium*, auch bereits in frühatlantischen Proben auf.

Unkraut- und Ruderalgesellschaften

Hier wurden sechzehn Taxa zusammengefaßt, die auf nährstoffreichen Böden unterschiedliche Unkrautfluren bilden, und die heute vor allem zu den drei durch die Einwirkung von Menschen und Tieren geprägten Gruppen *Chenopodieta* (Ruderalgesellschaften u. verwandte Acker- u. Garten-Beikrautgesellschaften), *Artemisietea vulgaris* (Ausdauernde Stickstoff-Krautfluren) und *Plantaginetea* (Tritt- u. Feuchtpioniergrasen) gezählt werden (Tab. 2).

Es handelt sich allerdings um Arten, die auch in stickstoffliebenden Staudenfluren der Bachufer und von anderen (Süß-)Gewässern sowie in Auwäldern wachsen, weshalb ihr natürliches Vorkommen im Wettertal durchaus denkbar ist. Hierfür spricht gleichfalls, daß es sich bei 10 Taxa um Pionierpflanzen handelt (Tab. 2). Auf den im Sommer weitgehend trockenen Uferbereichen boten sich optimale Nährstoff- und Lichtbedingungen.

In den drei Profilen fanden sich von den betreffenden sechzehn Arten nur Zottiges Weidenröschen (*Epilobium* cf. *hirsutum*), Wasserdost (*Eupatorium cannabinum*), Wassermiere (*Myosoton aquaticum*), Kriechender Hahnenfuß (*Ranunculus repens*) und Große Brennessel (*Urtica dioica*)

Tab. 2: Pflanzliche Großreste aus holozänen Sedimentproben des Wettertales (Hessen): Bohrkerne 1 und 2 bei Ober-Hörgern (Ohö4, 9 (19 u. 20) sowie Ohö5, 43 (1 u. 6)), Bohrkern 3 bei Oppershofen (Opp1, 107 (10 u. 27)). Legende: Probennummern datierter Proben kursiv; *Hoch-MA* Hoch-Mittelalter, *Sp.o. Fr. Subatl.* Spätes o. Frühes Subatlantikum, *EZ/RKZ* Übergang späte Eisenzeit/frühe Römische Kaiserzeit, *HA* wahrscheinlich Hallstatt-Zeit, *Sp. Subbo* Spätes Subboreal, *Spät-BZ* Spät-Bronzezeit; *Bor./Atl.* Boreal/Atlantikum; * Pionierpflanze, ** Kriechpionierpflanze; Zahlen = Anzahl Nachweise (Erläuterungen im Text (Kap. 3); vgl. auch Tab. 3). **Fettgedruckte** Taxa sind im Bohrkern 2 auch pollenanalytisch nachgewiesen (vgl. Kap. 4 u. 5). Aus zwei weiteren Bohrungen (Auehlme) bei Gambach (82; Spätes Subboreal/Spät-Bronzezeit) und Ober-Hörgern (6; Frühes Subatlantikum/Latène) wurden 4 Proben untersucht.

Gambach 82: 1 *Nuphar lutea*, 1 *Mentha aquatica* (/arvensis), 2 *Typha* sp., 1 *Potamogeton* sp., 1 *Ranunculus* sp. Sect. *Batrachium*, 1 *Chenopodium* cf. *ficifolium*, 1 *Potentilla anserina*, 2 *Ranunculus repens*, 12 *Urtica dioica*, 8 *Filipendula ulmaria*, 1 *Lycchnis flos-cuculi*, 1 *Valeriana* cf. *dioica*, 1 *Hypericum perforatum*, 15 *Alnus glutinosa* Fr. (+ 1 Holz), 1 *Quercus* sp. Holz, 2 *Solanum dulcamara*, 1 *Arenaria serpyllifolia*, 1 *Stellaria graminea*, 2+1cf. *Solanum nigrum*, 3 *Carex* sp., 1 *Juncus* sp., 3 *Sambucus* sp., HK. Ober-Hörgern 6: 1 Fischwirbel, 1 *Conium maculatum*, 1 *Sambucus ebulus*, 2 *Urtica dioica*, 5 *Quercus* sp. Holzkohle, 1 *Stachys* cf. *sylvatica* (/annua), 1 *Plantago lanceolata* (verk.), 1 *Trifolium campestre* usw., 1 *Hyocyanus niger*, 1 *Hordeum* sp., 2 *Cerealia* indet., 1 Hüllspelzenbasis *Triticum dicoccum/spelta*, 5 *Atriplex/Chenopodium*, 2 *Carex* sp., 11 *Sambucus* sp., HK, Insekten.

Table 2: Botanical macro remains from Holocene sediments from the Wetter valley (Hessen): cores 1 and 2 near Ober-Hörgern (Ohö4, 9 (19 and 20) and Ohö5, 43 (1 and 6)), core 3 near Oppershofen (Opp1, 107 (10 and 27)). Legend: sample numbers of dated samples in italics; *Hoch-MA* High Middle Ages, *Sp. o. Fr. Subatl.* Late or Early Subatlantic, *EZ/RKZ* transition Late Iron Age/Early Roman Period, *HA* probably Hallstatt period, *Sp. Subbo* Late Subboreal, *Spät-BZ* Late Bronze Age, *Bor./Atl.* Boreal/Atlantic, * pioneer plant, ** creeping pioneer plant; numbers = number of identifications (explanations in the text (chapter 3), also see Table 3). Taxa in **bold** letters were also identified by pollen in cross-section 2 (see chapters 4 and 5). Further 4 samples come from core 82 near Gambach and from core 6 near Ober-Hörgern (list of plant taxa see above).

Tab. 2 Fortsetzung

Bohrkern 1, O.-Hörg.		Bohrkern 2, Ober-Hörgern													Bohrkern 3, Oppershofen																																			
29	30	31	32	33	34	16	17	18	19	B	20	21	22	23	24	25	26	28	29	30	36	37	38	39	40	41	I	J	K	L	M	N	45	26	27	28	29	30	31	32	33	35	36	37	38	39	40	41	42	47
Profil																																																		
Probnummer (kursiv = 14C-datiert)																																																		
<i>Euphorbia helioscopia</i>																																																		
<i>Fumaria officinalis</i>																																																		
<i>Hyoscyamus niger</i>																																																		
<i>Lamium amplexicaule/purpureum</i>																																																		
<i>Lapsana communis*</i>																																																		
<i>Solanum nigrum</i>																																																		
<i>Thlaspi arvense</i>																																																		
Kulturpfl. u. Beikräuter (vgl. Kap. 3.7)																																																		
<i>Polygonum convolvulus</i>																																																		
<i>Hordeum</i> sp., verk. Korn (cult.)																																																		
<i>Triticum</i> sp., verk. Korn																																																		
Cerealia indet., verk.																																																		
<i>Papaver somniferum</i>																																																		
<i>Triticum dicoccum/Spelta</i> HSB, verk.																																																		
Sonstiges																																																		
<i>Atriplex/Chenopodium</i> sp.																																																		
<i>Carduus</i> sp. (<i>crispus/lacanthoides</i> ?)																																																		
<i>Carex</i> sp./Cyperaceae																																																		
Caryophyllaceae /Cerastium sp.																																																		
Cruciferae sp.																																																		
<i>Juncus</i> sp.																																																		
Labiatae																																																		
Polygonaceae/Rumex sp.																																																		
Ranunculus sp.																																																		
Rosaceae																																																		
<i>Sambucus</i> sp., Frag.																																																		
<i>Scrophularia nodosa/lumbrosa</i>																																																		
Umbelliferae																																																		
<i>Viola</i> sp.																																																		
HK (verkohlte Materie)																																																		
Halmknoten/Halmfrag. verk.																																																		
Insektenreste																																																		

und ihrer möglichen Position innerhalb des Wettertales. Legende: vgl. Tabelle 2.
location in the Wetter valley. Legend: see Table 2.

Profil	Probennummer (<i>kursiv</i> = 14C-datiert)		Probenvolumen in ml	aus Sediment	Chronozone (Mangerud et al. 1974/1982)	Archäologische Epoche	mögliche Herkunft:			Aue (diverse Standorte)		Aue u./o. Talhänge		Hänge/LöB		?				
	lokal	(Altarm?)					Süßwasser- u. Moorveget. (Kap. 3.2)	Schlammufertes. (Kap. 3.3)	Unkr.- u. Rud.ges./Ufer (Kap. 3.3)	Feuchtwie. u. Bachuferflur. (Kap. 3.4)	Waldnahe Fluren/Wälder (Kap. 3.5)	Trockene Tritrasen (Kap. 3.6)	Trockene Rasen u. Wiesen (Kap. 3.6)	Unkraut- u. Ruderalges. (Kap. 3.6)	Kulturpflanzen u. Beikräuter (Kap. 3.7)		HK (verkohlte Materie)	Halmknoten/Halmfragment verkohlt		
Bohrkern 2, O.-Hörger	42	50		Rinnsediment	Üb. Präboreal/Boreal	Mesolithikum	13	1	11		3	1					+	1		
	K	75					17		3	1									+	
	L	60					21		5	2									+	
	43	65					6		2										+	
	M	70					5		2										+	
	44	70					12		1										+	1
	N	75					10		2										+	
45	70		14		3										+					
Bohrkern 3, Oppershofen	26	75		feinere Auenlehme	Fr. Subatlant.	ca. Hallstattzeit			1								(+)			
	27	35					1												+	
	28	50					1												(+)	
	29	45					1		1											
	30	40								2		2								
	31	55					1		4	3									+	
	32	55					6		8	6		1								
	33	50					1												(+)	
	35	65					3		4	3		1		1	1				+	
	36	45					2	1	2	2		1		1	1	1			+	
	37	70					1	1	8	2	1								+	
	38	50					2	2	7	4	2			1	1				+	
	39	25					4		9	2									+	
	40	80					8	1	10		1	2	1	3					+	
	41	60					5	2	5	4	2			1	1				+	
42	60		3	1	7	1				1	1				+					
47	40		2		2		2								+					
Summ	Nachweise						642	30	354	137	83	20	15	23	11					
	Arten						20	5	16	10	12	3	9	9	6-7					

in atlantischen und älteren Abschnitten der Bohrkerne. Es fehlen in den älteren Bohrkern-Abschnitten auch Arten, die zum Beispiel in frühneolithischen (Mittleres Atlantikum) Siedlungen des Rhein-Main-Gebietes bereits häufig nachgewiesen wurden, wie Weißer Gänsefuß (*Chenopodium album*) oder Zwerg-Holunder (*Sambucus ebulus*; KREUZ 1990). Der heute als stark kulturabhängig geltende (KORNECK & SUKOPP 1988) Weiße Gänsefuß ist entweder eine Anthropochore, oder die potentiellen, natürlichen Wuchsorte haben sich verändert und sind infolge menschlicher Eingriffe heute verschwunden. Leider ist die Datenbasis für eine weitergehende Interpretation zu gering.

Auch Distel (*Carduus crispus/acanthoides*) und Vogelmiere (*Stellaria media*) gelten nach KORNECK & SUKOPP (1988) heute als stark kulturabhängig. Sie kommen in jüngeren Bohrkern-Abschnitten zur Zeit intensiver vor- und frühgeschichtlicher Besiedlung (u. a. RUPP 1991) in der Wetterau vor. Vielleicht haben sie sich sekundär - als Anthropochoren von anthropogenen Standorten (Wege, Schuttplätze, Viehläger, Äcker usw.) kommend - in der Ufervegetation des Wettertales angesiedelt. Andererseits besteht auch die Möglichkeit, daß die Kulturabhängigkeit dieser Arten erst seit dem Fehlen geeigneter natürlicher Standorte (Flurbereinigung, Gewässerbegradigung usw.) gegeben ist.

Die 41 Taxa der Vegetationsgruppen der Kap. 3.2 und 3.3 dürften in allen in den Bohrkernen erfaßten Zeitaltern im Ufer- oder Verlandungsbereich eines Altarmes oder eines langsam fließenden Mäanders vorgekommen sein (Tab. 3). Ob sie tatsächlich lokal bzw. extralokal aus der unmittelbaren Umgebung (< 570 Meter) der Lokalität oder von weiter flußaufwärts (regionaler Eintrag) stammen, ließe sich nur mit der Untersuchung von Material aus Rasterbohrungen eingrenzen (vgl. z. B. CASPERS (1993) und die Beiträge in NEEDHAM & MACKLIN (1992). Einen lokalen oder extralokalen Eintrag spiegeln vermutlich auch die Reste von Mollusken, Fischen, Kleinsäugern und Insekten wider (Tab. 2).

3.4 Feuchtwiesen und Bachuferfluren

Es lassen sich zehn Arten - darunter 5 Pionierpflanzen - zusammenfassen, die außer in heutigen bewirtschafteten Grünlandgesellschaften (vor allem Molinietaalia) gleichermaßen in Moorwiesen, Verlandungsbeständen, an Ufern und in Bruch- oder Auenwäldern auch ohne Zutun des Menschen verbreitet sind (Tab. 2). Dort können

ihre Samen und Früchte bei Überflutungen erfaßt und abtransportiert werden.

Sumpfdotterblume (*Caltha palustris*), Blut-Weiderich (*Lythrum salicaria*), Sumpf-Ziest (*Stachys palustris*) und Gelbe Wiesenraute (*Thalictrum flavum*) fanden sich bereits in frühholozänen Profilabschnitten der Bohrkerne, in denen eine anthropogene Grünlandbewirtschaftung unwahrscheinlich ist (Tab. 2). Sie wuchsen daher in natürlichen Sumpfwiesen, Bruch- oder Auwald. Ein gehäuftes Auftreten solcher Arten in eisenzeitlichen und jüngeren Abschnitten läßt sich hingegen wohl - trotz der oben erwähnten Bedenken gegenüber quantitativer Auswertung - mit der damaligen Nutzung der Aue zunächst als Viehweide und einer später einsetzenden Wiesenbewirtschaftung erklären (vgl. auch Kap. 4). Einschürige Schnittwiesen sind seit der Römischen Kaiserzeit an Hand von pflanzlichen Großresten in der Wetterau nachgewiesen (KREUZ 1995a: 80).

3.5 Waldnahe Staudenfluren, Gebüsche und Wälder

Nur zwölf der gefundenen Arten gehören heute zu natürlichen, waldnahen Vegetationsgruppen oder Waldgesellschaften und dürften aus Gehölzbeständen des Wettertales eingetragen sein (Tab. 2). Auch hier gilt knapp die Hälfte der Taxa als Pionierpflanzen.

Besonders interessant sind die borealen und spätboreal-frühatlantischen Funde von Wildem Majoran (*Origanum vulgare*) und Arznei- oder Sandthymian (*Thymus pulegioides/serpyllum*) in den Bohrkernen 1 und 2 (Abb. 5a u. b). Majoran und Thymian wuchsen möglicherweise in lichten Eichen- oder Kiefernwäldern auf trockenen Böden des Flußtales.

Weitere mögliche Hinweise auf trockene, lichtreiche Wuchsorte in den Flußstälen oder an extrazonalen Standorten der Wetterau ergaben sich bereits im Rahmen einer archäobotanischen Untersuchung der neolithischen Fundstelle Friedberg-Bruchenbrücken (2. Hälfte 6. Jahrtausend v. Chr., Bandkeramische Kultur; KREUZ 1990: 27 u. 194, 1995: 126ff.). Die bandkeramische Siedlung liegt von den Entnahmestellen der Bohrkerne ca. 13 (Bohrkern 3) bis 18 km (Bohrkerne 1 u. 2) flußabwärts nahe der Wetter. Dort fanden sich Kiefer (*Pinus cf. sylvestris*), Wacholder (*Juniperus communis*), Flockenblume (*Centaurea* sp.), Hornkraut (*Cerastium* sp.), Augen- oder Zahntrost (*Euphrasia* vel *Odontites* sp.), Lieschgras (*Pbleum* sp.), Gewöhnliches Bitterkraut (*Picris hieracioides*), Klappertopf (*Rhinanthus* sp.), Federgras

(*Stipa* sp.), Klee (*Trifolium* sp.) und Königskerze (*Verbascum* sp.).

Bemerkenswert ist das weitgehende Fehlen (Tab. 2) von Funden der Schwarz-Erle (*Alnus glutinosa*), deren Nüßchen in Auensedimenten ab der Chronozone Atlantikum eigentlich zahlreich zu erwarten gewesen wären (Kap. 5). Erle fehlt auch

unter den (Brenn-)Holzkohlen der oben erwähnten Siedlung bei Friedberg-Bruchenbrücken, ist aber in jüngeren vorgeschichtlichen Siedlungen der Wetterau vorhanden (KREUZ unpubl.). In spätatlantisch-/früh-subborealen Sedimenten des Wettertales bei Friedberg-Bruchenbrücken war gleichfalls Erle neben Pappel (*Populus* sp.), Eiche (*Quercus* sp.), Kernobstgewächsen (*Pomoideae*)

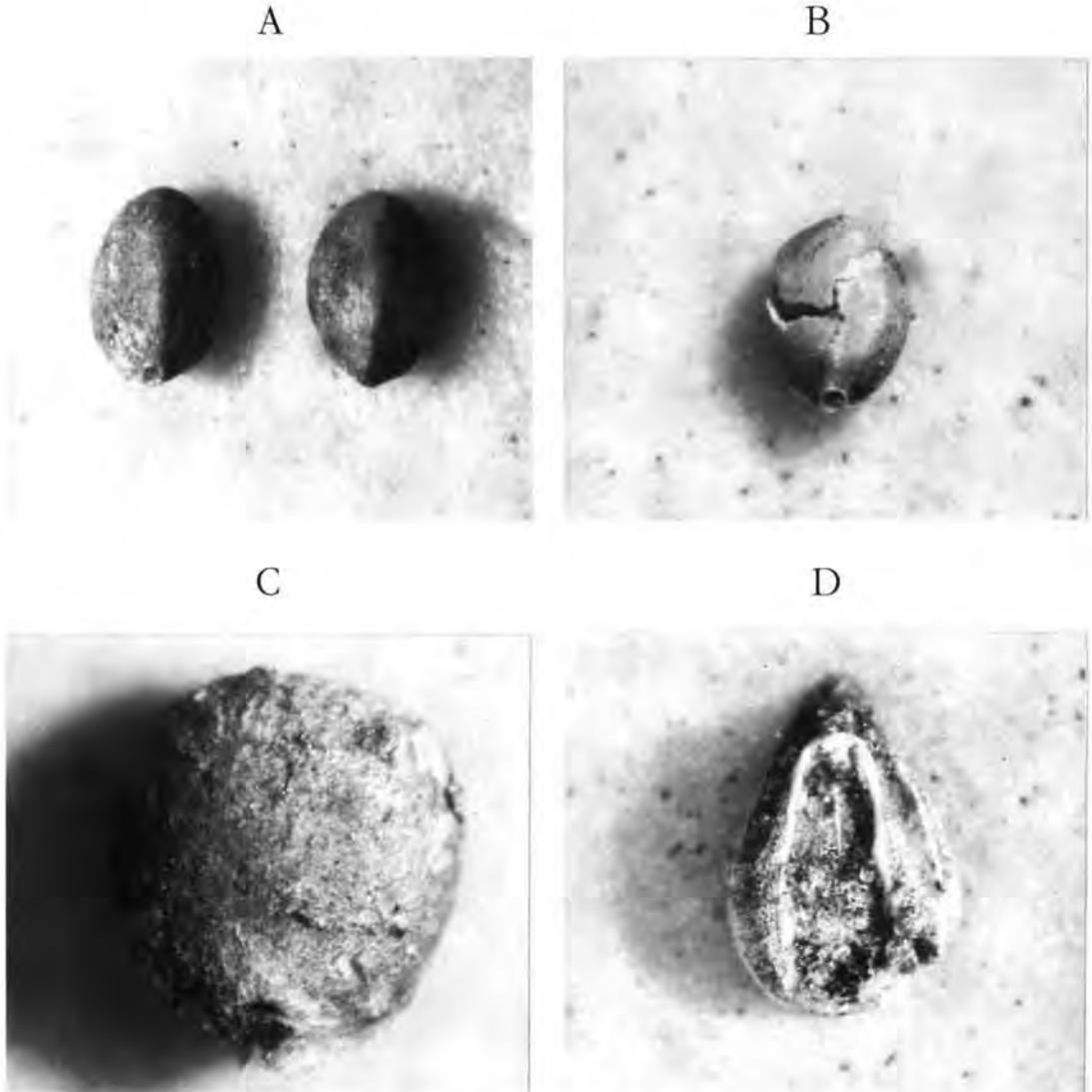


Abb. 5: Unverkohlte, subfossil erhaltene Früchte von a *Origanum vulgare*, b *Thymus pulegioides/serpyllum*, c *Salvia* cf. *pratensis*, d *Valerianella dentata* (a Bohrkern 1, Proben-Nr. Ohö4-33, Foto-Nr. 144-28, ventral, L rechts 0,8 mm; b Bohrkern 2, Ohö5-41, 141-30, ventr., L 0,8 mm; c Bohrkern 1, Ohö4-33, 142-16, ventr. L 1,6 mm; d Bohrkern 2, Ohö5-28, 144-35, ventr., L 1,4 mm).

Fig. 5: Uncharred subfossil fruits of a *Origanum vulgare*, b *Thymus pulegioides/serpyllum*, c *Salvia* cf. *pratensis*, d *Valerianella dentata* (a core 1, sample no. Ohö4-33, photo no. 144-28, ventral; length right 0.8 mm; b core 2, Ohö5-41, 141-30, ventr., l. 0.8 mm; c core 1, Ohö4-33, 142-16, ventr., l. 1.6 mm; d core 2, Ohö5-28, 144-35, ventr., l. 1.4 mm).

und Ahorn (cf. *Acer* sp.) bestimmbar (KREUZ 1990: 59ff.). Die Ausbreitung der Erle scheint sich nach den pollenanalytischen Ergebnissen in Hessen frühestens im Atlantikum zu vollziehen (SCHÄFER 1996: 131, dort weitere Literaturangaben; STOBBE 1996; URZ 1995: 180ff.). Erhebliche regionale Unterschiede zeichnen sich ab, die vor allem lokal - durch die jeweiligen standörtlichen Gegebenheiten - bedingt sein dürften.

Auch Großreste von Pappel und Weide (*Populus* sp., *Salix* sp.) als Bestandteile einer Weichholzaue fehlen in den Bohrkernen. Dies entspricht gleichfalls den Ergebnissen von URZ (1995: 180ff.) im Lahntal: Er nimmt sogar an, daß sich dort eine Weichholzaue - mit Pappeln und Weiden - nicht vor dem Subatlantikum ausbildete. Pappel trat als Holzkohle in der neolithischen Siedlung bei Friedberg-Bruchenbrücken auf (Mittleres Atlantikum), Weide konnte noch nicht erfaßt werden.

Nach den Ergebnissen von NOLTE (in Vorber.) wird die Wetter heute über weite Strecken von einem auch bei Spitzenhochwässern trockenen, mehrere 10 Meter breiten Uferwall gesäumt. Demnach liegen die potentiellen Wuchsorte für einen Weichholzauenwald nicht in Flußnähe, sondern eher am Auenrand (ablagerungsfern?), da erst hier das Hoch- und Grundwasser standörtlich wirksam wird. Eine solche Uferwallbildung wäre ab dem Beginn der Ablagerung feinkörniger Auensedimente in einem mäandrierenden Flußsystem denkbar.

Bestandteile der Hartholzaue könnten außer Erle die Funde von Eiche und Schlehe sowie Schwarzem Holunder und Bittersüßem Nachtschatten gewesen sein (Tab. 2). Die geringe Zahl der Gehölznachweise (Großreste) aus den Bohrkernen überrascht, da im Tiefland in Flußstälen natürlicherweise ein hoher Gehölzanteil in Form von sogenannten Auen- und Bruchwäldern zu erwarten wäre, ganz im Gegensatz zur heutigen von Menschen geformten Vegetation (Kap. 5 u. 6).

3.6 Arten trockener Standorte

Drei weitere Gruppen von Pflanzenarten gedeihen nicht im unmittelbaren Überflutungsbereich der Aue, sondern sind auf trockenen Mineralböden des Flußtales (Talhänge, Uferwälle usw.) oder den angrenzenden Lößflächen anzusiedeln.

Trittrasen nährstoffreicher Lehm- und Tonböden

Die in in ausdauernden Trittrasen nährstoffreicher Lehm- u. Tonböden (Plantaginetea) vorkommenden drei Arten (Tab. 2) zeichnen sich insbe-

sondere durch eine Unempfindlichkeit gegen Tritt aus, was ihnen - bei nur wenigen Konkurrenten - einen hohen Lichtgenuß verschafft. Gleichzeitig benötigen zum Beispiel Arten wie Vogel-Knöterich (*Polygonum aviculare* agg.) und Einjähriges Rispengras (*Poa annua*) Feuchtigkeit oder Nässe zum Keimen (ELLENBERG 1996: 849).

Vogel-Knöterich tritt schon im früh-atlantischen Abschnitt des Bohrkerns 2 auf (Tab. 2). Er könnte zum Beispiel an stark frequentierten, wassernahen Wildwechsellern gewachsen sein. Alle drei Arten sind jedenfalls nach KORNECK & SUKOPP (1988) nicht kulturabhängig, so daß mit ihrem natürlichen Vorkommen im Wettertal zu rechnen ist.

Trockene Rasen und Wiesen

Neun Arten finden sich heute in trockenen, anthropo-zoogenen Rasen- und Grünlandgesellschaften (Sedo-Scleranthetea, Festuco-Brometea, Molinio-Arrhenatheretea; Tab. 2). Die Funde von Wiesen-Salbei (*Salvia* cf. *pratensis*) und Feldsalat (*Valerianella dentata*) in Bohrkern 1 und 2 (Abb. 5c u. d, Tab. 2) geben einen weiteren Hinweis, daß im Boreal und frühen Atlantikum ihren Bedürfnissen entsprechende, lichte und trockene Standorte im Wettertal vorhanden waren (Kap. 3.5). Feldsalat gilt nach KORNECK & SUKOPP (1988) heute als kulturabhängig. Wie oben ausgeführt, müssen wir mit andersartigen Standort- und damit Konkurrenzbedingungen in älteren Abschnitten des Holozäns rechnen, möglicherweise überformt durch anthropogene (mesolithische) Aktivitäten (Kap. 6).

Eine spätere vor- und frühgeschichtliche Nutzung des Wettertales als Viehweide und Wiesenstandort ist wahrscheinlich (Kap. 3.4) und wird durch die Großrest- und Pollenfunde bestätigt (Kap. 4 und 5).

Unkraut- und Ruderalgesellschaften

Neun Arten (Tab. 2) wachsen heute in verschiedenen, meist lückigen, Unkraut- und Ruderalgesellschaften (Chenopodietea, Artemisieteae) auf nährstoffreichen, eher frischen Böden. Diese Arten sind nach KORNECK & SUKOPP (1988) bis auf die Pionierpflanzen Hirtentäschel (*Capsella bursa-pastoris*) und Rainkohl (*Lapsana communis*) stark kulturabhängig. Ein natürlicher Wuchsort ist in Mitteleuropa heute unbekannt (OBERDORFER 1990). Womöglich handelt es sich bei diesen Taxa tatsächlich um Zeiger anthropogener Aktivitäten, die mit den subborealen und subatlantischen Auensedimenten zur Ablagerung gelangten (Tab. 2). Leider sind sie aber nicht an so charakteristi-

sche Standorte gebunden, daß sich ihr Wuchsort genauer eingrenzen ließe. So muß offen bleiben, ob sie aus dem Wettertal oder von den Lößflächen eingetragen sind.

Nur der Schwarze Nachtschatten (*Solanum nigrum*) fand sich bereits in borealen und spät-boreal/früh-atlantischen Abschnitten der Bohrkern 1 und 2. Er tritt auch in frühneolithischen (Mittleres Atlantikum) Siedlungen häufig auf und wurde dort aber als Anthropochore interpretiert (KREUZ 1990, 1993A).

3.7 Kulturpflanzen und Beikräuter

Wie die ökologische und pflanzensoziologische Gruppierung der durch Großreste nachgewiesenen Taxa zeigt, haben wir es bei den drei Bohrkernen mit allochthonen Ablagerungen zu tun, deren Pflanzenreste aus unterschiedlichen Bereichen des Flußtales, vor allem aber aus der Aue, stammen dürften (Thanatocoenosen). Es treten zu den regelmäßig vorhandenen Funden einer Süßwasser- und Moorvegetation in der Regel noch Reste angrenzender, seltener auch trockener Standorte hinzu, die wohl bei Überstauung der Ablagerungen infolge Hochwassers eingetragen wurden (Tab. 2 u. 3).

Die Ablagerung von Pflanzenresten in alluvialen Sedimenten kann unmittelbar mit menschlichen Aktivitäten (einschließlich Viehzucht) in den umliegenden und flußaufwärts befindlichen Nutzungsräumen verknüpft sein. Je kleiner das Fließgewässer, desto geringer ist allerdings der zu erwartende Ferntransport. Der Eintrag ist also abhängig von der Größe des Einzugsgebietes, somit der Größe und Art des Flußsystems sowie der Nähe zu menschlichen (und tierischen) Aktivitäten.

Die überwiegenden Abschnitte der Bohrkern 1 datieren in vor- und frühgeschichtliche Epochen (Vorrömische Eisenzeit, Römische Kaiserzeit, Mittelalter), in denen aus den an das Wettertal angrenzenden Lößlandschaften ackerbauliche und andere anthropogene Aktivitäten durch zahlreiche archäologische und naturwissenschaftliche Untersuchungen belegt sind (u. a. KREUZ 1990, 1993b, 1995a; RUPP 1991; Saile 1992; STOBBE 1996). Dennoch fanden sich - ganz im Gegensatz zu den pollenanalytischen Ergebnissen (Kap. 4) - in 145 untersuchten Sedimentproben nur vereinzelte Großreste von drei Kulturpflanzenarten: zwei verkohlte Körner der Gerste (*Hordeum* sp.), ein verkohltes Korn von Weizen (*Triticum* sp.), eine verkohlte Hüllspelzenbasis von Emmer oder Dinkel (*Triticum dicoccum/spelta*) und ein unverkohlter Samen von Schlafmohn (*Papaver somni-*

ferum). Diese werden ergänzt von nur einem unverkohlten Beleg eines eindeutigen Ackerunkrautes, dem Winden-Knöterich (*Polygonum convolvulus*). Der geringe oder fehlende Anteil nicht im Wettertal vorkommender Arten unter den pflanzlichen Großresten gibt einen Hinweis auf die Flußdynamik und anthropo(-zoo)gene Einflüsse.

Heute finden sich im Wettertal nach Winter- und Frühjahrshochwässern im flachen Auenbereich Spülsäume, die nach eigenen Untersuchungen zahlreiche Überreste von Feld- und Gartenfrüchten wie auch von anderen Arten, die in der Aue selbst nicht wachsen, enthalten. Sie gelangen dort zusammen mit Siedlungsabfällen (Plastik, Kronkorken usw.) zur Ablagerung. Es überrascht, daß ein solcher regionaler Eintrag in den subborealen und subatlantischen Abschnitten der Bohrkern weitestgehend fehlt. Gleichzeitig fällt auf, daß in den Sedimentproben sogar Reste der häufig (auch natürlich) in der Aue vorkommenden Gehölze (z. B. Erle, Hasel, Eiche, Schlehe) kaum vertreten sind, obwohl deren verholzte Fruchtsteine, Nußschalen usw. vergleichsweise besonders gut erhaltungsfähig sind (Kap. 3.5 und 5).

Dies entspricht auch den Ergebnissen von ARORA et al. (1995) im Elsbachtal, Rheinland. Dort wurden an Gehölzen nur Birke (*Betula* sp.), Erle (*Alnus glutinosa*), Brombeere und Himbeere (*Rubus fruticosus*, *R. idaeus*) durch Großreste nachgewiesen, obwohl diese spätkaiserzeitlichen und frühmittelalterlichen Ablagerungen nach den Pollenanalysen in einer walddreichen Landschaft entstanden. Kulturpflanzen fehlen dort sogar gänzlich. Ähnliche Ergebnisse erbrachte auch die Untersuchung eines Neckaraltarmes bei Riedstadt-Goddellau, Oberrheinebene (GROSSE-BRAUCKMANN et al. 1990).

Da Pflanzenreste grundsätzlich einer relativ raschen Zersetzung unterliegen, wenn sie sich nicht im Grund- oder Stauwassereinflußbereich befinden, müßten alle Vegetationsgruppen von der Zersetzung gleichermaßen betroffen sein und nicht selektiv Kulturpflanzen und ihre Beikräuter sowie Gehölze. Möglicherweise waren die Eintragswege erodierten Materials (u. a. Kulturpflanzenreste) von den Lößflächen in die Aue in vor- und frühgeschichtlichen Epochen noch nicht im heutigen Umfang gegeben oder sie verliefen andersartig als heute. Gleichzeitig scheint die Gehölzvegetation (anthropogen bedingt?) stark reduziert gewesen zu sein.

Tab. 4: Nachgewiesene Pollen- und Sporentaxa mit ihren prozentualen Anteilen aus Bohrkern 2 (mit * gekennzeichnet) berechnet. Die Werte der Wasser- und Sumpfpflanzen wurden auf diese runder, daher können Rundungsfehler auftreten. **Fettgedruckte** Taxa sind im Bohrkern 2 auch durch Table 4: Identified taxa of pollen and spores with their percentages in core 2 near Ober-Hörgern. The percentages were rounded to one decimal place. Taxa in **bold** letters were also identified by macro remains

Chronozone (Mangerud et al. 1974)	Subatlantikum													Fr. Atlant./Spät. Bor.					
	Querc.-NPB						Querc.-Fagus						Pinus-Quercus			Pl.-Ul.	Coryl.-Pi.		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	11	12	13	11	12	13
Biozone (Stobbe 1996)	178	187,5	207,5	225	237,5	242,5	252,5	258,5	268,5	272,5	284,5	304,5	318,5	284,5	304,5	318,5			
Tiefe (cm)																			
<i>Abies alba</i>				0,7		0,3	0,7		0,3										
<i>Acer</i> sp.							1,4			0,5									
<i>Alisma plantago-aquatica</i>-Typ*			0,3	0,3	3,2	0,3	0,7		0,3										0,6
<i>Alnus glutinosa</i>	2,9	2,8	2,5	5,7	9,7	3	2,9	8,3	7,4	3,7	3,6	0,4							
<i>Anthemis</i> -Typ	1,5	0,7	1,6	0,3	0,3	1,2	0,7												
<i>Anthoceros laevis/punctata</i>	2	0,8	1,6	0,3	0,3	1,8			0,3										
Apiaceae	0,5	0,8	0,6	0,7	1	0,3		0,8	1,5	0,5									
<i>Artemisia</i> sp.	0,5	0,8	1	2,7	1	0,9	2,2	3,7	3,4	3,7	0,6	1,3	0,6						0,6
Asteroidae	1,5	0,2		0,5	1,6	4,2		5,4	2,8	1,1	0,6	2,1	1,8						0,6
<i>Berula erecta</i> *				1,5	0,3	0,9			0,3										
<i>Betula pendula/pubescens</i>	0,5	1,2	0,3	3,2	1,6	3	2,1	2,5	1,6	1,3	1,8	1,3							
Brassicaceae		2,2	0,6	0,8	1	0,6	1,2	1,8											
<i>Calluna vulgaris</i>		0,5					0,4												
<i>Carpinus betulus</i>		0,7	0,3	2,7	1	1,2	0,4	0,9	1,1										
Caryophyllaceae	0,5	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3			0,3		0,6								
<i>Centaurea cyanus</i> -Typ	2	0,8	0,6			0,9													
<i>Centaurea jacea</i> -Typ		0,3	1,3			0,6			1,5	1,1									
<i>Centaurea scabiosa</i>				0,3															
Cerealia-Typ	2,4	7	8,3	0,7	1,6	3,6	2,2	0,8	1,5	4,2				0,6	0,4				
<i>Chaerophyllum temulum</i>																			
Chenopodiaceae	1,5	1	1,3	1,7	1,3	1,2	2,9	2,1	5,5	2,6	0,6								
Cichorioideae	6,8	4,8	6,4	3,5	7,4	8,5	2,9	8,3	6,7	3,2	4,2								2,4
<i>Convolvulus arvensis</i>		0,3																	
<i>Corylus avellana</i>	2,4	1,7	2,2	3,2	4,9	5,5	8,6	4,6	6,4	5,8	9,1	15,5	19,2						
<i>Crataegus</i> -Typ		0,2		0,2			0,4	0,3											
<i>Cuscuta europaea</i> -Typ									0,6										
Cyperaceae*	10,7	10	16,9	22,5	21	8,5	22,3	23,7	16,6	14,3	32,1	26,5	33,5						
<i>Daucus carota</i>	0,5	0,2		0,5			0,7	0,8	0,9	1,6	0,4								
<i>Dryopteris</i> -Typ*		1,2	0,6	1,2	2,3	1,8	1,4	2,1	4	3,7	30,9	10,5	13,8						
<i>Epilobium</i> sp.			0,3	0,3															
<i>Equisetum</i> sp.*	1,5	0,8	0,6	0,8	0,3	1,2	0,7	0,4	0,6	1,1									
<i>Euphorbia</i> sp.						0,6													

bei Ober-Hörgern. Die Prozentwerte sind auf eine Pollensumme ohne Wasser- und Sumpfpflanzen Pollensumme bezogen. Die Prozentangaben wurden programmbedingt auf eine Dezimalstelle gepflanzliche Großreste nachgewiesen (vgl. Tab. 2).

centages were calculated based on a pollen sum without water or fen plants (marked *). The pollen per in cross-section 2 (see Table 2).

Chronozone (Mangerud et al. 1974)	Subatlantikum													Fr. Atlant./Spät. Bor.		
	Querc.-NPB			Querc.-Fagus			Pinus-Quercus			Pi.-Ul.			Coryl.-Pi.			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
Probennummer	178	187,5	207,5	225	237,5	242,5	252,5	258,5	268,5	272,5	284,5	304,5	318,5			
Tiefe (cm)																
Fabaceae	0,5		0,3			0,3		2,9	5,8	4,9	6,3					
<i>Fagus sylvatica</i>	2	1,2	1	9,6	6,5	4,5	4,5	1,4	1,7	2,5	1,1					
<i>Filipendula ulmaria/vulgaris</i>	0,5	1,3	1,9	1,5	1,6	0,3										
<i>Frangula alnus</i>		0,2														
<i>Fraxinus excelsior</i>				0,7	0,6	0,3	1,4	2,1	0,6	0,5						
<i>Gallium</i> -Typ	1	0,5	0,6	1,2	1,6	0,3								0,8	0,6	
<i>Heracleum sphondylium</i>		0,3		0,2	0,3	0,3			0,6	0,5	0,6					
<i>Hornungia</i> -Typ				1,2	1,3	0,6										
<i>Humulus lupulus</i> -Typ				0,7	0,6											
<i>Hypericum perforatum</i> -Typ				0,5						0,5						
<i>Jasione</i> -Typ				0,2	0,3					0,5						
<i>Lotus corniculatus/vulginosus</i>		0,2														
<i>Lychnis flos-cuculi</i>	23,9			0,2				0,4								
<i>Lysimachia vulgaris</i> -Typ						0,3								0,8		
<i>Lythrum salicaria</i> -Typ						0,3										
<i>Melampyrum</i> sp.				0,3				0,7	0,4	0,9						
<i>Mentha</i> -Typ	0,5															
<i>Moeringia trinerva</i> -Typ																
<i>Oenanthe fistulosa</i> -Typ*		0,2	0,3		0,6	0,3				0,3	1,6				1,8	
<i>Ophioglossum vulgatum</i>		0,3	0,2	0,2				0,7								
<i>Papaver rhoeas</i> -Typ		0,2	0,3	0,2	0,3	0,3										
<i>Picea abies</i>				0,3	1,3	0,6	1,4	0,4			1,2					
<i>Pinus sylvestris</i>	3,4	1,8	1	5,4	4,2	6,7	7,9	5	3,7	2,6	38,2	15,1	26,9			
<i>Plantago lanceolata</i>	1	1,8	3,2	1,2	0,6	0,9		2,1	1,5	0,5						
<i>Plantago major</i>	2	1,7	0,6	1	1,9	1,5	1,4	1,7	4,3	2,6					0,6	
Poaceae	22,9	40,1	36	26	29,8	23,6	45,3	26,6	23,6	38,6	14,5	42,9	29,3			
Polygonum aviculare -Typ	0,5	2,3	2,2	0,7	1,9	1,2	1,7	0,9								
<i>Polygonum convolvulus/dumetorum</i>				0,3												
<i>Polygonum persicaria</i> -Gruppe						1,2			0,6	0,5						
Potamogeton sp.*		0,3	0,3													
<i>Potentilla</i> -Typ	0,5				0,3	0,3		0,7								
<i>Pteridium aquilinum</i>	0,5	0,2	0,3		0,3	0,3								0,8		

Chronozone (Mangerud et al.1974)	Subatlantikum										Fr. Atlant./Spät. Bor.		
	Querc.-NPB			Querc.-Fagus			Pinus-Quercus				Pi.-Ul.	Coryl.-Pi.	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Biozone (Stobbe 1996)													
Probennummer													
Tiefe (cm)	178	187,5	207,5	225	237,5	242,5	252,5	258,5	268,5	272,5	284,5	304,5	318,5
<i>Quercus</i> sp.	4,9	4,3	3,2	7,1	8,4	6,7	4,3	10,4	4,6	5,3	6,1	5	7,8
<i>Ranunculus</i> sp.		1,3	4,5	0,5	0,3	1,2	0,7		1,2		0,6		
<i>Ranunculus acris</i> - Gruppe		2,2			0,3	0,9			0,3				
<i>Riccia</i> -Typ	2	0,8	1		0,3	0,9			0,6				
Rosaceae		0,2		0,3									
<i>Rumex</i> sp.	2	1	1	1,4		0,6	0,7		1,2				0,6
<i>Salix</i> spec.	1,5	0,2	1,3	5,6	0,3	2,7			0,6	2,1			0,6
<i>Sambucus nigra</i> -Typ				1	0,3	0,3	1,4			1,1		0,8	
<i>Sanguisorba minor</i>							0,7						
<i>Sanguisorba officinalis</i>				0,2									
<i>Sarothamnus scoparius</i>		0,2								0,5			
<i>Scleranthus annuus/perennis</i>									0,3				
<i>Secale cereale</i> -Typ	5,4	9,5	8	0,5	1,3	3,3			0,6				
<i>Solanum dulcamara</i>				0,5	0,3							0,4	0,6
<i>Sparganium</i> sp.*	1	1	2,5	1	1,6	1,5		0,4			4,8	0,8	6,6
<i>Spargula</i> -Typ		0,5											
<i>Sphagnum</i> sp.*	0,5		0,3	0,2	0,3							0,4	
<i>Symphytum officinale</i> -Typ		0,2	0,3					0,4					
<i>Tilia</i> sp.	0,5		0,6	1,2		0,9	2,2	0,8	0,9	1,6	9,7	1,7	1,2
<i>Trifolium pratense</i> -Typ				0,2									
<i>Trifolium repens</i> -Typ						0,3				0,5			
<i>Typha angustifolia</i> *												0,4	
<i>Typha latifolia</i> *			0,3	0,3	0,3	0,6			0,3	1,1	0,6	2,9	
<i>Ulmus</i> sp.		0,2		0,5		0,3		1,2	0,6	0,5	6,7	5,9	4,8
<i>Urtica dioica</i>		0,2	0,6	0,3	0,3	0,6	0,7	0,4	0,3			0,8	
<i>Valeriana officinalis</i> - Gruppe				0,2						0,5			
<i>Veronica</i> -Typ			1,9	1,2	1	0,3				0,5			
<i>Vicia cracca</i> -Typ							0,7						
Pollensumme ohne Sumpf- u.Wasserpfl.	205	598	314	592	309	330	139	241	326	189	165	238	167
Gesamtpollensumme	233	679	384	759	402	380	175	305	402	230	278	339	262

4 Pollenanalytische Ergebnisse

(A. STOBBE)

4.1 Methode

Pollenanalysen an fluviatilen Ablagerungen sind mit vielfachen Fehlerquellen behaftet. Neben häufigen Fazieswechseln und Sedimentlücken (Hiaten) sind oftmals mächtige mineralische, weitgehend sterile Einschwemmungen in den Ablagerungen vorhanden, die eine durchgängige palynologische Auswertung unmöglich machen (MOORE et al. 1991: 25). Da im vorliegenden Fall aufgrund eines vielgestaltigen Ausleseprozesses während der Sedimentation sowohl in qualitativer als auch in quantitativer Hinsicht mit großen Unregelmäßigkeiten zu rechnen war, erschien die Erstellung eines Pollendiagramms nicht sinnvoll. Dennoch weicht die Pollenvergesellschaftung in den einzelnen Zeitabschnitten von den Ergebnissen der bisher vorliegenden Pollendiagramme der Wetterau (STOBBE 1995, 1996; BUNNIK et al. 1995) nur unwesentlich ab, so daß durchaus eine Interpretation der pollenführenden Abschnitte berechtigt erscheint. Die nachgewiesenen Arten sind mit ihrem prozentualen Anteil in Tab. 4 zusammengefaßt. Als Herkunftsort der Pollenkörner kommt die lokale Vegetation des untersuchten Standortes, die extralokale Vegetation im Übergangsbereich von feucht zu trocken, die Vegetation der Wälder und Wirtschaftsflächen auf den Lößflächen und schließlich in geringen Mengen die extraregionale, weit entfernte Vegetation in Frage.

Die mit einem Bohrzylinder aus Bohrkern 2 entnommenen Sedimentproben wurden in Natriumpyrophosphat erhitzt, abgeseiht und mit 10%iger Kalilauge versetzt. Es erfolgte eine Behandlung mit Flußsäure und anschließender Acetolyse. Die mikroskopische Bestimmung und Auszählung wurde bei 500- bis 790facher Vergrößerung durchgeführt.

4.2 Auswertung

Die pollenführenden Abschnitte zeigten im vorliegenden Fall mitunter eine sehr schlechte Pollenerhaltung und Pollendichte (Tab. 4). Insgesamt wurden 13 Tiefen (Proben) pollenanalytisch ausgewertet, die aus drei verschiedenen Zeitabschnitten stammen. Ihre zeitliche Einordnung wird jeweils durch drei ¹⁴C-Datierungen gestützt (Tab. 1). Die einzelnen Abschnitte sind in die regionale Pollenstratigraphie (Biozonen) der Wetterau (STOBBE 1995, 1996) eingeordnet worden. Im folgenden werden die untersuchten Proben besprochen. Dabei wird für jeden Abschnitt zunächst die regionale Vegetation der Mineralbö-

den erläutert und anschließend die Vegetation des unmittelbaren Auenbereichs dargestellt: Proben 13 und 12 stammen aus einem Übergangshorizont zwischen einer Rinnenfüllung und dem sogenannten Schwarzen Auenboden, Probe 11 aus dem Schwarzen Auenboden, die übrigen Proben aus Auenlehmen.

Spätes Boreal/Frühes Atlantikum

(318,5-284,5 cm, Proben 13-11)

Die unteren 2 Proben (13 und 12) können biostratigraphisch in die *Corylus-Pinus*-Zone gestellt werden, Probe 11 kann der *Pinus-Ulmus*-Zone zugerechnet werden (nach STOBBE 1996). Nach der chronostratigraphischen Gliederung von MANGERUD et al. (1974, 1982) sind die Proben dem Abschnitt Spätes Boreal/Frühes Atlantikum zuzurechnen. Im Anschluß folgt ein Hiatus, der eine Zeitspanne von rund 6500 Jahren umfaßt. Die Pollenführung und Pollenqualität nimmt in den Pollenproben von Probe 13 zu Probe 11 deutlich ab. Im Schwarzen Auenboden oberhalb von Probe 11 waren keine Pollenkörner erhalten. Ein ganz ähnliches Phänomen hat sich bislang in nahezu allen Pollenprofilen aus der Wetterau in diesem Zeitbereich gezeigt. Am Ende des Boreals und im Atlantikum wurden vor allem anmoorige, für Pollenanalysen weniger geeignete Sedimente abgelagert, oder Sedimente fehlen sogar vollständig (STOBBE 1996: 22-24).

Regionale Vegetation der Lößflächen

Unter den Baumpollen, die klar im Pollenbild vorherrschen, dominiert die Kiefer, gefolgt von Hasel, Eiche, Linde und Ulme. In diesem Zeitabschnitt läßt sich in Mitteleuropa aufgrund der pollenanalytischen Ergebnisse eine Aufteilung der Landschaften in einen atlantisch getönten Bereich mit Haseldominanz und einen kontinental getönten Bereich mit hohen Kiefernwerten beobachten (FIRBAS 1949; LANG 1994). In der Wetterau sind im Boreal sehr hohe Kiefernwerte und relativ niedrige Haselwerte belegt (STOBBE 1996). Dies ist wahrscheinlich darauf zurückzuführen, daß es sich bei der Wetterau um eine trockene Beckenlandschaft handelt, deren Niederschläge in bestimmten Bereichen - und so auch bei Ober-Hörgern - heute die 500-550 mm Grenze nicht überschreiten (DEUTSCHER WETTERDIENST 1950). Da die Hasel höhere Niederschläge als die Kiefer benötigt, konnte sie sich möglicherweise auf den Lößflächen im Boreal nicht durchsetzen.

Pollenprobe 11 zeigt eine deutliche Zunahme der Linde, und erstmals ist die Fichte nachgewiesen. Diese Probe kann biostratigraphisch in die *Pinus-*

Ulmus-Zone eingeordnet werden, die sich vor allem durch die stärkere Etablierung der Laubbäume auszeichnet (STOBBE 1996).

Lokale Vegetation der Aue

Der Auenbereich war, von wenigen Weiden- und Holundersträuchern abgesehen, waldfrei, und es herrschten lichte, farnreiche Röhrichte mit *Typha latifolia* (Breitblättriger Rohrkolben), *Spartanium* sp. (Igelkolben), *Alisma plantago-aquatica*-Typ (Gewöhnlicher Froschlöffel), *Oenanthe fistulosa*-Typ (Wasserfenchel) und *Berula erecta* (Aufrechter Merk) vor. Dazwischen waren Seggenriede und Naßwiesen mit Hochstauden, z. B. *Filipendula* sp. (Mädesüß), Cichoriodeae (Zungenblütler) und Asteroideae (Röhrenblütler) eingeschaltet (Tab. 4). Die hier gefundenen niedrigen Erlenwerte entsprechen den Ergebnissen von STOBBE (1996): Die Erle ist im späten Boreal und frühen Atlantikum in der Wetterau nur mit Einzelpollenkörnern nachweisbar, ihr Vorkommen dort um diese Zeit eher unwahrscheinlich.

Späte Eisenzeit/Frühe Römische Kaiserzeit (272,5-252,5 cm, Proben 10-7)

Die vier ausgewerteten Pollenproben können biostratigraphisch in die *Pinus-Quercus*-Zone eingeordnet werden (Stobbe 1996), die in das Mittlere Subatlantikum datiert. Chronostratigraphisch müssen sie aufgrund der ¹⁴C-Daten in das Frühe Subatlantikum gestellt werden.

Regionale Vegetation der Lößflächen

Die Baumpollenwerte sind gegenüber den Spektren aus dem Boreal deutlich niedriger und zeigen, daß der Waldanteil in der Landschaft nun wesentlich geringer war. Die am häufigsten nachgewiesenen Pollentypen stammen von Hasel, Eiche, Buche und Erle. In der potentiell natürlichen Vegetation der Wetterau würden auf den Lößflächen in dieser Periode Buchenwälder vorherrschen (BOHN 1981). Diese natürlichen Waldgesellschaften existierten zum Zeitpunkt der Ablagerung jedoch nicht mehr flächendeckend, sondern waren nur noch in Restbeständen im Gebiet der zentralen Wetterau vorhanden (STOBBE 1996). Da die Buchenstandorte zugleich die besten Ackerbauflächen darstellten, sind die niedrigen *Fagus*-Werte vor allem in Verbindung mit einer intensiven Landwirtschaft auf den Lößflächen zu sehen.

Auch eine Vielzahl von Ackerbau anzeigenden Arten ist belegt. Cerealia-Pollenkörner und *Secale*-Pollenkörner sind nachgewiesen. Bei den ein-

zelnen Roggenfunden dürfte es sich jedoch um Unkrautroggen handeln. Zu einem gezielten Anbau kam es in der Wetterau frühestens seit der Römerzeit (KREUZ 1995: 74ff.). Die Nachweise der Hornmoos-Sporen von *Anthoceros laevis/punctata* sowie der Lebermoos-Sporen von *Riccia* deuten auf oft gestörte Plätze und brachliegende oder feuchte Lehmäcker hin. Sie gelten als Indikatoren intensiver Landwirtschaft (DICKSON 1986; JAHNS 1987; VAN GEEL 1983).

Die hohe Zahl der Nichtbaumpollenkörner, bei denen die Ruderalpflanzen, z. B. *Artemisia* sp. (Beifuß), Chenopodiaceae (Gänsefußgewächse) und *Urtica dioica* (Große Brennnessel) dominieren, spricht für das Vorhandensein freier, unbeschatteter Stellen mit hohem Nährstoffangebot auf den Lößflächen oder im Flußtal. Die Nachweise von *Polygonum aviculare*-Typ (Vogel-Knöterich-Gruppe) und *Plantago major* (Großer Wegerich) deuten auf Wege oder Viehtriften im Bereich der Ablagerung hin.

Lokale Vegetation der Aue

Im Bereich der Ablagerung wuchsen wenige Weiden- und Holundersträucher und auch weiterhin kamen Seggenriede und Röhrichte vor, deren Farnanteil nun deutlich niedriger ist. Als typische Röhrichtarten sind *Oenanthe fistulosa*-Typ (Wasserfenchel), *Alisma plantago-aquatica*-Typ (Gewöhnlicher Froschlöffel), *Berula erecta* (Aufrechter Merk), *Typha latifolia* (Breitblättriger Rohrkolben) und *Spartanium* sp. (Igelkolben) einzuordnen.

Arten des Grünlandes, wie *Plantago lanceolata* (Spitzwegerich), *Centaurea jacea*-Typ (cf. Wiesen-Flockenblume), *Rumex* (Ampfer), *Ranunculus acris*-Typ (Hahnenfuß), *Daucus carota* (Wilde Möhre), *Lychnis flos-cuculi* (Kuckucks-Lichtnelke), *Trifolium repens*-Typ, *Vicia cracca*-Typ und *Symphytum officinale*-Typ (Beinwell), sind vielfach belegt und zeigen, gemeinsam mit den hohen Werten der Gräser, daß es in dieser Periode zu einer starken Nutzung der Auenbereiche kam. Vor allem wechselfeuchte, ungedüngte Magerwiesen oder -weiden waren weit verbreitet (STOBBE 1996).

Mittelalter

(242,5 - 178 cm, Proben 6 - 1)

Ab Probe 6 ist der Bohrkern aufgrund der drei Nachweise von *Centaurea cyanus* (Kornblume) wahrscheinlich nicht älter als die Merowingerzeit (500-700 AD). In älteren Abschnitten fehlt die Kornblume unter den Pollentypen (STOBBE 1996).

Dies bedeutet, daß hier wahrscheinlich ein Hiatus von mehreren hundert Jahren vorliegt. Die unteren drei Proben (6 - 4) lassen sich biostratigraphisch in die *Quercus-Fagus*-Zone einordnen (STOBBE 1996), die der Merowingerzeit entspricht. Die oberen drei Proben (3 - 1) können in die *Quercus*-NBP-Zone gestellt werden, die mit der Karolingerzeit/Hochmittelalter zusammenfällt.

Merowingerzeit

(242,5 - 225 cm, Proben 6 - 4)

Regionale Vegetation der Lößflächen

Eine biostratigraphische Einordnung der Proben 6 - 4 ist vor allem durch den Nachweis von *Centaurea cyanus* (Kornblume) und die höheren Roggenwerte möglich (STOBBE 1996). Es ist nun sicher mit dem Anbau von Roggen zu rechnen, vermutlich als Wintergetreide. An Unkräutern sind *Polygonum convolvulus/dumetorum* (wohl Winden-Knöterich) und *Papaver rhoeas*-Typ (Mohn) erfaßt. Die Nachweise von *Anthoceros* und *Riccia* haben zugenommen. *Polygonum aviculare*-Typ und *Plantago major* sind weiter vorhanden und deuten auf viel betretene Standorte hin.

Insgesamt weicht das Pollenspektrum nur unwesentlich von dem des vorangegangenen Abschnitts ab, so daß eine ähnliche Vegetation wie in der Späten Eisenzeit/Frühen Römischen Kaiserzeit angenommen werden kann.

Lokale Vegetation

Es zeigen sich erhöhte Werte von *Salix* sp. (Weide) und auch die Röhrichtarten *Spartanium* sp. (Igelkolben), *Berula erecta* (Aufrechter Merk) und *Alisma plantago-aquatica*-Typ (Gemeiner Froschlöffel) - letzterer auch als Großrest in dieser Probe verstärkt nachgewiesen - haben zugenommen. Der Röhrichtgürtel blieb in seiner Zusammensetzung weitgehend erhalten.

Karolingerzeit/Hochmittelalter

(207,5-178 cm, Proben 3 - 1)

Regionale Vegetation der Lößflächen

Geringere Baumpollenwerte verweisen auf weitere Vegetationsveränderungen: Die Werte von Buche und Hainbuche sind deutlich niedriger. Die Esche ist nicht mehr nachweisbar. Zu dieser Zeit ist nur noch in den Randlagen der Wetterau mit mehr oder weniger dichten Wäldern zu rechnen, die ansonsten einer flächendeckenden Erschließung der Landschaft zum Opfer gefallen sind (STOBBE 1996). Erhöhte Nichtbaumpollen-Werte von *Secale cereale*-Typ, Cerealialia, *Centaurea cyanus*, *Papaver rhoeas*-Typ oder *Spergula*-

Typ weisen auf eine Intensivierung des Ackerbaus hin. Das nun stetig verteilte Wintergetreideunkraut *Centaurea cyanus*-Typ (Kornblume) läßt auf verstärkten Wintergetreideanbau schließen.

Es sind erhöhte Pollenwerte der Grünlandarten zu beobachten. *Plantago lanceolata* (Spitzweigerich), *Centaurea jacea*-Typ (eine Flockenblume), *Ranunculus acris*-Gruppe (ein Hahnenfuß) und die Gräser haben zugenommen. In Probe 1 ist vor allem *Lychnis flos-cuculi* (Kuckucks-Lichtnelke) stark angestiegen und auch durch Großreste belegt (Tab.2).

Die lokale Vegetation der Aue scheint sich von der frühmittelalterlichen nicht wesentlich zu unterscheiden. *Potamogeton* (Laichkraut) ist nun erstmals nachgewiesen.

5 Vergleich der Großrest- und Pollenanalysen

(A. KREUZ & A. STOBBE)

Ein Vergleich der Ergebnisse von Großrest- und Pollenanalysen (Kap. 3 und 4) ist im subatlantischen (mittelalterlichen und späteisenzeitlich-römerzeitlichen) und im spätboreal-/frühatlantischen (mesolithischen) Bereich des Bohrkerns 2 aus dem Auenquerprofil bei Ober-Hörgern möglich. Der den archäologischen Epochen Späte Bronzezeit bis Eisenzeit entsprechende Zeitabschnitt Ende Subboreal/Beginn Subatlantikum wurde in Bohrkern 3 sowie den Proben aus Gambach (Bohrung 82) und Ober-Hörgern (Bohrung 6) durch Großreste erfaßt.

Aus den spät-präboreal/früh-borealen Rinnensedimenten der Bohrkern 1 und 2 liegen Samen und Früchte einer differenzierten Ufervegetation vor (Tab. 2). Stickstoffzeiger wie *Typha* sp., *Eupatorium cannabinum*, *Urtica dioica* und *Myosoton aquaticum* lassen mesotrophe Verhältnisse erwarten.

Im Spätboreal/Frühatlantikum handelt es sich in Bohrkern 2 um Sedimente aus einem Übergangsbereich zwischen einer Rinne und dem sogenannten Schwarzen Auenboden. Das Pollenbild ist von Gehölzarten (vor allem Kiefer und Hasel) dominiert. Entsprechende regionale Vegetationsaspekte der Lößflächen fehlen unter den Großresten. Elemente von Röhrichten und Seggenrieden langsam fließender oder stehender Gewässer sind hingegen in diesem wie auch den folgenden Zeitabschnitten gleichermaßen durch Pollen und Großreste erfaßt, wobei jedoch Arten einer Weichholzaue fehlen. Großreste eines Gehölzbestandes im Flußtal wurden ebenfalls nicht gefunden.

Im spätboreal-frühatlantischen Horizont des sogenannten Schwarzen Auenbodens sind keine pflanzlichen Großreste vorhanden. Die Pollenerhaltung in Probe 11 war an der Grenze der Auswertbarkeit. Das Phänomen der schlechten Erhaltung organischen Materials in diesem Horizont hat sich in Hessen bereits in Profilen des Horloff-Tals (Wetterau) und des Lahn-Tals gezeigt (STOBBE 1996, URZ 1995). Alles spricht dafür, daß der Schwarze Auenboden unter terrestrischen Bedingungen entstand oder zwischenzeitlich durch Grundwasserabsenkung trockengefallen ist. In diesem Zusammenhang sind auch die Fruchtfunde von Wildem Majoran, Arznei- oder Sand-Thymian, Feldsalat und Wiesen-Salbei von Interesse. Sie zeigen, daß es im Frühholozän trockene, lichtreiche Standorte im Wetter-Tal oder auf angrenzenden Flächen gegeben hat (Kap. 3.5).

In den Auenlehmen des Zeitabschnittes Ende Subboreal/Beginn Subatlantikum (Übergang Bronze-Eisenzeit) fanden sich unter den Großresten Elemente der Röhrichte, Seggenriede und Schlammuferfluren (Kap. 3.2 u. 3.3): In den 17 spätbronze- bis hallstattzeitlichen Proben von Bohrkern 3 (Oppershofen) konnten 27 Arten nachgewiesen werden. 14 Arten fanden sich in den zwei spätbronzezeitlichen Proben von Gambach (Bohrung 82) und elf Arten in den zwei latènezeitlichen Proben von Ober-Hörgern (Bohrung 6; vgl. Tab. 2).

Teils lückige Staudenfluren am Ufer der Wetter und an Viehlagerplätzen sind durch zwölf Arten (Großreste) erfaßt (Tab. 2). Zehn Taxa heutiger Trittrasen, Rasen, Wiesen oder Weiden kommen hinzu. Fünf Arten verweisen auf stickstoffreiche Standorte. Das Wetter-Tal wurde in diesem Zeitabschnitt im Umfeld der Bohrungen sicherlich intensiv beweidet. Schnittwiesen lassen sich mit den gefundenen Großresten nicht nachweisen. Das Flußtal war noch nicht völlig gehölzfrei: Bei Gambach ist Erle, in Bohrkern 3 bei Oppershofen und in Bohrung 6 bei Ober-Hörgern sind Eiche und Schlehe unter den Großresten nachgewiesen. Ergänzend kommen fünf Arten zumindest waldnaher Standorte hinzu (Tab. 2).

In den bronzezeitlichen Proben der Bohrung 82 bei Gambach fehlten Kulturpflanzenreste oder andere eindeutige Elemente der Lößflächen. In Bohrkern 3 von Oppershofen (Bronze- bis Eisenzeit) traten hingegen ein verkohltes Gerstenkorn sowie ein unverkohelter Samen von Schlafmohn auf (Tab. 2). In den latènezeitlichen Proben der Bohrung 6 von Ober-Hörgern fanden sich ein Korn von Gerste, ein Spelzenrest von Dinkel oder

Emmer sowie zwei unbestimmbare Getreidekörner (alles verkohlt).

In dem an den Übergang Eisenzeit/Frühe Römische Kaiserzeit datierten, subatlantischen Abschnitt spiegeln die Pollenanalysen aus Bohrkern 2 die regionalen Gehölzarten, wie zum Beispiel Buche, Eiche und Hainbuche mit für diese Zeitstellung üblichen geringen Prozentsätzen wider. Durch Großreste ist an Gehölzen nur Birke erfaßt. Weitere Elemente der angrenzenden Lößflächen sind die pollenanalytisch nachgewiesenen Getreide und anderen Landwirtschaftsindikatoren. Der einzige durch Großreste belegte eindeutige Eintrag von den Lößflächen ist ein verkohltes Korn von Weizen.

Pflanzenarten von Feuchtwiesen oder -weiden und Bachuferfluren sind pollenanalytisch gut repräsentiert, unter den Großresten im Gegensatz zu früheren oder späteren Zeithorizonten aber nur mit wenigen Nachweisen (Kleine Brunelle, Wald-Simse). Nach den Großresten wurde das Flußtal in diesem Zeithorizont nicht so intensiv genutzt wie zuvor und wie später im Mittelalter (Tab. 2). Als Ruderalpflanzen eher trockener Standorte sind die Nachweise (Samen/Früchte) von Unechtem Gänsefuß, Bilsenkraut und Taubnessel zu interpretieren. Pollenanalytisch sind vor allem Chenopodiaceae mit hohen Werten erfaßt.

Interessanterweise fehlen in diesem und dem folgenden Zeitabschnitt unter den Großresten Hinweise auf Auwälder oder Erlenbrüche. Pollenanalytisch sind Weide und Erle nachgewiesen.

Im Zeithorizont Mittelalter wird das Pollenspektrum in Bohrkern 2 von Arten dominiert, die eine intensive Landwirtschaft in einer weitgehend entwaldeten Landschaft anzeigen (u. a. Roggen, Kornblume etc.). Eigenartigerweise fehlen hingegen unter den Großresten eindeutige Kulturzeiger der Lößflächen vollständig.

Andererseits sind unter den Großresten (Proben 16-26, Tab. 2) und den Pollenkörnern/Sporen Arten vertreten, die wiederum mit einer intensiven Nutzung des Wetter-Tales als Viehweide in Verbindung gebracht werden können. Das Spektrum entspricht weitgehend dem in den spätbronze- und eisenzeitlichen Bohrkernabschnitten. Neu treten an möglichen Uferpflanzen unter den Großresten Pfirsichblättriger Knöterich, Kratzbeere und Krauser oder Stumpfbältriger Ampfer auf (Tab. 2). Samen und Früchte von Gewöhnlichem Eisenkraut, Wiesen-Schafgarbe, Frühlings-Segge und Sumpfdotterblume stammen aus der Gruppe

Tritrasen, Rasen, Wiesen oder Weiden. Ausgesprochene Schnittwiesenarten fehlen überraschenderweise auch hier.

An Gehölzen sind unter den Großresten nur Eiche (Holzkohle) und Schwarzer Holunder vertreten. Weitere Arten wuchsen wohl in Krautsäumen von Gebüschen (Tab. 2).

Das Fehlen von Kulturpflanzen, Acker- oder Gartenunkräutern unter den Großresten gibt einen Hinweis, daß die entsprechenden, zum Teil zahlreichen pollenanalytischen Nachweise dieses Abschnitts zumindest überwiegend einem Eintrag durch Wind zu verdanken sind. Dies ist besonders bemerkenswert, da es sich bei den untersuchten Sedimenten um Auenlehme handelt. Es stellt sich die Frage, warum Samen oder Früchte entsprechende Taxa nicht erosiv von den benachbarten, stark ackerbaulich genutzten Lößflächen in die Ablagerung gelangten. Das Fehlen solcher Kulturarten läßt annehmen, daß auch die fast durchgängig vorhandenen Holzkohlefragmente aus dem Wettertal stammen.

In dem 2,78 Meter mächtigen Auenlehmpaket im Auenquerprofil 2 von Ober-Hörgern (Abb. 3) wurde nur ca. 1 Meter bis zum Hochmittelalter abgelagert. Dabei gilt es allerdings zu bedenken, daß zwischen den römischen und mittelalterlichen Sedimenten möglicherweise ein Hiatus von mehreren hundert Jahren liegt und auch aus den Chronozonen Atlantikum und Subboreal kaum Sedimente vorhanden sind. Es fragt sich daher, ob sich das Phänomen der Auenlehmablagerung tatsächlich erst seit dem Hochmittelalter verstärkt hat.

Die Untersuchung zeigt, daß sich mit unterschiedlichen Informationsquellen aus Geomorphologie und Sedimentologie sowie mittels ¹⁴C-Datierungen, Pollenanalyse und der Untersuchung pflanzlicher Großreste trotz schwieriger Ablagerungs- und Erhaltungsbedingungen interessante Ergebnisse zur Vegetationsgeschichte und Kulturlandschaftsentwicklung der Flußtäler erzielen lassen. Eine gemeinsame Betrachtung von Pollenkörnern und pflanzlichen Großresten macht eine kontinuierliche Nutzung des Wettertales in vor- und frühgeschichtlicher Zeit wahrscheinlich.

6 Mesolithische Besiedlungsspuren?

(A. KREUZ)

Die in allen Zeitabschnitten angetroffenen Holzkohlepartikel (Tab. 3) sind im frühholozänen Bereich der Bohrkern 1 und 2 (Ober-Hörgern) schwierig zu interpretieren. Nach häufig geäußer-

ter Auffassung sind natürlich verursachte Waldbrände nur in sehr nadelholzreichen Wäldern zu erwarten, wie sie im Präboreal und frühen Boreal im Einzugsgebiet der Wetter noch zu erwarten sind (STOBBE 1996: u.a. 91-95). Andererseits muß im Mesolithikum mit anthropogenen Aktivitäten (Sammeln, Jagd usw.) gerechnet werden.

Ein auf nach ca. 8.090 BP (Frühes Atlantikum) datierter Moorbrand im östlich der Wetterau gelegenen Vogelsberg wird von SCHÄFER (1996: 167) in Zusammenhang mit Veränderungen zeitgleicher Pollenspektren als Hinweis auf Eingriffe spätmesolithischer Kulturgruppen in den Wald gedeutet. Mesolithische Besiedlungsspuren sind aus der nördlichen Wetterau von zwei den Bohrstellen nahegelegenen Fundplätzen bei Muschenheim und Münzenberg bekannt (frdl. Mitt. L. FIEDLER, Landesamt für Denkmalpflege Hessen, Abt. Archäologische und Paläontologische Denkmalpflege, Außenstelle Marburg/Lahn).

Es fällt auf, daß verkohlte Fragmente von Halmknoten und Halmen von Gräsern nur in den frühholozänen Abschnitten der Bohrkern 1 und 2 auftreten (gelegte Brände?). Neben (unverkohlten) Samen und Früchten einer differenzierten Ufervegetation konnten dort Arten erfaßt werden, die in trockenen Rasengesellschaften und lichten Wäldern wuchsen: Wilder Majoran, Arznei- oder Sand-Thymian, Wiesen-Salbei und Gezähnter Feldsalat (Tab. 2 u. 3). Gleichzeitig fanden sich Arten wie Rohrkolben, Wasserdost, Brennessel, Bittersüßer und Schwarzer Nachtschatten, Zottiges Weidenröschen und Wassermiere, die heute ausgesprochene Stickstoffzeiger darstellen (ELLENBERG 1979, OBERDORFER 1990). Diese Arten waren auf den noch stickstoffarmen Böden aus Löß kaum konkurrenzfähig. Im frühen Holozän sind stickstoffreiche Standorte nur in Verbindung mit Wildlagern oder in Auen mit hohem organischen (anthropogenen?) Eintrag zu erwarten.

Gerade flußnahe Standorte scheinen nach den archäologischen Funden der mesolithischen Existenzform entsprochen zu haben. So zeigte etwa die Aufarbeitung mesolithischer Altfund im Main- und Rest-Neckarmündungsgebiet durch GRÖNENBORN (1992: 36, Abb. 3) eine bevorzugte Lage solcher Plätze auf den Uferwällen der Main- und Neckaraltläufe. Dieses auch zum Beispiel aus den Niederlanden gut bekannte Phänomen müßte im Wetter-Tal mit interdisziplinären, archäologischen und naturwissenschaftlichen Untersuchungen noch weiter erforscht werden.

7 Schriftenverzeichnis

- ARORA, S. K., BECKER, W.-D., BOENIGK, W., BUNNIK, F.P.M., PAFFGEN, B., KALIS, A.J. & MEURERS-BALKE, J. (1995): Eine frühmittelalterliche Talverfüllung im Elsbachtal, Rheinland (Frimmersdorf 114). - *Bonner Jahrbücher* **195**: 251-297, 14 Abb.; Bonn.
- BOHN, U. (1981): Vegetationskarte der Bundesrepublik Deutschland 1:200.000 - potentielle natürliche Vegetation, Blatt CC 5518 Fulda. - Schriftenreihe f. Vegetationskde. **25**: 330 S.; Bonn-Bad-Godesberg.
- BUNNIK, F. P. M., KALIS, A. J., MEURERS-BALKE, J. & STOBBE, A. (1995): Archäopalynologische Betrachtungen zum Kulturwandel in den Jahrhunderten um Christi Geburt. - Archäologische Informationen, **18/2**: 169-185, 4 Abb.; Bonn
- CASPER, G. (1993): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen zur Flußauenentwicklung an der Mittelweser im Spätglazial und Holozän. - *Abh. Westf. Mus. Naturkde.* **55**, 101 S., 38 Abb., 5 Tab., 2 Beil.; Münster.
- DEUTSCHER WETTERDIENST (Hrsg.) (1950): Klimatlas von Hessen; Bad Kissingen.
- DICKSON, J. H. (1986): Bryophyte analysis. - In: Berglund, B.E. [Hrsg.]: *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology.* - S. 455-484; Chichester (John Wiley & Sons).
- ELLENBERG, H. (1979): Zeigerwerte der Gefäßpflanzen Mitteleuropas. - *Scripta Geobotanica* **IX**, 122 S., 8 Tab.; Göttingen.
- (1996): Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen in ökologischer, dynamischer und historischer Sicht. - 1096 S., 623 Abb., 170 Tab.; Stuttgart.
- FILZINGER, O. (1992): Geomorphologische Untersuchungen im Wetter-Tal und Horloffgraben. - *Ber. d. Komm. f. Archäol. Landesforsch. in Hessen*, **1** (1990/1991): 56-59, 4 Abb.; Büdingen.
- FIRBAS, F. (1949): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. Band 1: Allgemeine Waldgeschichte. - 480 S.; Jena (Fischer).
- GEEL, B. VAN (1982/83): A Late Holocene Deposit under the Westfriese Zeedijk near Enkhuizen (Prov. of Noord-Holland. The Netherlands): Palaeoecological and Archaeological Aspects. - *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **38**: 269-335; Amsterdam (Elsevier).
- GRONENBORN, D. (1992): Inventarwerk zu mesolithischen Fundplätzen im Main-Mündungsgebiet. - *Ber. d. Komm. f. Archäol. Landesforsch. in Hessen*, **1** (1990/1991): 35-37, 4 Abb.; Büdingen.
- GROSSE-BRAUCKMANN, G., MALCHOW, G. & STREITZ, B. (1990): Makrofossil- und pollenanalytische Befunde vom Altnackerbett bei Riedstadt-Goddelau. - In: WAGNER, P. [Hrsg.]: *Die Holzbrücken bei Riedstadt-Goddelau, Kr. Groß-Gerau.* - Materialien zur Vor- u. Frühgesch. v. Hessen, **5**: 111-132, 8 Abb.; Wiesbaden.
- HESSISCHES MINISTERIUM FÜR LANDWIRTSCHAFT UND FORSTEN [Hrsg.] (1968): Wasserwirtschaftlicher Rahmenplan Nidda. - 158 S., 59 Ktn.; Wiesbaden.
- HILLER, A., LITT, T. & EISSMANN, L. (1991): Zur Entwicklung der jungquartären Tieflandtäler im Saale-Elbe-Raum unter besonderer Berücksichtigung von ¹⁴C-Daten. - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **41**: 26-46, 12 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- HUCKRIEDEL, R. (1971): Über jungholozäne, vorgeschichtliche Lößumlagerung in Hessen. - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **22**: 5-16; Öhringen/Württ.
- JÄGER, K.-D. (1962): Über Alter und Ursachen der Auenlehmbagerung thüringischer Flüsse. - *Prähist. Zeitschr.*, **40** (1/2): 1-59, 1 Beil.; Berlin.
- JAHNS, H.M. (1987): Farne, Moose, Flechten. - 256 S.; München (BLV Verlagsgesellschaft).
- JOCKENHÖVEL, A. (1994): Ausgrabungen in der Talauensiedlung „Riedwiesen“ bei Frankfurt am Main-Schwalheim. Untersuchungen zum mittelbronzezeitlichen Siedlungswesen im Rhein-Main-Gebiet. - *Fundberichte Hessen*, **24/25** (1984/1985): 9-104, 43 Abb., 2 Beil., Wiesbaden.
- KNÖRZER, K.-H. (1996): Pflanzentransport im Rhein zur Römerzeit, im Mittelalter und heute. - *Decheniana*, **149**: 81-123, 7 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Bonn.
- KORNECK, D. & SUKOPP, H. (1988): Rote Liste der in der Bundesrepublik Deutschland ausgestorbenen, verschollenen und gefährdeten Farn- und Blütenpflanzen und ihre Auswertung für den Arten- und Biotopschutz. - *Schriftenreihe für Vegetationskunde*, **19**: 210 S., 2 Abb., 11 Tab.; Bonn-Bad Godesberg.
- KREUZ, A. (1990): Die ersten Bauern Mitteleuropas - eine Einführung in Umwelt und Landwirtschaft der Ältesten Bandkeramik. - *Analecta Praehistorica Leidensia* **23**: 257 S., 82 Abb., 37 Tab.; Leiden.
- (1993a): Einheimische oder fremde Pflanzen? Überlegungen zur Herkunft „potentieller Unkräuter“ und ihrer Verbreitung zur Zeit der Bandkeramik. - *Archaeo-Physika*, **13** (Festschrift K.-H. Knörzer): 23-33, 3 Abb., 3 Tab.; Köln.
- (1993b): Frühlatènezeitliche Pflanzenfunde aus Hessen als Spiegel landwirtschaftlicher Gegebenheiten des 5. bis 4. Jh. v. Chr. - *Ber. d. Komm. f. Archäol. Landesforsch. in Hessen*, **2** (1992/1993): 147-170, 12 Abb.; Büdingen.
- (1995a): Landwirtschaft und ihre ökologischen Grundlagen in den Jahrhunderten um Christi Geburt: zum Stand der naturwissenschaftlichen Untersuchungen in Hessen. - *Ber. d. Komm. Archäol. Landesforsch. Hessen*, **3** (1994/1995): 59-91, 13 Abb.; Büdingen.
- (1995b): On-site and off-site data - interpretative tools for a better understanding of Early Neolithic environments. - In: H. KROLL, R. PASTERNAK [Hrsg.]: *Res archaeobotanicae. Berichte des 9. Symposiums der International Workgroup for Palaeoethnobotany*, 117-134, 10 Abb.; Kiel.
- LANG, G. (1994): Quartäre Vegetationsgeschichte Europas. Methoden und Ergebnisse. - 462 S., 177 Abb., 54 Tab.; Jena, Stuttgart, New York (G. Fischer).
- MÄCKEL, R. (1969): Untersuchungen zur jungquartären Flußgeschichte der Lahn in der Gießener Talweitung. - *Eiszeitalter u. Gegenwart* **20**: 138-174, 18 Abb., 2 Tab., 4 Prof.; Öhringen.
- MANGERUD, J., ANDERSEN, S. T., BERGLUND, B. E. & DONNER, J. J. (1974): Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. - *Boreas*, **3**: 109-128, 5 Tab.; Oslo.
- MANGERUD, J., BIRKS, H. J. B. & JÄGER, K. D. (1982): Chronostratigraphical subdivisions of the Holocene: A review. - *Striae*, **16**: 1-6.

- MANGERUD, J., BIRKS, H. J. B. & JÄGER, K. D. (1982): Chronostratigraphical subdivisions of the Holocene: A review. - *Striae*, **16**: 1-6.
- MOORE, P. D., WEBB, J. A. & COLLINSON, M. E. (1991): *Pollen Analysis*. - 2. Aufl., 216 S.; Oxford (Blackwell).
- NEEDHAM, S. & MACKLIN, M. G. [Hrsg.] (1992): *Alluvial Archaeology in Britain*. - *Oxbow Monograph* **27**, 277 S.; Oxford.
- NOLTE, S. (in Vorber.): *Holozäne Auensedimente der Wetter als Indikator für die paläo-geoökologische Entwicklung der Wetterau (Hessen)*. - Diss. Frankfurt/Main.
- OBERDORFER, E. (1990): *Pflanzensoziologische Exkursionsflora*. - 1050 S.; Stuttgart (Ulmer).
- RUPP, V. [Hrsg.] (1991), *Archäologie der Wetterau - Aspekte der Forschung*. - *Wetterauer Geschichtsblätter*, **40**: 356 S.; Friedberg.
- SABEL, K. J. (1982): Ursachen und Auswirkungen bodengeographischer Grenzen in der Wetterau (Hessen). - *Frankfurter Geowiss. Arb.*, **D3**: 116 S., 19 Abb., 8 Tab., 6 Prof.; Frankfurt/Main.
- (1983): Die Bedeutung der physisch-geographischen Raumausstattung für das Siedlungsverhalten der frühesten Bandkeramik in der Wetterau (Hessen). - *Prähistor. Zeitschr.*, **58**: 158-172; Berlin.
- SÄILE, T. (1992): *Archäologisches Kataster des nördlichen Wetteraukreises*. - *Ber. d. Komm. f. Archäol. Landesforsch. in Hessen*, **1** (1990/1991): 27-34, 5 Abb.; Büdingen.
- SCHÄFER, M. (1996): *Pollenanalysen an Mooren des Hohen Vogelsberges (Hessen) - Beiträge zur Vegetationsgeschichte und anthropogenen Nutzung eines Mittelgebirges*. - *Dissertationes Botanicae*, **265**: 280 S., 61 Abb., 10 Tab; Berlin, Stuttgart (Cramer).
- SCHIRMER, W. (1983): Die Talentwicklung an Main und Regnitz seit dem Hochwürm. - *Geol. Jb.*, **A 71**: 11-43; Hannover.
- SCHRADER, L. (1978): Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1:25.000, Bl. 5518 Butzbach. - Wiesbaden.
- STOBBE, A. (1995): Ein subatlantisches Pollenprofil aus der Horloffau bei Unter-Widdersheim/Wetterau. - *Ber. d. Komm. f. Archäol. Landesforsch. in Hessen*, **3** (1994/1995): 175-190, 8 Abb.; Büdingen.
- (1996): *Die holozäne Vegetationsgeschichte der nördlichen Wetterau - paläoökologische Untersuchungen unter besonderer Berücksichtigung anthropogener Einflüsse*. - *Dissertationes Botanicae*, **260**: 216 S., 47 Abb., 21 Tab.; Berlin, Stuttgart (Cramer).
- ÜRZ, R. (1995): *Jung-Quartär im Auenbereich der mittleren Lahn. Stratigraphische und paläontologische Untersuchungen zur Rekonstruktion vergangener Flusslandschaften*. - Diss. Univ. Marburg/Lahn, 198 S., 28 Abb., 3 Tab., 5 Taf.; Marburg/L.
- VAN ZEIST, W., WASYLKOWA, K. & BEHRE, K.-E. (1991): *Progress in Old World Palaeoethnobotany. A retrospective view on the occasion of 20 years of the International Work Group for Palaeoethnobotany*. - 350 S.; Rotterdam, Brookfield (A. A. Balkema).
- WILLERDING, U. (1962): Beiträge zur jüngeren Geschichte und Vegetation der Flußauen (Untersuchungen aus dem Leinetal bei Göttingen). - *Flora*, **149**: 435-476; Jena.

Manuskript eingegangen am:

Preliminary report on the middle Pleistocene small mammal fauna from Yarimburgaz Cave in Turkish Thrace

WINFRIED SANTEL & WIGHART VON KOENIGSWALD*

— small mammals, middle Pleistocene, Turkey, Turkish Thrace, Yarimburgaz Cave, pellets —

Abstract. From cave sediments of Yarimburgaz Cave in Turkish Thrace two faunal assemblages are described. In addition to taxa present in the area today the limited fauna of the older Cycle I contains only *Cricetus cricetus*. The Cycle III produced a much richer fauna and contained most of the archeological material excavated from this cave. The fauna is characterized by immigrants from the steppe environments of the Russian plains (*Lagurus transiens/lagurus*, *Cricetus cricetus*, *Ochotona pusilla*, and *Sicista subtilis*) as well as from the south (*Rattus rattus*). Ecologically the occurrence of these species indicates a wide extension of the steppe area to the south. Although *Arvicola* cannot be used as a stratigraphic indicator in the Mediterranean area, the intermediate type of the chronospecies *Lagurus transiens* and *L. lagurus* indicate a middle Pleistocene age.

[Vorbericht über die mittelpleistozäne Kleinsäugerfauna aus der Yarimburgaz-Höhle in Türkisch Thrazien]

Zusammenfassung Aus den Ablagerungen der Yarimburgaz-Höhle werden zwei Kleinsäugerfaunen vorgelegt. Die sehr begrenzte Fauna aus dem älteren Sedimentationszyklus I enthält außer Arten, die auch heute noch in der weiteren Region verbreitet sind, vor allem *Cricetus cricetus*. Die jüngere Fauna aus dem Zyklus III, der einen großen Teil des archäologischen Materials geliefert hat, ist auch faunistisch erheblich reicher. Die Fauna ist gekennzeichnet durch Einwanderer aus dem südrussischen Steppengürtel (*Lagurus transiens/lagurus*, *Cricetus cricetus*, *Ochotona pusilla*, und *Sicista subtilis*). Hinzu kommt *Rattus rattus* als Einwanderer von Süden. Die ökologische Interpretation läßt auf eine erhebliche Ausweitung der Steppenregion nach Süden schließen. *Arvicola* ist im Mittelmeerraum als stratigraphischer Indikator nicht brauchbar. Dagegen kann aus der Übergangsform von *Lagurus transiens* zu *L. lagurus* ein mittelpleistozänes Alter abgeleitet werden. Dabei kann das frühere wie das spätere Mittelpleistozän ausgeschlossen werden.

Introduction

Yarimburgaz Cave is located in the Bosphorus area 25 km west of Istanbul in Turkish Thrace. The cave has been known since last century, but the

main scientific excavations were carried out by C. HOWELL and M. ARSEBUK from 1988 to 1990. The small mammals from their excavations were initially investigated by W. v. K. (KOENIGSWALD 1989) and then in more detail by W. S. (SANTEL in press). The large mammals are under study by C. HOWELL, M.C. STINER and E. TSOUCALA (STINER et al. 1996, 1998).

The two chambers of the cave contain sediments from the Lower and Middle Pleistocene. The cave was used until Byzantine times. The excavations were carried out in various squares (P,S,T,V,R, and U) in different parts of the cave. The stratigraphic sequences in the various squares could be correlated with each other except for square U. According to the sedimentological investigation of W. FARRAND (1989, and pers. comm. 1990, 1993), nine layers can be distinguished which belong to three different sedimentation cycles (cycle I, II and III). For the interpretation of the small mammal fauna square U is of greatest interest since the layer U-1 produced the majority of the small mammal specimens (about 80%). Even though the sediments of square U cannot be correlated with the stratigraphy of the other squares, the layer U-1 clearly belongs to the youngest, sedimentation cycle III (HOWELL & ARSEBUK 1989). Therefore most information derived from the small mammal fauna refers to the time of third sedimentation cycle only.

Two taphonomic factors led to the concentration of small mammals in Yarimburgaz Cave. Most of the small mammal remains were concentrated by owls dropping pellets at their roosting sites. Even though investigations of recent pellet accumulation document quantitative biases in such accumulations due to individual preferences of specific owls, their qualitative composition yields significant data for a paleoecological and stratigraphical analyses. We are aware that some difficult to catch species, like the spiny hedgehog (*Erinaceus*), are often missing in pellets of smaller owls. Such biases can be tolerated, however only, if faunas from pellets are compared to each other.

* Anschriften der Verfasser: Dipl.-Geol. W. SANTEL, Prof. Dr. W. v. KOENIGSWALD, Institut für Paläontologie der Universität Bonn, Nussallee 8, D-53115 Bonn,

The second taphonomic process accumulating small mammals in Yarimburgaz Cave only acts on bats. The taxa *Myotis myotis*, *M. blythi*, *Rhinolophus ferrumequinum*, *R. mehelyi*, and *Miniopterus schreibersi* were identified so far. Attritional mortality leads to carcass accumulation and burial because the bats used the cave for hibernation. The bat fauna could not be interpreted in this paper.

The small mammal fauna

The following taxa were identified from Yarimburgaz Cave from the lower cycle I and the upper Cycle III. The letters U-1, X, W, etc. indicate the layers.

LIPOTYPHILA

Soricidae

Crociodura suaveolens (PALLAS, 1811) vel leucodon (HERMANN, 1780)

Cycle III: U-1

Sorex cf. *raddei* SATUNIN, 1895

Cycle III: strata unidentified (X, W, or V), not present in extant fauna

Talpidae

Talpa levantis THOMAS, 1906 Cycle III: U-1

RODENTIA

Sciuridae

Spermophilus cf. *citellus* (LINNAEUS, 1766)

Cycle III: X and W

Myoxidae

Myomimus roachi (BATE, 1937)

Cycle III: U-1

Muridae

Murinae

Apodemus (Sylvaemus) sylvaticus (LINNAEUS, 1758)

Cycle III: U-1, X

Apodemus sp.

Cycle I: S

Apodemus mystacinus (DANFORD & ALSTON, 1877)

Cycle I: S, not present in extant fauna *Rattus rattus* (LINNAEUS, 1758)

Cycle III: W, see comment below.

Cricetinae

Cricetus cricetus (LINNAEUS, 1758)

Cycle I: S; Cycle III: X, W; not present in extant fauna

Mesocricetus cf. *newtoni* (NEHRING, 1898)

Cycle III: U-1, X, and W, not present in extant fauna

Cricetulus migratorius (PALLAS, 1773)

Cycle I: S; Cycle III: U-1, X, W

Arvicolinae

Arvicola terrestris (LINNAEUS, 1758)

Cycle III: X and W, see comment below.

Microtus arvalis (PALLAS 1778)

Cycle III: U-1, X and W

Microtus guentheri DANFORD & ALSTON, 1880

Cycle III: U-1, X and W

Microtus (Terricola) sp.

Cycle III: U-1, X, and W; Cycle I: S

Clethrionomys glareolus (SCHREBER, 1780)

Cycle III: U-1 and X, not present in extant fauna.

Lagurus transiens/lagurus

Cycle III: U-1, not present in extant fauna, see comment below.

Spalacinae

Nannospalax cf. *leucodon* NORDMANN, 1840

Cycle I: S; Cycle III: U-1, X and W

Dipodidae

Sicista subtilis (PALLAS, 1773)

stratum not identified, possibly U-1, not present in extant fauna

LAGOMORPHA

Ochotona pusilla (PALLAS, 1769)

Cycle III: U-1 and W, not present in extant fauna, see comment below.

Lepus sp.

Cycle I: S; Cycle III: U-1

cf. *Oryctolagus cuniculus* (LINNAEUS, 1758)

Cycle III: W, not present in extant fauna

A detailed description of all taxa mentioned is given in another paper (SANTEL in press).

Paleogeographical reconstruction of Cycle I

All small mammals from cycle I come from layer S. The fauna consists of:

Apodemus mystacinus

Apodemus sp.

Cricetus cricetus

Cricetulus migratorius

Microtus (Terricola) sp.

Nannospalax cf. *leucodon*

Lepus sp.

Most species of this assemblage occur in the extant fauna of the general region. *Apodemus mystacinus* occurs only on the eastern side of the Bosphorus and on the Balkan peninsula. *Cricetus cricetus* is the only species indicating a somewhat more continental and drier environment for layer S in Yarimburgaz Cave since its nearest present

day occurrence is in the Russian plains north of the 44°.

A detailed stratigraphical assignment can not be given for this faunal assemblage. Its composition indicates a Middle or Upper Pleistocene age because of *Cricetus cricetus* and *Cricetulus migratorius*.

Paleogeographical reconstruction

of Cycle III

No identifiable small mammals are available from cycle II. The stratigraphically younger cycle III yielded the major part of the faunal remains. Most of the archeological material belongs to this sedimentation cycle as well (HOWELL & ARSEBŮK 1989). Most specimen come from Level U-1. Sedimentological analysis indicates that cycle III was deposited in an relatively short period of time (FARRAND pers. comm. 1993). The following species are present.

Crocidura suaveolens vel leucodon

Sorex cf. *raddei*

Talpa levantis

Spermophilus cf. *citellus*

Myomimus roachi

Apodemus (Sylvaemus) sylvaticus

Rattus rattus

Cricetus cricetus

Mesocricetus cf. *newtoni*

Cricetulus migratorius

Arvicola terrestris

Microtus arvalis

Microtus guentheri

Microtus (Terricola) sp.

Clethrionomys glareolus

Lagurus transiens/lagurus

Nannospalax cf. *leucodon*

Sicista subtilis

Ochotona pusilla

Lepus sp.

cf. *Oryctolagus cuniculus*

Even if the fauna contains species characteristic of different environments such as steppe, dry and open country, open landscape with bushes and some trees (NIETHAMMER & KRAPP 1978, 1982, 1990), a similar mixture of species is found today in Turkish Thrace. However, the percentage of steppic elements is distinctly higher in cycle III of Yarimburgaz Cave, indicating a landscape more open and dryer than today. In particular the greater steppic influence is indicated by taxa not present in the area any more: *Cricetus*, *Mesocricetus*, *Cricetulus*, *Lagurus*, *Sicista subtilis*, and *Ochotona pusilla*. Most of these species are characteristic

for the Ukraine and the Russian plains north of Turkish Thrace. Although the steppic species occur even in semi-deserts, other species such as *Sorex*, *Apodemus sylvaticus* and *Clethrionomys glareolus* signalize the presence of at least restricted areas with denser vegetation. In contrast to the many immigrants from the north, *Rattus rattus* definitely immigrated from the south, most probably from the Levant where the earliest *Rattus* is found in Oumm Quatafa (TCHERNOV 1994). Because of the wide range of *Rattus*, this genus seems not to be a good ecological indicator. In Central Europe, especially *Lagurus* and *Ochotona* are regarded as indicators for cool and dry climatic conditions (HEINRICH 1983, SUTCLIFFE & KOWALSKI 1976). Among the soricids *Sorex* reaches farthest north. *Crocidura leucodon* and/or *suaveolens* are more sensitive to cold climates and are absent during glacial periods in Central Europe. The presence of these taxa and of Mediterranean species like *Myomimus roachi* provide the lower temperature limit for the cycle III fauna. The southern shift of the steppic area to the Bosphorus region as documented by the fauna of cycle III most probably was caused by a general temperature decrease and a reduction of rainfall. A cold phase with such a significant ecological shifts most probably reflects a glacial period.

One of the voles probably is traditionally described as *Microtus rossiaemeridionalis*. The difference of the extant taxon was based on karyological characters. Therefore it can not be examined in the fossil material. Since we want not to indicate the antiquity of the karyotype modification we use the traditional term based on morphological characters.

Stratigraphically significant taxa of cycle III

In addition to the ecologically informative species the fauna of cycle III contains some species often used for stratigraphic purposes. These are *Arvicola terrestris*, *Lagurus transiens/lagurus*, *Ochotona pusilla*, and *Rattus rattus*.

Arvicola terrestris (Fig. 1a)

In *Arvicola* specimens from Central Europe, the relative thickness of the enamel band in leading and trailing edges of the dentin triangles was used as a stratigraphic indicator (KOENIGSWALD 1973, HEINRICH 1982, 1987). The more primitive situation with a thick trailing edge was regarded to characterize the Middle Pleistocene *Arvicola cantianus*, while the Upper Pleistocene *Arvicola terrestris* shows a significant reduction of the thickness

of trailing edge. In the Mediterranean, especially in Spain and Turkey, the underived condition is still present in the extant fauna (ROETTGER 1987). The Spanish form is identified as *Arvicola sapidus* (MILLER 1908), the Turkish one as *Arvicola terrestris persicus* (DE FILIPPI, 1865). *Arvicola* from Yarimbuzgaz Cave, represented by 7 molars, shows thickened trailing edges like *A.*

Lagurus transiens/lagurus (Fig. 2) Molars of *Lagurus*, the gray lemming, are characterized by the lack of cementum and the typical dentine tract in the anterior lobe. Two species, the Middle Pleistocene *L. transiens* and the extant *L. lagurus*, have to be considered in the identification of the fossil material of Yarimbuzgaz consisting of eight lower M.. The length of the M. (2,35-2,58

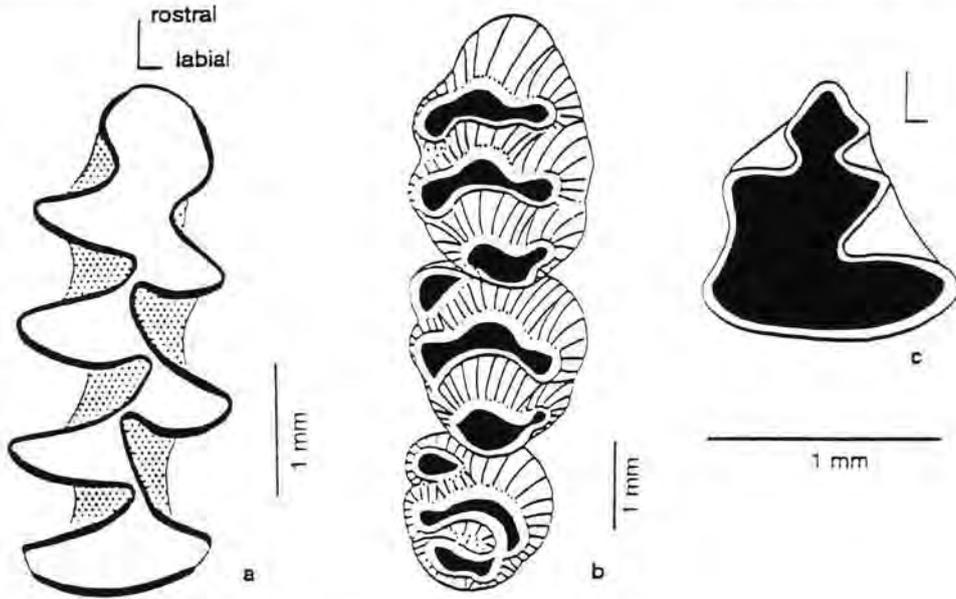


Fig. 1a: *Arvicola terrestris*, first lower molar, level U-1, (YSM 22).
 Fig. 1b: *Rattus rattus*, left maxilla with M1-3, layer W, (YZM 11).
 Fig. 1c: *Ochotona pusilla*, left lower P3 (drawn from below), level U-1, (YSM 62).
 All specimen come from the the Middle Pleistocene of Yarimbuzgaz Cave, sedimentation cycle III, Turkish Thrace.

Abb. 1a: *Arvicola terrestris*, erster unterer Molar, Fundhorizont U-1, (YSM 22).
 Abb. 1b: *Rattus rattus*, linke Oberkieferhälfte mit M1-3, Schicht W, (YZM 11).
 Abb. 1c: *Ochotona pusilla*, linker unterer P3 (von unten gezeichnet), Horizont U-1, (YSM 62).
 Alle Stücke stammen aus dem Mittelpleistozän der Yarimbuzgaz-Höhle, Sedimentationszyklus II; Türkisch Thrazien.

cantianus but in the Mediterranean this character obviously cannot be used in age assignments. Neither can the absence of the primitive *Miomomys*-fold in two lower M1 (length 3,84 and 3,77 mm), be used as a stratigraphic indicator, since this trait is rare in *A. cantianus*. In Turkey it is difficult to distinguish between *A. cantianus* and *A. terrestris*. As KOLFSCHOTEN (1988, 1990) accepts both taxa as subspecies of *A. terrestris* only the Yarimbuzgaz *Arvicola* is not identified in more detail.

Since the genus name *Arvicola* is male the ending of the species name has to be male too therefore *Arvicola cantianus* is the valid form.

mm with a mean of 2,45) is intermediate between both species if measurements from Central Europe are used (CHALINE 1972, HEINRICH 1990, JANOSSY 1962). *Lagurus lagurus* form Chios described by STORCH (1975) is slightly larger than the Yarimbuzgaz material. The morphology of the anterior lobe can be studied is seven M.. Two of them (Fig. 2 a-b) fall into the range of variability of *Lagurus lagurus*, but four show the pattern typical of *Lagurus transiens* (Fig. 2 e-h), characterized by the missing or fairly slight reentrant folds of the cap of the anterior lobe.

If the material that exclusively came from level U-1, is regarded as representative, the Yarimbuzgaz

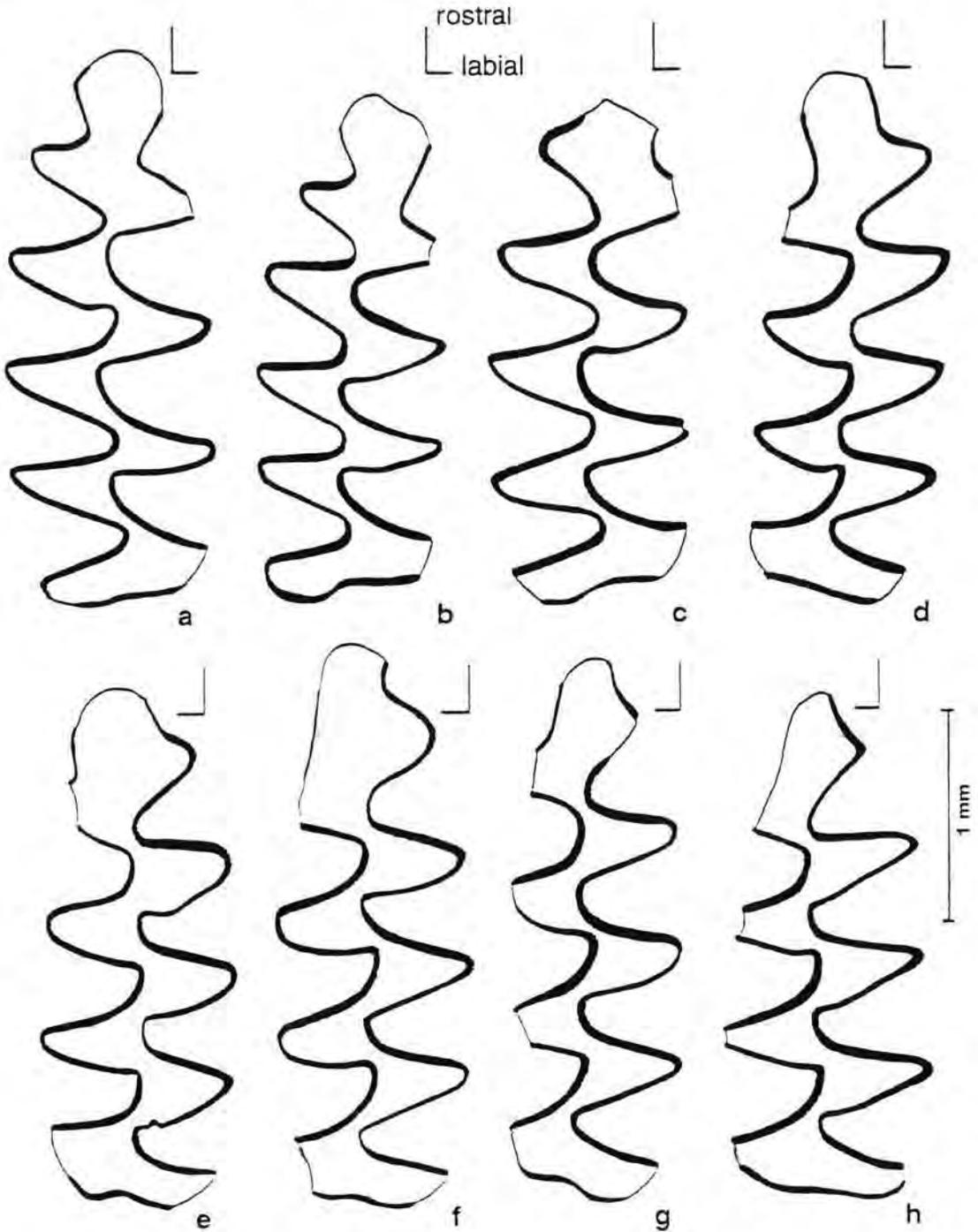


Fig. 2: *Lagurus transiens/lagurus*, transitional form. Occlusal surfaces of lower first molars indicating the morphological variability. Middle Pleistocene of Yarimbuzgaz Cave, sedimentation cycle III, Turkish Thrace.

Abb. 2: *Lagurus transiens/lagurus*, intermediäre Form, Kauoberflächen des jeweils ersten unteren Molars zeigen die morphologische Variabilität. Mittelpleistozän der Yarimbuzgaz-Höhle, Sedimentationszyklus III, Türkisch Thrazien.

population most likely was transitional between both species.

Rattus rattus (Fig. 1b)

A left upper maxilla with all molars in place morphologically matches *Rattus rattus* so well that an identification is beyond questioning. It differs from *Rattus norvegicus* in several morphological characters of the M. Although the measurements of the molars fall into the range of extant *Rattus rattus* from western Anatolia (FELTEN et al. 1971), contermination by recent material is not probable, since the maxilla is well fossilized like all other bones from layer W. *Rattus* is rare in the Mediterranean Middle Pleistocene and missing in Central Europe. *Rattus baasi* was described from Qumm Qatafa in Israel (TCHERNOV 1968). However, as it is represented by lower molars only it is difficult to compare with our material. STORCH (1975) attributes upper and lower molars from Chios to *Rattus rattus*. These teeth are somewhat larger than the Yarimbuzgaz material but are still in the range of *R. rattus* in Anatolia.

Ochotona pusilla (Fig. 1c)

This small lagomorph is represented by several isolated molars, one P3, and 7 mandibular fragments. The species *O. pusilla* can be identified by the morphology of the lower P3, especially by the deep lingual reentrant fold separating an enlarged posterior part from the medial part and by the rhomboid shape of the anterior part (Fig. 1c). This shape is known in *O. pusilla* from the Middle Pleistocene from Central Europe, from Stránská Skála (TOBIEN 1972) and Hunas (HELLER et al. 1983). The length of the alveolar tooth row in the lower jaw is very similar in Middle and Upper Pleistocene material attributed to *O. pusilla*.

Ochotona is known in the Mediterranean Middle Pleistocene in Central Anatolia (MONTUIRE et al. 1994) and from Qumm Qatafa in Israel (TCHERNOV 1994) but is missing in Chios (STORCH 1975). *Ochotona pusilla* which occurs today in the Russian plains, did not reach the Eastern Mediterranean during the cold periods of the Late Pleistocene.

Age Assignment

The stratigraphic position of the cycle III of Yarimbuzgaz Cave is marked best by the transition of *Lagurus transiens* to *L. lagurus* in level U-1. In the Ukraine and in the plains of southern Russia, the transition between *L. transiens* and *L. lagurus* occurs in the Gungki-Complex, containing the Oka-

Glacial and the Likhvin interglacial period of the Middle Pleistocene (MARKOVA 1990, 1992). The lower Middle Pleistocene starting at the Brunhes-Matuyama boundary can be excluded because at this time *Mimomys savini* is still present. *Arvicola* occurs only in the latest interglacial periods of the Cromerian complex. The upper part of the Middle Pleistocene in Russia is characterized by the presence of the derived *Lagurus lagurus*. In Yarimbuzgaz Cave cycle III, level U-1, documents the transition from *Lagurus transiens* to *L. lagurus*. Therefore the fauna allows to narrow down the age of cycle III in Yarimbuzgaz Cave to a cold period in the middle of the Middle Pleistocene. The relative stratigraphic position of Yarimbuzgaz Cave to some Middle Pleistocene localities of the region is of biogeographic interest.

The fissure filling of Emirkaya-2 near Seidisehr in Central Anatolia was recently published on by MONTUIRE et al. (1994). The fauna seems to be definitely older than Yarimbuzgaz Cave cycle III if the molar of *Mimomys savini* belongs to this assemblage. Among the many species this fauna shares with the Yarimbuzgaz Cave cycle III fauna, *Ochotona* and three cricetine species are of significance. As an additional element of the steppe environment *Allactaga* occurs in the Anatolian fauna. Therefore the ecological interpretation of Emirkaya-2 as representing an open and humid environment with a forest in the vicinity has to be questioned. The stratigraphic assignment of this fauna to the Holsteinian, corresponding to the Mindel-Riss interglacial period, cannot be used as a stratigraphic marker since at the time being no vertebrate fauna in Central Europe can be attributed with certainty to the Holsteinian. Even the Holsteinian of northern Germany can not be correlated with sufficiency to the glacial sequence of the Alpine region (KOENIGSWALD 1992).

From the Aegean Island of Chios, which was part of the mainland during the Middle Pleistocene, STORCH (1975) described a fauna from the fissure filling Latomi-1. It is assumed to be not older than the middle part of the Middle Pleistocene. STORCH (1975) attributes the *Arvicola* material from Chios to *A. praeceptor* which is regarded as a younger synonym of *Arvicola cantianus* (KOENIGSWALD 1973). In the thickness of the enamel band, the trailing edges surpass the leading edges, as is typical for a. cantianus in Central Europe. As discussed above, this character is of little significance in the Mediterranean. Therefore we do not consider the identification of *A. cantianus* at Chios to indicate that this fauna may be older than the cy-

cle III fauna from Yarimburgaz Cave. *Lagurus* offers a better correlation. STORCH (1975) identified *Lagurus lagurus* in the fauna of Chios, which is more derived than the transitional form found at Yarimburgaz Cave. Therefore we argue that the Chios fauna is somewhat younger than the fauna of cycle III in Yarimburgaz Cave. From Israel, TCHERNOV (1968, 1994) described a fauna from Qumm Qatafa in the Judean desert near Bethlehem. So far no distinct stratigraphic position is known for Qumm Qatafa. It is difficult to compare this fauna with Yarimburgaz Cave since it is situated almost 10° further south. The Israeli fauna contains several African elements. Nevertheless, it shares two important taxa with the fauna of Yarimburgaz Cave. These are *Ochotona* as a northern immigrant and *Rattus* as an immigrant from the southeast. On the other hand, instead of the cricetines present in Yarimburgaz Cave, in Qumm Qatafa more primitive cricetines occur. The species at Yarimburgaz Cave occurs in Israel much later, for instance in Hayonim (TCHERNOV 1994). This may suggest that the fauna of Qumm Qatafa is older than the cycle III from Yarimburgaz Cave, even if such a correlation bears great uncertainties.

Biogeographical implications

Even if Yarimburgaz Cave occupies a very marginal position in Europe, the occurrence of several taxa predates the estimated immigration time into this continent, as given by HOSEY (1982). While *Mimomys roachi*, *Apodemus mystacinus*, *Microtus guentheri*, and *Mesocricetus* were assumed to have crossed the Bosphorus at the lowest sea level stand during the last glaciation, the finds from Yarimburgaz Cave prove that these species were present west of the Bosphorus much earlier. The occurrence of *Talpa levantis* in the Middle Pleistocene of Yarimburgaz Cave may strengthen the idea of VOHRALIK (1991), who postulated that *T. levantis* originated in Asia Minor and penetrated the Balkan region. The small number of Middle Pleistocene localities neither permits the identification of the route of immigration nor of the exact time. Because of the several climatic oscillations combined with sea level fluctuations, several waves of immigration must be postulated. The climatic oscillations may even have caused partial extinctions between these immigrational phases. It is almost impossible to reconstruct the faunal movement without a large set of densely and well dated localities. The fauna of small mammals from Yarimburgaz Cave is biogeographically very important since it is almost the only fauna in the

region from this time period. Together with other localities to be discovered in the future, it will significantly contribute to an improved biogeographical reconstruction.

Acknowledgements

We thank Clark Howell for providing the material and his intensive interest in this study. One of the authors (W.S.) is supported by the BMFT through the Hanns-Seidel-Stiftung e.V. (München, Germany), Dr. M. SANDER kindly improved the English version of this paper.

Literature

- Chaline, J. (1972): Les rongeurs du Pléistocène moyen et supérieur de France (Systematique-Biostratigraphie-Paléoclimatologie). - 1-410, 72 Abb., 187 Taf., 17 Taf.; CNRS, Cahier de Paléontologie: Paris.
- Farrand, W. R. (1989): Geological observations at Yarimburgaz Cave. pp 15-20. - In Howell, C. & Arsebuk, G. (1989): Yarimburgaz Cave, Report on investigations and current status of researches in the cave of Yarimburgaz (Marmara, Turkey) 1989 Field season. - 1-75 + VIII, 22 Abb., 36 Taf., 37 Taf.; Committee on Research and Exploration, National Geographic Society: Washington D.C.
- (1990): Geochronology of Yarimburgaz Cave, Turkey - in Bermudez de Castro, J. M. & Arsuaga & Carbonell, J. L. (eds.): Human Evolution in Europe and the Atapuerca evidence. - Burgos: Junta de Castilla y León.
- FELTEN, H., SPITZERNBERGER, F. & STORCH, G. (1971): Zur Kleinsäugerfauna des Bey-Gebirges, SW-Anatolien. - Natur und Museum, **101** (1): 21-25, 5 Abb.; Frankfurt am Main
- HEINRICH, W. D. (1982): Zur Evolution und Biostratigraphie von *Arvicola* (Mammalia: Rodentia) im Pleistozän Europas. - Z. geol. Wiss., **10** (6): 683-735, 26 Abb., 3 Taf.; Berlin.
- (1983): Skelettreste von *Lepus euroaeus* PALLAS, 1778 (Lagomorpha, Mammalia) aus den fossilen Tierbautensystem von Pisede bei Malchin. - Eisz. Z. Humboldt-Univ. Berlin, Math.-Nat. R., **32** (6): 713-117, 2 Taf., 1 Taf.; Berlin.
- (1987): Neue Ergebnisse zur Evolution und Biostratigraphie von *Arvicola* (Mammalia: Rodentia) im Quartär Europas. - Z. geol. Wiss., **15** (3): 389-406, 9 Abb.; Berlin.
- (1990): Nachweis von *Lagurus lagurus* (PALLAS, 1775) für das Pleistozän von Neumark-Nord, Kreis Merseburg. - Veröff. Landesmus. Vorgesch. Halle, **43**: 4 Abb., 1 Tab.; Halle.
- HELLER, F. (1930): Eine Forest-Bed-Fauna aus der Sackdillinger Höhle (Oberpfalz). - N. Jb. Min., Geol. u. Paläont., B. Beil. Bd., **63**: 247-298, 36 Abb., Taf. XV-XVIII; Stuttgart.
- HELLER, F., BRUNNACKER, K., FREUND, G., GROISS, J. T., JANOSSY, D., SCHOCH, W., SCHWEINGRUBER, F., STADIE, C. & STREIT, R. (1983): Die Höhlenruine Hunas bei Hartmannshof (Landkreis Nürnberger Land). Eine paläontologische und urgeschichtliche Fundstelle

- aus dem Spät-Riß. - Quartär-Bibliothek, **4**: 1-407, 62 Abb., 12 Taf.; Bonn: Röhrscheid.
- HOSEY, G. R. (1982): The Bosphorus landbridge and mammal distributions in Asia Minor and the Balkans. - Säugetierkundl. Mitt., **30**: 53-62, 5 Abb., 1 Tab., München.
- HOWELL, C. & ARSEBUK, G. (1988): Yarimbuzgaz Cave (1988): Report on investigations in the cave of Yarimbuzgaz (Marmara, Turkey) 1988 Field season. - 1-99, 17 Abb., 22 Taf., 9 Taf.; Committee on Research and Exploration, National Geographic Society: Washington D.C.
- (1989): Yarimbuzgaz Cave, Report on investigations and current status of researches in the cave of Yarimbuzgaz (Marmara, Turkey) 1989 Field season. - 1-75 + VIII, 22 Abb., 36 Tab., 37 Taf.; Committee on Research and Exploration, National Geographic Society: Washington D.C.
- JANOSSY, D. (1962): Vorläufige Mitteilung über die mittelpleistozäne Vertebratenfauna der Tarkö-Felsnische (NO-Ungarn, Bükk-Gebirge). - Ann. Hist.-Natur. Mus. Nat. Hungarici, **54**: 155-176, 2 Abb., 2 Abb., 2 Taf.; Budapest.
- KOENIGSWALD, W. v. (1973): Veränderungen in der Kleinsäugerfauna von Mitteleuropa zwischen Cromer und Eem (Pleistozän). - Eiszeitalter und Gegenwart, **23/24**: 159-167, 2 Abb.; Öhringen.
- (1989): Preliminary remarks on the small mammals from Yarimbuzgaz Cave (Marmara, Turkey). Appendix 1. - in HOWELL, C. & ARSEBUK, G.: Yarimbuzgaz Cave (1988) - Report on investigations in the cave of Yarimbuzgaz (Marmara, Turkey) 1988 Field season. - 1-99, 17 Abb., 22 Taf., 9 Taf.; Committee on Research and Exploration, National Geographic Society: Washington D.C.
- (1992): Various aspects of migrations in terrestrial mammals in relation to Pleistocene faunas of Central Europe. pp. 39-47 - In KOENIGSWALD W. v. & WERDELIN L. (eds.): Mammalian Migration and Dispersal Events in the European Quaternary. - Courier Forsch.-Inst. Senckenberg 153; Frankfurt a.M.
- (1995): Mammal Traverse. Quaternary vertebrate faunas in Central Europe. - In SCHIRMER, W.: Quaternary field trips in Central Europe. vol **2**: 707-746; München (F. Pfeil).
- MARKOVA, A. K. (1990): Pleistocene microtheriofauna of the European part of the USSR. - Int. Symp. Evol. Phyl. Biostr. Arvicolid, 313-338, 19 Abb.; Prag.
- (1992): Influence of palaeoclimatic changes in the Middle and Late Pleistocene on the composition of small mammal faunas: data from Eastern Europe. - Courier Forsch.-Inst. Senckenberg, **153**: 93-100, 3 Abb.; Frankfurt a.M.
- MONTAIGNE, S., SEN, S. & MICHAUX, J. (1994): The Middle Pleistocene mammalian fauna from Emirakaya-2, Central Anatolia (Turkey): systematics and paleoenvironment. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **193**: 107 bis 144, 56 figs.; Stuttgart.
- NIETHAMMWE, J. & KRAPP, F. (ed.) (1978): Handbuch der Säugetiere Europas. Band 1: Rodentia I (Sciuridae, Castoridae, Gliridae, Muridae). - **1/I**: 1-476, 85 Abb., 105 Tab.; Wiesbaden: Akad. Verlagsgesellschaft.
- (ed.) (1982): Handbuch der Säugetiere Europas. Band 2/I: Rodentia II (Cricetidae, Arvicolidae, Zapusidae, Spalacidae, Hystricidae, Campromyidae). - **2/I**: 1-649, 207 Abb., 169 Tab.; Wiesbaden: Akad. Verlagsgesellschaft.
- (ed.) (1990): Handbuch der Säugetiere Europas. Band 3/I: Insectivora - Primates. - **3/I**: 1-523, 141 Abb., 133 Tab.; Wiesbaden: AULA-Verlag.
- ROETTGER, U. (1987): Schmelzbandbreiten an Molaren von Schermäusen (*Arvicola* LACEPEDE, 1799). - Bonn zool. Beitr., **38**: 95-105, 7 Abb.; Bonn.
- SANTELE, W. (in press): Die mittelpleistozänen Insectivora, Chiroptera, Rodentia und Lagomorpha (Mammalia) aus der Yarimbuzgaz-Höhle, westlich von Istanbul (Türkisch Thrazien). - Palaeontographica; Bonn.
- STINER, M. C., ARSEBUK, G. & HOWELL, F. C. (1996): Cave Bears and Paleolithic Artifacts in Yarimbuzgaz Cave, Turkey: Dissecting a Palimpsest. - Geoarchaeology, **11** (4): 279-327, 14 fig., 8 tab., 2 app.
- Achyuthan, H., ARSEBUK, G., HOWELL, F. C., JOSEPHSON, S. C., JUELL, K. E., PIGATI, J. & QUADE, J. (1998): Reconstructing cave bear paleoecology from skeletons: a cross-disciplinary study of middle Pleistocene bears from Yarimbuzgaz Cave, Turkey. - Paleobiology **24** (1): 74-98, 12 fig., 8 tab.
- STORCH, G. (1975): Eine mittelpleistozäne Nager-Fauna von der Insel Chios, Ägäis. - Senckenbergiana biol., **56** (4/6): 165-189, 49 Abb.; Frankfurt a.M.
- SUTCLIFFE, A. J. & KOWALSKI, K. (1976): Pleistocene rodents of the British Isles. - Bull. Br. Mus. nat. Hist. (Geol.), **27** (2): 31-147, 31 Abb., 13 Taf.; London.
- TCHERNOV, E. (1968): Succession of redent faunas during the Upper Pleistocene of Israel. (Morphologie, Taxonomie und Systematik der Nagetierfauna in Israel während des jüngeren Pleistozäns.) - Mammalia depicta: 1-152, 130 Abb., 40 Tab.; Hamburg-Berlin.
- (1994): New comments on the biostratigraphy of the middle and Upper Pleistocene of the southern Levante. 333-350 - In BAR-YOSEF, O. & KRA, R.S. (eds): Late Quaternary Chronology and Paleoclimates of the eastern Mediterranean. - Radiocarbon: Dept. of Geosciences, University of Arizona.
- TOBIEN, H. (1972): Citellus (Rodentia) und Lagomorpha aus den älteren Aufsammlungen an der pleistozänen Lokalität Stránská Skála bei Brno (CSSR). - Studia Musei Moraviae Anthropos, **20** (12): 137-147, 8 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Brno.
- VOHRALIK, V. (1991): A record of the mole *Talpa levantis* (Mammalia: Insectivora) in Bulgaria and the distribution of the species in the Balkan. - Acta Univ. Carolinae Biol. **35**: 119-127, 3 Abb., 2 Tab.; Prag.

Die phylogenetische Stellung der Neandertaler im Licht erster DNA-Analysen

RALF W. SCHMITZ & HEIKE KRAINITZKI*

Neandertals, continuity or replacement, DNA preservation, Neandertal DNA sequence, sequence analyses, separate species, replacement

Kurzfassung: Das Neandertal liegt 13 Kilometer östlich von Düsseldorf, Deutschland. Im August 1856 kamen beim Abbau der Kleinen Feldhofer Grotte Teile eines menschlichen Skelettes zutage. In den folgenden Jahren entbrannte vor dem Hintergrund der Evolutionstheorie eine heftige Kontroverse um Alter und Einstufung der Entdeckung.

Heute wird der Fund allgemein den Späten Neandertalern der letzten Kaltzeit zugerechnet. Über die phylogenetische Stellung und das Schicksal dieser Menschen bestehen sehr unterschiedliche Auffassungen.

Seit 1991 wird das Neandertaler-Typusexemplar im Rahmen eines interdisziplinären Projektes des Rheinischen Landesmuseums Bonn neu untersucht. Recherchen in Bezug auf Faktoren wie z. B. die Lagerungsbedingungen des Skelettes in der Grotte, weiterhin der sehr gute Erhaltungszustand der geborgenen Skelettreste ließen die Suche nach DNA vertretbar erscheinen. Die besonders gute Erhaltung des rechten Humerus einhergehend mit dem guten Zustand der schützenden Lackschicht auf der Knochenoberfläche führten zur Entscheidung, diesen Knochen zu beproben.

Aus dieser Probe konnte eine mitochondriale DNA-Sequenz des Neandertalers isoliert werden.

Sequenzvergleiche mit mitochondrialen DNA-Sequenzen moderner Menschen zeigen, daß die Neandertaler-Sequenz aus der Variationsbreite heutiger Menschen herausfällt.

Die Neandertaler-Sequenz stützt ein Szenario, in dem die modernen Menschen als getrennte Spezies in Afrika entstanden sind und später die Neandertaler ohne oder nahezu ohne Vermischung ersetzt haben.

[The phylogenetic status of the Neandertals by means of first DNA analyses]

Abstract: The Neander Valley lies 13 kilometers east of Düsseldorf in Germany. In August 1856 parts of a human skeleton come to light during the quarrying of the 'Kleine Feldhofer Grotte'.

In the years following a fierce controversy flared up against the background of the theory of evolution as to the age and the classification of the discovery.

Today the find is attributed to the Late Neandertals of the last glacial period. There exists very different views

as to the phylogenetic status and the fate of these beings.

Since 1991, the Neandertal-type specimen has been the subject of an interdisciplinary project of the Rheinisches Landesmuseum Bonn.

Research relating to factors, for example the bedding conditions of the skeleton in the grotto and furthermore the very high degree of preservation of the recovered skeletal remains, allowed the search for DNA appear justifiable.

The particularly good condition of the right humerus hand in hand with the good condition of the protective varnish on the bone surface, led to the decision to take a sample from this bone.

From this sample an Neandertal mitochondrial DNA sequence was derived.

Sequence comparisons with modern human mitochondrial DNA sequences show that the Neandertal sequence falls outside the variation of modern humans.

The Neandertal sequence supports a scenario in which modern humans arose in Africa as a distinct species and replaced Neandertals with little or no interbreeding.

1 Einleitung

Das Neandertal liegt 13 Kilometer östlich von Düsseldorf, Nordwestdeutschland. Die Düssel hatte hier, verursacht durch die tektonische Heraushebung des mitteldevonischen Massenkalkes, eine enge Schlucht eingeschnitten. In den bis zu 60 Meter hohen Klippen befanden sich vor der Zerstörung durch Kalksteinbrüche die Eingänge zu mehreren Höhlen und Grotten.

Im August 1856 kamen beim Abbau der auf dem südlichen Düssellufer gelegenen Kleinen Feldhofer Grotte Teile eines menschlichen Skelettes zutage. Geborgen wurden 15 postcraniale Knochen und die Schädelkalotte eines männlichen Erwachsenen (Abb. 1). Der Fund wurde durch den Elberfelder Lehrer und Naturforscher JOHANN CARL FUHLROTT als Menschenrest erkannt und einer umfassenden wissenschaftlichen Bearbeitung zugeführt. In den folgenden Jahren entbrannte vor dem Hintergrund der Evolutionstheorie (DARWIN 1859) eine heftige Kontroverse um Alter und Einstufung der Entdeckung.

*) Anschrift der Verfasser: Dr. R. W. SCHMITZ, Landschaftsverband Rheinland, Rheinisches Amt für Bodendenkmalpflege, Endericher Str. 133, 53115 Bonn, H. KRAINITZKI, Höhere Berufsfachschule für präparations-technische Assistenten, Marktstraße 185, 44799 Bochum

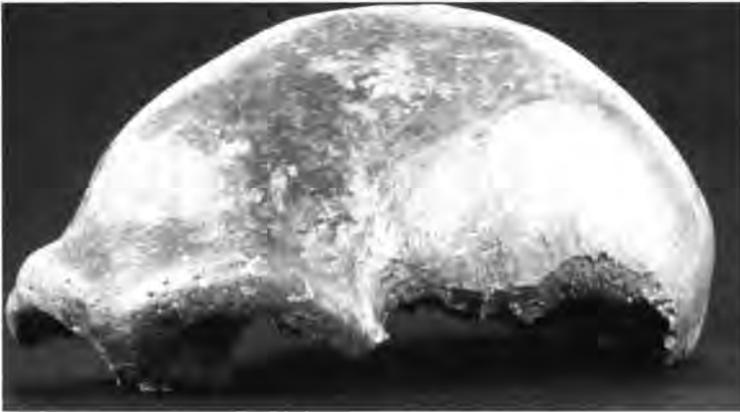


Abb. 1: Schädelkalotte des Neandertaler-Typusexemplars.

Fig. 1: Skull Calotte of the Neandertal-Type Specimen.

(Photo: H. Lilienthal, Rheinisches Landesmuseum Bonn).

Während z. B. FUHLROTT (1859), der Bonner Anatom HERMANN SCHAFFHAUSEN (1857, 1888), THOMAS HENRY HUXLEY (1863: 119-159) und CHARLES LYELL (1863: 75-92) von einem sehr hohen Alter der Entdeckung ausgingen oder ein solches zumindest in Erwägung zogen, gab es zahlreiche Deutungen, die sich gegen diese Einstufung richteten. Am bekanntesten ist die von RUDOLF VIRCHOW vertretene These, die morphologischen Abweichungen vom anatomisch modernen Menschen seien pathologisch bedingt (1872).

1863/64 beschäftigte sich der Ire WILLIAM KING mit dem Fund und setzte ihn mit der Benennung *Homo neanderthalensis* als eigene Art von allen späteren Menschen ab (KING 1864).

Es ist sehr wahrscheinlich, daß im Neandertal mit der Kleinen Feldhofer Grotte eine Bestattung durch den Kalkabbau zerstört wurde und dabei der größte Teil des Skelettes verloren ging; bedingt durch die Art der Bergung existieren weder eine Dokumentation noch Begleitfunde.

Seit dem Tode FUHLROTT'S 1877 befinden sich die Skelettreste im Rheinischen Landesmuseum Bonn. Das damalige Provinzialmuseum erwarb sie auf Vermittlung SCHAFFHAUSEN'S, um so einen Verkauf ins Ausland zu verhindern, den FUHLROTT stets abgelehnt hatte.

Heute wird der Fund allgemein den von Europa bis Westasien verbreiteten, Späten Neandertalern der letzten Kaltzeit zugerechnet.

Über die phylogenetische Stellung und das Schicksal dieser Menschen bestehen sehr unterschiedliche Auffassungen:

Die Vertreter des Multiregionalen Modells gehen davon aus, daß sich an verschiedenen Orten der Welt der anatomisch moderne Mensch (*Homo sapiens*) jeweils aus archaischen Vorgängerpopula-

tionen von *Homo erectus* entwickelt hat. Für Europa wird postuliert, daß die Neandertaler Vorfahren der heutigen Europäer sind (z. B. WOLPOFF et al. 1994; WOLPOFF & CASPARI 1997).

Hingegen sehen die Vertreter des 'Out of Africa II'-Modells die Entwicklung zum anatomisch modernen Menschen ausschließlich in Afrika und nehmen an, daß die Neandertaler durch spätestens vor 40 000 Jahren nach Europa eingewanderte anatomisch moderne Menschen ersetzt wurden. Weiterhin wird angenom-

men, daß die Neandertaler keinen oder nur einen minimalen genetischen Beitrag zur Entstehung der heutigen Europäer geleistet haben (z. B. STRINGER 1992; STRINGER & GAMBLE 1993: 193; HOWELL 1994; BRÄUER 1992; BRÄUER & BROEG 1998). Eine afrikanische Genese des anatomisch modernen Menschen und eine spätere, wesentliche Vermischung mit den Neandertalern wird ebenfalls diskutiert (SMITH 1992, 1994).

2 Chancen für die Erhaltung alter DNA in Neandertaler-Fossilien

Seit 1991 wird das Typusexemplar im Rahmen eines durch einen der Verfasser (R. W. SCHMITZ) initiierten und geleiteten interdisziplinären Projektes des Rheinischen Landesmuseums Bonn umfassend neu untersucht (SCHMITZ 1996: 191-205). Seit Mitte 1992 war das Zoologische Institut der Universität München, zunächst im Rahmen eines Gedankenaustausches über die Chancen einer Gen-Analyse, am Projekt beteiligt.

In den neunziger Jahren waren bereits mehrere Versuche verschiedener Laboratorien, Genmaterial aus Neandertaler-Fossilien zu gewinnen, ohne Erfolg geblieben. Da weiterhin der heute übliche Aminosäuretest zur vorbereitenden Überprüfung potentieller DNA-Erhaltung (POINAR et al. 1996) noch nicht zur Verfügung stand, waren mehrjährige Recherchen der Verfasser in Bezug auf die Chance einer Überlieferung von DNA im Skelettmaterial aus der Kleinen Feldhofer Grotte im Neandertal unabdingbar. Bei Neufunden ist es möglich, derartige Recherchen auf primäre Faktoren, wie etwa die Lagerungsbedingungen, zu beschränken; bei Altfunden tritt hingegen ein gravierendes Problem in Erscheinung: Die nicht sel-

ten undokumentierte Behandlung in den Jahrzehnten nach der Bergung.

So waren z. B. die Techniken und Materialien in den Bereichen Konservierung und Abfußtechnik von 1856 bis heute einem steten Wandel unterworfen. Gerade bei Altfinden wie dem Neandertaler muß davon ausgegangen werden, daß in den Jahren nach seiner Entdeckung immer wieder verschiedene Techniken zum Einsatz kamen und damit einhergehend auch eine Reihe diverser Substanzen Verwendung fanden. Die Restauratoren, Präparatoren und Konservatoren haben zwar nach den jeweiligen Möglichkeiten ihrer Zeit stets eine optimale Behandlung angestrebt, doch sind die verwendeten Stoffe nicht immer verträglich mit den teils lange Zeit nach ihrer Anwendung entwickelten wissenschaftlichen Untersuchungsmethoden.

Daher wurden alle gebräuchlichen Techniken und Materialien der letzten 140 Jahre in Betracht gezogen und nach Spuren für deren Anwendung am Neandertalerfund gesucht. Einige Hinweise fanden sich auf den Überresten des Neandertalers selbst, andere in der zeitgenössischen Literatur (FUHLROTT 1865: 68; LYELL 1864: 44, 57; SCHAFFHAUSEN 1888: 5, 9, 23, 41; SCHWALBE 1901: 1, 3, 38). Es wurde eine Liste mit Auffälligkeiten und Hinweisen erstellt und mit den zur Anwendung kommenden Untersuchungsmethoden abgestimmt. Insgesamt konnte eine Reihe von Faktoren herausgearbeitet werden, welche die Suche nach DNA des Neandertalers vertretbar erscheinen ließen; diese Faktoren dürften zugleich den Schlüssel für die Erhaltung alter DNA im Knochenmaterial des Typusexemplars darstellen:

1. Die Einbettung des Individuums erfolgte etwa 60 cm tief im Sediment einer sehr kleinen Grotte (Länge ca. 4,70 m, Breite ca. 3,10 m, Höhe von der Sedimentoberkante ca. 1,20 m). Der Felsboden der Grotte war beckenförmig vertieft (FUHLROTT 1859: 135), so daß das etwa 1,60-1,90 m mächtige Sedimentpaket besonders geschützt gelagert war. Hinzu kommt, daß der „Eingang“ 1856 lediglich etwa 60 x 20 cm maß (FUHLROTT 1868: 63). Diese für einen Erwachsenen nicht passierbare Öffnung legt einen Verstoß unbestimmte Zeit nach der Bestattung nahe. Insgesamt ist von einer weitgehenden Abschottung des Höhlensedimentes von Witterungseinflüssen auszugehen.
2. Die Grotte war nordexponiert (FUHLROTT 1859: 135); aus einer von BONGARD 1835 verfaßten Beschreibung der Schlucht geht hervor, daß

die entsprechende Felswand stets im Schatten lag. Ohnehin stellt sich selbst bei kleinen Höhlen die Raumtemperatur auf die jeweilige Jahresdurchschnittstemperatur der entsprechenden Region ein (MOORE & SULLIVAN 1980: 28). Diese liegt im Bergischen Land heute bei etwa 10°C; während des größten Teils der Lagerungsdauer war der Grottenraum der Kleinen Feldhofer Grotte den klimatischen Verhältnissen der letzten Kaltzeit unterworfen, so daß von einer noch wesentlich geringeren Höhlenraumtemperatur auszugehen ist.

3. Das Fundsediment wird als homogene, den Knochen fest anhaftende, dichte Lehmmasse beschrieben (FUHLROTT 1859: 136, 137), die den Einfluß von Luftsauerstoff auf die Skelettreste minimiert haben wird.
4. Durch die Lage der Grotte im Massenkalk ist von einem basischen Einbettungsmilieu der Skelettreste auszugehen.
5. Durch die bis in die Gegenwart andauernde tektonische Heraushebung des Rheinischen Schiefergebirges und damit des Neandertaler Massenkalkes stiegen auch die Höhlen und Grotten über das Bachniveau der Düssel auf, so daß sie selbst bei Hochwasser nicht mehr überflutet werden konnten. So gibt FUHLROTT (1859: 134) z. B. für die Kleine Feldhofer Grotte eine Höhe von rund 20 Metern über dem Talboden an.
6. Bereits SCHAFFHAUSEN (1857, 1888) diagnostizierte für den Neandertaler eine in der Jugend erlittene Verletzung des linken Armes mit anschließender, dauerhafter Beugebeschränkung desselben. Die hieraus resultierende, unterschiedliche Einsatzfähigkeit der beiden Arme führte zu einer Schwächung des linken Humerus; hingegen ist die Knochensubstanz des rechten Humerus deutlich kräftiger ausgebildet. Die Diagnose wurde u.a. durch entsprechende Röntgenbefunde (M. SCHULTZ, Zentrum Anatomie, Abt. Morphologie, Univ. Göttingen), bestätigt.
7. Zwar sind für die Schädelkalotte Manipulationen durch den mittelpaläolithischen Menschen in Form von Schnittspuren belegt (CZARNETZKI 1977; SCHMITZ & PIEPER 1992; SCHMITZ 1996: 194-202), die größeren Langknochen weisen jedoch keine Fragmentierung durch Zerschlagen auf. Die relativ geringe Einbettungstiefe des Fundes führte dazu, daß ein Zerbrechen dieser Knochen durch Sedimentdruck ebenfalls aus-

blieb; schließlich überstand der robuste Humerus dext. auch die Entfernung der Grottenfüllung durch die Steinbrucharbeiter ohne relevante Beschädigungen. Hieraus folgt, daß die Angriffsfläche für DNA-schädigende Einflüsse sowohl während der Lagerung im Sediment als auch nach der Bergung wesentlich geringer war als dies für fragmentierte Knochenfunde anzunehmen ist.

8. Der wie beschrieben sehr gut erhaltene Humerus dext. erhielt bereits relativ kurze Zeit nach der Bergung, nach erfolgter erster Abformung, einen Lacküberzug, bei dem es sich um Schellack handelt, einem Ausscheidungsprodukt der Schildlaus. In den 30er Jahren dieses Jahrhunderts wurde er nochmals abgeformt und erhielt einen weiteren Überzug mit dem für die damalige Zeit üblichen Celluloselack. Diese, wenn auch nach heutigen konservatorischen Maßstäben nicht zu befürwortende Behandlung durch diverse Lacke sprach dafür, daß das Knochenmaterial des Humerus dext. vor Verunreinigungen durch das häufige Hantieren in den vergangenen 140 Jahren weitgehend geschützt war.
9. Für eine Durchtränkung des Knochenmaterials mit heißem Leim fanden sich keine Anhaltspunkte. Relevant ist in diesem Zusammenhang auch eine Aussage SCHAPFHAUSEN'S (1888: 27): „Für das Alter der Neanderthaler Knochen kann auch der Umstand angeführt werden, dass ein Stück Rippe und ein Stück vom Becken in verdünnter Salzsäure 11% organ. Materie und eine nicht bestimmte Menge von Leim zurückliessen, was nach Kestner's schöner Entdeckung eine Eigenthümlichkeit alter, zumal fossiler Knochen ist.“ SCHAPFHAUSEN hat diesen Test genutzt, um das fossile Alter des Neandertalerfundes zu untermauern; eine die Reproduzierbarkeit dieses Versuchs verunmöglichte Konservierung des Skelettes mit Leim hätte kaum die Billigung des wissenschaftlichen Erstbearbeiters erfahren.

Mit steigender Akzeptanz gegenüber der Evolutionstheorie bestand jedoch nicht mehr die Notwendigkeit für eine solche Beweisführung und es wurden Empfehlungen zur Konservierung von Knochenmaterial ausgesprochen (FRAAS 1910: 8; HAUSER 1917: 133; RATHGEN 1924; 1926). Daher sollte bei einer Beprobung, insbesondere von Alt-funden, nicht allein ein Aminosäuretest des Fossils vorgeschaltet sein, da ein durch den Test festgestellter guter molekularer Erhaltungszustand

des Knochens durch rezent über Konservierungsmittel eingebrachte Aminosäuren vorgetauscht sein kann.

Zusammenfassend ergab sich die Annahme, daß potentielle DNA des Neandertalers insbesondere im Humerus dext. (Inventarnummer 322, 09) des namengebenden Neandertalers durch die aufgeführten Faktoren vor schädlichen Einflüssen (z. B. größere Mengen Wasser, hohe Temperaturen, saures Milieu) sehr gut geschützt war und eine wesentliche Verunreinigung des vielhantierten Alt-fundes mit rezenter DNA kaum zu befürchten sei.

Bei der daraufhin im Juni 1996 durch die Präparatorin des Projektes (H. KRAINITZKI) aus diesem Knochen steril entnommenen Probe handelte es sich um eine 1,4 cm dicke Halbscheibe (Abb. 2) mit einem Gewicht von 3,5 Gramm.

Die nachfolgenden, mehrere Monate in Anspruch nehmenden Experimente wurden durch M. KRINGS und S. PÄÄBO am Zoologischen Institut der Universität München ausgeführt. Diese Arbeiten

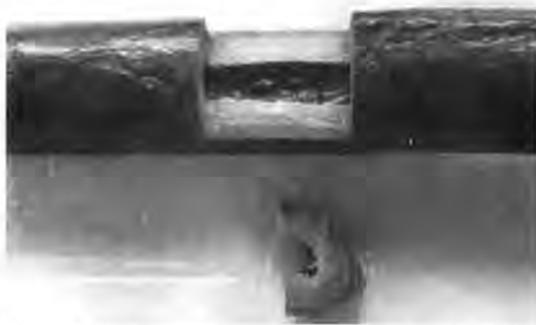


Abb. 2: Probe, entnommen aus dem rechten Humerus des Neandertaler-Typusexemplars.

Fig. 2: Sample Removed from the Right Humerus of the Neandertal-Type Specimen.

(PHOTO: H. KRAINITZKI)

zielten nicht ab auf DNA aus den Zellkernen, sondern aus den Mitochondrien, also den „Zellkraftwerken“. Da auf einen Satz Kern-DNA einige tausend der wesentlich kürzeren mitochondrialen DNA-Stränge entfallen, ist die Erfolgchance bei einer Suche nach entsprechender DNA entsprechend größer.

Die Münchener Analysen erbrachten in mehreren, unabhängigen Durchgängen aus der Probe des Typusexemplars die erste DNA-Sequenz eines Neandertalers.

Das Ergebnis wurde anschließend durch M. STONEKING und A. STONE am Department of Anthropology, Pennsylvania State University, USA, wiederholt und bestätigt.

3 Sequenz und Interpretation

Die nachgewiesene Sequenz (Länge 379 Basen) stellt bei einem geschätzten Alter von 40 000 bis 80 000 Jahren - die Datierung des Fossils ist in Vorbereitung - das bisher älteste untersuchte menschliche Genmaterial dar.

Der Vergleich von 994 heute lebenden Menschen untereinander ergab, daß diese sich, unabhängig von ihrer geographischen Herkunft, im analysierten Sequenz-Abschnitt auf durchschnittlich acht Positionen unterscheiden. Im Vergleich mit dem untersuchten Neandertaler sind es hingegen im Mittel 27 Positionen (Abb. 3). Damit fällt dieser Neandertaler aus der Variationsbreite der mitochondrialen DNA der heute auf der Erde lebenden Menschen heraus.

Basierend auf dem genetischen Abstand zwischen heutigem Mensch und Schimpanse sowie der Annahme, daß der letzte gemeinsame Vorfahre der beiden vor etwa 4-5 Millionen Jahren lebte, wurden entsprechende Berechnungen für den Neandertaler und jetzt lebende Menschen durch-

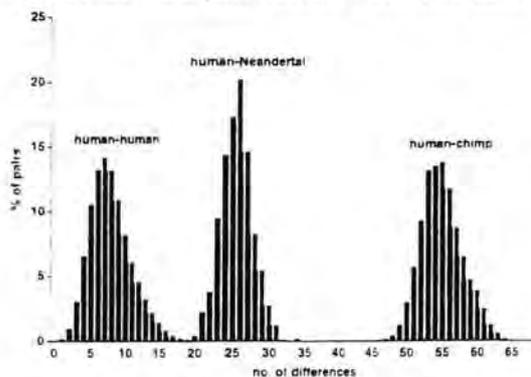


Abb. 3: Verteilungen von paarweisen Sequenz-Unterschieden zwischen rezenten Menschen, dem Neandertaler, und Schimpansen.

Fig. 3: Distributions of Pairwise Sequence Differences among recent Humans, the Neandertal, and Chimpanzees. (KRINGS et al. 1997).

geführt. Es zeigte sich, daß für deren letzten gemeinsamen Vorfahren ein Alter von 690 000 bis 550 000 Jahren wahrscheinlich ist (KRINGS et al. 1997).

Es ist davon auszugehen, daß dieser Vorfahre der entwickelte *Homo erectus* war.

In Afrika folgen auf diesen zunächst der frühe und späte archaische *Homo sapiens*, ab etwa 150 000 der anatomisch moderne *Homo sapiens* (BRÄUER et al. 1997).

Europa brachte hingegen eine eigenständige, vom entwickelten *Homo erectus* ausgehende Li-

nie hervor, welche schließlich zu den Späten Neandertalern der Weichsel-Kaltzeit führte.

Der anatomisch moderne Mensch und der Späte Neandertaler stellen somit die am weitesten voneinander entfernten Endpunkte zweier getrennter Entwicklungslinien dar.

Auch konnte gezeigt werden, daß der untersuchte Neandertaler von den heute auf verschiedenen Kontinenten lebenden Menschen gleich weit entfernt ist, also keinesfalls mit modernen Europäern eine engere Verwandtschaft aufweist als mit irgendeiner anderen modernen Population.

Dieses Ergebnis steht in klarem Widerspruch zum Multiregionalen Modell, während es das 'Out of Africa II'-Modell stützt (KRINGS et al. 1997).

Sollten sowohl die Analysen der restlichen 1996 entnommenen Probensubstanz auf weitere Sequenzabschnitte, als auch Arbeiten an anderen Neandertalern und Fossilien des anatomisch modernen Menschen verschiedener Provenienz sowie unterschiedlicher Zeitstellung die ersten Ergebnisse bestätigen, ist davon auszugehen, daß die Späten Neandertaler ohne Beitrag mitochondrialer DNA zum aktuellen menschlichen Genpool ausstarben, also nicht zu den Vorfahren der jetzt lebenden Menschen gehören.

Die Annahme einer in Europa entstandenen Biospezies *Homo neanderthalensis* mit entsprechenden Reproduktionsbarrieren gegen den anatomisch modernen *Homo sapiens* würde hierdurch nachdrücklich unterstrichen.

Für die Ablösung der Neandertaler durch die anatomisch modernen Menschen in Europa ist folgendes Szenario denkbar:

Vor mindestens 40 000 Jahren erreichte *Homo sapiens*, ausgehend vom Vorderen Orient - hier waren die Neandertaler bereits abgelöst worden - zunächst Südosteuropa und drang im weiteren Verlauf dieser ersten, bis etwa 35 000 dauernden Phase bis nach Frankreich vor.

In dieser Zeit gab es ein Jahrtausende währendes Nebeneinander von Neandertalern und modernen Menschen bei noch langsamem Schwinden des Neandertaler-Genpools.

Es ist von Interaktion zwischen den unterschiedlichen Individuen und Gruppen sowie wechselseitiger kultureller Beeinflussung auszugehen.

Ein Beleg für diese Annahme dürften z. B. die Funde von Arcy-sur-Cure (Grotte du Renne) sein. Hier konnten neben Steinartefakten des Châtelperronien neben Schmuckgegenständen geborgen werden, wie sie ansonsten von Fundplätzen des

Homo sapiens bekannt sind. Daß es sich bei den Menschen des Châtelperronien um Neandertaler handelte, ist durch die Skelettreste von Arcy-sur-Cure und Saint-Césaire in Frankreich gut dokumentiert (HUBLIN et al. 1996; APÉSIMON 1980; MERCIER et al. 1991).

Daß die progressiven Elemente in der Artefakttechnologie des Châtelperronien ebenfalls eine Akkulturationserscheinung darstellen, ist möglich, aber zu ihrer Erklärung nicht notwendig. Progressive Elemente wie eine systematische Klingensproduktion und die Fertigung kleiner, rückengestumpfter Steinartefakte, die sich als Einsätze in Compositgeräte eignen, finden sich bereits in mitteleuropäischen Inventaren, die aufgrund ihrer frühen Zeitstellung (später Eem-Interglazialkomplex) nicht mit dem anatomisch modernen Menschen in Verbindung gebracht werden können. Hierzu zählen u. a. Tönchesberg 2B in der Osteifel (stage 5e/5d; CONARD 1992) und Mönchengladbach-Rheindahlen B1 (stage 5c; SCHMITZ & THISSEN, im Druck). Diese und weitere Inventare sprechen für eine hohe, autochthone Variabilität des europäischen Mittelpaläolithikums.

In der Phase des Nebeneinander von Neandertaler und *Homo sapiens* könnte es zu Vermischungen gekommen sein. Waren die hieraus resultierenden Nachkommen ihrerseits jedoch infertil, so ließe sich diese Vermischung im heutigen Genpool nicht nachweisen. Der gesicherte Nachweis solcher im Vergleich zur Gesamtbevölkerung wohl nicht sehr zahlreichen Hybriden dürfte am immer noch geringen europäischen Fossilbestand aus dieser Zeit kaum zu erbringen sein.

Ab etwa 35 000 kam es durch die weitere Ausbreitung von *Homo sapiens* offensichtlich zu einer extremen Abdrängung der Neandertaler in die Randgebiete Europas; die jüngsten Hinweise finden sich im Süden der Iberischen Halbinsel. In der Höhle von Zafarraya konnte u.a. ein auf etwa 32 000 Jahre datierter Unterkiefer eines Neandertalers entdeckt werden; Moustérien-Geräte aus jüngeren Schichten des selben Fundortes sind rund 27 000 Jahre alt (HUBLIN et al. 1995). Sind diese Daten korrekt, so dürften die Funde von Zafarraya zu den letzten Spuren der Neandertaler gehören.

Mit dieser weiteren Verdrängung wird eine zunehmende Ausdünnung des Genpools einhergegangen sein, so daß schließlich die Spezies *Homo neanderthalensis* nachkommenlos verloschen ist.

Danksagung

Wir danken Prof. Dr. F. G. ZEHNDER und Prof. Dr. H.-E. JOACHIM, Direktion des Rheinischen Landesmuseums Bonn, für vielfältige Unterstützung sowie die Genehmigung der Probenentnahme; unser Dank gilt ebenfalls dem früheren Direktor des Museums, Dr. H. LÜDTKE, für seine Unterstützung. Mein (R.W.S.) ganz besonderer Dank gilt meinem leider inzwischen verstorbenen Doktorvater Prof. Dr. W. TAUTE, ehemals Institut für Ur- und Frühgeschichte der Universität zu Köln.

Schriftenverzeichnis

- APÉSIMON, A. M. (1980): The last Neanderthal in France? - *Nature* **287**: 271-272, 2 Abb.; London (Macmillan).
- BONGARD, J. H. (1835): Wanderung zur Neandershöhle. Eine topographische Skizze der Gegend von Erkrath an der Düssel.- 67 S., 3 Abb.; Düsseldorf (Amz & Co.).
- BRÄUER, G. (1992): Africa's place in the evolution of *Homo sapiens*.- In: BRÄUER, G. & SMITH, F. H. (eds.): Continuity or Replacement. Controversies in *Homo sapiens* Evolution: 83-98, 3 Abb.; Rotterdam (Balckema).
- BRÄUER, G., YOKOYAMA, Y., FALGUÉRES, C. & MBLIA, E. (1997): Modern human origins backdated.- *Nature* **386**: 337-338, 1 Abb., 1 Tab.; London (Macmillan).
- BRÄUER, G. & BROEG, H. (1998): On the degree of Neandertal-Modern continuity in the earliest Upper Palaeolithic crania from the Czech Republic: Evidence from non-metrical features. - In OMOTO, K. & TOBIAS, P. V. (eds.): The Origins and Past of Modern Humans - Towards Reconciliation: 106-125, 9 Abb., 2 Tab.; Singapur.
- CONARD, N. J. 1992: Tönchesberg and its position in the paleolithic prehistory of northern Europe.- Monographien des RGZM **20**, XI + 176 S., 21 Tab., 13 Taf., 1 Beil.; Bonn (Habelt).
- CZARNETZKI, A. (1977): Artifizielle Veränderungen an den Skelettresten aus dem Neandertal? - In: SCHRÖTER, P. (Hrsg.): 75 Jahre Anthropologische Staatssammlung München: 215-219, 4 Abb.; München (Anthropologische Staatssammlung).
- DARWIN, C. (1859): On the Origin of Species by Means of Natural Selection, or the Preservation of Favoured Races in the Struggle for Life.- X + 502 S., 1 Beil.; London (Murray).
- FRAAS, E. (1910): Der Petrefaktensammler. Ein Leitfaden zum Sammeln und Bestimmen der Versteinerungen Deutschlands.- VI + 249 S., 139 Abb., 72 Taf.; Stuttgart (Lutz).
- FÜHLROTT, J. C. (1859): Menschliche Ueberreste aus einer Felsengrotte des Düsselthals. Ein Beitrag zur Frage über die Existenz fossiler Menschen.- *Verh. naturhist. Ver. preuss. Rheinl. Westf.* **16**: 131-153, 1 Taf.; Bonn (Henry & Cohen).
- (1865): Der fossile Mensch aus dem Neanderthal und sein Verhältniß zum Alter des Menschengeschlechts.- 78 S., 2 Abb.; Duisburg (Falk & Volmer).
- (1868): Vortrag über die Kalksteinschichten in der unmittelbaren Umgebung der kleineren Feldhofer

- Grotte im Neanderthal, in welcher (Sommer 1856) fossile Reste eines menschlichen Skelets, der sog. *Homo Neanderthalensis*, aufgefunden wurden.- Verh. naturhist. Ver. preuss. Rheinl. Westf. **25**, Corr. Bl.: 62-70; Bonn (Henry & Cohen).
- HAISSER, O. (1917): Der Mensch vor 100 000 Jahren. - 142 S., 96 Abb., 3 Kt.; Leipzig (Brockhaus).
- HECKE, W. & ROTH, H. (1994): Paläoanthropologie.- XIII + 699 S., 304 Abb.; Berlin / Heidelberg (Springer).
- HOWELL, F. C. (1994): A Chronostratigraphic and Taxonomic Framework of the Origins of Modern humans.- In: NITECKI, M. H. & NITECKI, D. V. (eds.): Origins of Anatomically Modern Humans: 253-319, 6 Tab.; New York (Plenum).
- HUBLIN, J.-J., BARROSO RUIZ, C., MEDINA LARA, P., FONTUGNE, M. & REYSS, J.-L. (1995): The Mousterian site of Zafarraya (Andalucía, Spain): dating and implications on the palaeolithic peopling processes of Western Europe.- C. R. Acad. Sc. Paris **321 IIa**: 931-937; Paris.
- HUBLIN, J.-J., SPOOR, E., BRAUN, M., ZONNEVELD, F. & CONDEMI, S. (1996): A late Neanderthal associated with Upper Palaeolithic artefacts.- Nature **381**: 224-226, 3 Abb., 1 Tab.; London (Macmillan).
- HUXLEY, T. H. (1863): Evidence as to Man's Place in Nature.- VI + 159 S., 32 Abb.; London (Williams and Norgate).
- KING, W. (1864): The Reputed Fossil Man of the Neanderthal.- The Quarterly Journal of Science **1**: 88-97, 2 Taf.; London.
- KRINGS, M., STONE, A., SCHMITZ, R. W., KRAINITZKI, H., STONEKING, M. & PÄÄBO, S. (1997): Neanderthal DNA Sequences and the Origin of Modern Humans.- Cell **90/1**: 19-30, 7 Abb., 1 Tab.; Cambridge, Mass. (Cell Press).
- LYELL, C. (1863): The Geological Evidences of the Antiquity of Man with Remarks on Theories of the Origin of Species by Variation.- XII + 520 S., 58 Abb., 2 Taf.; London (Murray).
- (1864): Das Alter des Menschengeschlechts auf der Erde und der Ursprung der Arten durch Abänderung, nebst einer Beschreibung der Eiszeit in Europa und Amerika.- Mit Anmerkungen des Übersetzers L. BÜCHNER.- IX + 472 S., 57 Abb., 2 Taf.; Leipzig (Thomas).
- MERCIER, N., VALLADAS, H., JORON, J.-L., REYSS, J.-L., LÉVÊQUE, F. & VANDERMEERSCH, B. (1991): Thermoluminescence dating of the late Neanderthal remains from Saint-Césaire.- Nature **351**: 737-739; London (Macmillan).
- MOORE, G. W. & SULLIVAN, G. N. (1980): Speleology. The study of caves.- (2. Aufl.), 150 S.; Teaneck, N. Y. (Zephyrus Press).
- POINAR, H. N., HÖSS, M., BADA, J. L. & PÄÄBO, S. (1996): Amino acid racemization and the preservation of ancient DNA.- Science **272**: 864-866, 1 Abb., 2 Tab.; Washington (AAAS).
- RATTIGEN, F. (1924): Die Konservierung von Altertumsfunden mit Berücksichtigung ethnographischer und kunstgewerblicher Sammlungsgegenstände, 2 Teil: Metalle und Metallegierungen, organische Stoffe.- Handbücher der staatlichen Museen zu Berlin, VII + 174 S., 65 Abb.; Berlin / Leipzig (de Gruyter).
- (1926): Die Konservierung von Altertumsfunden mit Berücksichtigung ethnographischer und kunstgewerblicher Sammlungsgegenstände. 1 Teil: Stein und steinartige Stoffe.- Handbücher der staatlichen Museen zu Berlin, X + 170 S., 98 Abb.; Berlin / Leipzig (de Gruyter).
- SCHAAFHAUSEN, H. (1857): Vortrag vom 2. Juni zu den Menschenknochen aus dem Neanderthal.- Verh. naturhist. Ver. preuss. Rheinl. Westf. **14**, Corr. Bl.: 50-52; Bonn (Henry & Cohen).
- (1888): Der Neanderthaler Fund.- 49 S., 10 Abb., 3 Taf.; Bonn (Marcus).
- SCHMITZ, R. W. (1996): Das Alt- und Mittelpaläolithikum des Neandertals und benachbarter Gebiete.- XII + 253 S., 79 Abb., 94 Taf.; Dissertation, Köln.
- & PIEPER, P. (1992): Schnittpuren und Kratzer. Anthropogene Veränderungen am Skelett des Urnenschendens aus dem Neanderthal - Vorläufige Befundaufnahme.- Das Rheinische Landesmuseum Bonn **2/92**: 17-19, 6 Abb.; Köln (Rheinland-Verlag).
- & THISEN, J. (1998): Vorbericht über die Grabungen 1995-1997 in der mittelpaläolithischen B1-Fundschicht der Ziegeleigrube Dreesen in Rheindahlen.- Archäologisches Korrespondenzblatt, im Druck; Mainz (Verl. d. RGZM).
- SCHWALBE, G. (1901): Der Neanderthalschädel.- Bonner Jahrbücher **106**: 1-72, 10 Abb., 1 Taf.; Bonn (Marcus & Weber).
- SMITH, F. H. (1992): The role of continuity in modern human origins.- In: BRAUER, G. & SMITH, F. H. (eds.): Continuity or Replacement. Controversies in *Homo sapiens* Evolution: 145-156, 3 Abb., 1 Tab.; Rotterdam (Balkema).
- (1994): Samples, Species, and Speculations in the Study of Modern Human Origins.- In: NITECKI, M. H. & NITECKI, D. V. (eds.): Origins of Anatomically Modern Humans: 227-249, 1 Abb., 2 Tab.; New York (Plenum).
- STRINGER, C. B. (1992): Replacement, continuity and the origin of *Homo sapiens*.- In: BRAUER, G. & SMITH, F. H. (eds.): Continuity or Replacement. Controversies in *Homo sapiens* Evolution: 9-24, 4 Abb.; 1 Tab.; Rotterdam (Balkema).
- & GAMBLE, C. (1993): In Search of the Neanderthals. Solving the Puzzle of Human Origins.- 247 S., 83 Abb., 100 Fot.; New York (Thames and Hudson).
- VIRCIOW, R. (1872): Untersuchung des Neanderthal - Schädels.- Z. Ethnol. **4**: 157-165; Berlin (Wiegandt und Hempel).
- WOLPOFF, M. H., THORNE, A. G., SMITH, F. H., FRAYER, D. W. & POPE, G. G. (1994): Multiregional Evolution: A World-Wide Source for Modern Human Populations. In: NITECKI, M. H. & NITECKI, D. V. (eds.): Origins of Anatomically Modern Humans: 175-199; New York (Plenum).
- & CASPARI, R. (1997): Race and Human Evolution.- 462 S., 58 Abb.; New York (Simon & Schuster).

Evolution of Lamayuru palaeolake in the Trans Himalaya: Palaeoecological implications

BAHADUR SINGH KOTLIA, INGELORE HINZ-SCHALLREUTER, ROGER SCHALLREUTER & JÜRGEN SCHWARZ*

Palaeolake deposits, neotectonics, Lamayuru (Ladakh), Late Pleistocene, fossils, palaeoecology

Abstract: About 35,000–40,000 yr BP, an episode of neotectonic activity on the Indus Suture Zone created a lake at Lamayuru (Ladakh) that has preserved an over 105 m thick sequence of fluvio-lacustrine deposits. The lacustrine horizons (carbonaceous muds) and a number of carbonate-rich strata interlayered with clay/silt/sand have yielded freshwater ostracods, gastropods and charophytes. A total of nine fossiliferous horizons are located. The prominent ostracod taxa are *Ilyocypris* (*I. gibba* and *I. bradyi*), *Eucypris* and *Candona*. The gastropods are dominated by *Lymnaea*, *Succinea* and *Gyraulus*. The charophytes can be identified as *Chara globularis*. The palaeoecological interpretation is based on the characteristic faunal and floral content and the nature of deposits. It is suggested that the lake, throughout its existence, was shallow with cold, extremely low salinity and slow flowing plant-rich waters. As an open basin, it may have had continuous outflow during its existence. The depletion of the lake was caused by structural disruption of the lake floor and by deposition of a huge mass of debris flow, triggered by a further pulse of tectonic instability in the Late Holocene.

[Entwicklung des Lamayuru-Paläosees im Trans-Himalaya: Paläoökologische Bedeutung]

Kurzfassung: Vor etwa 35 000–40 000 Jahren schuf eine Episode neotektonischer Aktivität an der Indus-Sutur bei Lamayuru (Ladakh) einen See, von dem eine über 105 m mächtige Abfolge fluvio-lakustriner Ablagerungen erhalten ist. Die zwischen Ton/Silt/Sand eingelagerten lakustrinen Horizonte (Kalkschlämme) und karbonatreichen Schichten haben Süßwasser-Ostrakoden, Gastropoden und Charophyten geliefert. Insgesamt wurden 9 Fossilhorizonte angetroffen. Die hauptsächlichen Ostrakodentaxa sind *Ilyocypris* (*I. gibba* und *I. bradyi*), *Eucypris* und *Candona*. Bei den Gastropoden dominieren *Lymnaea*, *Succinea* und *Gyraulus*. Die Charophyten werden durch *Chara globularis* vertreten. Die paläoökologische Interpretation basiert auf den charakteristischen Faunen- und Florenelementen und auf der Natur der Sedimente. Es wird vermutet, daß der See während seiner ganzen Existenz ziemlich flach war und kaltes,

extrem salzarmes, langsam fließendes, pflanzenreiches Wasser führte. Als ein offenes Becken mag er einen kontinuierlichen Abfluß während seiner ganzen Existenz gehabt haben. Die Entleerung des Sees wurde verursacht durch eine strukturelle Zerrüttung des Seebodens und die Ausfüllung durch riesige, durch einen weiteren Impuls tektonischer Aktivität ausgelöste Schuttmassen.

1 Introduction

Northward movement of the Indian plate has caused accumulation of stress which is periodically released and results in the tectonic activity along the major faults/thrusts/tectonic zones (NAKATA, 1975). The Quaternary time witnessed the intense orogenic movements in the Himalaya (GEE, 1989). Such movements, episodic in nature, especially during the Pliocene-Quaternary Period, have been responsible for complex architecture of the Himalaya. The Himalayan mountains of northern Pakistan have experienced probably world's most active uplifts and records of Quaternary basins (SHRODER et al., 1989). Around 1.5 ma BP, major uplifting and thrusting occurred in the Salt Range, northwest Himalaya and the thrusting was also active in near regions (BUTLER et al., 1987; BURBANK & BECK, 1989). A number of Himalayan sedimentary basins, such as Peshawar (BURBANK, 1983), Kashmir (BURBANK & JOHNSON, 1982; AGRAWAL et al., 1989; HOLMES et al., 1992), Kumaun (KOTLIA et al., 1997a) and Kathmandu (FORT, 1980) have evolved during the Plio-Pleistocene as a result of tectonic movements, and are still experiencing continued tectonism. Similarly, in Ladakh Himalaya, the Indus Suture Zone represents one of the most spectacular tectonic zones of the globe (GANSER, 1964, 1977; FRANK et al., 1977; SRIKANTIA & RAZDAN, 1980; THAKUR, 1981). Northward, the uplifts along Nanga Parbat-Haramosh syntaxis and along northeastern margin of the Himalayan seismic zones have contributed to the ponding of the Indus river in the Skardu basin (CRONIN, 1989).

During the Upper Quaternary, reactivations of major thrusts/faults in a number of Himalayan sectors have produced an enormous amount of debris avalanches resulting from slope failures and these have caused a blockade of ancient drainages and

* Addresses of Authors: Dr. B. S. KOTLIA, Department of Geology, Durham House, Kumaun University, Nainital (U.P.), 263 002, India; PD Dr. I. HINZ-SCHALLREUTER, Museum für Naturkunde, Invalidenstr. 43, D-10115 Berlin, Germany; PD Dr. R. SCHALLREUTER, Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum, Bundesstr. 55, D-20146 Hamburg, Germany; Dr. J. SCHWARZ, Habsburgerallee 106, D-60385, Frankfurt am Main, Germany

formation of palaeolake basins (BURBANK, 1983; VALDIYA *et al.*, 1992; KOTLIA *et al.*, 1997a). In the tectonically and seismically active Himalayan domain, such slope failures and impoundment of rivers are very common (CRONIN, 1982, 1987; VALDIYA *et al.*, 1992, 1996). Similarly, the Indus Suture Zone in the Trans-Himalaya has also been considered as tectonically active during the Quaternary period (KOTLIA *et al.*, 1997b). A number of palaeolakes formed by damming of ancient drainages in Ladakh in the northern Himalayan crest (e.g., at Skardu, CRONIN, 1982, 1989; at Jalipur on the Indus river, SHRODER *et al.*, 1986, at Khaltse and along Gilgit river, BÜRGISSER *et al.*, 1982; in the upper Indus valley, OWEN, 1988) and at Lamayuru (FORT *et al.*, 1989; SANGODE & BAGATI *et al.*, 1996; KOTLIA *et al.*, 1997b) resulted from a reactivation of this zone in the Late Pleistocene. In western Ladakh (Fig. 1a), at an altitude of 3600 m, a lake was formed by damming of the River Lamayuru (a tributary of Indus) as a result of tectonic upheaval on the Indus Suture Zone in the Late Pleistocene. The spectacular lake deposits (Fig. 2) are locally called „Moonland rocks“. Contemporary to the Lamayuru lake, another lake (we shall call it Pitok lake) was formed at Leh (Fig. 3) due to damming of the Indus river. About 10-11 km in length and 3-4 km in width, Pitok palaeolake deposits, exposed by the modern Indus at an altitude of about 3090 m are under study.

The neotectonic movements around Lamayuru are evidenced by various geomorphic features, such as the formation of river terraces developed along the Lamayuru and Indus rivers, the modification of drainage including steep waterfalls on the western side of the Lamayuru village, the nature of lineament running parallel to the Lamayuru river, the formation of gorge (600 m deep) and entrenched meanders within the course of the river. Extensive shattering, crushing and weathering of the country rocks at the contact of overlying lake deposits, and soft sedimentary deformational structures (e.g., micro-faulting, composite contortions, anticlinal/synclinal features) within the basalmost part of the palaeolake profile (Fig. 4) may further indicate the tectonic activity at the time of formation of the lake. Although similar deformational structures are also related to seismic or glacial processes, a variety of geomorphological features as mentioned in the text, favour neotectonic processes in the Lamayuru valley.

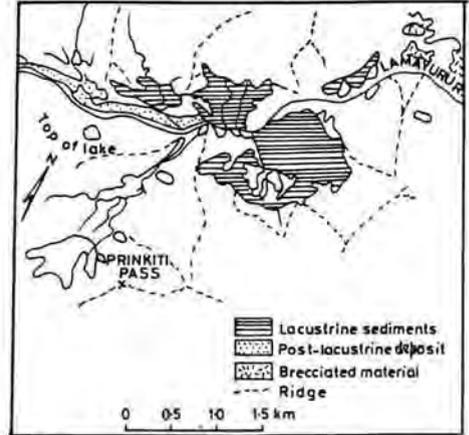
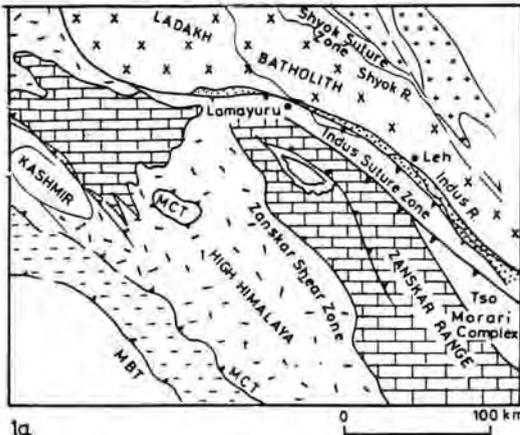
The lacustrine muds, strata rich in biogenic activity and rapidly filled clastic deposits form the bulk of the fluvio-lacustrine profile (Fig. 1c) at Lamayuru. A

further episode of neotectonic activity, a sudden pulse of which was responsible for depositing a very thick (ca. 25-50 m) debris flow from the steep adjacent slopes may have caused breaching of the dam. The debris flow is characterised by highly angular and ill-sorted pebbles to granules with sandy/muddy matrix and periglacial detritus. Although a precise date for this tectonic activity is not known, it may have occurred about 1,000 yr BP (BÜRGISSER *et al.*, 1982; FORT *et al.*, 1989). Out of the two levels of prominent terraces exposed along the Indus river between Khaltse and Leh, the younger terrace which is composed of river terrace deposits with rounded to angular gravels and clay/sand and with abundant matrix appears to be synchronous with this event.

2 Lithology and Age of Deposits

The basalmost part (5-10 cm thick) is a mixture of crushed and weathered country rocks and carbonaceous mud. The whole litho-sequence can be divided into four major lithological units. The lower part (0-13 m) is composed mainly of upward coarsening cycles of organic rich lacustrine muds/clays/silty clays and fine sands. The deposit between 13-45 m is dominated by recurring cycles of silty muds and medium sands, interbedded with numerous mm-cm scale carbonate layers or lenses and a few thick carbonate beds. Excellent preservation of plant remains, e.g., fragile leaves, stems, twigs and seeds, also characterises this lithological unit. Between 45 and 75 m, medium-coarse sands showing cross and flaser beddings are dominant. Although not frequently, carbonate layers/horizons are also found in this unit. The uppermost part of the sequence is characterised by colluvial deposit of poorly sorted debris flow with several lenses of coarse sand and occasional clay lenses. Although there are plenty of carbonate-rich strata throughout the section, major and thick (up to 70 cm) horizons are at 36, 57, 64 and 72 m levels.

A gastropod-rich horizon, dated 35,000 yr BP by FORT *et al.* (1989) is close to the top of the basalmost mud in our section (see Fig. 1c). A further carbonaceous horizon, dated 25,500 yr BP (FORT *et al.*, 1989) seems to be correlatable with a deposit about 5 m above the base in our section. BAGATI *et al.* (1996) dated a charcoal-rich mud at Rong Gonghka locality of 40,000 yr BP and suggested a little older date for the basalmost beds. We have obtained an age of 22,000 yr BP on a charcoal-rich carbonaceous mud at 5.3 m level in the section (age according to G. RAJAGOPALAN, Radiocarbon Laboratory, BSIP, Lucknow, India). On the basis of these



- Karakoram batholith
- Ladakh batholith
- Indus Group
- Phanerozoic
- Gneisses/Granites
- Crystallines
- MCT Main Central Thrust
- MBT Main Boundary Thrust



- LEGEND for 1c**
- Mud
 - Clay
 - Fine sand
 - Medium sand
 - Silty Clay
 - Carbonate rich bed
 - Breccia
 - Fossil horizon
 - Bioturbation
 - Charcoal
 - Flaser bedding
 - Cross bedding
 - Current ripples
 - Wave ripples
 - Horizontal laminations
 - Deformation features

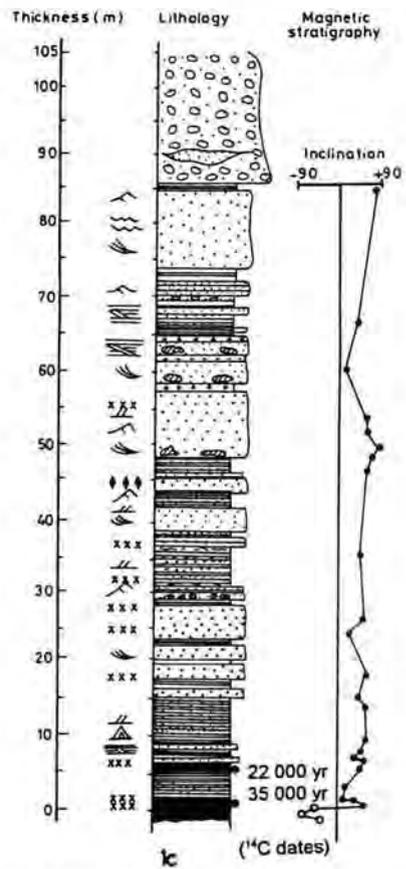


Fig. 1: a) Geological map around Lamayuru (simplified from SHRODER et al., 1989).
 b) Extent of Lamayuru palaeolake (simplified from FORT et al., 1989).
 c) Lithocolumn of the profile showing fossiliferous horizons (magnetostratigraphy after KOTLIA et al., 1997b).

Abb. 1: a) Geologische Übersichtskarte der Umgebung von Lamayuru (vereinfacht nach SCHRODER et al., 1989).
 b) Ausdehnung des Lamayuru-Paläosees (vereinfacht nach FORT et al., 1989).
 c) Lithologie des Profils und Lage der fossilführenden Horizonte (Magnetostratigraphie nach KOTLIA et al., 1997b)



Figure 2: Quaternary deposits at Lamayuru.

Abb. 2: Quartäre Ablagerungen in der Umgebung von Lamayuru.



Figure 3: Leh (Ladakh) Quaternary deposits in the Vally (The road is leading to Khardungla, the highest pass of the world).

Abb. 3: Leh (Ladakh) Quartäre Ablagerungen im Tal (Die Straße führt nach Khardungla, dem höchsten Paß der Welt).

these dates, it is not realistic to assume the sedimentation rate because of varied sedimentation pattern throughout the sequence.

A detailed palaeomagnetic chronology of the sequence was carried out by KOTLIA et al. (1998) who reported a magnetic reversal at the base (see



Figure 4: Soft deformational structures in the basalmost part in the sequence.

Abb. 4: Verformungs-Strukturen im allertiefsten Bereich der Abfolge.

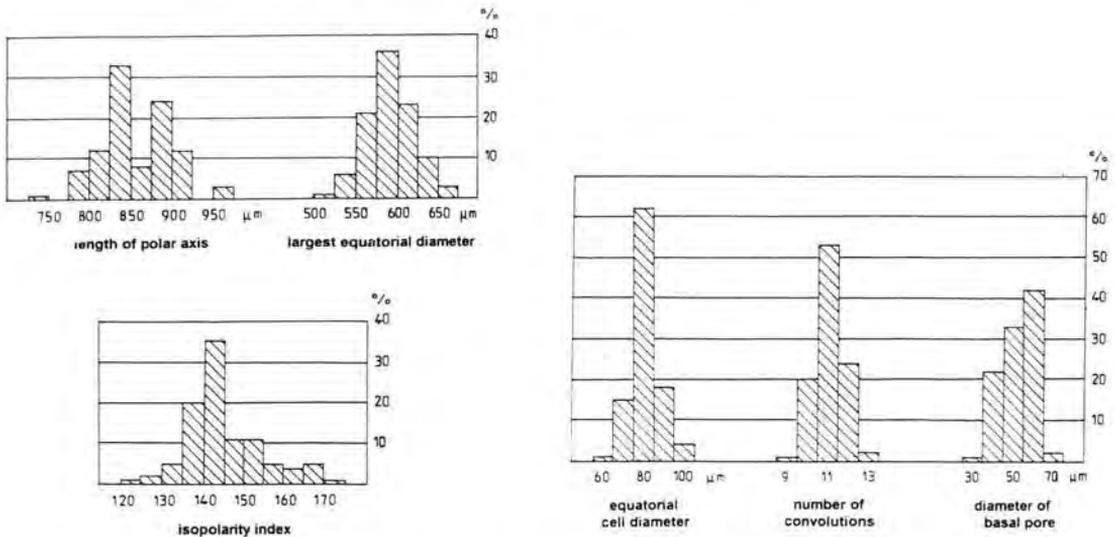


Figure 5: *Chara globularis*; histograms of some parameters, measured on 100 gyrogonites from MV4 horizon in the sequence.

Abb. 5: *Chara globularis*, Histogramme einiger Parameter, ermittelt an 100 Gyrogoniten aus dem Horizont MV 4 innerhalb der Abfolge.

Fig. 1c). Prior to this work, the only known magnetic reversal event within the upper Quaternary in south Asia around this time from Indian Ocean sediments has been dated to 40,000 yr BP (OPDYKE et al., 1974), and both the Lamayuru and Indian

Ocean events are correlatable (KOTLIJA et al., 1998). Thus, the available data suggest that the initiation of lacustrine sedimentation at Lamayuru took place around 35,000-40,000 yr BP, and that the fossil horizons, MV3-MV9 are younger than 22,000 yr

Table 1: Lithology of various fossil horizons and recovered fossils.

Tab. 1: Lithologie der fossilführenden Horizonte und registrierte Fossilien.

Horizon	Height from base	Lithology	Invertebrate fossils		Charophytes
			Ostracods	Gastropods	
MV1	30 cm	Fine-medium, bluish sand layers (upto 5 mm thick) within lake mud, rich in organic debris, charcoal abundant	<i>Ilyocypris gibba</i> (RAMDOHR) <i>I. bradyi</i> , SARS <i>Eucypris afghanistanensis</i> , HARTMANN <i>Candona candida</i> , (O. F. Mueller)	<i>Succinea</i> sp.	<i>Chara globularis</i> , THUILIER (G)
MV2	1.5 m	Medium grained sand within carbonaceous mud, rich in organic debris	<i>I. bradyi</i> <i>E. afghanistanensis</i>	<i>Lymnaea</i> sp. <i>Succinea</i> sp. <i>Gyraulus</i> sp.	<i>C. globularis</i> (O)
MV3	6.4 m	Greyish medium sand embedded within bluish clay, plant remains and charcoal	<i>E. afghanistanensis</i>	<i>Lymnaea</i> sp. <i>Succinea</i> sp.	<i>C. globularis</i> (G)
MV4	17.0 m	Fine coarse sand lenses within bluish silty clay, interlayered with carbonate strata, abundant plant remains, charcoal	<i>E. afghanistanensis</i>	<i>Succinea</i> sp.	<i>C. globularis</i> (MG)
MV5	24.8 m	Yellow, cm thick silty clay interbedded with sand and carbonate layers, abundant plant remains	<i>E. afghanistanensis</i>	<i>Lymnaea</i> sp. <i>Succinea</i> sp.	<i>C. globularis</i> (MG, O)
MV6	27.8 m	Silty clay interbedded with sand layers, abundant plant remains	-----	<i>Succinea</i> sp.	-----
MV7	31.7 m	Yellowish silty clay lenses within medium sand and carbonate layers, rich plant remains	<i>E. afghanistanensis</i>	<i>Succinea</i> sp.	-----
MV8	37.0 m	70 cm thick carbonate layer	<i>E. afghanistanensis</i>	<i>Lymnaea</i> sp. <i>Succinea</i> sp.	<i>C. globularis</i> (O)
MV9	56.0 m	Medium sand interlayered with silty clay/carbonate	<i>E. afghanistanensis</i>	-----	-----

G = gyrogonites, O = oospores, M = mass occurrence

BP. Although the recovered fossils are no precise indicator of age, the ostracods found in the sequence have generally been reported from Pleistocene-Holocene sediments in various parts of the world (BHATIA, 1968; SIDDIQUI, 1971; DELORME, 1971; SINGH, 1974; DIEBEL & PIETRZENIUK, 1975; LÖFLER, 1977; ROBINSON, 1978; DE DECKER, 1979; KRSTIC, 1988; FRAUSUM & WOUTERS, 1990).

3 Description of Faunal and Floral Finds

In the lithocolumn, nine fossiliferous horizons (Fig. 1c), yielding ostracods, gastropods, and charophytes with their gyrogonites and/or oospores were located (Table 1). MV1-MV3, rich in organic debris, were located within the lacustral unit, sediments of which were deposited below wave

Table 2: Comparison of biometric data between *Chara globularis* (subfossil) and *Chara elongata* (fossil). Mean values in parentheses.

Tab. 2: Vergleich der biometrischen Daten von *Chara globularis* (subfossil) und *Chara elongata* (fossil). Mittelwerte in Klammern.

	<i>Chara globularis</i> 100 gyrogonites (sample MV4)	<i>Chara elongata</i> ca. 100 gyrogonites (from SCHWARZ 1985)
length of polar axis [µm]	740-970 (825-900)	660-1010 (750-850)
largest equatorial diameter [µm]	520-660 (550-625)	420-740 (450-525)
iso-polarity index	122-170 (135-145)	125-200 (150-170)
equatorial cell diameter [µm]	60-100 (80)	60-110 (80-90)
number of convolutions	9-13 (11)	9-13 (10-11)
diameter of basal pore [µm]	30-70 (50-60)	30-100 (40-60)

base conditions. MV4-MV8 were located within a unit, the deposition of which took place while the delta building activity in the lake was in process (KOTLIA et al., 1997b). In addition to the above mentioned characteristics, these horizons also contain oncoliths as well as numerous plant remains (e.g., leaf imprints, stems, twigs, seeds) preserved along the bedding planes. MV4-MV8 have also yielded unidentifiable bone fragments of microvertebrates. MV9 was located within the fluvial deposit of channel sands in which comparatively less carbonate deposition is found.

Among the gastropods, *Lymnaea* sp. (Plate 1, figs. a-b) is large-sized with a sharp elongate spire and a characteristic aperture. Morphologically, it is very similar to *Lymnaea (Galba) andersoniana* which is common in the Pleistocene lacustrine deposits of Kashmir, NW Himalaya (BHATIA, 1974). *Succinea* sp. (Plate 1, fig. c) has one whorl with oval shaped aperture. It is essentially the Himalayan form and is known from Kashmir, Panjab and Kumaun Himalayas (PRASAD, 1937). *Gyraulus* sp. (Planorbidae) comprises of gradually opening whorls (Plate 1, fig. d) with concave dorsal side and

flat ventral side. It has been recorded in the fossil forms from the Plio-Pleistocene of the Siwaliks and lake deposits of Panjab and Kashmir respectively (BHATIA & MATHUR, 1973). Even today, *Gyraulus* lives in the modern lakes of Ladakh at an altitude of 3,000-3,500 m in cold climate with temperatures between 5 and 8°C.

Among ostracods, abundance of *Ilyocypris* (*I. gibba* RAMDOHR and *I. bradyi*, SARS) in MV1-MV2 and widespread occurrence of *Eucypris afghanistanensis*, HARTMANN throughout the sequence is recorded. The difficulties in identification of the representatives of *Ilyocypris* have been commented upon by a number of workers (SIDDIQUI, 1971; SINGH, 1974; VAN HARTEN, 1979; PREECE et al., 1986; ROBINSON, 1990). On one hand, the noded and smooth forms are considered as two extremes of a single genus, while on the other hand, two such forms are regarded as two distinct species. Following HOLMES (1996), we have, in this study, assigned tuberculate forms to *I. gibba* (Plate 1, figs. e-h) and non-tuberculate forms to *I. bradyi* (Plate 1, figs. i-j). Although *I. gibba* has some degree of variation in tubercle strength, the major dorsal scars are more or less fused and the mandibular scars are roundish. In external view its ventrum is slightly concave and the dorsum is oblique tapering posteriorly.

In *I. bradyi*, the dorsum is somewhat straight and the ventrum is concave. It lacks strong tubercles and the major dorsal scars are not fused.

Eucypris afghanistanensis HARTMANN is the first report from the Pleistocene of northwest India. The shell is arched on the dorsal side. The greatest height is slightly before the middle from where the anterior side forms a shallower slope compared to that towards the posterior side (Plate 1, figs. k-p). The anterior border is flat and has its maximum convexity in the lower third of the valve. The posterior end is narrow and more acute than the anterior end. The ventral margin is distinctly concave in the median part. *Candona candida* (O. F. MUELLER) has an elongate carapace outline (Plate 1, fig. t). The dorsum is strongly curved while the ventrum is centrally concave. The anterior margin is narrowly rounded while the posterior margin is somewhat truncated.

The charophytes, represented by both oospores and gyrogonites (Plate 2, figs. a-p), are assignable to the Recent *Chara globularis* THUILLIER 1799 (= *Chara fragilis* DESVAUX 1810), a species of the section Grovesia of the genus *Chara* (cf. WOOD & IMAHORI 1965). The gyrogonites, sometimes very abundant (e.g., in MV4-MV5), can be described as

follows: The general shape of the gyrogonites is elliptic to oval. The apical pole, as a rule, is well rounded, not standing out against the general outline, in rare cases a little protruding. The basal pole is generally slightly tapering, subtruncate at the very tip and rarely well rounded. The spiral cells are smooth, without ornamentation, predominantly flat, occasionally faintly concave or convex, and the intercellular ridges are very fine, somewhat more conspicuous only in the apical area. In the apical periphery, the spiral cells are slightly decreased in width without reduction in thickness. They are distinctly concave without exception, even in gyrogonites with otherwise flat spiral cells. A marked enlargement of spiral cells is observed in the apical centre, those partly resting concave, partly conspicuously thickened at their ends and forming an indistinct "apical rosette", more so in gyrogonites with strongly calcified spirals. The basal pore is pentagonal, superficial, sometimes with a shallow crateriform depression. The basal plug is pentagonal, plate shaped, ca. 45 μm in height with the upper surface ca. 120 μm in width. The biometric data (Table 2) and the morphology of these sub-fossil gyrogonites perfectly match with the description and illustrations of Recent gyrogonites of *Chara globularis*, reported by earlier workers (e.g., HORN AF RANTZIEN, 1959; KRAUSE, 1986; SOULIE-MÄRSCHÉ, 1989). The present gyrogonites show very close morphological resemblance with *Chara elongata* from the Upper Oligocene/Lower Miocene of Central Europe (cf. SCHWARZ, 1985). However, *Chara elongata* has more elongated gyrogonites; it thus has a greater isopolarity index (see Table 2).

4 Palaeoecological Remarks

Ostracods are common constituents of the carbonate sediments and their occurrence along with charophytes in this sequence add palaeoecological significance. Such an ideal combination of ostracods-charophytes, for the first time, was reported from a freshwater Late-glacial lake in Strathmore (LYELL, 1824). A number of factors, e.g., size, turbidity, permanence of water body and its temperature, nature of lithological units etc. may control the occurrence of ostracods. *Ilyocypris* is abundant in MV1, present in MV2 and absent thereafter. *I. bradyi*, a typical cold water species (FRAUSUM & WOUTERS, 1990) is stenothermal (DE DECKKER, 1979) and holarctic (DIEBEL & PIETRZENIUK, 1977). It is reported in abundance from open water deposits of shallow palaeolakes (HOLMES et al., 1992), generally associated with a rich vegeta-

tion (BHATTIA, 1968; SINGH, 1974) and is found predominantly burrowing or crawling among aquatic plants and organic debris (PREECE et al., 1986). It prefers water of low salinity (DIEBEL & PIETRZENIUK, 1975) and is abundant in the sediments of a Himalayan palaeolake which had permanent outflow during its existence (HOLMES et al., 1992).

However, *I. gibba* is an active swimmer (VAN HARTEN, 1979; PREECE et al., 1986) and *I. bradyi* notably can not swim (VAN HARTEN, 1979), so that the abundance of both in MV1 appears to be of palaeoecological significance. *I. gibba* is common in slow flowing waters with temperatures between 4 and 19.5°C (ALM, 1916 cited in DIEBEL & PIETRZENIUK, 1975; DE DECKKER, 1979). We think that during the lacustrine deposition, *I. gibba* may have lived in the water column, whereas *I. bradyi* preferred the lake margins. A number of shells of *Pisidium* (a bivalve which according to BHATTIA (1974) is indicative of lacustrine conditions) in the MV1-MV2 horizons provides additional support, in addition to the nature of the sedimentation pattern, for a lacustrine environment during the deposition of the basal beds in the sequence.

Eucypris afghanistanensis, present almost throughout the sequence, is cold stenothermal and lives in cold water springs and streams (HARTMANN, 1964). It is a poor swimmer. All species of *Eucypris* (except *E. lutaria*) are cold water forms and hence are significant climatic indicators (HARTMANN, 1964). Today, *E. afghanistanensis* or similar forms live in the Himalayas at an altitude of up to 4,500 m (HARTMANN, 1975). *E. pigra*, a cold and stenothermal species (DIEBEL & PIETRZENIUK, 1977) lives in the higher altitudes of the Alps at temperatures below 12°C (LÜTTIG, 1959), and is found together with *E. virens* at altitudes of 2,000 m or more (HARTMANN, 1975). *E. zenkeri*, another similar species, is a characteristic form of slowly flowing, cold, shallow, and plant-rich waters (SIDDIQUI, 1971). Today, a number of species of *Eucypris* from China are found in cold climate with annual mean temperatures between -5 and -8°C with a salinity below 5‰ (YANG, 1988) although it is also present up to +2°C in certain areas. On the basis of the widespread presence of *E. afghanistanensis* almost throughout the existence of the Lamayuru lake, we suggest that the palaeolake was shallow with abundant plant material around, and the slow flowing water was cold, probably colder than today and in which cold loving ostracods, e.g., *Eucypris* and *Ilyocypris* flourished. *Candona candita* also registers its presence in the Lamayuru sequence. A cold water form of freshwater environ-

ments, it is stenothermal (Klie, 1938). Most species of *Candona* are usually found burrowing amongst organic debris on the beds of lakes and ponds (Holmes, 1996). It has holarctic distribution (Diebel & Pietrzenik, 1975, 1977).

Earlier mention of *Parastenocypris*, Hartmann from these deposits (Fort et al., 1989; Kotlia et al., 1997b) also supports our palaeoecological interpretation. *Parastenocypris* is characteristic of shallower channels of cold waters (Singh, 1974), and is frequently found in the freshwaters of India (Hartmann, 1975).

Today, *Chara globularis* has nearly cosmopolitan distribution (Corillion, 1957; Horn af Rantzién, 1959) but is centered around the northern hemisphere. It ranges from arctic regions (Greenland, Iceland) to tropical latitudes. In India, it is part of the Recent flora (Vaidya, 1967), and has been reported to occur in several Holocene palaeolakes in north India, dated from 8,500 to 2,800 yr. BP (Bhatia & Singh, 1989). As can be expected from its present geographic distribution, *Chara globularis* tolerates a wide range of ecological factors. However, slow flowing, calm, slightly carbonaceous waters without heavy currents offer optimum growing conditions. But, unlike most other species of *Chara*, it adapts to fairly low calcium levels (Horn af Rantzién, 1959) and even ventures into slightly acidic waters. It is often found growing intermingled with phanerogamic plants in rather eutrophic environments (Krause, 1997), a feature seldom encountered with charophytes, which tend to form pure submersed "chara stands". The maximum water depth suited for colonisation is controlled by transparency of the water body; thus, shallow water (normally below 5-10 m) is favoured. Although freshwater not is preferred, Luther (1951) mentioned finds from even mesohaline conditions in the Baltic Sea. *Chara globularis* has been reported from shallow waters beneath the ice cover as well as from hot springs.

Abundance of oncoliths (as in MV4-MV8) indicates shallow water conditions. The deposition of organically rich carbonate which probably favoured the growth of oncoliths may typify the semiarid to arid alpine environment (Fort et al., 1989) in delta platforms (as MV4-MV8 horizons in our section), in areas which only occasionally receive the clastic influx (Oviatt et al., 1994). The assumed shallow water conditions for the deposition of MV4-MV8 may further be strengthened by the presence of abundant plant material on the bedding planes as such a situation would demand shallow enough shoreline conditions for plants to flourish

during the times of submersion and emersion (Fort et al., 1989).

5 Discussion and Conclusion

The Lamayuru lake was formed sometime between 35,000-40,000 yr BP either due to heavy landslides (Fort et al., 1989) or due to tectonically induced damming of the Lamayuru drainage. An event of formation of various tectonic lakes in the Central Himalaya (e.g., Bhimtal, 40,000 yr BP, Kotlia et al., 1997a), Kumaun Himalaya (Wadda lake, 37,000 yr BP, Kotlia et al., communicated), Tethys Himalaya (Late Pleistocene, Mohindra & Bagati, 1996), eastern Ladakh (e.g., Tsokar ca. 35,000 yr BP, Bhattacharyya, 1989) and western Ladakh (e.g., Lamayuru) provides evidence for a prominent tectonic activity throughout the Indian Himalayas between 35,000 and 40,000 yr BP. Evolution of a series of tectonic lake basins around this time in China (Fang, 1991) and western China (Rhodes et al., 1996) probably adds to the significance of this tectonic event in Asia.

In the palaeolake, the sedimentation took place in form of lacustrine muds, deltas, fluvial sands and colluvial debris flow. During the lacustrine sedimentation, the swimming ostracods may have lived in running/moving waters, whereas, the non-swimmers may have occupied the lake margins burrowing on aquatic plants and organic debris. During the delta building, highly dissolved carbonate favoured the growth of charophytes and ostracods. Under semiarid to arid conditions, the lake may have had low salinity because of continuous outflow. This is evidenced by the widespread occurrence of *Eucypris* which according to Holmes (1992) prefers very low salinity waters. The shallow water conditions are evidenced by the presence of numerous oncoliths, the majority of weak or non-swimmer ostracod species, the abundance of *Chara globularis* in most of the fossil horizons and the occurrence of shallow shoreline produced plant remains. The temperature of the lake may have been low as most ostracods found in our sequence are characteristic of cold waters.

A number of Ladakhi palaeolake profiles in the Main Himalayan crest, as mentioned in the text, bear a striking similarity with Lamayuru deposits in sedimentation pattern including carbonate-rich layers. However, if compared with the deposits of closed inland basins of the Himalaya, there appears to be a contrast. While the closed inland basins are characterised by carbonaceous muds and extensive peat deposits with low frequency of fossil ostracods, the Lamayuru deposits are domi-

nated by oxidized and biologically rich carbonates which are very rich in ostracods. An example for such a situation is the Karewa lake basin of Kashmir on the southwestern side of the Himalaya. The Lower Karewa lake profile is composed of mainly blue/black massive muds and has a poor ostracod fauna. On the other hand, the Upper Karewa lake sediments, interpreted as open-water deposits of a shallow lake with associated lake margins and fluvio-deltaic facies (HOLMES et al., 1992), consist of variable proportions of oxidized carbonate of biogenic and detrital origin, and have yielded an extremely rich ostracod fauna.

Approximately around 1000 yr BP (FORT et al., 1989), a sudden pulse of tectonic uplift may have caused the instability in the area which resulted in a considerable mass of debris flow from adjacent mountain slopes that was poured into the valley and breached the lake. Our observations suggest that the structural disruption of the lake floor prior to the onset of debris flow may have been tectonically induced. Nevertheless, because of the obliterated top of the debris flow deposit, a precise date for the depletion of lake is not available at the moment and is under study. Characterised by polymodal palaeocurrent patterns (KOTLIA et al., 1997b), this poorly sorted deposit was supplied from nearby sources, e.g., surrounding mountains, without long distance transportation. We think that this tectonic event may be synchronous with the formation of the younger of the two prominent terraces along the Indus river. This river terrace, 10–40 m in thickness, is composed of ill-sorted colluvial gravel with brownish clay and sand horizons and an enormous sandy/muddy matrix and is exposed extensively along the Indus and Lamayuru rivers. This terrace, symmetrically arranged on both sides of the Indus and Lamayuru rivers, is composed of fluvial gravels in addition to angular and sub-angular rock fragments and does not show any characteristic feature (e. g. striations, polishing etc.) of glacial deposits. The termination of a number of Himalayan palaeolakes as a result of tectonic instability has been demonstrated by a number of workers in India (VALDIYA et al., 1992, 1996; KOTLIA, 1995; KOTLIA et al., 1997a) as well as in the Pakistan Himalayas (BURBANK, 1983).

Acknowledgements

Financial assistance for field trips was provided by the University Grants Commission and Department of Science and Technology, New Delhi. The

laboratory work was supported by the Alexander von Humboldt Stiftung, Germany through a generous grant in form of AvH fellowship to BSK. We are most grateful to Dr. Erika Pietrzeniuk, Berlin for improving our identification of ostracods as well as for providing the required literature, to Prof. Dr. W. v. KOENIGSWALD, Bonn for encouragement, and to Dr. G. RAJAGOPALAN, Lucknow for providing a radiocarbon date. Help given by Mr. B. S. DHAILA in several ways is thankfully acknowledged.

6 References

- AGRAWAL, D.P., DODIA, R., KOTLIA, B.S., RAZDAN, H. & SAHNI, A. (1989): The Plio-Pleistocene geologic and climatic record of the Kashmir valley: A review and new data. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **73**: 267–286; Amsterdam.
- BAGATI, T.N., MAZARI, R.K. & RAJAGOPALAN, G. (1996): Palaeotectonic implication of Lamayuru lake (Ladakh). *Curr. Sci.*, **71**(6): 479–482; Bangalore.
- BHATIA, S.B. (1968): Pleistocene ostracods from the Upper Kárewas of Kashmir. *Micropal.*, **14**(4): 465–483; New York.
- (1974): Some Pleistocene molluscs from Kashmir, India. *Him. Geol.*, **4**: 371–395; Dehradun.
- & MATHUR, A.K. (1973): Some Upper Siwalik and Late Pleistocene molluscs from Punjab. *Him. Geol.* **3**: 24–58; Dehradun.
- & SINGH, N. (1989): Holocene charophytic flora of parts of Uttar Pradesh, India; Biogeographical implications. First Intern. Symp. on Charophytes, 4–8 July, 1989, Montpellier, Abstracts, p. 5; France.
- BHATTACHARYYA, A. (1989): Vegetation and climate during the last 30,000 years in Ladakh. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **73**: 25–38; Amsterdam.
- BURBANK, D. W. (1983): Multiple episodes of catastrophic flooding in the Peshawar basin during the past 700,000 years. *Geol. Bull. Univ. Peshawar*, **16**: 43–49; Pakistan.
- & BECK, R. A. (1989): Early Pliocene uplift of the Salt Range; Temporal constraints on thrust wedge development, northwest Himalaya, Pakistan. *Geol. Soc. Amer. Spl. Papers*, **232**: 113–128; Boulder.
- & JOHNSON, G. D. (1982): Intermontane-basin development in the past 4 Myr in the north-west Himalaya. *Nature*, **298**(5873): 432–436; London.
- BÜRGISSER, H. M., GANSSER, A. & PIKA, J. (1982): Late glacial lake sediments of the Indus valley area, north-western Himalaya. *Eclogae Geologicae Helvet.*, **75**(1): 51–63; Basel.
- BUTLER, R.W. H., COWARD, N.P., HARWOOD, G.M. & KNIPE, R.J. (1987): Salt, its control on thrust geometry, structural style and gravitational collapse along the Himalayan mountain front in the Salt Range of Pakistan. In: O'BRIEN, J. J. & LESCHÉ, L. (eds.) *Dynamical Geology of Salt and Related Structures*, Austin, Academic Press: 399–418; Texas.
- CORILLON, R. (1957): Sur la répartition géographique des Charophycées vivantes. *C.R. Seanc. Soc. Biogeogr.*, **299-301**: 122–156; Paris.

- CRONIN, V.S. (1982): The physical and magnetic polarity stratigraphy of the Skardu basin, Balistan, Northern Pakistan. Master's Thesis, Dartouth College; Hanover.
- (1989): Structural setting of the Skardu intermontane basin, Karakoram Himalaya, Pakistan. *Geol. Soc. Amer. Spl. Papers*, **232**: 183-201; Boulder.
- DE DECKKER, P. (1979): Middle Pleistocene ostracod fauna of the west Runton freshwater bed, Norfolk. *Palaeontology*, **22**: 293-316; London.
- DELORME, L.D. (1971): Palaeoecological determinations using Pleistocene freshwater ostracods. In: OERTLI, H.J. (ed.)-*Palaeoecologie Ostracodes* (1970), Bull. Centre de Res. Pau-SNPA, **5**: 341-347, Pau.
- DIEBEL, V.K. & PIETRZENIUK, E. (1975): Ostracoden aus dem holozänen Travertin von Bad Langensalza. *Quartärpaläontologie*, **1**: 27-55; Berlin.
- (1977): Ostracoden aus dem Travertin von Taubach bei Weimar. *Quartärpaläontologie*, **2**: 119-137; Berlin.
- FANG, J.Q. (1991): Lake evolution during the past 30,000 years in China and its application for environmental change. *Quat. Res.*, **36**: 37-60; Washington.
- FORT, M. (1980): Les formations quaternaires lacustres de la basse Thakkhola Himalaya du Nepal: intérêt paléogéographique, néotectonique et chronologique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Hindustan Publ. Corporation* **2**: 39-58; New Delhi.
- BURBANK, D.W. & FREYET, P. (1989): Lacustrine sedimentation in a semiarid alpine setting: An example from Ladakh, northwestern Himalaya. *Quat. Res.*, **31**: 332-350; Washington.
- FRANK, W., GANSSER, A. & TROMMSDORFF, V. (1977): Geological observations in the Ladakh area (Himalayas).-A preliminary report. *Schweiz. Min. Pet. Mitt.*, **57**: 89-113; Switzerland.
- FRAUSUM, A.V. & WOUTERS, K. (1990): Ostracoda from Holocene calcareous tufa deposits in southern Belgium: a palaeoenvironmental analysis. In: *Ostracoda and Global Events* (eds.)- WHITLEY, R. & MAYBURY, C., CHAPMAN and HALL: 505-511; London.
- GANSSER, A. (1964): *Geology of the Himalayas*, Interscience Publishers, p. 289; London.
- (1977): The great suture zone between Himalaya and Tibet. A preliminary account. *Himalaya-Sciences de la terre Colloques Internationaux*. Ed. du Centre National de la Recherche Scientifique, **268**: 181-192.; Paris.
- GEE, E.R. (1989): Overview of geology and structure of the Salt Range, with observations on related areas of north Pakistan. *Geol. Soc. Amer. Spl. Papers*, **232**: 95-112.; Washington.
- HARTMANN, G. (1964): Asiatische Ostracoden, systematische und zoogeographische Untersuchungen. *Intern. Revue Hydrobiol.*, **3**: 54-59; Berlin.
- (1975): Klassen und Ordnungen des Tierreichs: Ostracoda, VEB Gustav Fischer Verlag, Jena, **2** (4): 569-786; Berlin.
- HOLMES, J. A. (1992): Nonmarine ostracods as Quaternary palaeoenvironmental indicators. *Progress Physical Geogr.*, **16** (4): 405-431; London.
- (1996): Ostracod faunal and microchemical evidence for Middle Pleistocene sea level change at Clacton-on-Sea (Essex, U.K.). In: KEEN, M.C. (eds.)- *Proc. 2nd Europe. Ostracod. Meet.*, British Micropalaeontol. Soc. Publ: 135-140; London.
- HALES, P. E. & STREET-PERROTT, F. A. (1992): Trace element chemistry of non-marine ostracods as a means of palaeolimnological reconstruction: An example from the Quaternary of Kashmir, northern India. *Chem. Geol.*, **95**: 177-186; Amsterdam.
- HORN AF RANTZIEN, H. (1959): Recent charophyte fructifications and their relations to fossil charophyte gyrogonites. *K. Svenska Vet. Akad. Arkiv. Bot. ser.*, **2**, **4** (7): 165-332; Lund.
- KLIE, W. (1938): *Ostracoda. Tierwelt Deutschlands*, **34**: 1-230, Jena.
- KOTLIA, B. S. (1995): Upper Pleistocene Soricidae and Muridae from Bhimal-Bilaspur deposits, Kumaun Himalaya, India. *Jour. Geol. Soc. India*, **46**(2): 177-190; Bangalore.
- BHALLA, M. S., SHARMA, C., RAJAGOPALAN, G., RAMESH, R., CHAUHAN, M. S., MATHUR, P. D., BHANDARI, S. & CHACKO, S. T. (1997a): Palaeoclimatic conditions in the Upper Pleistocene and Holocene Bhimal-Naukuchiatal lake basin in south-central Kumaun, north India. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **130**: 307-322; Amsterdam.
- SHUKLA, U. K., BHALLA, M. S., MATHUR, P. D. and PANT, C.C. (1997b): Quaternary fluvio-lacustrine deposits of the Lamayuru basin, Ladakh Himalaya: Preliminary multidisciplinary investigations. *Geol. Mag.*, **134** (6): 807-815; Cambridge.
- BHALLA, M. S., SHAH, N. & RAJAGOPALAN, G. (1998): Palaeomagnetic results from the Pleistocene-Holocene lake deposits of Bhimal and Bhowali (Kumaun) and Lamayuru (Ladakh) Himalaya with reference to the reversal events. *Jour Geol. Soc. India*, **51** (1): 7-20; Bangalore.
- SHARMA, C., BHALLA, M.S., RAJAGOPALAN, G., SUBRAHMANYAM, K., BHATTACHARYYA, A. & VALDIYA, K.S. Palaeoclimatic conditions in the Late Pleistocene Wadda lake (Pithoragarh), Kumaun Lesser Himalaya. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* (communicated); Amsterdam.
- KRAUSE, W. (1986): Zur Bestimmungsmöglichkeit subfossiler Characeen-Oosporen an Beispielen aus Schweizer Seen. *Vjschr. Naturforsch. Ges. Zürich*, **131**(4): 295-313; Zürich.
- (1997): Charales (Charophyceae). In: ERTL, H., GÄRTNER, G., HEYNG, H. & MOLLENHAUER, D. (Eds.)-*Süßwasserflora von Mitteleuropa*, **18**, 202p.; Jena, Stuttgart, Lübeck, Ulm (Gustav Fischer).
- KRSTIC, N. (1988): Some Quaternary ostacods of the Pannonian basin with a review of few neglectoida. In: HENAI, T., IKEYA, N. & ISHIZAKI, K. (eds.)- *Evolutionary Biology of Ostracoda: Its Fundamentals and Applications*, 1063-1085; Amsterdam.
- LÖFFLER, H. (1977): Fossil meromixis in Kleinsee (Carinthia) indicated by ostracods. In: LÖFFLER, H. & DANIELOPOL, D. (eds.)- *Aspects of Ecology and Zoogeography of Recent and Fossil Ostracods*. Junk b.v. Publishers: 321-326; The Hague.

- LUTHER, H. (1951): Verbreitung und Ökologie der höheren Wasserpflanzen im Brackwasser der Ekenägend in Südfinnland. Acta Botanica Fennica, **49**: 1-23 and **50**: 1-370.; Helsingfors.
- LÜTTIG, G. (1959): Die Ostracoden des Spätglazials von Tatzmannsdorf (Burgenland). Paläontol. Z., **33**: 185-197; Stuttgart.
- LYELL, C. (1824): On a recent formation of freshwater limestone in Forfarshire and on some recent deposits of freshwater marl with a comparison of recent with ancient freshwater formations, and an appendix on the Gyrogonite or seed-vessel of the *Chara*. Trans. Geol. Society, London, ser. **2**(2): 73-96; London.
- MOHINDRA, R. & BAGATI, T.N. (1996): Seismically induced soft-sediment deformation structures (seismites) around Sumdo in the lower Spiti valley (Tethys Himalaya). Sed. Geol., **101**: 69-83;
- NAKATA, T. (1975): On Quaternary tectonics around the Himalayas. Sci. Report Tohoku Univ., ser. 7, **25** (1): 111-118; Hiroshima.
- OPDYKE, N.D., SHACKLETON, N.J. & HAYS, J.D. (1974): The details of a magnetic excursion as seen in a piston core from the southern Indian Ocean. Trans. Amer. Geophys. Union, **55**: 237-242.
- OVIATT, C. G., SACK, D. & CURREY, D. R. (1994): The Bonnevillite basin, western United States. In: GIERLOWSKI-KORDESCH, E. & KELTS, K. (eds.)- Global Geological Records of Lake Basins, Cambridge Univ. Press, **1**: 371-375; Cambridge.
- OWEN, L.A. (1988): Terraces, uplift and climate in Karakorum mountains, northern Pakistan. Unpublished P.h.D. Thesis, University of Leicester.
- PRASAD, B. (1937): Scientific results of Yale North India Expedition, biological Report. Rec. Ind. Mus., **39**(3): 261-280; Calcutta.
- PREECE, R.C., THORPE, P.M. & ROBINSON, J.E. (1986): Confirmation of an interglacial age for the Condat Tufa (Dordogne, France) from biostratigraphic and isotopic data. Jour. Quat. Sci., **1**: 57-65; Oxford.
- RHODES, T.E., GASSI, F., RUIFEN, L., FONTES, J.C., KEQIN, W., BERTRAND, P., GILBERT, E., MELIERES, F., TUCHOLKA, P., ZHIXIANG, W. & ZHI-YUAN, C. (1996): A Late Pleistocene-Holocene lacustrine record from lake Manas, Zunggar (northern Xinjiang, western China). Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., **120**: 105-121; Amsterdam.
- ROBINSON, E. (1978): THE PLEISTOCENE. In: BATE, R. H. & ROBINSON, E. (eds.)- A Stratigraphic Index of British Ostracoda. Geol. Jour. Spl. Issue No. 8, Seel House Press, **6**: 457-472; Liverpool.
- ROBINSON, J.E. (1990): The ostracod fauna of the Middle Pleistocene interglacial deposits at Little Oakley, Essex. Phil. Trans. Royal Soc., B **328**: 409-423; London.
- SANGODE, S.J. & BAGATI, T.N. (1995): Tectono-climatic signatures in higher Himalayan lakes: A palaeomagnetic/rock magnetic approach in the lacustrine sediments of Lamayuru, Ladakh, India. Jour. Him. Geol., **6** (1): 51-60; Dehradun.
- SCHWARZ, J. (1985): Revision der Charophyten-Flora der Süßwasserschichten und des Kalktertiärs im Mainzer Becken (Ober-Oligozän-Unter Miozän). Mainzer Geowiss. Mitt., **14**: 7-98; Mainz.
- SHRODER, J. F., KHAN, S. M., LAWRENCE, R. D. & MADIN, I. P. (1986): Chronology and deformation of Quaternary sediments, middle and upper Indus, Pakistan. Geol. Soc. Amer. (Abstracts with Programs), **18**: 749; Boulder.
- HIGGINS, S.M. (1989): Quaternary glacial chronology and neotectonics in the Himalaya of northern Pakistan. Geol. Soc. Amer. Spl. Papers, **232**: 275-294; Boulder.
- SIDDIQUI, Q. A. (1971): The palaeoecology of non-marine Pleistocene ostracoda from Fladbury, Worcestershire and Isleworth, Middlesex. In: OERTLI, H. J. (ed.)- Palaeoecologie Ostracodes (1970). Bull. Centre de Res. Pau-SNPA, **5**: 331-339, Pau.
- SINGH, D. (1974): Some new freshwater ostracods from Kashmir, India. Bull. Ind. Geol. Assoc., **6**: 157-176; Chandigarh.
- SOULIE-MARSCHIE, I. (1989): Étude comparée de gyrogonites de Charophytes actuelles et fossiles et phylogénie des genres actuels. Edition révisée de la Thèse d'Etat, Univ. Montpellier, 1979:257 pp; Milau, France.
- SRIKANTIA, S.V. & RAZDAN, M.L. (1980): Geology of part of central Ladakh Himalaya with particular reference to Indus Suture Zone. Jour. Geol. Soc. India, **21**: 523-545; Bangalore.
- THAKUR, V.C. (1981): Regional framework geodynamic evolution of the Indus Tsangpo Suture Zone in the Ladakh Himalaya. Earth Sci., **72**: 89-97; Calcutta.
- VAIDYA, B.S. (1967): Study of some environmental factors affecting the occurrence of charophytes in western India. Hydrobiologia, **29**: 256-262; The Hague.
- VALDIYA, K. S., KOTLIA, B. S., PANT, P. D., SHAH, M., MUNGALI, N., TEWARI, S., SHAH, N. & UPRETI, M. (1996): Quaternary palaeolakes in Kumaun Lesser Himalaya: Finds of neotectonic and palaeoclimatic significance. Curr. Sci., **70** (2): 157-160; Bangalore.
- RANA, R. S., SHARMA, P. K. & DEY, P. (1992): Active Frontal Fault, Main Boundary Thrust and Ramgarh Thrust in southern Kumaun. Jour. Geol. Soc. India, **40**(6): 509-528; Bangalore.
- VAN HARTEN, D. (1979): Some new shell characters to diagnose the species of *Ilyocypris gibba-biplicata-brachyi* group and their ecological significance. In: KRSTIC, N. (ed.)- Taxonomy, Biostratigraphy and Distribution of Ostracodes, Serbian Geol. Soc., 71-76; Beograd.
- WOOD, R.D. & IMAHORI, K. (1965): A revision of the Characeae. 2 vol., 904 p., 394 pl.; Weinheim (J. Cramer).
- YANG, F. (1988): Distribution of the brackish-salt water ostracods in northwestern Qinghai Plateau and its geological significance. In: HENAI, T., IKEDA, N. & ISHIZAKI, K. (eds.)- Evolutionary Biology of Ostracodes. Elsevier: 519-530; Amsterdam.

Manuskript eingegangen am 19. März 1998

Explanations of Plate 1 and 2 (Appendix):

PLATE 1:

- a) *Lymnaea* sp., x35 (sp. no. 1225, horizon MV5)
 b) *Lymnaea* sp., x37 (sp. no. 1248, horizon MV8)
 c) *Succinea* sp., x50 (sp. no. 1250, horizon MV8)
 d) *Gyraulus* sp., x50 (sp. no. 1200, horizon MV2)
 e) *Ilyocypris gibba* (RAMDOHR), x55, LV ext. (sp. no. 1173, horizon MV1)
 f) *I. gibba*, x69, LV, int. (sp. no. 1172, horizon MV1)
 g) *I. gibba*, x71, RV, ext. (sp. no. 1170, horizon MV1)
 h) *I. gibba*, x69, RV, int. (sp. no. 1175, horizon MV1)
 i) *I. bradyi*, SARS, x61, LV, ext. (sp. no. 1178, horizon MV1)
 j) *I. bradyi*, x63, RV, ext. (sp. no. 1177, horizon MV1)
 k) *Eucypris afghanistanensis*, HARTMANN, x50, RV, ext. (sp. no. 1181, horizon MV1)
 l) *E. afghanistanensis*, x40, RV, int. (sp. no. 1215, horizon MV4), female
 m) *E. afghanistanensis*, x50, LV, ext. (sp. no. 1151, horizon MV1)
 n) *E. afghanistanensis*, x45, LV, int. (sp. no. 1244, horizon MV8), male
 o) *E. afghanistanensis*, x36, LV, ext. (sp. no. 1235, horizon MV7)
 p) *E. afghanistanensis*, x45, LV, int. (sp. no. 1234, horizon MV7)
 q) *E. cf. afghanistanensis*, x79, LV, ext. (sp. no. 1183, horizon MV1)
 r) *E. cf. afghanistanensis*, x62, LV, ext. (sp. no. 1257, horizon MV9)
 s) *E. cf. afghanistanensis*, x56, LV, ext. (sp. no. 1214, horizon MV4)
 t) *Candona candida* (O.F. MUELLER), x55, carapace, ext (sp. no. 1186, horizon MV1)
 LV = left valve, RV = right valve, ext. = external view, int. = internal view

PLATE 2: *Chara globularis* THULLIER

- a) gyrogonite, x70, apex lacking, lateral view (sp. no. 1212, horizon MV3)
 b) gyrogonite, x60, lateral view (sp. no. 1220, horizon MV4)
 c) gyrogonite, x63, lateral view (sp. no. 1224, horizon MV4)
 d) oospore, x80, lateral view (sp. no. 1233, horizon MV5)
 e) gyrogonite with protruding apex, x56, lateral view (sp. no. 1231, horizon MV5)
 f) oospore, x89, lateral view (sp. no. 1221, horizon MV4)
 g) oospore, x111, semi apical view (sp. no. 1222, horizon MV4)
 h) oospore, x170, semi basal view (sp. no. 1254, horizon MV8)
 i) gyrogonite, x82, apical view (sp. no. 1223, horizon MV4)
 j) gyrogonite, x80, apical view (sp. no. 1219, horizon MV4)
 k) gyrogonite, x114, apical view (sp. no. 1232, horizon MV5)
 l) oospore, x55, lateral view (sp. no. 1189, horizon MV1)
 m) oospore, x88, lateral view (sp. no. 1188, horizon MV1)
 n) oospore, x60, lateral view (sp. no. 1192, horizon MV1)
 o) oospore with protruding apex, x96, lateral view (sp. no. 1190, horizon MV1)
 p) oospore, x64, lateral view (sp. no. 1209, horizon MV2)

Plate 1

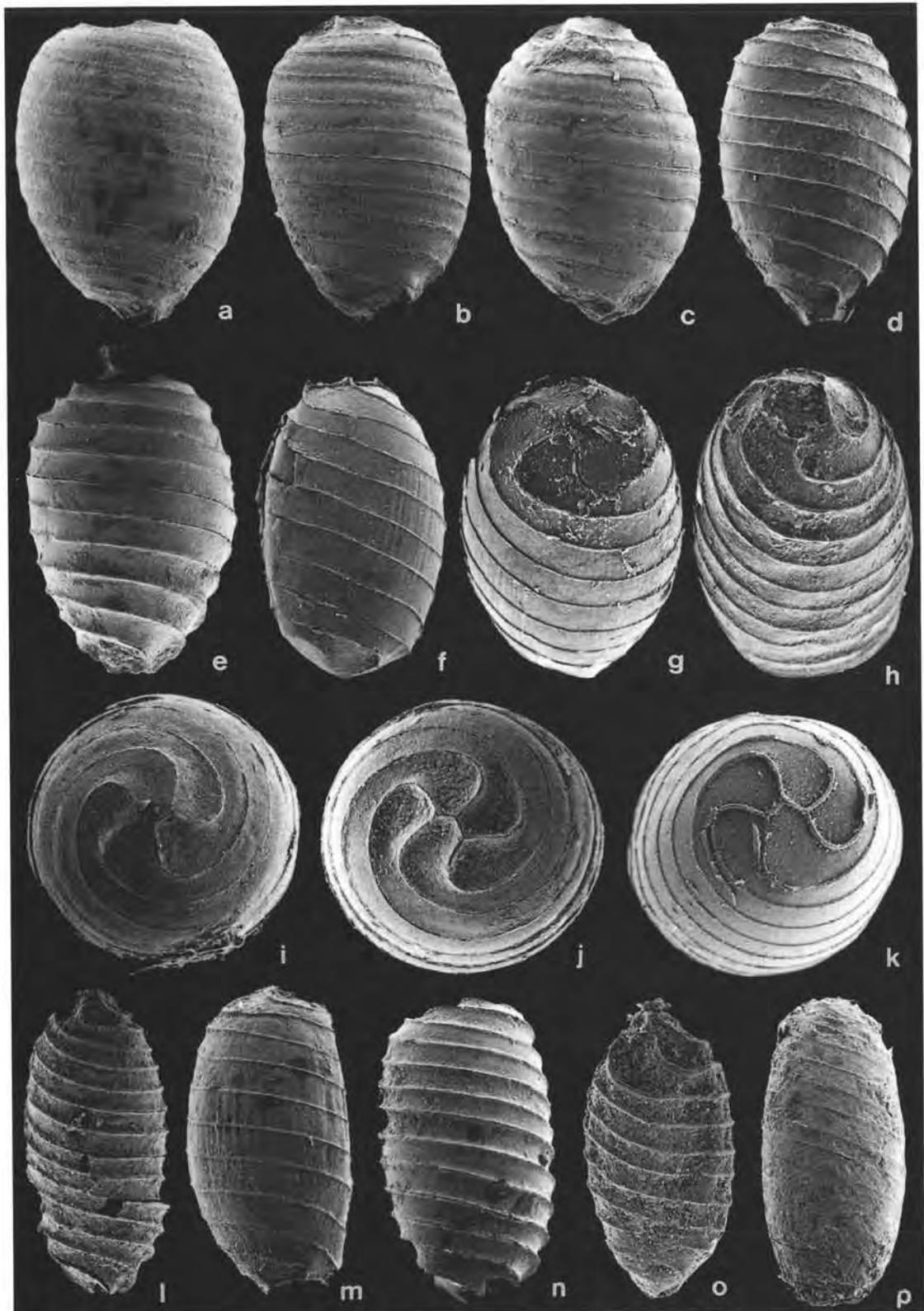
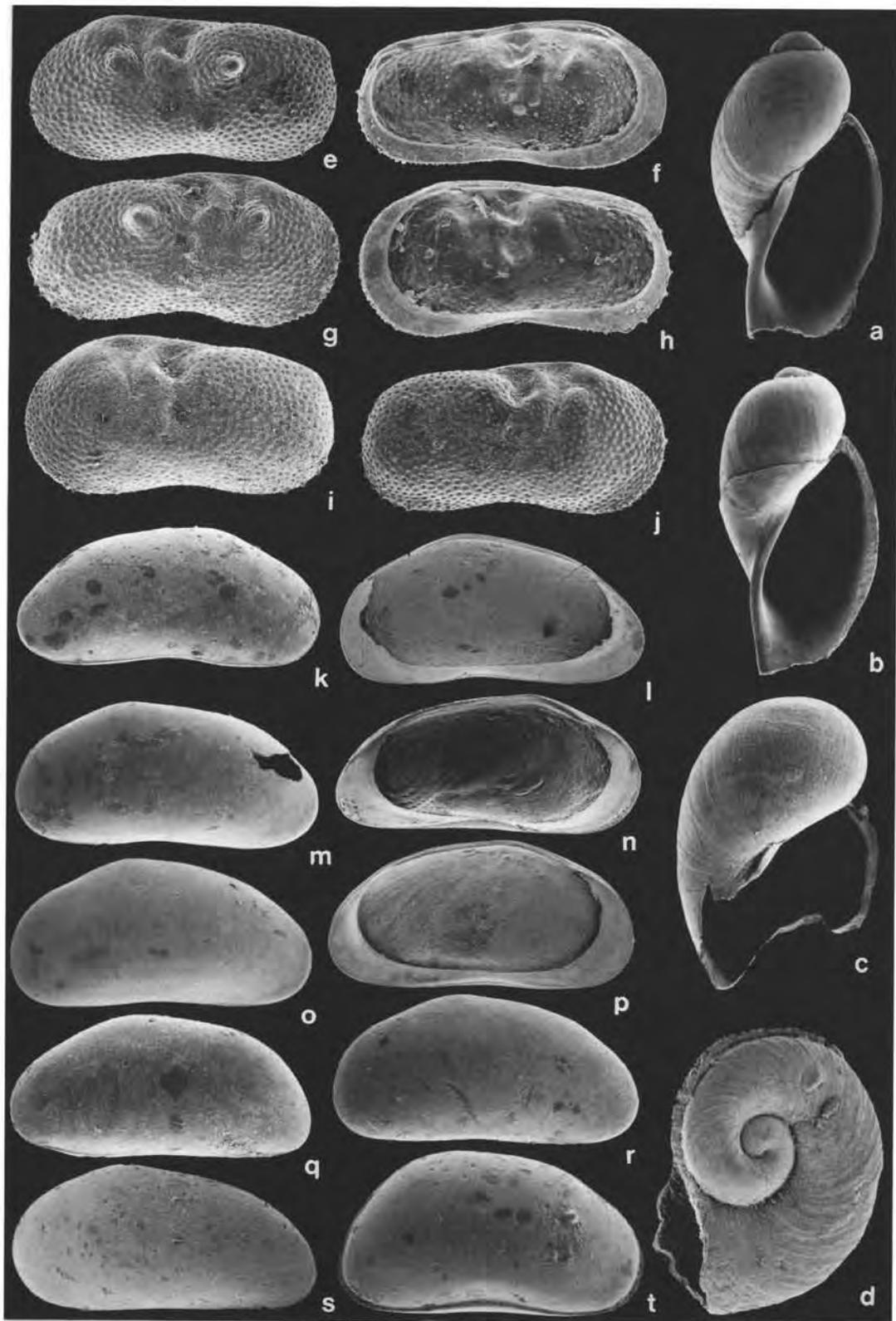


Plate 2



DEUQUA-Mitteilungen

Zur 50jährigen Geschichte der Deutschen Quartärvereinigung

HORST HAGEDORN & KLAUS-DIETER MEYER*)

Einleitung

Die Deutsche Quartärvereinigung (DEUQUA) wurde am 24. März 1948 in Hannover gegründet; auf der diesjährigen, der 29. Hauptversammlung im September wird dieses Tages gedacht. Im Band 25 (1974) unseres Jahrbuches „Eiszeitalter und Gegenwart“ hat E. SCHÖNHALS dem ersten Vierteljahrhundert der DEUQUA zwei Aufsätze gewidmet: seine Festansprache anlässlich der Eröffnung der 17. Hauptversammlung in Hofheim/Taunus am 21. September 1974 und einen Rückblick auf die damals 25jährige Geschichte der DEUQUA - und bewußt wählen wir für unseren Beitrag den entsprechenden Titel.

SCHÖNHALS schreibt zu Recht, daß die DEUQUA im Vergleich zu anderen naturwissenschaftlichen Gesellschaften verhältnismäßig jung sei - das ist sie auch heute noch, im doppelten Sinn, nämlich auch nach ihrer Altersstruktur, mit einer erfreulich hohen Zahl junger Mitglieder. Während die Deutsche Geologische Gesellschaft in diesem Jahr bereits ihr 150jähriges Jubiläum feiert, die Naturhistorische Gesellschaft Hannover schon ihr 200jähriges Jubiläum beging, ist die DEUQUA gleich alt wie die Max-Planck-Gesellschaft und immerhin ein Jahr älter als die Bundesrepublik Deutschland. Und: sie ist unseres Wissens die erste Gesellschaft ihrer Art, d. h. in Deutschland hatte sich frühzeitig die Erkenntnis durchgesetzt, daß eine interdisziplinäre Wissenschaft wie die der Quartärforschung auch eines entsprechenden Podiums bedarf.

Für diesen Bericht steuerten mehrere Kollegen Daten und Informationen bei; besonders zu danken ist Herrn BENDA für die Durchsicht des Manuskriptes.

Die ersten 25 Jahre

Der Gründungsversammlung am 24. 3. 1948 in Hannover ging ein vorbereitendes Treffen in Tittmoning a. d. Salzach voraus, zu dem Edith EBERS eingeladen hatte. Dem in Hannover gewählten - vorläufigen - Vorstand gehörten an: P. WOLDSTEDT (1. Vorsitzender), C. TROLL (2. Vorsitzender), R. GRAHMANN (1. Schriftführer), R. FINSTERWALDER (2. Schriftführer), K. RICHTER (Kassenwart).

Die erste, ebenfalls in Hannover abgehaltene Hauptversammlung vom 7. - 11. 10. 1948 wurde bereits von etwa 80 Teilnehmern besucht. Zwischen 1950 und 1956 fanden die Hauptversammlungen jährlich statt, danach im Zweijahres-Turnus. Die Mitgliederzahl lag nach 10 Jahren bereits bei 400, derzeit liegt sie bei 571, dazu kommen 85 korporative Mitglieder und 93 Tauschpartner.

Im Jahre 1951 erschien Band 1 von „Eiszeitalter und Gegenwart“, mit den in Hannover gehaltenen Vorträgen; in dem einleitenden Referat hat WOLDSTEDT Sinn und Zweck der Quartärforschung so eindringlich herausgestellt, daß aus heutiger Sicht nur wenig hinzuzufügen ist. SCHÖNHALS hat in seinem Rückblick eine so ausführliche Schilderung der Geschichte der ersten 25 Jahre gegeben, einschließlich von Kurzbeschreibungen der Tagungen, daß hier auf eine Wiederholung verzichtet werden kann. Der Vollständigkeit halber sind auch die Tagungsorte bis 1972 aufgelistet.

Hauptversammlungen der DEUQUA von 1948 bis 1972:

1. Hannover 1948
2. München 1950
3. Mainz 1951
4. Krefeld 1952
5. Stuttgart 1953
6. Bad Segeberg 1954
7. Laufen a. d. Salzach 1955
8. Marburg a. d. Lahn 1956
9. Überlingen / Bodensee 1958

*) Anschriften der Verfasser: Prof. Dr. H. HAGEDORN, Geographisches Institut der Universität Würzburg, Am Hubland, D-97074 Würzburg; Dr. K.-D. MEYER Direktor und Prof., Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Postfach 51 01 53, D-30631 Hannover.

10. Karlsruhe 1960
11. Nürnberg 1962
12. Lüneburg 1964
13. Göttingen 1966
14. Biberach a. d. Riß 1968
15. Kiel 1970
16. Stuttgart-Hohenheim 1972

Die zweiten 25 Jahre

Die Aktivitäten einer wissenschaftlichen Gesellschaft spiegeln sich in erster Linie in der Publikation der erarbeiteten Forschungsergebnisse und deren Präsentation auf Tagungen wider. Dabei werden längst nicht alle Vorträge - in neuerer Zeit kommen stärker und gleichwertig die Posterausstellungen dazu - veröffentlicht, so daß die in den Tagungsunterlagen dargelegten Kurzfassungen manchmal die einzigen Unterlagen sind und bleiben. Das kann unterschiedliche Gründe haben; mitunter sind die vorgetragenen Thesen nicht ganz ausgereift (das öffentliche „Abklopfen“ kann hilfreich sein) oder andererseits nicht ganz neu - in beiden Fällen ist eine Publikation nicht angebracht. Es kommt aber auch vor, daß aus verschiedenen Gründen Themen nicht zu Ende bearbeitet werden können, dann wären wertvolle Ansätze verloren. Tagungsunterlagen als „Graue Literatur“ sind daher durchaus nützliche Quellen, leider verbietet es der zu Verfügung stehende Raum, alle auf den Hauptversammlungen gehaltenen Vorträge und Exkursionspunkte hier aufzuführen. Es soll aber wenigstens mit der Aufzählung der Tagungsschwerpunkte und der Exkursionen ein Überblick gegeben werden; die Tagungsorte sind - als Fortschreibung der entsprechenden Abbildung bei SCHÖNHALS (1974b) - auf Abb. 1 verzeichnet.

Die Hauptversammlungen von 1974 bis 1996

Die Hauptversammlungen fanden, von einer Ausnahme (Freiburg i. Br. 1985) in zweijährigem Turnus statt, wobei bis 1978 alle 2 Jahre Vorstand und Beirat neu zu wählen waren. In der Regel wurden vor beziehungsweise nach den 2 - 3tägigen Versammlungen ein- oder mehrtägige Exkursionen abgehalten. Tagungs- und Exkursions-Schwerpunkte waren neben freien Themen naturgemäß die Hauptarbeitsgebiete der ausrichtenden Institute, wobei manchmal auf den Exkursionen auch das benachbarte Ausland einbezogen wurde. Zwei Tagungen fanden in Österreich statt (Wien 1978 und Gmunden 1996), eine in der Schweiz (Zürich 1982); die Tagung für 2000 ist ebenfalls in der Schweiz (Bern) geplant. Es kommt darin zum

Ausdruck, daß die DEUQUA sich von Anfang an als Vereinigung der im mitteleuropäischen Raum tätigen Quartärforscher verstanden hat. Wünschenswert wären nach Öffnung des „Eisernen Vorhangs“ weitere Tagungen bzw. Exkursionen in die östlichen Nachbarländer.

Die folgenden Angaben können nur eine Zusammenfassung der Hauptthemen sein; soweit bekannt, wird auf veröffentlichte Berichte hingewiesen. Auf Beschluß des Vorstandes soll zukünftig der Berichterstattung über Tagungen und Personalien wieder mehr Raum gegeben werden. Als Dauer der Hauptversammlungen wird, wie bei SCHÖNHALS (1974b), die Gesamtdauer der Veranstaltungen, also einschließlich der Vor- und Nachexkursionen, angegeben.

17. Hauptversammlung in Hofheim am Taunus, 20. - 24. 9. 1974

Vorbereitung und Geschäftsführung: A. SEMMEL und K. - H. PFEFFER; 189 Teilnehmer, 26 Vorträge, 4 Exkursionen.

„Das Eiszeitalter im Rhein-Main-Gebiet“ war Generalthema der Tagung, unter gleicher Überschrift erschien als Nr. 78 der „Rhein-Mainische Forschungen“ (SEMMEL 1974) ein ausführlicher Forschungsbericht und Exkursionsführer; ferner in Bd. 25 von „Eiszeitalter u. Gegenwart“ ein umfangreicher Bericht (PFEFFER u. Schriftl. 1974). Im gleichen Band 25 ist auch die Festansprache von SCHÖNHALS (1974a) sowie sein Rückblick auf die ersten 25 Jahre der DEUQUA abgedruckt (SCHÖNHALS 1974b).

Die Vorexkursion A am 20. 9. 1974 (Bericht von K. BRUNNACKER, Eiszeitalter und Gegenwart, **25**: 215/16) galt der Lößgliederung im Rhein-Main-Gebiet, die Nachexkursion B am 23. 9. 1974 der Stratigraphie des fluviatilen Pleistozäns im gleichen Raum (Bericht von W. ANDRES, Eiszeitalter und Gegenwart, **25**: 216/218). Die zeitgleich laufenden Exkursionen C und D am 24. 9. 1974 gingen in die Wetterau (Bericht R. HUCKRIEDE, Eiszeitalter und Gegenwart, **25**: 218/221) bzw. hatten die Solifluktsdecken des Taunus und auf dem Rheinischen Plateau zum Ziel (Bericht H. SPÄTH, Eiszeitalter und Gegenwart, **25**: 221/222).

18. Hauptversammlung in Hamburg, 21. 8. - 4. 9. 1976

Vorbereitung und Geschäftsführung: J. NIEDERMAYER und F. GRUBE; 174 Teilnehmer, 40 Vorträge, 4 Exkursionen.

Hauptthemen waren das Quartär der Nord- und Ostseeküste, Vor- und Frühgeschichte und Geo-

morphologie des Quartärs Nordwesteuropas. Kurzfassungen der Vorträge und Exkursions-Berichte sind in einem ausführlichen Tagungsbericht enthalten (GRUBE 1976). Eine von F. GRUBE geleitete 11tägige Exkursion (A 1) nach Jütland und Südnorwegen und eine 5tägige von H. WOSZIDLO geleitete Küstenexkursion (A 2) bis nach Holland gingen der Tagung voraus. Nach der Tagung folgten 2 Exkursionen: B 1 am 3. und 4. 9. (Leitung: F. GRUBE und K. - D. MEYER) waren dem Quartär im östlichen Niedersachsen, in Hamburg und im östlichen Holstein gewidmet, und B 2, ebenfalls am 3. und 4. 9. unter der Leitung von J. NIEDERMAYER ging nach Neuwerk und Helgoland. Nicht unerwähnt und nachahmungswert bleibt eine am ersten Sitzungstag im Geomatikum eröffnete Ausstellung mit dem Thema „Spuren der Eiszeit“, - geschaffen in enger Zusammenarbeit mit Geschiebesammlern unter der Leitung von K. EICHBAUM.

19. Hauptversammlung in Wien, 27. 8. - 5. 9. 1978

Vorbereitung und Geschäftsführung: J. FINK; 157 Teilnehmer, ca. 20 Vorträge, 4 Exkursionen

Von dieser erstmals in Österreich stattfindenden Tagung existiert ein ausführlicher Bericht des damaligen Vorsitzenden FINK (1978). Eine Vorexkursion (A, vom 27. - 30. 8.) unter seiner Leitung ging von Salzburg bis Wien. Die Tagung vom 31. 8. - 2. 9. wurde am 1. 9. von einer Exkursion (B) ebenfalls unter FINK's Leitung in das Marchfeld unterbrochen, als Abschluß derselben wurde das bekannte Profil „Stillfried“ besucht. Zwei Nachexkursionen jeweils vom 3. - 5. 9. folgten, für den Berichterstatter unvergeßlich die Fahrt durchs Wiener Becken, das mittlere Burgenland nach Transdanubien, unter der Führung von M. PESCI und weiterer ungarischer Kollegen, endend in der durch ihre Hominidenreste bekannten Travertinfundstelle von Verteszöllös. Die andere Nachexkursion ging in den Innsbrucker Raum und das Ötztal, dazu liegt ein von G. PATZELT redigierter Führer vor (37 S., 1 Taf.); für die übrigen Exkursionen wurden Materialien verteilt. Hervorzuheben ist auch an dieser Stelle die durch materielle Unterstützung des Gastgeberlandes ermöglichte Teilnahme von Kollegen aus osteuropäischen Ländern.

20. Hauptversammlung in Aachen, 8. - 16. 9. 1980

Vorbereitung und Geschäftsführung: O. FRÄNZLE; ca. 150 Teilnehmer, 33 Vorträge, 2 Exkursionen

Parallel zu der Vortragsveranstaltung (11. - 13. 9.) fanden Sitzungen der INQUA-Kommission für den paläogeographischen Atlas des Quartärs und der INQUA-Lößkommission statt. Die Vorexkursion (I) vom 8. - 10. 9. unter der Leitung von W. BÖNIGK und K. BRUNNACKER führte zum Mittel- und Niederrhein, einschließlich eines Besuchs von Eifelmaaren, dazu liegt ein umfangreicher Führer (190 S.) vor. Die Nachexkursion (II) vom 14. - 16. 9. unter der Leitung von J. SCHALICH und O. FRÄNZLE galt der geomorphologischen Entwicklung des Aachener Raumes bzw. dem „Dreiländereck“, auch dazu existiert ein umfangreicher Führer (119 S.).

21. Hauptversammlung in Zürich, 28. 8. - 8. 9. 1982

Vorbereitung und Geschäftsführung: G. FÜRER und J. SUTER; 166 Teilnehmer, 60 Vorträge, 2 Exkursionen

Schwerpunkthemen waren „Paläoklimatische Studien in Mitteleuropa über den Zeitraum vom Beginn des Eem-Interglazials bis heute“. Kurzfassungen der Vorträge einschließlich des Einleitungsreferates von M. WELTEN sind in der Reihe „Physische Geographie“, Vol. 5, Zürich 1982 erschienen. Vor der Tagung fand vom 28. - 31. 8. Exkursion A statt (Leitung: M. MAISCH und J. SUTER), von Zürich ausgehend bis St. Moritz, behandelnd die Vegetations- und Gletschergeschichte vom letzten Interglazial über das Hochwürm bis heute; dazu erschien ebenfalls in der Reihe „Physische Geographie“, Vol. 6 der Exkursionsführer Teil A: Ostschweiz (M. MAISCH und J. SUTER, ed.). Nach der Tagung ging es vom 7. - 8. 9. mit der gleichen Thematik in die Westschweiz - als Höhepunkt das wichtige Profil von Meikirch (M. WELTEN); dazu erschien in der gleichen Reihe Vol. 7 (H. HOLZHAUSER und J. SUTER, ed.)

22. Hauptversammlung in Freiburg i. Br., 6. - 16. 9. 1985

Vorbereitung und Geschäftsführung: H. HEUBERGER und A. SCHREINER; 157 Teilnehmer, 38 Vorträge, 6 Exkursionen

Der Vortragsstagung (10. - 12. 9.) gingen 4 Eintags-Exkursionen voraus: A, S 1, S 2, S 3, dafür erschienen „Exkursionsführer I - Südschwarzwald, Oberschwaben / Bodensee, südliches Oberrheingebiet“ (Hrsg. A. SCHREINER und B. METZ); in diesem Führer ist auch die Nachexkursion (Südteil) enthalten. Exkursion A am 6. 9. (Koordination: J.

HAHN und H. SCHLICHThERLE) im Raum zwischen Ulm und Bodensee war vorwiegend prähistorisch-paläontologisch orientiert. Die jeweils von Freiburg ausgehenden Tagesexkursionen S 1 - S 3 (Koordination: A. SCHREINER) waren der Schwarzwald-Vereisung gewidmet. Die Nachexkursion T (Nordteil) und V sind im „Exkursionsführer II - Unterelsaß (Rheinebene N Straßburg), Lothringische Vogesen“ enthalten (Hrsg. H. HEUBERGER). Exkursion T am 13. 9. (Kordinator: W. SCHIRMER und K. STRIEDTER) war der fluviatilen Entwicklung der Rheinebene gewidmet, während die Exkursion V der eiszeitlichen Geschichte der Vogesen galt, mit Besuch der berühmten Lokalität „Grande Pile“.

23. Hauptversammlung in Celle, 14. - 20. 9. 1986

Vorbereitung und Geschäftsführung: L. BENDA, R. LOOK und K.-D. MEYER, 193 Teilnehmer, 28 Vorträge, 4 Exkursionen

Die Tagung stand unter dem Motto: „Die Quartärforschung, ihre Bedeutung für den Umweltschutz, die Landesplanung und die Rohstoffsicherung“, womit auch die angewandten Aspekte und die Aufgaben eines Geologischen Landesamtes zum Ausdruck kommen sollten. Vor und nach der Vortragstagung vom 16. - 18. 9. fanden je 2 Zweitägsexkursionen statt. Exkursion A (14. - 15. 9., Leitung: H. STREIF) besuchte das „Küstengebiet zwischen Bremen und Wilhelmshaven“, dabei wurden auch archäologische, bodenkundliche und ingenieurgeologische Themen behandelt. Exkursion B (14. - 15. 9., Leitung: P. ROHDE) ging in die „Geo-Umwelt im Bergland-Quartär zwischen oberer Weser und Leine“, auch hier wurden angewandte Aspekte betrachtet, u. a. Kiesabbau und Grundwasserversalzung. Von den Nachexkursionen hatte die C (19. - 20. 9., Leitung: K. - D. MEYER) das Quartär nördlich Hannover“ zum Ziel, auch Prähistorisches gehörte dazu. Besucht wurde außer dem „Giebichenstein“, dem größten Findling Niedersachsens, auch der 5 Jahre zuvor dem Gründervater der DEUQUA gewidmete „Paul Woldstedt-Stein am Steinhuder Meer (LOOK & MEYER 1988). Den Abschluß bildete der Besuch der Saurierfahrten in Münchehagen, zwar etwas älter als Quartär, aber einem quartären Steinbruchbetrieb ihre Sichtbarkeit verdankend. - Exkursion D (19. - 20. 9., Leitung: H. JORDAN) führte wieder ins Bergland: „Das Quartär im Harzvorland“, auch hier Rohstoff- und hydrogeologische Probleme ansprechend. - Zu allen 4 Exkursionen liegen Einzelführer vor.

24. Hauptversammlung in Würzburg, 11. - 17. 9. 1988

Vorbereitung und Geschäftsführung: H. HAGEDORN; 165 Teilnehmer, 29 Vorträge, 12 Poster, 10 Exkursionen

„Quartärforschung in Mitteleuropa“ hieß das Leitmotiv, der Lage und einem Hauptarbeitsgebiet des ausrichtenden Instituts entsprechend. Dazu gehörten 10 Eintags- bzw. Halbtags-Exkursionen, 7 davon vor der Vortragstagung (13. - 15. 9.); zu jeder gibt es einen Exkursionsführer:

- A (11. 9.) Spessart und Vorspessart (J. GRUNERT & G. SEIDENSCHWANN)
- B (11. 9.) Mainfränkische Löss (U. RÖSNER & A. SKOWRONEK)
- C (12. 9.) Rhön und Vorländer (R. BAUMHAUER, K. GIESNER, K. - P. KELBER & J. SCHUH)
- D (12. 9.) Mittelmaintal (R. KURZ, W. SCHIRMER, B. STUKENBROCK & A. SKOWRONEK)
- E (13. 9.) Zum Quartär in der Umgebung von Ochsenfurt (H. HAUNSCHILD, H. JERZ & J. SCHWARZMEIER)
- F (13. 9.) Säugerfossilien des Mainquartär (M. MÄUSSER)
- G (13. 9.) Baugeologie von Würzburg (H. VORMERBÄUMER)
- H. 1. Teil Steigerwald, Regnitzbecken und (16. 9.) Ober- und Mittelmaintal (I. DÖRRER & K. A. HABBE).
- H. 2. Teil Junge Flußgeschichte des Main um (17. 9.) Bamberg (W. SCHIRMER)
- J (16. 9.) Ur- und Frühgeschichte in Unterfranken (L. WAMSER & S. GERLACH)

Besonders erfreulich, als erstmals seit 1964 (!) wieder „inoffizielle“ Mitglieder aus Ostdeutschland teilnehmen konnten - kündigte sich hier, von wenigen geahnt, die Wende an?

25. Hauptversammlung in Düsseldorf, 9. - 16. 9. 1990

Vorbereitung und Geschäftsführung: W. SCHIRMER; 229 Teilnehmer, 30 Vorträge, 20 Poster, 8 Exkursionen

Das Attribut „unvergeßlich“ käme mancher Tagung zu, diesmal aber besonders zutreffend: war es doch die erste „gesamtdeutsche“ nach dem Fall der Mauer - die DEUQUA vollzog ihre Wiedervereinigung vor der staatlichen.

Themenschwerpunkt waren „Die Geschichte des Rheingebietes“ - „Anthropogeologie - Prozesse und Sedimente, die die Visitenkarte des Menschen tragen“. Zu den 8 Exkursionen erschien ein

exzellenter, leider vergriffener Führer (SCHIRMER 1990). Vor dem Vortragsteil (13. - 15. 9.) lief die 4tägige Exkursion A (9. - 12. 9.) „Rheinland“ (Koordinator W. SCHIRMER); Exkursion B fiel aus, Exkursion C „Vulkaneifel“ am 12. 9. (Koordinator v. d. BOGAARD) und am 13. 9. (vormittags) Exkursion E (Neandertal: Führer BECKMANN). Vier eintägige Nachexkursionen am 16. 9. folgten:

- F: „Erdbeben und junge Tektonik“ (AHRNER)
 G: „Flußgeschichte um Düsseldorf“ (SCHIRMER & SCHIRMER, STRASSNER)
 H: „Archäologie im Braunkohlenrevier“ (ARORA, KALIS, SCHWELNUS)
 J: „Inlandeisvorstöße in das Ruhrgebiet“ (THOME) - Und dann war da noch die „Rheinexkursion“ - der gemeinsame Abend auf dem Rheinschiff!

26. Hauptversammlung in Kiel, 12. - 21. 9. 1992

Vorbereitung und Geschäftsführung: F. GRUBE und B. MENKE; 270 Teilnehmer, 94 Vorträge, 44 Poster, 8 Exkursionen

Kiel war die erste Tagung nach der Wende, die Exkursionen nach Ostdeutschland ermöglichte (GRUBE 1993). Es fanden 5 Vorexkursionen (A 1 - A 5) und 3 Nachexkursionen statt (B 1 - B 3). Exkursion A 1 (12. - 14. 9.) folgte unter der Leitung von G. STEINICH der Ostseeküste Mecklenburg-Vorpommerns von Greifswald über Rügen - Darß - Rostock bis Klein-Klützhöved. A 2 (12. - 14. 9.) unter der Leitung von R. KÖSTER der Westküste Schleswig-Holsteins. A 3 am 13. 9. (Leitung H. - J. STEPHAN) widmete sich der Quartärgeologie des Raumes Schleswig, A 4 am 14. 9. dem Raum Bornhöved (Leitung F. MÜLLER und J. A. PIOTROWSKI), und A 5 (14. 9.) wieder unter der Leitung von H. - J. STEPHAN dem Gebiet zwischen Kiel und Neumünster. Von den Nachexkursionen ging B 1 vom 18. - 19. 9. unter der Leitung von W. SCHULZ und H. - J. STEPHAN über die Küste Ostholsteins in das Küstengebiet Mecklenburg-Vorpommerns, B 2 vom 18. - 20. 9. nach Ostholstein-Südwestmecklenburg (Leitung W. v. BÜLOW) und B 3 vom 18. - 20. 9. hatte das Thema „Geotope, geowissenschaftlicher Naturschutz und Quartärstratigraphie“ (Leitung F. GRUBE).

27. Hauptversammlung in Leipzig, 16. - 24. 9. 1994

Vorbereitung und Geschäftsführung: L. EISMANN; 225 Teilnehmer, 31 Vorträge, 20 Poster, 6 Exkursionen

Die erstmals in den „Neuen Bundesländern“ stattfindende Veranstaltung stand unter dem Motto „Quartär- und Umweltgeologie Mitteldeutschlands - 150 Jahre Inlandeistheorie in Sachsen“, der zu diesem Thema von EISMANN & LITT (1994) herausgegebene Band ist weit mehr als ein Exkursionsführer. Über Ablauf und Inhalt der Tagung gibt es einen Bericht von JUNGE & HOFFMANN (in diesem Band von Eiszeitalter und Gegenwart.) Je 3 Vorexkursionen (A 1 - A 3) und 3 Nachexkursionen (B 1 - B 3) fanden statt. A 1 am 16. 9. (Leitung: L. LIPPSTREIF) mit dem Thema: „Elsterzeitliche, saalezeitliche und eemwärmzeitliche Sedimente der Niederlausitz“, A 2 vom 17. - 18. 9. (Leitung: L. WOLF): „Fluviatile und glaziäre Ablagerungen am äußeren Rand der Elster- und Saalevereisung. Die spätertertiäre und quartäre Geschichte des sächsischen Elbgebietes“, und A 3 am 18. 9. (Leitung: W. GLÄSER): „Umweltprobleme im Raum Halle-Leipzig“. Das Thema der Nachexkursion B 1 vom 22. - 23. 9. (Leitung: L. EISMANN und T. LITT) lautete „Klassische Quartärfolge Mitteldeutschlands von der Elster-Kaltzeit bis zum Holozän“, B 2 am 24. 9. (Leitung: R. - D. KAHLKE und D. MANIA) besuchte „Die Travertine von Weimar-Ehringsdorf und Bilzingsleben“, und B 3 am 24. 9. (Leitung: L. EISMANN und A. MÜLLER) war „Die Gedenkexkursion 150 Jahre Inlandeistheorie in Sachsen. Flußterrassen, Endmoränen und Gletscherschiffe in Nordwestsachsen“.

28. Hauptversammlung in Gmunden, 14. - 22. 9. 1996

Vorbereitung und Geschäftsführung: D. VAN HUSEN; 152 Teilnehmer, 49 Vorträge, 10 Poster, 5 Exkursionen

Die - zum Zeitpunkt dieses Berichtes - vorerst letzte Tagung stand unter dem Motto: „Alpine Gebirge im Quartär“, mit einem Schwerpunkt „Alpen-Mittelgebirge-Tiefland im Klimawandel vom Eem bis Holozän“ war bereits die zweite in Österreich abgehaltene Zusammenkunft. Vor den Vorträgen (17. - 19. 9.) fanden die Exkursionen A 1 und A 2 statt: A 1 (Leitung: S. BORTENSCHLAGER und G. PATZELT) vom 14. - 16. 9. in's Inntal und die Öztaler Alpen, A 2 (Leitung: K. A. HABBE, H. JERZ und G. DOPPLER), von München ausgehend im Inn- und Salzachgletschergebiet. B 1 nach der Tagung vom 21. - 22. 9. (Leitung: J. DRAXLER, R. DRESCHER-SCHNEIDER, D. VAN HUSEN und H. KOHL) ging nach Oberösterreich (Alpenvorland, Salzkammergut). Ein spezieller Bericht (VAN HUSEN) findet sich in diesem Band von Eiszeitalter und Gegenwart.

Vorstand und Beirat

Die Leitung der Gesellschaft obliegt satzungsgemäß dem Vorstand. Ihm steht ein Beirat beratend zur Seite, der bis 1978 aus 9 Personen bestand, danach auf 3 reduziert, nach der „Wende“ auf 5 („erweiterter Vorstand“) erhöht wurde. Bis 1978 fanden Wahlen bei der Hauptversammlung alle 2 Jahre statt, mit der in Wien verabschiedeten neuen Satzung wurde die Tätigkeitsdauer des Vorstandes auf 4 Jahre verlängert, beginnend jeweils am 1. 1. des auf die Wahl folgenden Jahres. Die bis 1974 amtierenden Vorstands- und Beiratsmitglieder sind bei SCHÖNHALS (1974b) aufgeführt. Veröffentlichte Nachrufe verstorbener Vorstandsmitglieder finden sich im Literaturverzeichnis.

1975 - 1976

(gewählt in Hofheim / Ts. 1974)

1. Vorsitzender: J. NIEDERMAYER, Hamburg
2. Vorsitzender: J. FINK, Wien

1. Schriftführer: F. GRUBE, Hamburg
2. Schriftführer: H. NÄGEL, Wien

Schriftleiter: E. SCHÖNHALS, Gießen
R. HUCKRIEDE, Marburg
Schatzmeister: H. SCHNEEKLOTH, Hannover

Archivar: L. BENDA, Hannover
Beirat: K. BRUNNACKER, Köln
K. DUPHORN, Kiel
B. FRENZEL, Stuttgart-Hohenheim
R. HANTKE, Zürich
K. PICARD, Kiel
R. SCHÜTRUMPF, Köln
A. SEMMEL, Frankfurt/M.
W. TAUTE, Tübingen

1977 - 1978

(gewählt in Hamburg 1976)

1. Vorsitzender: J. FINK, Wien
2. Vorsitzender: O. FRÄNZLE, Kiel
1. Schriftführer: H. NÄGEL, Wien
2. Schriftführer: W. LANGE, Kiel
Schriftleiter: E. SCHÖNHALS, Gießen
Schatzmeister: E. - R. LOOK, Hannover
Archivar: L. BENDA, Hannover
Beirat: K. BRUNNACKER, Köln
K. DUPHORN, Kiel
B. FRENZEL, Stuttgart-Hohenheim
G. FURRER, Zürich
B. P. HAGEMAN, Haarlem

J. NIEDERMAYER, Hamburg
A. SEMMEL, Frankfurt a. M.
W. TAUTE, Tübingen

1979 - 1982

(gewählt in Wien 1978)

Präsident: O. FRÄNZLE, Kiel
Vizepräsidenten: G. FURRER, Zürich
G. LÜTTIG, Hannover
Schriftleiter: H. D. LANG, Hannover
Schatzmeister: E. - R. LOOK, Hannover
Archivar: L. BENDA, Hannover
Erweiterter Vorstand: K. BRUNACKER, Köln
J. FINK, Wien
A. KESSLER, Horben

1983 - 1986

(gewählt in Zürich 1982)

Präsident: H. MÜLLER-BECK, Tübingen
Vizepräsidenten: H. HEUBERGER, Salzburg
L. BENDA, Hannover
Schriftleiter: H. D. LANG, Hannover
Schatzmeister: E. - R. LOOK, Hannover
Archivar: K. - D. MEYER, Hannover
Erweiterter Vorstand: G. FURRER, Zürich
W. SCHIRMER, Düsseldorf
A. SCHREINER, Freiburg i. Br.

1987 - 1990

(gewählt in Celle 1986)

Präsident: H. MÜLLER-BECK, Tübingen
Vizepräsidenten: H. HAGEDORN, Würzburg
W. SCHIRMER, Düsseldorf
Schriftleiter: H. D. LANG, Hannover
Schatzmeister: E. - R. LOOK, Hannover
Archivar: K. - D. MEYER, Hannover
Erweiterter Vorstand: D. VAN HUSEN, Wien
L. BENDA, Hannover
A. SCHREINER, Freiburg i. Br.

1991 - 1994

(gewählt in Düsseldorf 1990)

Präsident: H. HAGEDORN, Würzburg
Vizepräsidenten: F. GRUBE, Kiel
L. EIBMANN, Leipzig
Schriftleiter: J. KLOSTERMANN, Krefeld
Schatzmeister: E. - R. LOOK, Hannover
Archivar: K. - D. MEYER, Hannover

Erweiterter

Vorstand:	L. BENDA, Hannover
	W. v. BÜLOW, Schwerin
	D. VAN HUSEN, Wien
	H. MÜLLER-BECK, Tübingen
	W. SCHIRMER, Düsseldorf

1995 - 1998

(gewählt in Leipzig 1994)

Präsident:	H. HAGEDORN, Würzburg
Vizepräsidenten:	D. VAN HUSEN, Wien
	L. BENDA, Hannover
Schriftleiter:	J. KLOSTERMANN, Krefeld
Schatzmeister:	E. - R. LOOK, Hannover
Archivar:	K. - D. MEYER, Hannover
Erweiterter	
Vorstand:	W. v. BÜLOW, SCHWERIN
	L. EISMANN, Leipzig
	T. LITT, Bonn
	H. MÜLLER-BECK, Tübingen
	W. SCHIRMER, Düsseldorf

Ehrungen

Die Vereinigung hat satzungsgemäß die Möglichkeit, für besondere Verdienste um die Quartärforschung oder die Deutsche Quartärvereinigung die Ehrenmitgliedschaft und die Albrecht Penck-Medaille zu verleihen. An jüngere Mitglieder kann laut Beschluß des Vorstandes und der Mitgliederversammlung am 9.9.1996 in Gmünden der PAUL-WOLDSTEDT-Preis für besondere Leistungen auf dem Gebiet der Quartärwissenschaften vergeben werden; erstmals soll dies auf der Jubiläums-Tagung 1998 in Hannover geschehen. Um dies auch weiterhin zu ermöglichen, wird auch an dieser Stelle zu Spenden aufgerufen (Eiszeitalter und Gegenwart **46**: 171).

Ehrenmitglieder der DEUQUA

Von 1960 bis 1972 wurde die Ehrenmitgliedschaft 9 mal verliehen (Schönhals 1974 a: 189). Seither erhielten dieselbe (vorangestellt ist das Jahr der Verleihung):

1982	Lorenz Scheuenpflug, Neusäß † 1995
1986	E. M. van Zinderen-Bakker, Somerset/ S. Afrika
1988	Heinrich Jaekli, Zürich † 1996
1988	Hermann Schwabedissen, Bosau † 1996
1990	Gerhard Furrer, Zürich
1992	Hans Dieter Lang, Hannover
1994	Reinhold Huckriede, Marburg

Albrecht Penck-Medaille

In der Zeit von 1958 bis 1972 wurde die Albrecht Penck-Medaille an 15 Wissenschaftler verliehen, davon 7 aus dem Ausland (Schönhals 1974a: 190). Seither erhielten die Medaille (vorangestellt ist das Jahr der Verleihung):

1976:	Rajmund Galon	Thorn	† 1986
	Hans Graul	Guttenzell	† 1997
1978:	J. K. Iwanowa	Moskau	
	Gerald Richmond	Denver	
1980:	Vojen Ložek	Prag	
	Martin Schwarzbach	Köln	
1982:	Julius Fink	Wien	† 1981
	Ingo Schaefer	Gräfelfing	
	Sir Harry Godwin	Cambridge/U.K.	†
1984:	Max Welten	Bern	† 1984
1985:	Ernst Schönhals	Gießen	† 1983
1986:	Karl Brunnacker	Dietersheim	
1988:	Aleksis Dreimanis	London/Ontario	
	Richard G. West	Cambridge/U.K.	
1990:	Lothar Eißmann	Leipzig	
	Helmut Müller	Hannover	
1992:	Hans Poser	Göttingen	
1994:	Arno Semmel	Frankfurt	
	Heinz Kliewe	Greifswald	
	Alfred Jahn	Wroclaw	
1996:	Hans-Jürgen Beug	Göttingen	

Das Jahrbuch „Eiszeitalter und Gegenwart“

Bereits 1951 erschien trotz mannigfacher Schwierigkeiten der erste Band und im Jubiläumsjahr 1973 lagen 24 Bände vor (Schönhals 1974b: 204). Von diesen sind die Bände 1 bis 5, ferner 8 bis 10 sowie 18 vergriffen, jedoch sind Nachdrucke der Bände 1 bis 5 sowie 8 bis 10 bei der Fa. Zwets & Zeitlinger, Heerweg 347, P. O. Box 80, NL - 2160 SZ Lisse, zu beziehen, für DEUQUA-Mitglieder zu ermäßigtem Preis. Bezugsbedingungen der übrigen Bände sind bei der Geschäftsstelle in Hannover zu erfragen. Während des „Kalten Krieges“ erhielten frühere Mitglieder in der „DDR“ weiterhin das Jahrbuch, sofern sie dies wünschten und ohne persönliches Risiko meinten annehmen zu können.

Nach wechselnden Schriftleitern der ersten Jahre lag diese Aufgabe von 1955 bis 1968 bei P. WOLDSTEDT (seit 1963 unterstützt von M. SCHWARZBACH), und von 1969 - 1978 bei E. SCHÖNHALS und R. HUCKRIEDE. 1979 übernahm H. D. LANG die Schriftleitung, seit 1981 mit „blau-weißem“ Umschlag und ab 1986 zweispaltig, wodurch erheblich Platz gespart wurde. Seit der Übernahme der Schrift-

leitung durch J. KLOSTERMANN (1991) ziert jeweils ein Foto das Titelblatt. Größere Schrift macht das Jahrbuch besser lesbar. Durch Fadenheftung ist es haltbarer geworden.

Inhaltlich dominierten zumeist stratigraphische und geomorphologische Themen, aber auch die ganze andere Palette des Quartärs kommt zu Wort. Abhandlungen in englisch oder französisch könnten häufiger sein, auch um das Jahrbuch mehr „internationalem“ Publikum zu öffnen. Trotzdem meinen wir, daß das Grundkonzept beibehalten werden sollte, auch die jährliche Erscheinungsweise. Ein Inhaltsverzeichnis aller Bände ist bei der Schriftleitung in Arbeit, Auflistung der keywords soll folgen. Wünschenswert wäre eine verstärkte Werbung für das Jahrbuch bei Kollegen und Instituten im In- und Ausland; Probeexemplare dafür können beim Archivar angefordert werden.

Die DEUQUA-Bibliothek

Die Gründung der Bibliothek erfolgte nach einem kurzen Aufruf von WOLDSTEDT in Band I von Eiszeitalter und Gegenwart, S. 187; sie lebt ausschließlich vom Tausch mit anderen Vereinen oder erhält Zuwendungen von Mitgliedern.

Die Zahl der Tauschpartner liegt bei 93, darunter 30 deutsche; geringe Abgänge werden in der Regel durch Zugänge ausgeglichen. Bei den ausländischen Partnern handelt es sich zumeist um europäische, aber auch um überseeische; hier könnte durch entsprechende Werbung „vor Ort“ durch Mitglieder u.U. mehr erreicht werden. Die Zahl der Zeitschriften bzw. Serien liegt bei ca. 150; einschließlich von Monographien, Karten etc. liegt die Gesamtzahl der Einzelbände derzeit bei ca. 18 500 (die nicht erfaßten Eingänge der Jahre 1951 – 1958 sind geschätzt).

Die Zahl der Eingänge pro Jahr lag in den ersten 3 Jahrzehnten durchschnittlich über 400, mit einer Kulmination von über 500 in 1967/68; in den Jahren von 1978-87 sank die Zahl auf etwa 350 pro Jahr, und in den letzten 10 Jahren ging sie auf 330 zurück. Hier macht sich die „Wende“ bemerkbar – auf die letzten 5 Jahre entfallen nur ca. 300, und in den letzten 2 Jahren nur ca. 230.

Trotzdem erhält die DEUQUA damit noch mehr als das Doppelte für ihr eigenes Produkt – wohl auch ein Zeichen der Wertschätzung. Untergebracht ist die Bibliothek seit Beginn in den Räumen der gemeinsamen Bibliothek von BGR und NLF, wird dort derzeit aber aus Personalmangel nicht mehr erfaßt und wenig von außerhäusigen Kollegen genutzt. Langfristig wäre die Bibliothek

für ein Institut für Quartärforschung die entsprechende „Morgengabe“ – solange bleibt sie ein zwar wenig genutztes, aber äußerst wertvolles Kapital, und nicht zuletzt gelangen durch den Tausch die in Eiszeitalter und Gegenwart publizierten Arbeiten an viele Orte und Institute der Welt, wohin sie auch sonst wohl kaum kämen.

Ausblick – die nächsten 50 Jahre

Zukunftsprognosen zu machen ist nicht unsere Absicht. Derzeit wird über neue Formen oder Zusammenschlüsse auf verschiedenen Ebenen nachgedacht: bei der Interdisziplinarität unserer Vereinigung wäre ein Aufgehen in einer größeren Gesellschaft eine zweischneidige Angelegenheit – denkbar wäre ein Dachverband, aber den gibt es im Grunde schon mit der Alfred Wegener-Gesellschaft.

Wichtiger wären unseres Erachtens Überlegungen, was getan oder vermieden werden muß, um die Quartärforschung insgesamt zu fördern und zu stärken, dies würde auch der DEUQUA zugute kommen bzw. könnte von dieser induziert werden. An Aufgaben mangelt es nicht: es gibt noch beträchtliche stratigraphische Probleme in Mitteleuropa, obwohl dies wohl die diesbezüglich am weitesten „entwickelte“ Region ist, man denke an die Verzahnung der glaziären mit der marinen Fazies im Nordseegebiet einerseits bzw. mit der Terrassen – und Lössequenz in Mitteldeutschland. Fast in den Anfängen steht die Konnektierung dieser kontinentalen Serie mit der Tiefsee-Entwicklung. Klimatologisch – d.h. paläoklimatologisch hat die Quartärforschung Bedeutendes erarbeitet, was aber nicht ausreichend von der Öffentlichkeit beachtet wird, das entsprechende Management ist verbesserungswürdig. Äußerst bedauerlich ist der Abbau von Quartärforschungsstellen an Hochschulen und entsprechende Einbrüche an Landesämtern, und nicht selten sind die Probleme hausgemacht, d.h. zuerst wird das „vierte Rad am Wagen“ abmontiert – ungeachtet der Tatsache, daß zumindest in den Quartärbedeckten „Flächenländern“ Deutschlands die weit überwiegende Zahl der anwendungsbezogenen Gutachten sich eben mit dem Lockergestein befaßt – Traditionen aber sind beharrlicher als die notwendige Einsicht, daß der quartäre „Dreck“ nun einmal am Anfang der meisten Bau-, Bohr- und Boden-Aktivitäten steht. Und deshalb wird der derzeitige Kahlschlag sich auch nicht beliebig fortsetzen lassen und einer besseren Einsicht weichen. Dies zu erreichen,

sind alle Quartärforscher aufgerufen. Dann wird die DEUQUA auch die nächsten 50 Jahre nicht nur überleben, sondern gedeihen. Die derzeit jüngsten Mitglieder werden es erleben.

Schriftenverzeichnis:

- BRELIEF V. d., G. (1985): Karl Gripp. – Eiszeitalter und Gegenwart, **35**: 215-218, 1 Photo; Hannover.
- BÜDEL, J. (1975): Carl Troll und die Eiszeit. – Eiszeitalter und Gegenwart, **26**: 274-276, 1 Photo; Öhringen/Württ.
- EIBMANN, L. & LIFT, T. (1994): Das Quartär Mitteldeutschlands. – Mit einer Übersicht über das Präquartär des Saale-Elbe-Gebietes. – Altenburger Naturw. Forsch., **7**: 458 S., 174 Abb., 46 Taf., 22 Tab.; Altenburg.
- FAIRBRIDGE, R. W. (1976): Richard Foster Flint, 1902-1976. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **27**: 251-252, 1 Photo; Öhringen/Württ.
- (1987): In memoriam ANDRÉ CAILLEUX, 1907-1986. – Z. Geomorph. N.F. **31** (3): 257-259; Berlin, Stuttgart.
- FINK, J. (1978): Bericht über die Tagung der Deutschen Quartärvereinigung (DEUQUA) in Österreich 1978. – Mitt. Öster. Geogr. Ges., **120**, II: 358-364; Wien.
- FRENZEL, B. (1982): Julius Fink – ein Nachruf. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **32**: 217-221, 1 Photo; Hannover.
- FURRER, G. (1984): MAX WELTEN. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **34**: 211-213, 1 Photo; Hannover.
- GRUBE, F. (1976): Die 18. Tagung der Deutschen Quartärvereinigung vom 21. August – 4. September in Hamburg. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **27**: 193-219, 2 Abb.; Öhringen/Württ.
- GRUBE, F. (1993): DEUQUA-Jahrestagung Kiel 1992. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **43**: 123-124; Hannover.
- HAGEDORN, H. (1984): Julius Büdel. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **34**: 219-221, 1 Photo; Hannover.
- HAGEDORN, H. (1997): Hans Graul. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **47**: 164, 1 Photo; Hannover.
- HANTKE, R. & RAHM, G. (1975): Max Pfannenstiel. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **26**: 277-279, 1 Photo; Öhringen/Württ.
- HUCKRIEDEL, R. (1986): Adolf Luttrupp. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **36**: 149-152, 1 Photo; Hannover.
- KOZARSKI, S. (1986): Professor DR. RAIMUND GALON, 14. August 1906 – 19 Juni 1986. – Z. Geomorph. N.F. **30** (4): 385, 1 Abb., Berlin, Stuttgart.
- LANGE, W. & MENKE, B. (1985): Karl Picard. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **35**: 219-220, 1 Photo; Hannover.
- LOOK, E.-R. & MEYER, K.-D. (1988): Der Paul-Woldstedt-Stein – ein Findling auf der Rehburger Endmoräne am Steinhuder Meer/Hannover. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **38**: 1-5, 2 Abb.; Hannover.
- MEUBERS-BALKE, J. (1987): Rudolf Schütrumpf. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **37**: 141-150, 1 Photo; Hannover.
- MEYER, K.-D. (1980): Konrad Richter. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **30**: 261-266, 1 Photo; Hannover.
- PEFFFER, K.-H. und Schriffl. (1974): Die 17. Tagung der Deutschen Quartärvereinigung vom 20.-24. September 1974 in Hofheim am Taunus. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **25**: 206-232; Öhringen/Württ.
- SCHWAHEDDISSEN, H. (1984): Alfred Rust. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **34**: 215-218, 1 Photo; Hannover.
- SCHIRMER, W. (Hrsg.) (1990): Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. – 295 S., 133 Abb., 10 Tab.; Hannover.
- SCHÖNHALS, E. (1974a): 25 Jahre Deutsche Quartärvereinigung. Ansprache anlässlich der Eröffnung der 17. Hauptversammlung in Hofheim a. Ts. am 21. September 1974. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **25**: I-IV; Öhringen/Württ.
- SCHÖNHALS, E. (1974b): Zur 25-jährigen Geschichte der Deutschen Quartärvereinigung (Namen, Daten und wissenschaftliche Veranstaltungen 1948-1973). – Eiszeitalter u. Gegenwart, **25**: 183-205, 1 Abb.; Öhringen/Württ.
- SEMMEL, A. (1974): Das Eiszeitalter im Rhein-Main-Gebiet. – Rhein-Mainische Forschungen, **78**: 215 S., Abb., Tab.; Frankfurt a.M.
- STRAKA, H. (1984): Fritz Theodor Oberbeck. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **34**: 207-208, 1 Photo; Hannover.
- WOLDSTEDT, P. (1951): Quartärforschung. Einleitende Worte. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **1**: 9-15; Öhringen/Württ.

27. Hauptversammlung der DEUQUA in Leipzig 16. - 24. 9. 1994

FRANK WOLFGANG JUNGE & KERSTIN HOFFMANN*)

Vom 19. bis 21. September 1994 fand in Leipzig die 27. Hauptversammlung der 1948 gegründeten Deutschen Quartärvereinigung (DEUQUA) statt. Mit der durch das Institut für Geophysik und Geologie der Universität Leipzig erstmals in Ostdeutschland ausgerichteten gesamtdeutschen Quartärtagung erfuhr die Wiege der modernen Quartär- und Paläoklimaforschung, die in Leipzig im 19. Jahrhundert mit der Tätigkeit der weltberühmten sächsischen Geologen B. v. COTTA, C. F. NAUMANN, A. v. MORLOT und A. PENCK ihren Anfang nahm, eine späte Würdigung. Ganz im Zeichen dieser Tradition vermittelte die Tagung unter dem Titel "Umwelt- und Quartärgeologie Mitteleuropas - 150 Jahre Inlandeistheorie in Sachsen" einen tiefen Einblick in den seit diesen wissenschaftlichen Anfängen stattgefundenen enormen Erkenntniszuwachs zur Landschafts- und Klimaentwicklung der letzten 1,8 Millionen Jahre. Dazu stand im Mittelpunkt des Vortrags- und Exkursionsprogramms die in den Großtagebauten des mitteleuropäischen Braunkohlenreviers dreidimensional aufgeschlossene klassische quartäre, den unmittelbaren Randbereich des ehemaligen skandinavischen Inlandeises charakterisierende mitteleuropäische Sedimentfolge. Die Diskussion ihres geologischen Aufbaus, ihrer stratigraphischen Einstufung und paläoklimatischen Deutung waren ebenso Anliegen der Tagung wie die mit der großflächigen anthropogenen Landschaftsumgestaltung (Tagebaurestlochgestaltung, Grundwasser- und Boden-sanierung usw.) des mitteleuropäischen Raumes einhergehenden, dringend zu lösenden umweltgeologischen Fragen.

An der Tagung nahmen insgesamt 225 Fachleute und interessierte Geowissenschaftler aus Gesamtdeutschland teil. Mit ihnen waren vertreten 22 Universitäten (aus Augsburg, Bamberg, Berlin, Bochum, Bonn, Clausthal-Zellerfeld, Erlangen, Frankfurt a.M., Göttingen, Greifswald, Halle, Hamburg, Jena, Karlsruhe, Köln, Koblenz, Kiel, Leipzig, Marburg, München, Regensburg, Stuttgart-Hohenheim), 9 Geologische Landesämter (Brandenburg, Bayern, Mecklenburg-Vorpom-

mern, Niedersachsen, Nordrhein-Westfalen, Sachsen, Sachsen-Anhalt, Schleswig-Holstein, Thüringen), verschiedene Großforschungseinrichtungen (Forschungszentrum Jülich, Umweltforschungszentrum Leipzig-Halle), Museen, Staatliche Umweltfachämter, Forschungseinrichtungen der Max-Planck-Gesellschaft, die Deutsche Forschungsgemeinschaft, die Sächsische Akademie der Wissenschaften sowie verschiedene Einrichtungen der geologischen Industrie. Desweiteren waren Gäste aus Polen, der CFR, Österreich, der Schweiz und England angereist.

Das im Hörsaal-Hauptgebäude der Universität Leipzig durchgeführte Vortragsprogramm war am ersten Tag „Überregionalen Beiträgen zum Quartär Europas“ gewidmet. Am zweiten Tag standen „Regionale Beiträge zum Quartär Mitteleuropas“ im Vordergrund. Innerhalb dieses Teiles wurden unter anderem erste Ergebnisse der Anwendung moderner quartärgeologisch-geochemischer Methoden der Altersdatierung (Thermolumineszenz, U/Th, Radiokarbon) und der Paläoklimatologie (Stabile Isotope des Sauerstoffs, Kohlenstoffs) auf die mitteleuropäische Quartärfolge vorgestellt. „Beiträge zur Umweltgeologie und Bodenkunde“ standen am dritten Vortragstag auf der Tagesordnung. Erste Ergebnisse von Untersuchungen zu der seit 1989 begonnenen Zustandserfassung der anthropogenen Belastung von Böden, sowie von Grund- und Oberflächenwässern aus der mitteleuropäischen Region wurden im Rahmen dieses Themenkomplexes präsentiert.

Einen großen Zuspruch fanden die Vor- und Nachexkursionen, die in die mitteleuropäische Tagebaulandschaft führten. Zum einen wurden während der Vorexkursionen die quartären Ablagerungen im Bereich der Niederlausitz („Elsterzeitliche, saalezeitliche und eemwarmzeitliche Sedimente der Niederlausitz“) und des Sächsischen Elbegebietes („Die spätertertiäre und quartäre Geschichte des sächsischen Elbegebietes“) vorgestellt. Zum anderen wurden die bei der Sanierung und Rekultivierung stillgelegter Tagebaue im Halle-Leipziger Braunkohlenrevier auftretenden Probleme im Rahmen einer Exkursion („Umweltprobleme im Raum Halle-Leipzig“) vor Ort diskutiert. Während der Nachexkursionen wurden den 120 Exkursionsteilnehmern die in den Tagebauten Gröbern, Delitzsch-SW, Zwenkau

*) Anschrift der Verfasser: Dr. habil. F. W. JUNGE, Frau Dipl.-Geogr. K. HOFFMANN, Institut für Geophysik und Geologie, Universität Leipzig, Talstraße 35, 04103 Leipzig

und Neumark-Nord aufgeschlossene „Klassische Quartärfolge Mitteldeutschlands von der Elsterkaltzeit bis zum Holozän“ präsentiert. Auf diesen Exkursionen konnte den Teilnehmern ein kompakter und durch gute Aufschlußverhältnisse dokumentierter Überblick über die gesamte mitteleuropäische Quartärsequenz gegeben werden. Zahlreiche intensiv geführte Diskussionen, Meinungsäußerungen und wissenschaftliche Streitgespräche vor Ort ließen die Exkursionen zu einem nachhaltigen Erlebnis werden. Die Quartärfolge Thüringens einschließlich der Vorstellung der in ihr vorkommenden bekannten archäologischen Befunde („Die Travertine von Ehringsdorf und Bilzingsleben“) und eine an die „locus typicus-Aufschlüsse“ der im 19. Jahrhundert begründeten und von Sachsen ausgehenden Quartär- und Paläoklimaforschung („Gedenkexkursion 150 Jahre Inlandeistheorie in Sachsen, Flußterrassen, Endmoränen und Gletscherschliffe in Nordwestsachsen“) führende Exkursion waren weitere Höhepunkte der Tagung.

Der im Rahmen der Schriftenreihe der Altenburger Naturwissenschaftliche Forschungen anlässlich dieser DEUQUA-Tagung gedruckte und weit über das Maß eines herkömmlichen Exkursionsführers hinausgehende Band

„Das Quartär Mitteldeutschlands. Ein Leitfaden und Exkursionsführer.

Mit einer Übersicht über das Präquartär des Saale-Elbe-Gebietes“

Herausgeber: Lothar Eissmann und Thomas Litt

Altenbg. nat. wiss. Forsch., Altenburg, Heft 7 (1994), S. 1 - 458

enthält neben einer Zusammenfassung der geologischen Entwicklung Mitteldeutschlands seit Be-

ginn des Känozoikums eine nach den Exkursionen geordnete Vielzahl geologisch fundierter und gut dokumentierter Einzelbeiträge aus den Tagebauen Mitteldeutschlands. Er kann als lehrbuchhafte Zusammenfassung des mitteleuropäischen Känozoikums gelten und wird mit seinem dargelegten Kenntnisstand bei der Lösung zukünftiger quartär- und umweltgeologischer Fragen in Sachsen und angrenzender Gebiete für die nächsten 50 Jahre richtungsweisend sein.

Heute, vier Jahre nach der Durchführung der 27. Tagung der Deutschen Quartärvereinigung in Leipzig, ist die geologische Forschung Mitteldeutschlands mit der über die Landesgrenze hinaus bekannten Hauptdomäne der Quartär-, Paläoklima- und Umweltforschung durch die Existenz eines Hauptstudienganges Geologie mit Schwerpunkt Känozoikum und Umweltgeologie wieder zu einer festen Größe im Lehr- und Studienplan der Universität Leipzig geworden. Seit dieser Zeit sind durch den Einsatz moderner Analyseverfahren zahlreiche neue Forschungsergebnisse zur Stratigraphie, zur Sedimentgenese, zur Gletscherbewegung und -dynamik sowie zur Paläoklimaforschung hinzugekommen. Trotz der in den letzten Jahren massiv fortgeschrittenen Sanierungsarbeiten und des Verlustes zahlreicher international wertvoller Profile ist der Vorteil dieser Region und damit die Chance und Basis zukünftiger Forschungsarbeiten grundsätzlich geblieben: die immense, auf den Großaufschlüssen und zahlreichen Bohrungen begründete Datenbasis und die im Vergleich zu anderen Regionen immer noch in großer Zahl vorhandene guten Aufschlußverhältnisse innerhalb einer Landschaft des glazial-periglazialen Übergangsbereiches.

28. Hauptversammlung der DEUQUA in Gmunden 14. - 22. 9. 1996

(DIRK VAN HUSEN*)

Die Veranstaltung stand unter dem Motto „Alpine Gebirge im Quartär“ und wies einen Schwerpunkt Alpen-Mittelgebirge-Tiefland im Klimawandel vom Eem bis zum Holozän auf.

Der Einladung zu der Tagung folgten 152 Personen, die mit 46 Vorträgen und 14 Postern zum Gelingen der Veranstaltung beitrugen.

Der Löwenanteil der Vorträge bezog sich, dem Motto der Tagung entsprechend, auf die Entwicklung der Alpen während des Eems und des letzten Eiszeitzyklusses. Hier wurden die aktuellen Forschungen und Ergebnisse aus Österreich und der Schweiz dargestellt. Es war dabei sehr erfreulich, daß viele junge Forscherinnen und Forscher ihre Arbeiten präsentierten.

Der Bogen spannte sich dabei von detaillierter Erfassung der Klimaentwicklung im Alpenraum vom Riß-Spätglazial über das Eem bis ins Mittelwurm, über die geologisch-morphologischen Auswirkungen der letzten Eiszeit und die spätglaziale Entwicklung in den Alpen. Hier zeigte sich in vielen Vorträgen, daß gerade die Auswirkungen auf die Hänge und Talböden durch die zunehmende Inanspruchnahme der Alpentäler für Infrastrukturmaßnahmen von zunehmender wirtschaftlicher Bedeutung sind.

So sind übertiefte Talbereiche, Deformation der Talflanken durch rasch oder langsam ablaufende Massenbewegungen und die dadurch eintretende Beeinflussung des Talbodens hydrogeologisch sowie ingenieurgeologisch von zunehmendem Interesse.

Neben diesen, auf die Alpen bezogenen Vorträgen, wurden auch andere Gebirge beider Hemisphären in Erscheinungsbild und Chronologie der letzten Eiszeit dargestellt.

Entsprechend dem Schwerpunkt wurden in vielen Vorträgen Forschungsergebnisse aus dem Raum nördlich der Alpen bis zur Nordseeküste vorgetragen. Hier lag das Hauptaugenmerk auf dem Zeitraum Spätglazial-Holozän, da haupt-

sächlich erste aktuelle Ergebnisse aus dem DFG Schwerpunktprogramm „Wandel der Geo-Biosphäre während der letzten 15.000 Jahre“ vorgestellt wurden.

Ergänzt wurden diese Vorträge durch 14 Poster zu breit gestreuten Themen, die die Vielfalt der Quartärgeologie eindrucksvoll belegten.

Einer alten Tradition der DEUQUA folgend wurde auch wieder ein öffentlicher Vortrag gehalten. Unter dem Titel „Als unsere Seen noch Gletscher waren“, stellte der Berichterstatter das Erscheinungsbild des Salzkammergutes zur letzten Eiszeit und die seither eingetretene Entwicklung dar. Der Vortrag wurde auch von ca. 50-60 Personen aus der Bevölkerung besucht und fand auch ein deutliches Echo in der lokalen Presse und hat sicher etwas zur Verbreitung der Ergebnisse unserer Wissenschaft in breiteren Bevölkerungskreisen beigetragen.

Neben der Vortragsveranstaltung wurden vor und nach der Tagung Exkursionen angeboten.

Vor der Tagung wurde eine 3tägige Exkursion im Raum Tirol von S. BORTENSCHLAGER und G. PATZELI organisiert, die die spätglaziale und holozäne Gletscher- und Talbodenentwicklung zum Thema hatte.

Parallel demonstrierte eine von H. DOPPLER, H. JERZ und K. A. HABBE geführte, 2tägige Exkursion neue Ergebnisse zur klassischen Moränenstratigraphie im Inn- und Salzachvorlandgletschergebiet. Beide Exkursionen wurden von jeweils 31 Personen besucht.

Nach der Tagung fand noch in der weiteren Umgebung des Tagungsortes eine 3tägige Exkursion statt, die die Seen-, Tal- und Gletscherentwicklung in älteren Eiszeiten und besonders vom Eem bis zum Holozän vorstellte. Hier wurden die neuen Ergebnisse in diesem Raum von I. DRAXLER, R. DRESCHER-SCHNEIDER und H. KOHL und dem Berichterstatter vorgestellt. An dieser Exkursion, die die quartäre Entwicklung des Salzkammergutes zeigte, nahmen 70 Personen teil.

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. D. VAN HUSEN, Institut für Geologie TU Wien, Karlsplatz 13, A-1040 Wien

Bericht über die jährliche Tagung der britischen „Quaternary Research Association“ mit dem Thema „Mountain Glaciations: Chronologies, Forms and Processes“ vom 9.-10. Januar 1997 in London

FRANK LEHMKUHL *)

Die jährliche Tagung britischer Quartärforscher fand in den Räumen der Geological Society of London (Burlington House) statt. Die Tagung wurde von Dr. L. OWEN maßgeblich organisiert. 19 Vorträge, darunter fünf „Keynotes“, und fünf Poster widmeten sich, dem Rahmenthema entsprechend, den Vergletscherungen in verschiedenen Gebirgen der Erde. Den etwa 50 Teilnehmern, darunter 5 auswärtige, Gäste von denen drei zu einer „Keynote lecture“ eingeladen waren, wurde ein gutes Programm mit neuesten Forschungsergebnissen und anregenden Diskussionen geboten. Zahlreiche Pausen und ein gemeinsamer Abend boten überdies Gelegenheit für weiterführende Gespräche.

Am Anfang standen zunächst zwei Keynotes. S. PORTER (Seattle) berichtete über die z. T. gut datierten, jungquartären Vergletscherungssequenzen auf Hawaii in Abhängigkeit von der Hebung der Vulkane und dem Vulkanismus der Inseln. E. DERBYSHIRE (London) stellte den Kenntnisstand zur Ausdehnung quartärer Vergletscherungen im Bereich des tibetischen Plateaus vor. Die immer noch strittige Ausdehnung der pleistozänen Vergletscherungen im Bereich des tibetischen Plateaus beruht zumeist auf unterschiedlichen Interpretationen von Diamiktiten als Formen schneller Massenbewegungen oder Moränen sowie auf der Ansprache geomorphologischer Formen. Dabei gibt es m. E. einige Konvergenzformen, die zu unterschiedlichen Interpretationen führen. E. DERBYSHIRE sprach sich gegen eine umfassende Plateauvergletscherung aus. HARRISON, V. WINCHESTER & C. R. WARREN berichteten im folgenden Vortrag über Gletscherfluktuationen des nordpatagonischen Eisfeldes (Chile).

Im weiteren, ersten Teil der Tagung, standen die glazialen Formen und Prozesse im Mittelpunkt. M. R. BENNETT, M. J. HAMBREY, D. HUDDART & N. F.

GLASSER (Greenwich, Liverpool) referierten über hoch aktive Talgletscher in Spitzbergen und ihren Formen und Prozesse in neoglazialen Moränen. Diese wurden mit einigen Sedimenten und Formen des Loch-Lomond-Stadiums (Gletschervorstoß der Jüngeren Dryas) in Schottland verglichen. J. K. HART (Southampton) stellte ebenfalls subglaziale Deformations- und Akkumulationsprozesse in Abhängigkeit des Anstehenden, der Sedimentverfügbarkeit und dem Gletscherregime dar. M. J. HAMBREY, M. R. BENNETT, J. A. DOWDESWELL, N. F. GLASSER & D. HUDDART (Liverpool, Greenwich, Aberystwyth) berichteten über die Ablagerung und die Prozesse der Akkumulation von Gletscherschutt in Moränen polythermaler Gletscher Spitzbergens. D. N. COLLINS (Oxford) gab in seinem Vortrag Anhaltspunkte für Erosionsraten vergletschelter Einzugsgebiete im Karakorum. M. J. BENTLEY & A. J. DUGMORE (Edinburgh) versuchten über die Analyse und zeitliche Einordnung von Rutschungen (Fem, Holozän) die glaziale Erosion in einem isländischen Trogtal zu quantifizieren. D. J. A. EVANS, D. A. McDUGALL, B. R. REA & W. B. WHALLEY (Glasgow, Worcester, Belfast) berichteten über die Dynamik und Geomorphologie norwegischer Plateaugletscher. Bemerkenswert erscheint mir, daß unter einem noch zu Beginn dieses Jahrhunderts eisbedecktem Plateaugletschers beim Gletscherrückzug Eiskeilpolygone freigelegt wurden.

Die weiteren Vorträge behandelten überwiegend die zeitliche Abfolge verschiedener Moränensequenzen in unterschiedlichen Gebirgen. Ch. CLAPPERTON (Aberdeen) widmete seine „Keynote“ hauptsächlich den spätglazialen Gletscherschwankungen in den Anden. Dabei vertrat er die Auffassung, einen Gletschervorstoß zum Zeitpunkt der Jüngeren Dryas in Südamerika nachweisen zu können. Dies wird allerdings von anderen Forschern, u. a. von K. HEINE jüngst auf dem Arbeitskreis Hochgebirgsökologie in Göttingen, angezweifelt. In der folgenden „Keynote“ faßte M. FORT (Paris) die Ergebnisse jungpleistozäner Ver-

*) Privatdozent Dr. F. LEHMKUHL, Geographisches Institut der Universität Göttingen, Goldschmidtstr. 5, D-37077 Göttingen

gletscherungen aus Nepal zusammen. D. I. BENN & L. A. OWEN (Aberdeen, London) zeigten anhand neuerer Datierungen aus dem Himalaja, daß letztglaziale Gletschervorstöße hier ihr Maximum sowohl in der Zeit 18-20 ka als auch im Frühglazial (60-30 ka) hatten. Sie führen dies auf Einflüsse sowohl aus der Westwindzirkulation als auch auf den südostasiatischen Monsun zurück. W. MITCHELL & P. TAYLOR (Luton) berichteten über frühquartäre Vergletscherungen im indischen Himalaja. In der eigenen „Keynote“ standen die neuesten Ergebnisse zur jungquartären Vergletscherungsgeschichte in der zentralen und westlichen Mongolei im Mittelpunkt.

Im letzten Teil der Tagung berichteten M. KIRKBRIDE & V. BRAZIER (Dundee) über neoglaziale (holozäne) Gletschervorstöße in den neuseeländischen Alpen seit 5.700 BP. D. A. McDUGALL (Worcester) trug über die Glazialmorphologie des Loch-Lomond-Stadiums (Jüngere Dryas) im Lake District vor. Es herrschten kleine Eiskappen mit kalten (polaren) Gletschern vor. ANDERSON, S. HARRISON, T. MIGHALL & D.G. PASSMORE (Enfield, Coventry, Newcastle) zeigten, daß während der Jün-

geren Dryaszeit auch in Südirland eine kleinere Gebirgsvergletscherung in Nordexposition nachgewiesen werden kann. N. SPEDDING (Aberdeen) stellte ein Modell für die Bildung großer Moränenakkumulationen isländischer Gletscher vor. Jungquartäre Gletschervorstöße im Qilian Shan (China) waren das Thema des letzten Vortrages von J. ROSE (London).

Neben der Aufnahme und Datierung verschiedener, zumeist jungquartärer oder holozäner Gletschersequenzen in Gebirgen der Erde (u. a. Anden, Himalaja, Neuseeland, Großbritannien, Skanden, Tibet, China, Mongolei, Hawaii) stand der Gletschervorstoß der Jüngeren Dryas (Loch-Lomond-Stage) in Großbritannien im Mittelpunkt der Tagung. Zahlreiche Vorträge und einige Poster widmeten sich der Gletscherbewegung und der glazialen Erosion am Untergrund von Gletschern sowie den glazialen Sedimenten. Hier zeigt sich m.E. ein anderer Schwerpunkt als im deutschsprachigen Raum. Insgesamt zeigte diese Jahrestagung einen Ausschnitt aus der Fülle der Forschungsaktivitäten britischer Quartärforscher.

Bericht über die Exkursionen T204 und T332 im Rahmen des 30. IGC in Beijing (4.-14. 8. 1996)

KARL TILMAN ROST*

Vom 4. bis 14. August 1996 fand in Beijing der 30. International Geological Congress statt, an dem weit über 6000 registrierte Teilnehmer aus über 120 Nationen teilnahmen. Insgesamt wurden im Rahmen des Kongresses 11 Special Symposia (Origin and History of Earth; Geosciences and Human Survival, Environment and Natural Hazards; Global Change and Future Environment; Structure of the Lithosphere and Deep Processes; Contemporary Lithospheric Motion; Global Tectonic Zones; Orogenic Belts; Basin Analysis; Energy and Mineral Resources for the 21st Century; New Technology for Geosciences; Progress of International Geoscience Projects) mit über 70 Sessions sowie 22 Symposia mit mehr als 150 Sessions angeboten.

Vor, während und nach dem Kongreß fand ein sehr umfangreiches Exkursionsprogramm zu unterschiedlichen Inhalten in den verschiedensten Regionen Chinas statt. Aufgrund der hohen Zahl angebotener Exkursionen (über 80) mußte schon im Vorfeld mit sehr unterschiedlichen Teilnehmerzahlen an den einzelnen Exkursionen gerechnet werden. Während einige erwartungsgemäß sehr gut frequentiert waren, nahmen an anderen nur ein oder zwei Interessenten teil. Die eigenen Eindrücke von zwei i. w. quartärgeologischen bzw. geomorphologischen Exkursionen in die Berge westlich von Beijing (Xishan) und in das Lushan Gebirge (Provinz Jiangxi) am Unterlauf des Jangtzekiang (Chang Jiang) werden im folgenden kurz wiedergegeben. Beide Regionen gelten seit den Untersuchungen von J. S. LEE (LI SIGUANG) in den 20er und 30er Jahren dieses Jahrhunderts zu den Schlüsselgebieten (ost-)chinesischer Quartärstratigraphie und sind v.a. im Hinblick auf ihre pleistozäne Vergletscherung heftig umstritten (vgl. KOZARSKI 1963, DERBYSHIRE 1983, 1987, SHI 1991, SUN 1991, LEHMKUHL & ROST 1993).

Tagesexkursion T204 (10.8.96)

"Quaternary Glacial Vestiges in the Western Hills (Xishan Mts.) of Beijing"

Leitung und Mitwirkung: WU XIHAO, JIANG FUGUO, XU HELING und XIAO HUAGUO (Institute of Geomechanics, CAS, Beijing).

Teilnehmer: 11 (ohne Führer); Beginn und Ende der Exkursion in Beijing.

Der Xishan (ca. 39°N/116°E) liegt WSW-lich von Beijing am NW-Rand des Taihang Shan und kulminiert im Bereich des Baihuashan mit einer maximalen Höhe von 1991m. Im eigentlichen Exkursionsgebiet bei Tanzhesi/Taipingzhuang erreichen die Berge allerdings nur Höhen um 1000-1200m. Das östliche Gebirgsvorland liegt bei Beijing etwa in 50 m Höhe. Stark verwitterte diamiktische Ablagerungen im Gebirge und am östlichen Gebirgsrand werden seit den frühen Untersuchungen von J. S. LEE und seinen Schülern als glaziale und glazifluviatile Ablagerungen mehrerer alt- und mittelpleistozäner Vergletscherungen interpretiert. Allerdings wurden schon früh Zweifel an ihrer glazialen bzw. glazifluviatilen Genese geäußert und die Akkumulationen als Solifluktionsschutt, Murmaterial und/oder fluviatile Ablagerungen einer torrentiellen Morphodynamik gedeutet (u. a. KOZARSKI 1963). Neuere Untersuchungen über die Genese von Oberflächentexturen von Quarzkörnern aus diesen Sedimenten sollen nach Auffassung der Exkursionsleitung die glaziale bzw. glazifluviatile Herkunft der Ablagerungen erhärten. Dazu wurden insgesamt fünf Exkursionspunkte angefahren.

Der 1. Stop fand am Gebirgsrand (ca. 70 - 120m) westlich von Beijing bei Moshikou (Distrikt Shijingshan) statt. Hier wurde das „Museum of Quaternary Glacial Vestiges of China“ besichtigt, auf dessen Gelände sich auch die u.a. von KOZARSKI (1963) erwähnten, „glatgeschliffenen“ und gekritzten Gesteinsflächen (Jurassischer Diabas) befinden, die einer prä- oder altpleistozänen Vergletscherung zugeschrieben werden. In Anbetracht der nur 3-5mm starken Verwitterungsrinde der Gesteinsflächen sowie der Exfoliations- und Abgrusungserscheinungen erschien es den meisten Teilnehmern nur schwer verständlich, warum gerade die relativ kleinen „glazialen“ Kritzungen erhalten blieben, während die großen Erosionsformen (z. B. Kare, Trogtäler) oder Moränen durch die nachfolgenden Prozesse vollständig zerstört bzw. überprägt worden sein sollen.

Im weiteren Verlauf der Exkursion wurden an drei

*Anschriß des Verfassers: K. T. ROST, Geographisches Institut der Universität Göttingen, Goldschmidtstr. 5, 37077 Göttingen

Haltepunkten Schotterakkumulationen und erratische Blöcke im Einzugsbereich des Lujia He bei Guantouling, Tangzhesi und Lujiatan vorgeführt, die in unterschiedlichen Höhenlagen über dem rezenten Flußbett liegen und als glaziale bzw. glazifluviatile Ablagerungen unterschiedlich alter Vergletscherungsphasen vorgestellt wurden. Als neuerlicher Beleg für die umstrittene glaziale bzw. glazifluviatile Genese dieser Ablagerungen wurden mikroskopische Untersuchungen von Frakturen auf den Quarzkornoberflächen aus dem mehr oder minder stark verwitterten Matrixmaterial angeführt. Ein Ergebnis, das allerdings im Gelände nicht überprüft werden konnte. Einigkeit bestand lediglich in der Auffassung, daß die Blöcke und Schotter vor ihrer Ablagerung transportiert wurden, wobei unklar blieb, ob der Transport durch Gletscher, Rutschungen, Muren oder torrentielle fluviale Prozesse erfolgte. Leider waren die im Gelände vorgeführten Aufschlüsse kaum freigelegt und z. T. stark durch Vegetation bedeckt, so daß die vorgetragenen Befunde für die Teilnehmer im Detail an den Aufschlüssen nicht nachvollziehbar waren.

Der letzte Exkursionspunkt lag auf einem 20-30m hohen, NW-SE streichenden Hügel im östlichen Vorland des Xishan bei Dafuzhuang. Nach Aussage der Exkursionsleitung wird das Liegende aus kretazischen Sedimenten gebildet, über denen eine 2-3m mächtige Deckschicht aus Schottern, Kiesen, Sand, Schluff und Ton liegt, die als moränische Ablagerung gedeutet wird. Leider waren auch hier nur die obersten 30 - 50 cm eines Profils einsehbar und stark mit Vegetation bedeckt.

Festzuhalten bleibt, daß die Exkursion sehr unter den mangelhaften Aufschlußverhältnissen litt. Als neue Methode zur genetischen Erklärung der „glazigenen“ Sedimente im Xishan wurde ein Verfahren zur Analyse verschiedener genetischer Formen von Oberflächentexturen der Quarzkörner vorgestellt, auf dem die Beweisführung i. w. basierte. Mit ähnlichen Verfahren wird derzeit u.a. in W-China versucht, moränisches Material von Murakkumulationen zu differenzieren. Die Möglichkeit einer Genese der (pseudo-)moränischen Ablagerungen im Xishan durch Muren o.ä. wurde allerdings bei den vorgestellten Untersuchungen zur Genese der Texturen von Quarzkornoberflächen nicht berücksichtigt. Die genetische Differenzierung beschränkte sich auf die Klassifikation „glacial“, „running water“, „eolian“ und „chemical“.

Ferner bleibt die Frage nach den glazialen Erosionsformen im Gebirge. Bisher konnten im Xishan

weder eindeutige Kare noch zweifelsfrei glazial geformte Täler nachgewiesen werden. Obwohl es keinerlei Angaben zur Höhenlage vorzeitlicher Schneegrenzen gibt, scheint doch zwischen den potentiellen Akkumulations- bzw. Ablationsgebieten ein krasses Mißverhältnis zu bestehen.

Exkursion T332 (15.- 20.8.96) „Quaternary Glaciations in the Lushan Mountain Area and Quaternary Geology of Poyang Lake“

Leitung und Mitwirkung: YU ZHIQING, MA ZHENXING, GAO ZHONGTAN (Jiangxi Bureau of Geology and Mineral Resources), HE PEIYUAN (Institute of Geomechanics, CAGS).

Teilnehmer: 1 (ohne Führer); Beginn und Ende der Exkursion in Nanchang (Provinz Jiangxi).

Ausgangs- und Endpunkt dieser Post-Congress Exkursion war die Provinzhauptstadt Nanchang (ca. 28°38'N/115°54'E) südlich des Poyang Sees, die nach einem Flug von Beijing am 15. 8. erreicht wurde. Etwa 80 km nördlich von Nanchang liegt das NE-SW streichende, 25 km lange und 10 km breite Lushan Gebirge (29°25' - 29°42'N/115°52' - 116°04'E). Die ersten quartärgeologischen Untersuchungen in diesem bis 1474 m hoch aufragenden Gebirge wurden in den 30er Jahren durch J. S. Lee durchgeführt, der in der Folgezeit drei bis heute umstrittene Vergletscherungsphasen (Poyang, Dagu, Lushan) ausgliederte und mit den alpinen Vereisungen Günz, Mindel und Riß korrelierte (vgl. DERBYSHIRE 1983, 1987, SUN 1991, LEHMKUHL & Rost 1993).

Den Schwerpunkt des ersten Exkursionstages (16. 8.) bildeten die pleistozänen Sanddünen im nördlichen Teil des Poyang Sees, der dem Lushan im Osten in einem meso-känozoischen Becken vorgelagert ist. Mit Hilfe eines in Xingzi am Westufer des Sees gecharterten Bootes, wurden die, dem nördlichen Einmündungsbereich der Flüsse Ganjiang und Xiushui He vorgelagerten, 40-90 bzw. 150 m hohen Sanddünen bei Songmenshan und Layemiao angefahren. Dabei handelt es sich v.a. um fluvio-lakustrine Sande mit zwischengelagerten grau-schwarzen Tonlagen, die etwa im Zeitraum 35.000 - 14.000 yr BP von den Flüssen akkumuliert wurden und nachfolgend einer teilweisen äolischen Überformung unterlagen. Einige nachträgliche Verstärkungen von Schichten deuten jüngere tektonische Vorgänge an.

Die Exkursion wurde am 17. 8. von Xingzi in nördlicher Richtung fortgesetzt. Schwerpunkte bildeten die als glaziale bzw. glazifluviatile Erscheinungen gedeuteten „Drift Boulder“ und Sedimente im östlichen Vorland des Lushan bei Jindingshan

(190 m), Dapailing (284 m) und am Gushan Hu (20 m), die alt- bzw. mittelpleistozänen Vergletscherungsperioden zugeordnet werden. Zweifels- ohne weisen die vorgestellten tonreichen, meist unsortierten, block- und schotterreichen Akkumulationen im östlichen Vorland des Lushan Ähnlichkeiten mit glazigenen Sedimenten auf. Allerdings sind auch Parallelen zu Murablagerungen und torrentenartigen, fluviatilen Akkumulationen festzustellen. Insbesondere die „diamiktischen“ Schotterkörper ähneln in ihrem Habitus stark den sandig-kiesigen Schotterakkumulationen der aktuellen torrentenartigen Flüsse am Gebirgsrand. Der vergleichsweise stärkere Tongehalt in den „diamiktischen“ Ablagerungen ließe sich mit der starken Verwitterung unter den subtropischen Klimabedingungen erklären (vgl. DERBYSHIRE 1983).

Ausgangspunkt für die nachfolgenden Tagesfahrten (18./19.8.) in den Lushan war das Gästehaus der „Jiujiang Chemical Fibre Factory“ am Poyang See bei Jiangpochang. Leider war die Sicht im Gebirge an den folgenden Tagen durch die Bewölkung und starke Regenfälle eingeschränkt, so daß die geplanten Besichtigungen der glazialen Erosionsformen „Hanpoling Knife-edge Crest“ und „Da'ao Cirque“ wetterbedingt entfallen mußten. Ebenfalls stark durch die Witterungsverhältnisse beeinträchtigt waren die Übersichtsbegehung im ca. 1000 m hoch gelegenen „Lulin Firn Basin“ und des oberen „Wangjiapo Glacial Valley“ sowie ein Rundblick über den Lushan vom 1357 m hohen Wulao Gipfel.

Besucht werden konnte das Museum der Ortschaft Gulin (1164 m) mit seiner Ausstellung von Exponaten zur pleistozänen Vergletscherungsgeschichte des Lushan sowie ein Aufschlußprofil in einem Bachlauf (1100 m) zwischen Gulin und dem Lulin Stausee, das als Beispiel für glazigene Sedimentablagerungen aus der Lushan-Vereisungsperiode vorgestellt wurde. Eine abschließende Besichtigung eines Aufschlusses bei Yangjiaoling im nordwestlichen Vorland erbrachte ebenfalls keine zweifelsfreien Belege für eine glaziale Genese der dortigen, v.a. oberflächlich stark verwitterten Schotterakkumulationen. Insgesamt erscheint nach den Eindrücken der kurzen Durchquerung des Gebirgsvorlandes bei Yangjialing ein Nebeneinander unterschiedlich alter Ter-

rassenniveaus bzw. fluviatiler Schuttfächer vor dem Gebirgsrand - nicht zuletzt auch wegen der äußerst ungünstigen Verhältnisse zwischen relativ kleinen potentiellen Gletschernährgebieten im Lushan und extrem großen Zehrgebieten in den Vorlandbereichen - plausibler, als eine glaziale Genese der Formen und Akkumulationen.

Am Vorabend des Rückfluges nach Beijing (20.8.) fand eine abschließende Diskussion über die Frage pleistozäner Vergletscherungen im Lushan statt. Dabei herrschte Einigkeit darüber, daß die eindeutige genetische Zuordnung der „diamiktischen“ Sedimente im Vorland des Lushan umfassendere und detailliertere Untersuchungen erfordert, als dies im kurzen Exkursionszeitraum möglich war. Zum Ablauf der Exkursion sei angemerkt, daß sich die Exkursionsleitung bei der Organisation, der Auswahl der Exkursionspunkte und der Unterkünfte viel Mühe gegeben hat. Beeindruckend waren v.a. die gewährte Gastfreundschaft und die Offenheit der wissenschaftlichen Diskussionen.

Mir bleibt abschließend, mich bei dem Xi'an College of Geology (Xi'an, Shaanxi) für die Einladung zur Tagung und bei der DFG für die großzügige finanzielle Förderung der Tagungsreise zu bedanken.

Schriftenverzeichnis

- DERBYSHIRE, E. (1983): LUSHAN DILEMMA: PLEISTOCENE GLACIATION SOUTH OF THE CHANG JIANG (YANGTZE RIVER). - ZEITSCHRIFT F. GEOMORPHOLOGIE, N.F., **27**: 445-471; BERLIN (BORNTAEGER).
- (1987): A History of Glacial Stratigraphy in China. - Quaternary Science Review, **6**: 301-314 (Pergamon).
- KOZARSKI, S. (1963): The Problem of Pleistocene Glaciations in the Mountains of East China. - Zeitschrift f. Geomorphologie, N.F., **7**: 48-70; Berlin (Borntraeger).
- LEHMKUHLE, F. & ROST, K.T. (1993): Zur pleistozänen Vergletscherung Ostchinas und Nordosttibets. - Petermanns Geographische Mitteilungen, **137**: 67-78; Gotha (Justus Perthes).
- SHI YAFENG (1991): Glaciers and Glacial Geomorphology in China. - Zeitschrift f. Geomorphologie, N.F., Suppl.-Bd., **86**: 51-63; Berlin (Borntraeger).
- SUN DIANQING (1991): The Hunting for the Quaternary vanished Glaciers in China. - In: LIU T.S. (Ed.): Quaternary Geology and Environment in China, S. 1-15; Beijing (Science Press).

Buchbesprechungen

MÜLLER-BECK, H. (1998): Die Steinzeit - Beck'sche Reihe 2091, Verlag C. H. Beck, München; Pr.: DM 14,80.

Das nur 135 Seiten starke Büchlein, kleiner als DIN A 5 im Format, ist mit nur wenigen Abbildungen und Tabellen ausgestattet. Die Tabellen geben aber in exzellenter Form alle notwendigen Informationen an den Leser weiter. Ein Paradebeispiel ist die Tabelle, die die Chronologie der steinzeitlichen Kulturentwicklung wiedergibt. Endlich traut sich ein Verfasser, eine solche Tabelle auch mit Jahreszahlen zu versehen. Der Autor selbst weist hier deutlich auf die Problematik solcher Datierungen hin. Es gibt eine Fülle von Ungereimtheiten und von Faktoren, die die Datierungen verändern. Ein Problem, das allen Fachkollegen bekannt ist und mithin auch der Grund, warum in den meisten Tabellen sogenannte absolute Daten fehlen.

Das Buch gibt eine Chronik der Steinzeit als Epoche. Weniger Bekanntes wird ausführlicher dargestellt, weitgehend Bekanntes stark gekürzt wiedergegeben. Interessant ist der Einstieg in das Buch. Die Gegenwärtigkeit der Steinzeit wird geschildert. Der Autor führt uns vor Augen, wie stark wir selbst noch mit der Steinzeit verbunden sind und von ihr beeinflusst werden. Eine Vielzahl auch philosophischer Aspekte wird in den einführenden Kapiteln beleuchtet. Die Kapitel lassen sich mit großem Genuß und Vergnügen lesen. Letztlich führen sie aber dennoch wieder auf den "naturwissenschaftlichen Punkt" zurück. So wird auch die Untergliederung der Steinzeit vor dem

Hintergrund der Forschungsgeschichte sofort verständlich.

Beginnend mit dem III. Kapitel verläßt Müller-Beck weitgehend die philosophische Ebene. Funde und Fakten werden erläutert und interpretiert. Die Schilderungen sind dennoch so farbig und mit einer Fülle von Vergleichen zur Jetztzeit angereichert, daß der Leser sich oft in die Steinzeit zurückversetzt fühlt und zwar im positiven Sinn. Da findet sich beispielsweise folgende Beschreibung eines Lebensbildes: „Noch einmal schaut sich die junge Oldowan-Frau um. Ihr Partner verschwindet mit seinem Freund schnellen Schrittes im hohen Steppengras. Seine neue Lanze, die gestern fertig wurde und von der so viel abhängt, trägt er geschultert“. Dieser Auszug mag genügen. Zeitweise wähnt man sich in einem Roman. Diese Passagen machen das Buch auch zu einer genüßlichen Abendlektüre.

Auch sämtliche folgenden Kapitel sind sehr gut zu lesen und liefern eine Fülle von Informationen. So werden auch die Ursachen der Eiszeiten und die „Eva-Theorie“ diskutiert. Mit enormer Leichtigkeit werden all diese Sachverhalte dem Leser vermittelt. Man kann dem Verfasser nur zu diesem gut gelungenen Buch gratulieren und es allen Archäologen, Geowissenschaftlern und interessierten Laien empfehlen

JOSEF KLOSTERMANN

Palaeohistoria 37/38 (1995/1996). - Published by A.A.Balkema, Rotterdam. 1996.

Pr.: Hfl. 220,-.

Der vorliegende 536 Seiten umfassende Band bündelt eine Vielzahl verschiedenster Beiträge, die vom Werkzeug des Neandertalers bis hin zu Adelhäusern in Leeuwarden reicht. Sämtliche Beiträge sind ausnahmslos exzellent bebildert und mit einer Fülle instruktiver Tabellen ausgestattet. Es ist zwar verständlich, daß ein Teil der Beiträge in niederländischer Sprache verfaßt wurde. Der internationalen Verbreitung des Werkes ist dieser Umstand aber keineswegs förderlich. Hier sollten die Herausgeber des Buches über den Leserkreis nachdenken. Aus Sicht des Rezensenten sollte man eher auf lokale Themen wie den Beitrag über Adelhäuser in Leeuwarden verzichten und dafür nur international interessante Themen, die aber dann sämtlich in englischer Sprache, abdrucken. Dies soll nicht bedeuten, daß der Beitrag über Adelhäuser in Leeuwarden schlecht geschrieben wäre. Im Gegenteil, für den interessierten Leser stellt er eine ausgezeichnete Zusammenfassung der Stadt- und Bebauungsgeschichte dar.

JOHANSEN und STAPERT beschreiben vier steinbeilähnliche Werkzeuge und deren Oberflächenmodifikationen aus Dänemark. Ein Stück ist mit Sicherheit ein Steinbeil und datiert ins Neolithikum und die Frühe Bronzezeit. Die anderen sind zugerundet, entstammen somit Schmelzwasserablagerungen und dürften daher ins Mittel-Paläolithikum zu stellen sein. Primitiv erscheinende Flint-Artefakte sollten nach Auffassung der Autoren mittels einer unabhängigen Typologie beschrieben werden. Die dem Paläolithikum zugeordneten Steinbeile können ebensogut Vorstücke für bifaziale Werkzeuge aus dem Neolithikum oder der Frühen Bronzezeit sein. Die zur Diskussion stehenden Werkzeuge werden sehr ausführlich und mit großer Akribie beschrieben. Die Dokumentation wird durch ausgezeichnete Skizzen und gute Fotos unterstützt. Bei der Diskussion der Werkzeuge wird deutlich, daß man auf Erfahrung aus anderen Regionen und Vermutungen angewiesen ist. Aus Sicht des Rezensenten wird hier eine Forschungslücke offenkundig. Es fehlen fundierte Untersuchungen, die eine Unterscheidung zwischen „Artefakten“ und „Geofakten“ ermöglichen.

In einem weiteren Beitrag stellen STAPERT und JOHANSEN die Anwendung der Ring- und Sektor-methode für Gitterzellen vor. Mit dieser Methode ist es möglich, Strukturen von Behausungen nachzuweisen und zwar unabhängig von archäologisch sichtbaren Strukturen. Mit instruktiven Tabellen und Abbildungen wird die Methode am Beispiel eines Fundortes in Grönland vorgestellt. LANTING und VAN DER PLICHT stellen eine ¹⁴C-Chronologie für das Jung-Paläolithikum vor. Der Beitrag ist ausgezeichnet geschrieben. Er gibt eine enorme Fülle von Daten und Fakten. Vergleiche mit vielen bedeutenden europäischen Lokalitäten werden angestellt und mit Daten belegt. Vergleiche mit den Eisbohrkernen Grönlands erlauben Rückschlüsse auf klimatische Veränderungen. Auch geologische und pollenanalytische Datierungen werden herangezogen. Der Beitrag stellt für jeden Archäologen und Geologen eine wahre Fundgrube dar, aber der Leser muß der niederländischen Sprache mächtig sein!

TER WAL studiert in seinem Beitrag die Ablagerungsbedingungen postmesolithischer Flint-Beile in der Provinz Drenthe. Es wird eine große Variationsbreite bezüglich Typ, Dimension und Fundumständen beobachtet. Es wird untersucht, ob signifikante Unterschiede bei Funden aus unterschiedlichem Zusammenhang existieren. Die Studie belegt, daß viele Funde absichtlich an feuchten Stellen niedergelegt wurden. Ihrer Ablagerung liegt daher vermutlich ein ritueller Charakter zugrunde.

BUTLER hat einen Katalog von Beilen aus der frühen und mittleren Bronzezeit der Niederlande erarbeitet. Die beigelegten Abbildungen und Tabellen sind schlicht als exzellent zu bezeichnen. Auch hier wird dem Leser eine enorme Fülle von Informationen übermittelt. Dieser Beitrag endet auf S. 243 des Buches. Die folgenden Beiträge beschäftigen sich mit dem Mittelalter, der Eisen- und der Römerzeit. Sie sind für den Quartärforscher von untergeordneter Bedeutung.

JOSEF KLOSTERMANN

FRENZEL, B. [Hrsg.] (1996): *Holocene Treeline Oscillations, Dendrochronology and Palaeoclimate. - Palaeoclimate Research, Vol. 20*, Stuttgart (G. Fischer); Pr. DM 98,-.

Im vorliegenden Band soll versucht werden, Klimawechsel der Vergangenheit mit Hilfe der Lage von Baumgrenzen zu quantifizieren. Der größte Teil der Beiträge befaßt sich mit den skandinavischen Raum. Voraussetzung für eine Rekonstruktion der Vergangenheit ist eine ausgezeichnete Kenntnis des rezenten Verhaltens eines so sensiblen Biotops. Daher befassen sich einige Beiträge mit rezenten Fragestellungen zur Oszillation der Baumgrenzen.

Den einzelnen Beiträgen sind eine generelle Einführung sowie drei einführende geographische Beiträge vorangestellt. Darin wird darauf hingewiesen, daß insbesondere die letzten 5000 Jahre bis zum Beginn der modernen Zeit untersucht wurden. Während dieser Zeit war der Einfluß des Menschen auf die Umwelt noch minimal. In einem einführenden Beitrag werden die Interpretationsprobleme der Rekonstruktion der holozänen Baumgrenzen aufgezeigt. Hauptsächlich fußen die Interpretationen auf Pollenspektren und Baum-Makrofossilien. Die Megafossilien liefern außerdem die Grundlage für dendroklimatologische Untersuchungen. AAS und FAARLUND zeigen an den Baumgrenzen von *Betula pubescens* sowie *Pinus sylvestris* die Klimageschichte des Holozäns nach. Die höchste holozäne Obergrenze erreichte der Kiefernwald im frühen Atlantikum. Die stärkste Waldgrenzdepression fand während der „Kleinen Eiszeit“ im frühen 19. Jahrhundert statt. Die Abbildungen des Beitrages sind sehr instruktiv und auch technisch gut gelungen. ODLAND weist auf die starken lokalen Einflüsse hin, die die Höhe der klimatischen Waldgrenze beeinflussen. Die Höhenlage der Waldgrenze wird offenbar von den maximalen Sommertemperaturen gesteuert. Weitere Beiträge befassen sich mit Temperaturmessungen an der Kiefern- und Birkenwaldgrenze. Die Abhängigkeit der Temperatur von der Umgebung wird diskutiert. Die Altersstrukturen zweier waldgrenznaher Kiefernbestände stimmen gut überein und deuten darauf hin, daß Fluktuationen in der Bestandsdichte überwiegend temperaturbedingt sind. LINDHOLM et al. haben die Julimitteltemperaturen anhand von Kiefernjahrringen für die letzten 200 Jahre im nördlichen Lappland rekonstruiert. Auch Kirchhefer stellt einen vorherrschenden Einfluß der Juni- und Julitemperaturen auf Birkenjahrringbreiten fest. Den gleichen Effekt beobach-

tet KALELA-BRUNDIN an Jahrringkurven der Kiefer, wengleich hier nur auf das Jahr 1784 hingewiesen wird. Die niedrigen Sommertemperaturen werden auf Vulkanausbrüche in Island und Japan im Jahr 1783 zurückgeführt. Auch THUN und VORREN stellen eine gute Korrelation zwischen Julimitteltemperatur und Jahrringbreite der Kiefer fest. In Küstengebieten ist die Korrelation am höchsten. In mehreren Beiträgen beschreiben ERONEN, ZETTERBERG und LINDHOLM den Versuch, die schwimmende 7000-jährige Grundkurve Finnisch-Lapplands zu komplettieren und eine ca. 300jährige Lücke kurz vor Christi Geburt zu schließen. Sehr interessant ist der Beitrag von SELSING. Mittels ¹⁴C-datierter Kiefern kann sie für Südnorwegen einen Zusammenhang zwischen Änderungen der Kiefernwaldgrenze und der Milankovitch-Kroll-Präzession wahrscheinlich machen. Um das Potential von Polleninfluxraten für die Rekonstruktion von Waldgrenzschwankungen zu erkunden, führte ALM Rezentpollenstudien mit Hilfe von Pollenfallen durch; ein interessanter Beitrag, der die Problematik der Untersuchungen deutlich werden läßt. In die gleiche Richtung weist auch der Beitrag von HICKS. Auch hier wird deutlich, welcher Vielzahl variabler Faktoren die Pollendepositionswerte unterworfen sind. Mit entsprechender Vorsicht liest man die anschließenden Beiträge über spät- und postglaziale Fluktuationen der Baumgrenzen in den mediterranen Regionen oder die Synthese der holozänen Vegetationsgeschichte in Nordisland. Aber auch hier zeichnet sich das Klimaoptimum im Mittelatlantik deutlich ab. Auch der Beitrag von TORSKE über holozäne Vegetation, Klima- und Gletschergeschichte in Westnorwegen besticht durch gute und instruktive Abbildungen und Tabellen. Ebenfalls gut gebildet und eingängig beschrieben ist der Beitrag von GUNNARSDOTTIR. Besonders gut gelungen ist hier die tabellarische Zusammenfassung der Vegetationsentwicklung. Auch die beiden abschließenden Beiträge über die Untersuchung von Seeablagerungen sind gut gelungen und sehr instruktiv.

Das vorliegende Buch stellt eine ausgezeichnete Zusammenstellung des derzeitigen Forschungsstandes in Skandinavien dar. Vermißt wird ein Vergleich mit anderen Gebieten, insbesondere mit den Alpen.

JOSEF KLOSTERMANN

SCHÖNHALS, E. (1996): Boden und Landschaft. - Schriftenreihe zur Bodenkunde, Landeskultur und Landschaftsökologie, Band 8; Justus-Liebig-Universität Gießen.

Das letzte Werk von ERNST SCHÖNHALS gibt die Ergebnisse bodenkundlicher Untersuchungen in der Hessischen Lößprovinz wieder. Außerdem finden sich Beiträge zur Genese des Würm-Lösses. Das Untersuchungsgebiet reicht vom Odenwald, dem Rheinhessischen Tafel- und Hügelland durch die Wetterau und das Westhessische Berg- und Senkenland bis an die Diemel. In dieser Lößzone treten grundsätzlich die gleichen Würm-Lösse mit fossilen Böden auf. Im Vordergrund steht die Erforschung des C-Horizontes. Seine Eigenschaften, die durch verschiedene Bodenentwicklungsfaktoren verändert wurden, sind der Hauptforschungsgegenstand. Einflüsse von Klima, Vegetation, Fauna und Wasser sind in ausgezeichneter Weise im LÖß dokumentiert. Es konnten Zusammenhänge zwischen Carbonat-, Sand- und Tongehalt sowie der Kationen-Austauschkapazität im C-Horizont der Hessischen Lößprovinz nachgewiesen werden. Im vorliegenden Buch wird eine erste regionale Übersicht der genannten Faktoren gegeben. Ähnliche regionale Übersichten in anderen Gebieten Deutschlands fehlen. Hier kommt dem Buch eine Vorreiterrolle zu. Der Text ist gut gegliedert und erlaubt dem Leser, rasch Informationen über

bestimmte Parameter nachzuschlagen. Zu Beginn findet sich eine ausführliche „Einleitung“ sowie ein Kapitel „Untersuchungsmaterial“. Beide Abschnitte führen den Leser an das Thema des Buches heran, bevor die Detailergebnisse vorgestellt werden. Dies geschieht in den folgenden Kapiteln „Gesamtcarbonat der C-Horizonte“, „Einflußgrößen der KAK der C-Horizonte“, „Eigenschaften der C-Horizonte in den Naturräumlichen Einheiten unter besonderer Berücksichtigung des Tonmineralbestandes und der KAK“. Diese Kapitel sind weiter regional und anschließend nach fachlichen Aspekten untergliedert und zwar immer in der gleichen Reihenfolge, so daß sich der Leser rasch zurechtfindet. Sämtliche Kapitel sind durch gute Abbildungen und Tabellen angereichert, die eine Fülle von Daten dokumentieren. Den Abschluß des Buches bilden Kapitel über den Einfluß des Klimas auf die Bodenentwicklung und die KAK, den C-Horizont als Teil des Pflanzenstandortes sowie eine Zusammenfassung der Untersuchungsergebnisse. Das vorliegende Buch sollte in anderen Lößregionen Nachahmer finden.

JOSEF KLOSTERMANN

BREMER, H.: „Relief – Boden – Paläoklima“, Band 11: „Boden und Relief in den Tropen: Grundvorstellungen und eine Datenbank“: 324 Seiten, 50 Abbildungen, 20 Tabellen, Berlin, Stuttgart (Borntraeger); Pr. DM 118,-.

Das Werk hat einen Anhang zur Erläuterung der Datenbankinhalte auf der beigelegten Diskette. Der Inhalt wird untergliedert in die Hauptkapitel:

- 1 Geomorphologische und geoökologische Prozesse in Relation zur Verwitterung und Bodenbildung
- 2 Krusten und Anreicherungen, geomorphologische Kriterien zu ihrer Genese und zu ihren geoökologischen Bedingungen
- 3 Verwitterung, Bodenbildung und Geoökologie: Geländebeobachtung und Laboranalyse
- 4 Geographie der Böden
- 5 Die Datenbank, allgemeines und Geländeparameter
- 6 Die Datenbank Laboranalysen, Statistik und erste Ergebnisse
- 7 Synthese und Diskussion
- 8 Zusammenfassung
Literatur

Insgesamt werden über das Inhaltsverzeichnis rund 200 Einzelkapitel erschlossen, die meist eine eigene kurze Zusammenfassung aufweisen. Dem Buch liegt eine Diskette mit einer dBase-Tabelle bei, die 1369 Proben enthält und von diesen etwa die Hälfte nach den 9 Gelände- und 26 Laborparametern des im Anhang vorgelegten Datenerhebungsbogens beschreibt.

BREMER legt hiermit eine Daten- und Gedankensammlung als Ergebnis von insgesamt 2½ Jahren Tropenaufenthalt aus seit 1961 durchgeführten Reisen im australischen Nordterritorium, Queensland, Nigeria, Sri Lanka, Indien, Kenia, Mali und im nördlichen Südamerika vor.

Angesichts des weltweiten Spektrums der Proben und der nicht immer eindeutigen Lagebeschreibung scheinen generelle Aussagen zum Zusammenhang zwischen Niederschlagssumme und pH-Wert der Böden oder zwischen Niederschlagssumme und Korngrößenzusammensetzung recht unsicher und die „Grundvorstellungen“ zum Zusammenhang der Entwicklung von „Boden und Relief in den Tropen“ sind noch zu präzisieren. Dies kann sich der Leser trotz Datenbank nicht leisten, weil die Parameter, beispielsweise Gefälle und morphologische Position, eigenwillige Klassifikationen aufweisen oder die Unterscheidung allochthoner und autochthoner Böden Befunde zum Transport des Ausgangsmaterials der Bodenbildung an der Abschätzung der Verlagerungsstrecke von „mindestens 3-10 m“ festgemacht werden. Bedauerlicherweise werden auch Felderhebungen trotz des großen Nutzens digitaler Datenhaltung vergrößert in die Datenbank eingestellt: So werden die rund 50 Farbkartenangaben nach MUNSSELL, die jeweils mit bis zu 12 Differenzierungen erfaßt wurden, in 10 Farbgruppen zusammengefaßt. Durch derart vorweggenommene Interpretationen der Ergebnisse verliert die Datenbank einen Teil ihres Wertes für die im Buch angeregte Verfolgung bestimmter Fragestellungen zur rezenten oder Paläogenese der Böden.

Insgesamt präsentiert das Buch einen großen Fundus an Daten und Anregungen, die einer weiteren Aufbereitung harren.

H.-P. SCHREY

KAHLKE, RALPH-DIETRICH (1997): Das Pleistozän von Untermaßfeld bei Meiningen (Thüringen) Teil 1. - 418 S., zahlr. Abb. und Tab., 68 Taf. Röm.Germ. Zentralmus. Mainz Monographien 40/1 Bonn (Rudolf Habelt ISBN 37749-2847-9), (Preis 195 DM).

Der erste Teil der Monographie zur bedeutenden Fauna des Altpleistozäns von Untermaßfeld liegt vor und beschreibt einen sehr wichtigen Markstein der pleistozänen Faunenentwicklung von Mitteleuropa. Der von R.-D. KAHLKE herausgegebene Band ist von einer Vielzahl von Autoren verfaßt. Die Forschungsgeschichte wird ausführlich durch R.-D. KAHLKE dargestellt. Die quartärgeologische Situation (ELLENBERG, KAHLKE) erlaubt die sichere Feststellung, daß die Fauna zeitlich einheitlich ist und aus dem jüngeren Altpleistozän stammt, die Paläomagnetik macht eine Einstufung an die Basis des Jaramillo-Events wahrscheinlich (WIEGANK). Kürzere Beiträge sind den z. T. auch weniger bedeutenden Funden von Mollusken (KROLOPP), Fischen (RUTTE), Amphibien (BÖHME), Reptilien (MAUL) und Vögeln (JÁNOSY) gewidmet. Mit ausführlicheren Beiträgen werden in diesem ersten Band die großen Paarhufer und abschließend deren Taphonomie behandelt. Die Bovidenreste (SHER) haben besonderes Gewicht, weil sie die größte „Population“ des europäischen Altpleistozäns bilden. Es handelt sich um einen recht großen *Bison* mit ausgesprochen langen, aber schlanken, Metapodien, den SHER als *Bison menneri* n. sp. beschreibt. Leider liegen keine brauchbaren Schädelreste vor, um die Hornform sicher zu beurteilen. SHER macht aus der Not eine Tugend und untersucht das postcraniale Skelettmaterial im Detail und stellt besonders die Metapodien in den Vergleich mit den anderen europäischen und asiatischen Formen. Daraus leitet er eine interessante Gruppierung innerhalb der Bisonten ab. Im Pliozän wird Europa von der Gruppe um *Leptobos* erreicht. Es handelt sich um ein kleines, leicht gebautes Rind, das SHER im Habitus mit Antilopen vergleicht. Dazu gehören *Leptobos*, *Ioribos*, *Adjiderebos* und „*Bison*“ sp. von Venta Micena. Eine zweite Einwanderungsgruppe mit deutlich längeren Metapodien tritt in Mitteleuropa erstmals mit *Bison menneri* aus Untermaßfeld auf. Diese Art steht zwischen *B. palaeosinensis* und den bekannten europäischen Bisonten. Zu dieser Gruppe der Bisonten, gehören *B. voigtstedtensis*, *tamanensis* und *schoetensacki*, zu der SHER ebenfalls „*Eobison*“ aus Pirro Nord zählt. Es sind allgemein große und schlanke Rinder, unter denen *Bison menneri* mit seinen besonders langen Metapodien die größte Form bildet. Innerhalb dieser Gruppe ist *B.*

schoetensacki die evoluierteste Form. Die dritte Gruppe bildet *Bison priscus*, der erstmals in Süßenborn erscheint (und nach SHER - im Gegensatz zu FLEROV - dort auch als einzige Art auftritt). *Bison priscus* hat nicht nur größere Hörner, sondern ist auch sonst sehr schwer gebaut, was sich z. B. an der Breite der Metapodien zeigt. Der Blick auf das postcraniale Skelett wird für das Verständnis der Evolution der Boviden, die bislang fast nur nach Schädelmerkmalen unterschieden wurden, immer wichtiger.

Die Cerviden (H.-D. KAHLKE) sind in Untermaßfeld mit mehreren Arten vertreten. Zu den „villafrankischen“ Formen gehört ein kleiner Hirsch, den KAHLKE *Cervus* s.l. *nestii vallonettensis* zuordnet sowie der große *Eucladoceros giulii*. *Cervus nestii* aus Untermaßfeld setzt den an italienischen Faunen des Villafranchiums beobachteten Trend der relativen Verkürzung der Prämolaren-Reihe fort. Das umfangreichste Cervidenmaterial wird *Eucladoceros giulii* n. sp. zugeschrieben, deren Metapodien länger sind als die aller anderer Arten dieser Gattung. Das Geweih dieser Art, die auch in Venta Micena vorkommt, ist nur ungenügend bekannt weil in Untermaßfeld Geweihmaterial weitgehend fehlt. Diese beiden häufigeren Hirsche aus Untermaßfeld zeigen nach der Bezahnung eine unterschiedliche Altersstruktur, die von KAHLKE auf verschiedene taphonomische Prozesse zurückgeführt wird. Der Gruppe modernerer Hirsche ordnet KAHLKE die Gattungen *Capreolus* und *Alces* zu, die aber gegenüber den anderen beiden Hirschen recht selten sind. Der Elch wird als *Alces caruuntorum* zugeordnet, weil er zwischen *A. gallicus* und *A. latifrons*, der letzteren aber näher, steht.

Die umfangreichen Flußpferdfunde (R.-D. KAHLKE) werden sehr ausführlich dokumentiert. Sie belegen in der Fauna von Untermaßfeld einen spürbaren atlantischen Einfluß auf das Klima. KAHLKE gibt einen detaillierten Überblick zum Vorkommen der Flußpferde für das ganze europäische Pleistozän. Dabei bewahrt er die Einheit der Art *Hippopotamus amphibius* und unterscheidet - im Gegensatz zu FAURE - die verschiedenen pleistozänen Vorkommen - wohl angemessen - nur auf der Ebene von Unterarten. Die Funde von Untermaßfeld ordnet er *Hippopotamus amphibius antiquus* zu. Die beiden in Europa vorkommenden Unterarten *H. a. antiquus* und

H. a. incognitus zeigen eine zunehmende Reduktion der Extremitätenlängen, die bei der rezenten Form *H. a. antiquus* am stärksten fortgeschritten ist. Nach der bisherigen (allerdings sehr begrenzten!) Grundlage ist diese Einwanderungswelle von *Hippopotamus a. antiquus* in Mitteleuropa am weitesten nach Nordosten, nämlich bis Untermaßfeld, vorgedrungen. Die Flußpferdfunde von Würzburg-Schalksberg werden geographisch in die Ausbreitungswelle mit einbezogen. Spätere Einwanderungsphasen von *Hippopotamus* liegen im späten Cromerium (Mauer, Mosbach) und dann aber erst wieder im Eem (Ober rheingebiet und England) mit *Hippopotamus amphibius incognitus* und scheinen nach Osten nur etwa bis zum Rhein gereicht zu haben.

Von Wildschweinen (GUERIN & FAURE) sind Schädelreste und Zähne von einigen juvenilen sowie adulten Tieren vorhanden. Sie werden *Sus scofa priscus* zugeordnet, weil die Zähne einfacher gebaut sind als die von *Sus scofa mosbachensis* aus dem Mittelpleistozän und erst recht dem rezenten Wildschwein.

Im abschließenden Kapitel (KAHLKE) wird der Gesamtbefund dargestellt. Die derzeitige Faunenliste nennt auch die in dem ersten Teil der Monographie noch nicht behandelten Arten, besonders auch die Raubtiere und Kleinsäuger. Dazu wird versucht, die Taphonomie der Knochenanreicherung zu klären. Der Mensch kann als verursachender Faktor ausgeschlossen werden. Bemerkenswert ist z. B. im Gegensatz zu Mauer, daß häufig zusammengehörige Extremitäten oder größere Teilsklette gefunden wurden. Hochwässer im Werratal dürften nach KAHLKE die Ursache dafür sein, daß frisch tote Tierkadaver an der Lee-seite eines Schuttfächers aus einem kleinen Seitental abgelagert wurden. Diese Leichen oder Leichenteile wurden anschließend von Raubtieren angefressen, wie zahlreiche Bißspuren zeigen.

Mit dieser Monographie hat R.-D. KAHLKE die Tradition seines Vaters, die Faunen der wichtigsten Fundplätze des Pleistozäns in Thüringen monographisch darzustellen, eindrucksvoll fortgesetzt. Der zweite Band, mit Beiträgen zu den noch ausstehenden Gruppen, unter denen die Carnivoren besonders gut vertreten sind, ist vorgesehen.

Es erleichtert die Arbeit erheblich, wenn die Daten einer Fundstelle in dieser Ausführlichkeit in einer Monographie zusammengefaßt werden. Stellenweise könnte man sich aber die Dokumentation auch gestraffter vorstellen. Auf ausführliche Maßstabellen wurde großer Wert gelegt, was zu begrüßen ist. Sie sind allerdings manchmal recht großzügig angeordnet. Stellenweise hätten (zusätzlich) Diagramme die Information gesteigert. Andererseits sind die wenigen Diagramme etwas zu dicht und unnötig schwer zu lesen, weil die Erläuterung der Signaturen nicht unmittelbar sondern nur in mehreren Schritten zu entschlüsseln ist. Ganz hervorragend sind dagegen die Zeichnungen der Fossilien. Sie machen das Fundmaterial sehr anschaulich und erlauben die Überprüfung feiner osteologischer Details. Erstaunlicherweise werden manche der Zeichnungen durch Fotos im Tafelteil dupliziert. Auch im Text hätten manche Passagen gekürzt werden können, weil sie sich duplizieren. Das ist aber bei einem Komposit von Aufsätzen häufig der Fall. Es ist Mode geworden, bei ungenügender stratigraphischer Kenntnis von Komplexen, wie dem Holstein-Komplex oder dem Saale-Komplex zu sprechen. Ob der Begriff einer Komplex-Fundstelle, der für Untermaßfeld verwendet wird, eine zusätzliche Aussage beinhaltet, ist mir nicht aufgegangen. Diese Anmerkungen sollen die Bedeutung der Monographie keineswegs einschränken, sondern helfen Wege zu suchen, um bei optimaler Information die Druckkosten für derartige Werke in Grenzen zu halten.

Entscheidend für die Bedeutung dieses Buches ist es, daß die meisten Aufsätze nicht bei der Dokumentation stehen bleiben, sondern jeweils einen grundlegenden Überblick über die relevanten Funde im europäischen Rahmen und die Beziehungen geben. Das ist in den Kapiteln von SHER über die Boviden und KAHLKE über die Flußpferde sehr gut gelungen. Derartige Überblicke sind um so wichtiger, als es zur Zeit kein, auch nur annähernd aktuelles Lehrbuch zur Fauna des Pleistozäns gibt.

W. v. KOENIGSWALD

HEINE, K. [Hrsg.] (1996): Palaeoecology of Africa . - Volume 24, A.A.Balkema, Rotterdam, Brookfield.
Pr.: Hfl. 150,-.

Das vorliegende, im DIN A 5-Format erstellte Buch umfaßt 243 Seiten und enthält 13 Beiträge, die die Fragestellung aus verschiedensten Richtungen beleuchten. Untersuchungen aus unterschiedlichen Regionen Afrikas werden vorgestellt. Veränderungen des Klimas, der Vegetationsgemeinschaften, der Biomassen, der Faunengesellschaften, der Wüstengrenzen und der Flußregimes werden untersucht und interpretiert. Besonderer Wert wird darauf gelegt, Größenordnung und Datierung der Veränderungen möglichst genau zu fassen. Mehrere Beiträge befassen sich mit den Klimaveränderungen in Sahara und Sahel-Zone während der letzten 20.000 bis 30.000 Jahre. Ebenso wird eine Rekonstruktion der Monsun-Zirkulation über dem Arabischen Meer vorgestellt. Für das äquatoriale Afrika wird das Klima während des letzten glazialen Maximums rekonstruiert. Untersuchungen in der Namib-Wüste zeigen, daß Böden und Sedimente arider Gebiete das Klima des späten Quartärs sehr gut wiederspiegeln. Holozänzeitliche Umweltbedingungen wer-

den für Südafrika beschrieben.

Alle Beiträge bestechen durch eine Fülle gut fundierter Informationen, die durch ausgezeichnete Tabellen und gute Abbildungen unterstützt werden. Allein die Tatsache, daß im vorliegenden Buch quartärzeitliche Schichtenfolgen Afrikas vorgestellt werden, macht das Buch für jeden Quartärgeologen lesenswert. Eine Fülle neuer Erkenntnisse wird präsentiert, die auch Rückschlüsse auf Klimaveränderungen Europas erlaubt. Hier hätte sich ein unmittelbarer Vergleich der Forschungsergebnisse aus beiden Regionen angeboten. Vergleichende stratigraphische und klimatische Tabellen würden das Verständnis klimatischer Veränderungen aus der Quartärzeit verbessern. Auch interessante Aspekte für die Auslösung von Evolutionsschüben werden aufgezeigt. Dadurch wird das Buch auch für Archäologen ausgesprochen lesenswert. Man kann nur hoffen, daß das Büchlein in Fachkreisen eine weite Verbreitung erfährt.

JOSEF KLOSTERMANN

Mitteilungen

Loessfest '99: Loess: Characterization, Stratigraphy, Climate and Societal Significance

Internationale Konferenz anlässlich des 175jährigen Jubiläums der wissenschaftlichen
Charakterisierung von Löss durch von Leonhard,

Bonn und Heidelberg, 26. März - 1. April 1999

Unter der Ägide der Löss-Kommission der International Union for Quaternary Research (INQUA) und des International Geological Correlation Programme (IGCP – UNESCO/IUGS) sowie als Beitrag zur PAGES-Initiative zum Aufbau einer Daten-Basis terrestrischer äolischer Sedimente für das Letzte Glazialöe Maximum.

Das Treffen wird auf gemeinsame Initiative der INQUA-Löss-Kommission und des IGCP-Projekts 413 „Understanding Future Dryland Changes from Past Dynamics“ an der Universität Bonn abgehalten, im Anschluß an eine Exkursion, die auch klassische Stätten der Lössforschung in der Heidelberger Region besucht. Hauptanliegen sind ein Überblick über den Stand der Lössforschung und die Koordination zur verbesserten Nutzung von Löss-Daten in zukünftigen internationalen Forschungsinitiativen. Jede Sitzung wird daher durch einen Überblicks-Vortrag eingeleitet. Konferenzsprache ist Englisch. Das Treffen wird nach folgendem Rahmenprogramm organisiert:

1. Dust Transport, Sedimentation, Climatic Impact and Societal Significance
2. The Raw Material: loess properties and diagenesis
3. Chronometry and Stratigraphy of Loess
4. Time-frames: Putting dust on the Map
die PAGES-'DIRTMAP'-Initiative: globale Lössdaten und klimatische Steuerung.

Anmeldungen von Vorträgen oder Postern werden jetzt erbeten. Aus Gründen der Ausgewogenheit behalten sich die Organisatoren jedoch das Recht der letzten Entscheidung über die Art der Präsentation vor.

Nähere Informationen im Internet unter

<http://www.gg.rhbnc.ac.uk/loessfest>

Sekretariat: Prof. Dr. Ludwig Zöller, Geographische Institute der Universität Bonn, Meckenheimer Allee 166, D-53115 Bonn, Tel. 0228-73 53 98, Fax 0228-73 53 93,

E-mail zoeller@slide.giub.uni-bonn.de

Ian J. Smalley, Conference Convenor, Dept. of Civil Engineering, Loughborough University, LOUGHBOROUGH LE11 3TU, U.K.,

E-mail ijs4@le.ac.uk

Edward Derbyshire, Centre for Quaternary Research, Dept. of Geography, Royal Holloway, University of London, EGHAM, Surrey, TW20 0EX, U.K. Fax: +44-1273-748919,

E-mail 100666.1577@compuserve.com

Korrekturhinweis zu Eiszeitalter und Gegenwart, Band 47:

Im Beitrag ANHUF, D. (1997): Paleovegetation in West Africa for 18.000 B.P. and 8.500 B.P., Seite 112-119 wurde versehentlich die Legende zu den Karten vergessen. Die Schriftleitung bittet, die hier abgebildete Legende zu verwenden.

Legende

-  Grass savanna (Acacia Panicum)
-  Tree savanna (Acacia, Balanites, Commiphora, Ptilostigma)
-  Dry forest (Combretaceae forest) semi-humid type
-  Dry forest (Parkia, Terminalia, Butyrospermum) humid type
-  Dry forest (Isoberlinia, Afzelia, Daniellia, Lophira) humid type
-  Dry deciduous forest (Daniellia, Lophira, Terminalia, Isoberlinia) semi-humid type
-  Dry deciduous forest (Albizzia, Antiaris, Cola, Anogeissus) humid type
-  Semi-deciduous forest semihumid (Albizzia, Antiaris, Celtis Triplochiton, Terminalia)
-  Semi-deciduous forest, ombrophile (Celtis, Chlorophora, Entandophragma, Erythrophyllum, Terminalia)
-  Moist evergreen forest, ombrophile (Lophira, Khaya, Entandophragma, Tieghemella)
-  Moist evergreen forest, hyperombrophile (Eriosepatha, Diospyros, Mapania, Tarrieta, Lovoa)
-  Semideciduous mountain forest
-  Evergreen mountain forest
-  Mangroves
-  Coastal forests and savannas
-  Edaphic grassland of the Niger-Inland Delta

after: WHITE 1983, SCHULZ & POMEL 1992,
ANHUF & FRANKENBERG 1991

Hinweise für die Verfasser wissenschaftlicher Beiträge

Aufbau des satzfertigen Manuskripts

Titel kurz, ggf. Untertitel und Ergänzung, z. B. Name des Landes. Klare Gliederung, nur bei längeren Arbeiten ist ein "Inhaltsverzeichnis" notwendig. Am Anfang der Arbeit steht eine Kurzfassung (Abstract) in Deutsch und Englisch. Der Titel ist zu übersetzen und in eckigen Klammern dem Abstract voranzustellen. Weitere Übersetzungen der Kurzfassung sind möglich. Die Kurzfassung soll für den Leser einen hohen Informationswert haben. Bei größeren Arbeiten müssen die Untersuchungsergebnisse in einer Zusammenfassung am Ende des Textes mitgeteilt werden, auch in einer fremden Sprache (z. B. Summary).

Am Rande des Manuskriptes sind die Stellen mit Bleistift zu kennzeichnen, an denen Abbildungen und Tabellen montiert werden sollen.

Sämtliche Abbildungsunterschriften müssen auch in englischer Sprache verfaßt werden.

Auf Fußnoten bzw. Anmerkungen (ohne Literaturangaben!) ist wegen höherer Druckkosten möglichst zu verzichten; wenn nicht zu vermeiden, dann durchlaufend nummerieren. 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: 34ff.). Beispiele für richtige und falsche Textzitate. Richtig: "... MÜLLER (1943: 76) ..." oder "... (MÜLLER 1943: 76)..." oder "... (KELLER 1956: Taf. 12 Fig. 3a-b)..." Falsch: "... MÜLLER schreibt (MÜLLER 1943: 76) ..." oder "... MÜLLER (MÜLLER 1943: 76) schreibt ..." Werden im Schriftenverzeichnis von einem Autor aus demselben Jahr mehrere Arbeiten aufgeführt, so sind diese durch Ordnungsbuchstaben zu kennzeichnen. Beispiele: (MÜLLER 1954a), (MÜLLER 1954b), (MÜLLER 1954 a, b), (MÜLLER 1954a: 147, 1954b: 224). Gemeinschaftsarbeiten werden folgendermaßen zitiert: (BECKER & FLUCHS 1963); (BECKER & FLUCHS & RECKE 1967). Bei einer größeren Autorengruppe kann das Zitat auf "... et al." gekürzt werden (MESSMER et al. 1969).

Schriftauszeichnung: Autorennamen unterstreichen Müller wird MÜLLER, wichtig wird w i c h t i g (gesperrt); Holozän wird **Holozän** (fett, z. B. für Überschriften). Die wissenschaftlichen Namen von Pflanzen und Tieren (Gattungen, Untergattungen, Arten, Unterarten) erscheinen im Druck *kursiv*; sie sind im Manuskript mit geschlängelter Linie zu kennzeichnen. - Die Unterschriften der Abbildungen, Tabellen und Tafeln sind auf einem besonderen Blatt beizufügen.

Vorlagen von Abbildungen

Sie sollen eine Verkleinerung auf den Satzspiegel zulassen; es sind daher entsprechende Formate zu wählen und die Zeichnung ist in 2- 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 Strichätzungen). Alle Vorlagen sind mit dem Namen des Autors und der Abbildungs-Nummer zu versehen.

Schriftenverzeichnis

Es steht am Schluß der Arbeit und gibt Auskunft über die im Text zitierten Veröffentlichungen. Es wird nach Verfassern alphabetisch geordnet. Zitate aus Zeitschriften: Autor, Erscheinungsjahr in runden Klammern, Titel - Zeitschrift (abgekürzt), Bandzahl bzw. Jahrgang (doppelt 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 Taf.; Stuttgart (Enke).

Sonderdrucke: 20 kostenlos, weitere auf Kosten des Verfassers.

Lieferbare Bände von
"Eiszeitalter und Gegenwart"

Stand 1. 1. 1997

E. Schweizerbart'sche
 Verlagsbuchhand-
 lung (Nägele u. Ober-
 miller)- Stuttgart

<u>Band-Nr.</u>	<u>Jahrgang</u>	
6	1955	} je DM 75,00
7	1956	
11	1960	
12	1962	
13	1962	
14	1963	
15	1964	
16	1965	
17	1966	
18	1967	
19	1968	} vergriffen
20	1969	
21	1970	
22	1971	
23/24	1973	
25	1974	} je DM 75,00
26	1975	
27	1976	
28	1978	
29	1979	
30	1980	
31	1981	
32	1982	
33	1983	
34	1984	
35	1985	
36	1986	= DM 82,00
37	1987	} je DM 84,00
38	1988	
39	1989	
40	1990	= DM 94,00
41	1991	= DM 96,00
42	1992	} je DM 98,00
43	1993	
44	1994	
45	1995	
46	1996	
47	1997	

Die Bände 11 bis 33 (20 Bände ohne 17, 18 und 29) 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 6, 7, 17 und 29 sind ausschließlich über E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Johannesstr. 3A, D-70176 Stuttgart, zu beziehen.

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,-.

ESSMANN, L. & LITT, T. (1994): Das Quartär Mitteleuropas. Ein Leitfaden und Exkursionsführer mit einer Übersicht über das Präquartär des Saale-Elbe-Gebietes. - 458 S., 174 Abb., 46 Taf., 22 Tab.; Altenburg. Preis: DM 85,- (Restauflage)

Bestellung an: Deutsche Quartärvereinigung e.V., Stilleweg 2, 30655 Hannover.

Von den vergriffenen Bänden sind die Nr. 1 bis 5 sowie 8 und 10 als Nachdrucke von der Firma Zwets und Zeitlinger, Heereweg 347, P.O. Box 80, NL-2160 SZ Lisse für Mitglieder zum Preis von DM 55,- pro Band zu beziehen.